

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
ПОИСКОВ  
И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
рудных  
месторождений**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ПРИМОРСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ  
СИБИРСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМЕ  
«НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственный редактор  
чл.-кор. АН СССР *Л. В. Таусон*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1978



1482

На основе новейших исследований в книге рассматриваются геохимия рудных полей, геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, минералого-геохимические признаки и критерии определения формационной принадлежности, степени эродированности и промышленной значимости месторождений олова и вольфрама, приемы и методы поисков и прогнозной количественной оценки оловянного и вольфрамового оруденения по первичным и вторичным литохимическим ореолам, новые данные по литохимическим, гидрхимическим методам поисков.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся поисками и разведкой рудных месторождений, а также на научных сотрудников геолого-геохимического профиля и студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия

А. И. Бурого, В. П. Василенко, И. Н. Говоров, Г. М. Гундобин, В. Н. Евдокимова, В. А. Загоскин, Ю. Г. Иванов, Н. И. Лаврик (зам. отв. ред.), И. С. Лемонсов, В. Г. Моисеенко, В. Д. Пампура, В. В. Поликарпочкин (зам. отв. ред.), Б. П. Сания, Н. П. Ченцов.

# ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Л. В. ТАУСОН

## ГЕОХИМИЯ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование эндогенных месторождений олова и вольфрама связано с процессами дегазации потенциально рудоносных на эти элементы интрузий гранитоидов. Связь эндогенных месторождений олова и вольфрама с материнскими интрузиями во многих случаях весьма явственна. Особенно это касается грейзеновых месторождений, образующихся в экзо- и эндоконтакте материнских интрузий. Потенциальная рудоносность гранитоидов определяется в конечном итоге масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации магматических расплавов.

Масштабы и интенсивность процессов эманационной дифференциации зависит от ряда причин и прежде всего от состава исходных магм, содержания в них летучих компонентов, а также от размеров и глубины формирования и кристаллизации интрузий, определяющих градиент давления летучих фаз на магматической стадии развития интрузий.

Поэтому при анализе потенциальной рудоносности гранитоидов основное внимание должно быть уделено геохимическому типу магм, морфологическому типу интрузий и тектоническому режиму их кристаллизации.

По геохимическим признакам гранитоиды можно подразделить на девять главных типов: плагиограниты толеитового ряда, гранитоиды андезитового ряда, граниты латитового ряда, агпаитовые редкометальные граниты, палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, плюмазитовые редкометальные лейкограниты, палингенные гранитоиды щелочного ряда, редкометальные гранитоиды щелочного ряда и ультраметаморфические гранитоиды.

Особенности редкоэлементного состава гранитоидов иллюстрирует табл. 1. Важно то, что первые четыре типа являются кислыми дифференциатами базальтоидных расплавов, среди которых выделяются три главных геохимических типа: толеитовые, андезитовые и латитовые (табл. 2).

По морфологии выделяются четыре главных типа интрузий: абиссальные батолиты, мезоабиссальные батолиты, гипабиссальные интрузии и субвулканические интрузивы.

Геологическое положение интрузий и тектонический режим их кристаллизации и дифференциации определяются геодинамической обстановкой: континентальные плиты, зоны рифтов, зоны Заварицкого — Беньофа и внутриконтинентальные подвижные зоны.

Потенциальной рудоносностью в отношении олова и вольфрама обладают гипабиссальные интрузии плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, гранитов латитового ряда и, в меньшей степени, мезоабиссальные батолиты палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Кроме того, на вольфрам могут быть потенциально рудоносны гипабиссальные интрузии редкометальных гранитоидов щелочного ряда.

## Редкоэлементная характеристика главных геохимических типов гранитоидов

Элемент	«Мантйные» гранитоиды				«Палингенные» гранитоиды				Ультраметаморфические породы	Средний гранит, по А. П. Винограду
	толеитового ряда	андезитового ряда	латитового ряда	агпаитовые редкометаллы	известково-щелочного ряда	плюмазитовые редкометаллы	щелочного ряда	редкометаллы щелочные		
Na	3,1	3,0	3,4	4,0	2,8	2,8	3,5	3,1	2,3	2,8
K	0,3	2,0	3,5	3,6	3,3	3,9	4,1	3,8	4,6	3,3
F	0,015	0,07	(0,15)	0,20	0,08	0,27	0,05	0,09	0,018	0,08
Li	5	18	21	104	50	180	27	52	11	40
Rb	3	100	125	270	175	440	140	270	140	200
Be	0,5	1,5	2,2	11,8	3,0	8,8	2,8	4,8	0,6	5,5
Sr	140	260	700	12	330	70	650	170	280	300
Ba	57	550	1700	40	830	175	1550	500	2800	830
Sn	2,7	2	5	17,7	6,2	22	3,8	5,7	2,8	3
W	>1	~1,0	3,0	1,5	2,5	8,4	~1,7	2,1	~1	1,5
Pb	2,8	10	23	46	27	28	19	20	14	20
Zn	75	43	70	390	51	40	94	43	43	60

Примечание. Здесь и в табл. 2: Na, K, F даны в %, остальные элементы в  $\mu\text{г}$ .

Все эти интрузии приурочены к двум геодинамическим обстановкам: внутриконтинентальным подвижным зонам и зонам Заварицкого — Бенюфа. При этом для последних характерен больший удельный вес гранитоидов латитового ряда, в то время как во внутриконтинентальных подвижных зонах наибольшим распространением пользуются палингенные гранитоиды (плюмазитовые редкометаллы гранитоиды, редкометаллы граниты щелочного ряда и палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда).

Для гипабиссальных интрузий, отличающихся высоким уровнем содержания летучих и прежде всего воды, можно предполагать двухъярусное размещение камер низкотемпературных расплавов, превращающихся на заключительных этапах кристаллизации интрузий в очаги постмагматических эманаций. Подобный механизм кристаллизации особенно характерен для купольных участков гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов.

Поля эндогенных аномальных концентраций, включая участки с промышленным концентрированием олова, вольфрама и других редких элементов, могут образовываться в интрузивах и вмещающих их толщах на разных этапах становления, кристаллизации и остывания гранитоидных интрузий.

Таблица 2  
Редкоэлементный состав главных геохимических типов базальтоидов

Элемент	Толейт	Андезит	Латит
Na	2,0	2,7	2,7
K	0,2	1,3	2,5
Rb	2	30	70
Ba	15	270	1470
Sr	110	385	1220
Ni	100	18	40
Co	30	24	22
V	350	175	185
Cr	300	55	70
$\frac{\text{Ba}+\text{Sr}}{\text{V}+\text{Cr}}$	0,2	2,8	10,5

При рассмотрении вопроса о масштабах и стадийности дегазации интрузий, которая приводит к образованию магматогенных полей аномальных концентраций редких элементов, необходимо иметь в виду, что в результате дегазации гипабиссальные интрузии гранитоидов теряют около 3/4 первоначально содержащейся в них воды, 9/10 содержавшегося в магмах хлора, больше половины фтора и т. д. Количество же редких элементов, выносящихся из интрузий при этих процессах, составляет всего 1/100—1/1000 от их первоначального содержания. Следует также учитывать и тот факт, что дегазация магматического расплава должна начинаться еще на этапах подъема магмы к уровням становления интрузий и на различных этапах ее кристал-

лизации и остывания. Это предопределяет полихронность формирования полей эндогенных аномальных концентраций и в итоге их сложный, интегральный характер.

На магматическом этапе формирование областей аномальных концентраций редких элементов происходит, с одной стороны, в теле интрузий, в тех камерах, где формируются низкотемпературные расплавы, насыщенные летучими компонентами. С другой стороны, обширные поля аномальных концентраций возникают во вмещающих породах, представляя собой эманационные ореолы интрузий.

Концентрации элементов в эманационных ореолах обычно превышают фоновые всего в 2—3 раза, но дисперсия их увеличивается в 10—15 раз. Эти эманационные ореолы обычно имеют площадной характер, часто повторяя подземный контур кровли интрузии, хотя в некоторых случаях ореолы могут быть значительно шире, благодаря привносу во вмещающие толщи вещества, отделяющегося от интрузии на этапе ее подъема. Таков обширный ореол фтора, образовавшийся вокруг Шерловогорской интрузии в Восточном Забайкалье.

Весьма характерен эманационный ореол Хапчерангинской интрузии в Центральном Забайкалье, вскрытой эрозией всего на 2—3%. Ее эманационный ореол по олову, литию, фтору и цезию достаточно точно повторяет подземный контур кровли интрузии, находящейся на глубине 500—1000 м. Максимальные концентрации фтора и лития наблюдаются в ближней (50—100 м) экзоконтактной зоне интрузии и затем, по мере удаления от нее, постепенно снижаются до фоновых на расстоянии 1000—1200 м от интрузии. Олово в ближнем экзоконтакте (до 150—200 м) имеет концентрации 10—12 г/т, на расстоянии 200—300 м его содержание возрастает до 15—16 г/т, а затем в интервале 300—1000 м постепенно снижается до фоновых (2,5 г/т).

Разновидностью эманационных ореолов интрузий следует считать участки аномальных концентраций, образовавшиеся в пределах тектонически ослабленных зон, отличающихся повышенной проницаемостью.

В теле интрузий области аномальных концентраций могут возникать в камерах формирования низкотемпературных расплавов (Li — F-фаши плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов), а также в результате автометасоматических процессов, протекающих на ранних послемагматических этапах (апограниты).

В апикальных частях интрузии плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов соотношение между низкотемпературными магматогенными фашиями (альбит-лепидолитовые граниты) и автометасоматическими альбитизированными гранитами (апограниты) может устанавливаться по соотношениям тантала и лития (табл. 3).

Можно предполагать, что резкое уменьшение отношения Li/Ta будет достаточно четко отличать альбитизированные разновидности редкометалльных гранитов (апограниты) от тех фаший редкометалльных гранитов, которые образовались в результате кристаллизации «низкотемпературных» расплавов в верхних частях магматических камер гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов.

Для гранитоидов латитового ряда примечательно развитие в экзозоне интрузий весьма специфических метасоматитов.

Как показал Ю. Н. Размахнин (1973<sub>2</sub>, 1975<sub>2</sub>) в полях оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня, надинтрузивные мезозойские флишоидные песчано-сланцевые толщи претерпевают интенсивные дорудные метасоматические изменения. Они выражаются в базификации, при которой происходит образование микролитового биотита и ощутимый привнос калия, серы, фтора, бора, олова и халькофильных рудных элементов. Ю. Н. Размахнин назвал эти своеобразные породы биотитовыми метасоматитами или биотититами. Как им установлено, выше биотититов развивается зона пропилитовых изменений с кварц-серицит-гидрослюдисто-

Отношение Li/Ta в некоторых альбитизированных гранитоидах Восточного Забайкалья

Парагенетический тип гранита	Участок массива	Порода	Содержания, γ/г		Li/Ta
			Li	Ta	
Мусковитовый	Западный	Двуслюдяной гранит	178	9,8	18
		Мусковитовый гранит	321	16,0	20
		Альбитизированный гранит	83	30,3	2,7
		Интенсивно альбитизированный гранит	69	63,5	1,1
Мусковит-лепидолитовый	Северный	Биотитовый гранит	17	1,7	10
		Двуслюдяной гранит	82	3,5	23
		Мусковитовый гранит	72	3,2	22,5
		Альбитизированный гранит	66	16,9	4
		Интенсивно альбитизированный гранит	36	56,4	0,6

эпидот-хлорит-полевошпатовым замещением (средняя зона) и зона березитоподобных изменений с кварц-серицит-альбит-гидрослюдисто-пирит-карбонатным замещением (внешняя зона). При этом весьма важно то обстоятельство, что образование этой метасоматической колонны происходило на фронте внедрения гранитоидов латитового ряда.

Химически биотитизация пород сопровождается выносом кремнезема и натрия и привносом K, Fe, Mg, Ca, Ti и Al. В биотитах накапливается значительное число редких и рудных элементов, среди которых особенно важны олово и фтор. Например, в биотититах Кавалеровского рудного района (Дальний Восток) содержание олова достигает 21 г/т, а в среднем оно составляет 14 г/т.

Образование таких оловоносных биотититовых метасоматитов может рассматриваться как одна из форм предрудного привноса вещества, происходящего при дегазации потенциально рудоносных интрузий еще на магматическом этапе их истории.

Поля аномальных концентраций, возникающие на постмагматических этапах истории рудоносных интрузий, могут образовываться многократно, что определяется не только многоэтапностью развития постмагматических процессов, но и возможностью существования в гипабиссальных потенциально рудоносных интрузиях нескольких участков, в которых могут генерироваться рудоносные эманации.

Обычно с очагами низкотемпературных растворов, располагающихся в верхних частях интрузий, связаны высокотемпературные рудные концентрации (грейзены, скарны, высокотемпературные гидротермалиты) и генетически связанные с ними более обширные поля аномальных концентраций (первичные ореолы пневматолитового этапа). В этих полях, как и в случае эманационных ореолов таких интрузий, ведущее место принадлежит олову, вольфраму, литию, фтору, рубидию; в меньшей степени представлены бериллий, мышьяк и цинк. Зональность в распределении элементов здесь проявляется слабо, а морфология во многом зависит от формы рудных тел.

При штокверковом характере оруденения сопровождающие его поля аномальных концентраций (первичные ореолы пневматолитового этапа) имеют площадной характер, а при концентрировании рудного вещества в трещиноватых зонах для них характерна линейная форма.

В ореольных полях аномальных концентраций содержания рудных и редких элементов могут увеличиваться на один-два порядка по сравнению с фоном. В такой же степени возрастают и дисперсии их концентраций.

В зависимости от масштабов и интенсивности дегазации интрузий, концентрирование редких элементов в таких ореольных полях может наблюдаться на удалении до 1,5—2 км от источника.

Чаще всего такие поля аномальных концентраций пневматолитового этапа приурочены к купольным структурам потенциально рудоносных гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов.

При направленном поиске таких ореольных полей аномальных концентраций пневматолитового этапа большую помощь оказывает выделение купольных структур в погребенной кровле интрузивов геофизическими методами.

Последующая дегазация очагов низкотемпературных расплавов, насыщенных летучими и остающихся после их кристаллизации очагов гидротермальных растворов, является весьма сложным и многостадийным процессом. Состав гидротермальных рудоносных растворов будет определяться в основном геохимическим типом интрузий и температурным уровнем, при котором происходит вскрытие очага дизъюнктивными дислокациями.

В случае плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов в составе комплексных соединений, транспортирующих рудные элементы, кроме хлора и углекислоты, весьма существенную роль играет фтор. При этом, как показало изучение плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Забайкалья, гидротермальное оловянное оруденение характерно только для тех интрузий, в которых содержание фтора не менее 0,2—0,3%. Для интрузий же с более низким уровнем концентраций фтора, но насыщенных водой, характерно развитие высокотемпературного вольфрамowego оруденения.

Фторидно-калиевые комплексы олова будут достаточно хорошо транспортироваться в зоны рудоотложения только высоконагретыми гидротермальными растворами. При понижении температуры в очагах гидротермальных растворов до 350—400° происходит гидролиз фторидно-калиевых комплексов олова, и в случае вскрытия очага на более низком температурном уровне концентрация олова в гидротермальном растворе резко уменьшается, и процесс его рудного концентрирования из таких растворов уже практически невозможен.

Однако для формирования полей аномальных концентраций гидротермального этапа в редкометалльных месторождениях не меньшее значение имеет и механизм их образования. Следуя схеме Г. Л. Пospelова (1973) и рассматривая процесс рудообразования в единстве его трех частей: гидротермальное изменение вмещающих пород, образование залежей с промышленными уровнями концентраций и образование ореольных полей с более низкими уровнями концентрирования, следует различать процесс ореолообразования, являющийся ослабленным аналогом процесса рудообразования, и процесс ореолообразования, связанный с изоморфным и сорбционным захватом редких элементов новообразованными минералами при гидротермальном изменении пород.

В первом случае можно условно говорить об образовании ореольных полей аномальных концентраций вокруг рудных тел, а во втором о полях аномальных концентраций в гидротермалитах.

Для сульфидно-касситеритового типа гидротермальных месторождений олова в первом случае характерно образование полей аномальных концентраций таких элементов, как олово, литий, свинец, цинк и в меньшей степени серебро. В полях аномальных концентраций в гидротермалитах к этим элементам добавляются рубидий, цезий, фтор, фосфор и др.

При поисках и оценке редкометалльных месторождений и анализе интегральных полей аномальных концентраций наиболее важным статистическим показателем является коэффициент контрастности или коэффициент концентрирования (КК), показывающий степень концентрирования того или иного элемента по сравнению с фоном в данном поле ано-

мальных концентраций. При описании полей аномальных концентраций всегда оказывается, что максимальными коэффициентами контрастности в данном поле обладают всего 3—4 элемента, которые и определяют редкоэлементную ассоциацию (парагенезис) данного поля аномальных концентраций.

Этот принцип определения коэффициентов контрастности и парагенетического анализа редкоэлементных ассоциаций был использован при разработке метода многомерных геохимических полей, который позволяет автоматизировать процесс обработки геохимических данных с помощью ЭВМ.

Каждый генетический тип рудных месторождений характеризуется своими полями аномальных концентраций, образовавшимися на дорудном, синрудном и пострудном этапах, а также собственными характерными редкоэлементными ассоциациями (парагенезисами наиболее контрастных элементов) для рудного этапа.

Например, в Восточном Забайкалье в вольфрамовых месторождениях, связанных с гипабиссальными интрузиями редкометальных гранитоидов щелочного ряда, к наиболее характерным контрастным элементам ореольных полей гидротермального этапа относятся вольфрам, висмут и серебро. Для оловорудных месторождений сульфидно-касситеритовой формации, связанных с плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами наиболее контрастными элементами в ореольных полях гидротермального этапа являются олово, цинк, свинец и серебро. Эффективное использование первичных ореолов для поисков и оценки глубокозалегающих рудных месторождений вольфрама и олова возможно только при условии геолого-геохимического анализа закономерностей формирования полей аномальных концентраций вокруг рудоносных интрузий.

И. Н. ГОВОРОВ

## ГЛУБИННАЯ ГЕОХИМИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Приморье и Нижнее Приамурье составляют единую складчатую металлогеническую область, которая находится в зоне перехода Азиатского континента к Тихоокеанской впадине и имеет очень сложное геологическое строение. На западе эта область ограничивается срединными массивами, сложенными метаморфическими (протерозой) и осадочными (нижний палеозой) толщами, — Ханкайским и Буреинским, которые сформировались в результате тектонических движений протерозойско-раннепалеозойской эпохи, а затем, начиная с раннего палеозоя и до позднего мела включительно, подвергались неоднократной тектоно-магматической активации в связи с заложением и развитием Сихотэ-Алинской геосинклинали. Протерозойские и нижнепалеозойские отложения срединных массивов дислоцированы в крутые складки разнообразного простирания — северо-западного, меридионального, северо-восточного и субширотного.

Расположенные к востоку от срединных массивов складчатые структуры Сихотэ-Алинской области имеют северо-восточное простирание и сформированы в значительной своей части на коре сокращенной мощности при интенсивном проявлении геосинклинального спилито-диабазового вулканизма. Выделяется серия перемежающихся антиклинорных и синклинорных структур. Первые сложены преимущественно верхнепалеозойскими отложениями, в составе которых значительное место занимают эвгеосинклинальные толщи кремнистых сланцев, спилитов и диабазов. В синклинориях обнажаются главным образом юрские и нижнемеловые

отложения. Они имеют преимущественно терригенный состав, но часто заключают прослой и sillы спилитов и диабазов.

Основные складчатые структуры Сихотэ-Алиня — Главный синклиниорий и Главный антиклинорий — прослежены с юга Приморья до правобережья Амура на севере. В приморской части Сихотэ-Алиня к Главному синклинирию с востока примыкает Прибрежный антиклинорий, а к Главному антиклинорию с запада — Даубихинская синклиналичная зона, граничащая с Ханкайским массивом (Геология СССР, 1969). В Нижнем Приамурье западнее Главного антиклинория располагаются синклинозные зоны Западно-Сихотэ-Алинская, Горинская, Амгунская и антиклинорные зоны Хабаровская, Баджалевская и Ниланская (Усенко, Чеботарев, 1973). Большинство из перечисленных структур разграничивается глубинными разломами или структурными швами северо-восточного направления. Главными из них являются Западный Сихотэ-Алинский, Даубихинский, Центральный Сихотэ-Алинский, Прибрежный.

Важнейшую структурно-фациальную зону Сихотэ-Алинской области составляет Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, наложенный на складчатые структуры Прибрежного антиклинория, Главного и Горинского синклинориев и отделяющий их от складчатых структур кайнозойской Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

Территория Приморья и Нижнего Приамурья характеризуется исключительно широким распространением гранитоидных пород, относящихся к различным по возрасту и формационной принадлежности интрузивным и вулканоплутоническим комплексам, с которыми ассоциируются разнообразные месторождения олова, вольфрама, золота, свинца и цинка, редких металлов, флюоритовых и боросиликатных руд. В пределах Ханкайского и Буреинского срединных массивов наиболее широким распространением пользуются батолитические массивы гранитов ранне-, средне- и позднепалеозойского возраста, образовавшиеся в позднеорогенный этап развития зон позднебайкальской, каледонской и герцинской складчатостей. Однако оловянные, редкометалльные и флюоритовые месторождения, характерные для Ханкайского и Буреинского массивов, связаны не с гранитами батолитовой формации, а с габбро-монцитграносиенит-гранитными комплексами ранне-среднепалеозойского возраста, возникшими в результате тектоно-магматической активизации срединных массивов.

В Сихотэ-Алинской складчатой области преимущественно распространены вулканоплутонические и интрузивные комплексы позднемелового — палеогенового возраста и ограниченное проявление имеют комплексы раннемелового и позднепалеогенового возраста. Эти комплексы группируются в несколько интрузивных и эффузивно-интрузивных серий — комагматических ассоциаций основных, средних и кислых пород, развитых в различных структурных зонах и отличающихся своими петрогеохимическими и металлогеническими чертами (Изох и др., 1967; Говоров и др., 1972; Говоров, Левашев, 1973).

В целом для мелового — палеогенового магматизма Сихотэ-Алинской складчатой области характерны две особенности.

1. Интрузивные и эффузивно-интрузивные серии Сихотэ-Алиня в возрастном отношении соответствуют орогенному этапу развития складчатой области и по этому принципу могут быть подразделены на ранне-, средне-, поздне- и послеорогенные. Вместе с тем здесь отсутствуют типичные батолитические массивы палингенного происхождения и широко распространены вулканоплутонические ассоциации глубинной андезитовой магмы. Следовательно, проявления магматизма прямо не связаны с импульсами складкообразования, но как те, так и другие являются следствием общих глубинных тектоно-петрогенических процессов.

2. Пространственное распределение интрузивных и эффузивно-интрузивных серий с различной металлогенической специализацией опре-

деляется не только продольными структурно-фациальными зонами и разграничивающими их структурными швами, но в еще более значительной степени зависит от поперечной блоковой структуры, обусловленной наличием системы глубинных (большей частью скрытых) разломов субширотного простираения. Наиболее четко эта особенность металлогении Сихотэ-Алиня отмечена Е. А. Радкевич, С. Ф. Усенко и М. В. Чеботаревым (Радкевич и др., 1965; Усенко, Чеботарев, 1973), а также Э. П. Изохом (Изох и др., 1967).

В металлогенической схеме, предложенной С. Ф. Усенко и М. В. Чеботаревым (1973), северная часть Сихотэ-Алинской области разделена на два главных металлогенических пояса, занимающих поперечное положение по отношению к складчатым структурам: Нижне-Амурский золотоносный и Северо-Сихотэ-Алинский оловоносный. Охватывая северные окончания всех структурно-фациальных зон, Нижне-Амурский пояс характеризуется распространением гранитоидов золотоносной нижне-амурской интрузивной серии и золотоносной позднепалеогеновой вулканоплутонической ассоциации, включающей покровные, экструзивные и интрузивные тела трахиандезитов, трахитов, дацитов и полевошпатовых порфиров (Николаевский рудный район). В пределах Северо-Сихотэ-Алинского оловоносного пояса распространены породы мяо-чанской, бачелазской и верхнеудоминской оловоносных серий. Границей названных металлогенических поясов служит Сонахско-Тумнинский глубинный разлом.

В Приморье поперечная металлогеническая зональность устанавливается главным образом в металлогенической зоне Главного синклинория и прибрежного вулканогена. Южные части этих зон, включая бассейн р. Арму на севере, характеризуются высокой оловоносностью, максимум которой приходится на Кавалеровский рудный район, и развитием полиметаллического оруденения (Дальнегорский рудный район). Оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации ассоциируются преимущественно с вулканоплутоническими комплексами бачелазской серии, месторождения касситерит-сульфидной и скарново-сульфидной формации — с вулканоплутоническими комплексами сихотэалинской серии. В северной части Арминского рудного района масштабы оловянной минерализации сокращаются, и в бассейне р. Бикин она заменяется скарново-пеелитово-сульфидным, иногда с золотом, оруденением, которое связано с гранитоидами раннемелового возраста (месторождения Восток-2 и Лермонтовское). Восточнее, в пределах вулканогенного пояса, распространены молодые проявления золото-серебряной минерализации (Кузнецовский и Самаргинский районы).

Перспективы указанных вольфрамоносных районов и расположенного севернее их междуречья Хора и Самарги по олову представляются весьма ограниченными. Следовательно, северная и южная части Сихотэ-Алинского оловоносного пояса оказываются разобщенными субширотным поясом золото-вольфрамовой минерализации. На юге Приморья в связи с выкликиванием главной синклинорной структуры интенсивность оловянной минерализации резко падает. Здесь появляются золоторудные проявления, которые принадлежат, вероятно, к северному фрагменту субширотного золотоносного пояса, в значительной своей части погруженного под воды зал. Петра Великого и Японского моря (см. рисунок).

Отмеченные особенности металлогении Сихотэ-Алинской области могут быть объяснены с позиции выдвигаемой автором гипотезы о мантийной природе металлоносных магматических комплексов и металлогенических зон рассматриваемого региона. В основе этой гипотезы лежат следующие предположения.

1. Материнские магмы металлоносных вулканоплутонических и интрузивных комплексов — андезитовая, дацитовая и липаритовая — возникают в результате селективного плавления базитового вещества ниж-

ней коры и верхней мантии (Грин, Рингвуд, 1968, 1970) под воздействием интрателлурических потоков тепла и растворов, которые генерируются базальтоидными астенолитами в процессе их затвердевания и фазового перехода минеральной ассоциации габбро в эклогитовую (Говоров, 1971, 1973).

2. Глубинные базальтоидные магмы имеют определенную геохимическую специализацию в отношении петрогенных и рудных элементов, которая наследуется их производными — интрателлурическими растворами и базитовыми инъекциями, достраивающими «базальтовый» слой снизу на протяжении всего периода формирования складчатой области, начиная с эвгеосинклинального этапа.

Косвенным подтверждением предположения об участии интрателлурических растворов в процессе образования андезитовых магм является антидромная эволюция андезитовых серий Сихотэ-Алиния (Говоров, 1973; Говоров, Левашев, 1973). Второе предположение подтверждается данными по распределению олова в базальтоидных породах Сихотэ-Алинской области и существованием здесь геохимически специализированных «оловоносных» базальтоидов геосинклинального, позднего и посторогенного этапов (Говоров, 1971, 1973).

Данные, проливающие свет на механизм образования геохимически специализированных базальтоидов и закономерности их пространственного распределения, были получены автором совместно с Э. Д. Голубевой и Е. П. Денисовым в результате геохимического изучения лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтоидах Приморья и Нижнего Приамурья. Вулканы и некки щелочных базальтоидов, имеющие неогеновый — раннечетвертичный возраст, образуют две цепочки северо-восточного направления. Главная из них проходит вдоль восточной окраины Ханкайского массива и продолжается до долины Амура, протягиваясь на расстояние около 800 км. В пределах этой цепочки с юга на север располагаются вулканы и некки Борисовский, Свягинский, Медвежий, Лесозаводский, Сальский, Святогорский, Болоньский. Во второй цепочке, тяготеющей

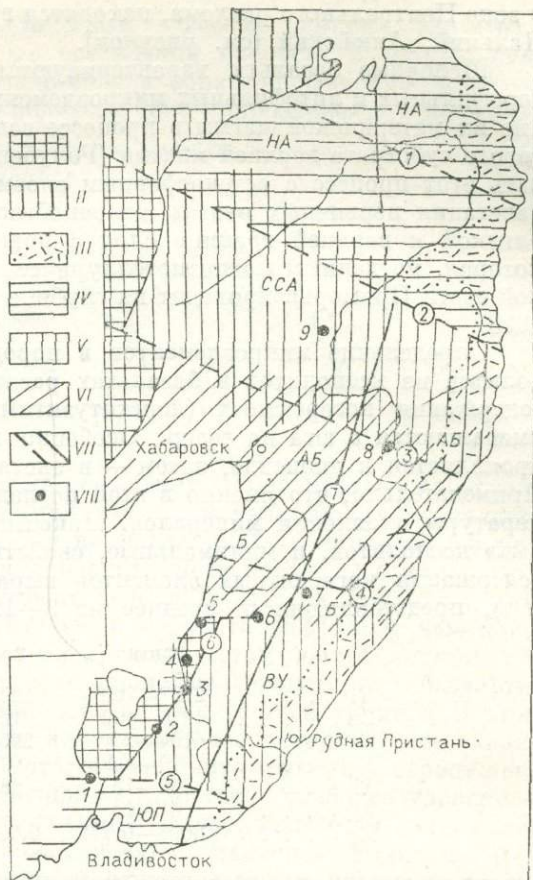


Схема размещения субширотных металлогенических поясов Сихотэ-Алиния (субширотные глубинные разломы по Усенко и Чеботареву, 1973).

I — срединные массивы; II — Монголо-Охотская область; III — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; субширотные металлогенические пояса: IV — золотоносные (НА — Нижне-Амурский, ЮП — Южно-Приморский), V — полиметалло-оловянные (ССА — Северо-Сихотэ-Алинский, ВУ — Верхне-Уссурийский), VI — золото-вольфрамовые (Б — Бикинский, АБ — Анюско-Ботчинский); VII — глубинные разломы: 1 — Амгунский, 2 — Совахско-Тумнинский, 3 — Урмийско-Ботчинский, 4 — Бикинский, 5 — Южно-Сихотэ-Алинский, 6 — Западный Сихотэ-Алинский, 7 — Центральный Сихотэ-Алинский; VIII — вулканы щелочных базальтов с глубинными ксенолитами: 1 — Борисовский, 2 — Свягинский, 3 — Медвежий, 4 — Лесозаводский, 5 — Сальский, 6 — Востреповский, 7 — Дальний, 8 — Анюский, 9 — Болоньский.

к зоне Центрального разлома, находятся вулканы и некки Вострецовский, Дальний, Анюйский (см. рисунок).

Щелочные базальты характеризуются высокими содержаниями сидерофильных и литофильных микроэлементов, что указывает на образование их материнской магмы в процессе селективного плавления лерцолитового субстрата верхней мантии (Голубева, Говоров, 1973). Если связывать этот процесс с астеносферным слоем (Белоусов, 1967), то глубину залегания первичных очагов щелочнобазальтовой магмы можно считать близкой к верхней границе слоя с повышенной электропроводностью, которая, по данным магнитотеллурических зондирований, в юго-западной части Приморья проходит на глубине 120—135 км (Копылков, Шауб, 1973).

Определение микроэлементов в породообразующих минералах лерцолитов из ксенолитов в базальтах различных вулканов показало, что содержания когерентных (конституэнтных) микроэлементов неуклонно уменьшаются с юга на север. Особенно контрастно эта закономерность проявляется в диопсиде, затем — в энстатите и менее всего в оливине. Примечательно, что именно в этой последовательности повышаются температуры плавления минералов. Максимальные, характерные для «южных» ксенолитов, и минимальные, свойственные «северным» ксенолитам, содержания когерентных элементов выражаются следующими цифрами (г/т), представляющими среднее из 3—12 анализов:

	Оливин	Энстатит	Диопсид
Ni . . . . .	2227—760	1208—408	700—259
Co . . . . .	216—109	120—31	74—21
Cr . . . . .	104—23	2068—736	6523—937
V . . . . .	10—4,1	92—34	250—140
Ti . . . . .	330—75	880—359	4000—2500
Zn . . . . .	61—13	29—8,8	9,8—8,3
Ag . . . . .	0,098—0,041	0,097—0,045	0,210—0,037

Указанные изменения концентраций микроэлементов в минералах лерцолитовых включений не зависят от уровня их содержаний в самих вмещающих базальтах, что служит одним из главных доказательств ксеногенности включений и их принадлежности к субстрату верхней мантии.

Установленные закономерности распределения микроэлементов в глубинных лерцолитах могут быть объяснены, по нашему мнению, только с позиции концепции о конвекционных течениях в субстрате мантии Земли. Хотя причины зарождения, масштабы, структура и другие свойства мантийных течений остаются неясными, их большая роль в процессах перераспределения тепла и вещества признается многими учеными (Диц, 1974; Хесс, 1974; Менард, 1966; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Красный, 1968; Кнопов, 1972; Ранкорн, 1972; и др.). Представляется, что главным механизмом, определявшим потерю микроэлементов минералами лерцолита, являлась внутрикристаллическая диффузия микроэлементов с накоплением их в жидкой базальтической фазе, которая выщлаивалась из первичного перидотита в пределах астеносферного слоя.

Скорость диффузии ионов и атомов в кристаллах находится в прямой зависимости от температуры и радиуса диффундирующего иона (Жданов, 1962; Уэрт, Томсон, 1969). Исходя из этого, можно предполагать значительную эффективность механизма внутрикристаллической диффузии микроэлементов в температурных условиях верхней мантии.

Экспериментальные исследования показывают также, что скорость диффузии зависит не только от размеров ионов, но и от заряда диффундирующего иона, уменьшаясь с увеличением последнего (Жданов, 1962). Таким образом, в грубом приближении скорость диффузии и коэффициент диффузии в ионных кристаллах обратно пропорциональны электростатическому (кулоновскому) взаимодействию диффундирующего катиона и

конституэнтного аниона. Исходя из закона Кулона  $I = \frac{2ze^2}{r^2}$ , для диффузии микроэлементов в кристаллических решетках оливина, энстатита, диоксида и других кислородных соединений скорость и коэффициент диффузии можно считать находящимися в обратной зависимости от величины  $2z/r^2$ , где  $r$  равно сумме радиусов иона микроэлемента и иона кислорода (1,36 Å), а  $z$  — заряд иона микроэлемента. По величине этого фактора выделяются три группы ионов:

I		II		III	
Ион	$2z/r^2$	Ион	$z/r^2$	Ион	$2z/r^2$
Au <sup>0</sup>	0	Pb <sup>2+</sup>	0,58	Au <sup>3+</sup>	1,13
Au <sup>1+</sup>	0,27	Hg <sup>2+</sup>	0,65	W <sup>4+</sup>	1,90
Ag <sup>1+</sup>	0,32	Sn <sup>2+</sup>	0,70	Mo <sup>4+</sup>	1,90
Cu <sup>1+</sup>	0,37	Zn <sup>2+</sup>	0,83	Su <sup>4+</sup>	1,94
		Bi <sup>3+</sup>	0,90	W <sup>6+</sup>	3,00

При латеральном конвекционном течении лерцолитового субстрата ионы первой группы должны преимущественно накапливаться в базальтической фракции, которая образуется во внутренней части потока, вблизи восходящей вертикальной ветви конвекционной петли. Средняя часть горизонтальной ветви будет относительно обогащаться ионами второй группы, имеющими менее значительную скорость диффузии, чем ионы первой группы. Наконец, вблизи нисходящей ветви конвекционного потока произойдет относительное обогащение межгранулярной базальтической фракции наименее подвижными ионами третьей группы. В этом ряду диффузионной подвижности ионов наиболее интересно положение золота, восстановленные формы которого концентрируются в первой зоне конвекционного потока, а окисленная — в третьей, наиболее удаленной от начала конвекционной петли. Олово в двухвалентном состоянии, наиболее характерном для условий верхней мантии, концентрируется в средней части потока вместе с цинком, ртутью, свинцом, висмутом, а в четырехвалентном состоянии — в третьей зоне вместе с вольфрамом, молибденом и трехвалентным золотом.

Установленная тенденция уменьшения содержаний микроэлементов в минералах глубинных ксенолитов указывает на то, что латеральные конвекционные потоки в лерцолитовом субстрате астеносферного слоя имели северо-восточное направление, согласное с простиранием складчатых структур Сихотэ-Алиня и разграничивающих их глубинных разломов. При этом в Приморье восходящие ветви конвекционных потоков располагались на юге, локализуясь, видимо, в зоне глубинного субширотного разлома, который, по геофизическим данным, проходит вдоль склона современного шельфа. Возможно, что этот разлом является восточным продолжением Яньшаньского линеамента Северо-Востока КНР.

Предлагаемая модель геохимической специализации базальтической фазы астеносферного слоя и соответственно базальтовых астенолитов, которые возникают путем локальных обособлений этой фазы (Белоусов, 1967), хорошо объясняет охарактеризованное в начале работы размещение субширотных металлогенических поясов Приморья: золотоносного на крайнем юге, полиметалльно-оловянного в средней части и золото-вольфрамового на севере. Положение последнего контролируется, очевидно, системой нарушений Бикинского субширотного разлома. Как указывалось выше, севернее Бикинского золото-вольфрамового пояса располагается Северо-Сихотэ-Алинский полиметалльно-оловянный пояс, к которому на севере примыкает Нижне-Амурский золотоносный пояс. В пределах первого находятся два вулкана щелочных базальтов — Болоньский и Анюйский, причем в минералах ксенолитов содержания микро-

элементов уменьшаются от первого вулкана ко второму. Эти данные, а также симметричное расположение субширотных металлогенических поясов позволяет предполагать, что в северной части Сихота-Алиня конвективные потоки имели противоположное направление — с севера на юг — и начинались, вероятно, в зоне Амгунского субширотного разлома.

Таким образом, если на юге восходящий поток разогретого мантийного вещества мог быть связан с восточным продолжением Яньшаньской зоны, то на севере аналогичным структурным элементом, скорее всего, являлся Монголо-Охотский пояс в его восточном окончании. Нисходящая ветвь нижеамурской конвекционной петли, видимо, контролировалась Урмийско-Ботчинским субширотным глубинным разломом (см. рисунок). Из этого предположения вытекает вывод о возможности находок золото-вольфрамовых и вольфрамовых месторождений типа Восток-2 и Лермонтовского в зоне Урмийско-Ботчинского разлома и в широкой полосе между Бикинским и Урмийско-Ботчинским разломами. В этом субширотном поясе возможно также нахождение золоторудных месторождений как малосульфидного типа, связанного с гранодиорит-гранитными комплексами позднемелового — палеогенового возраста, так и сульфидного золото-серебряного типа, связанного с позднепалеогеновыми вулканоплутоническими ассоциациями, которые обнаружены южнее, в пределах восточного окончания Бикинской зоны разломов (Кузнецовский рудный район).

Л. В. ТАУСОН, В. Д. КОЗЛОВ

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ НА ВОЛЬФРАМ И ОЛОВО

При решении металлогенических вопросов и прогнозных построениях важнейшее значение имеет выявление характера связи редкометалльного оруденения с гранитными интрузиями. Наличие этих связей в настоящее время сомнений не вызывает, но относительно их природы до сих пор ведется дискуссия. Большинство исследователей, занимающихся проблемой оловянно-вольфрамовых месторождений, рассматривают эту связь как прямую генетическую. Вместе с тем и до настоящего времени некоторые авторы (Белевцев и др., 1972) придерживаются мнения о парагенетическом характере связи оруденения с интрузиями, обусловленной либо происхождением и магматитов, и последующих рудоносных растворов из одного глубинного источника, либо формированием рудоносных флюидов в процессе гранитизации пород сиалы и т. п. Эти противоречия объясняются главным образом тем, что при анализе характера связей магматизма и оруденения до последнего времени предпочтение отдавалось геолого-структурным признакам, на основе которых этот вопрос вряд ли может быть решен однозначно.

Привлечение материалов детального геохимического изучения интрузий, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение, показало, что они характеризуются рядом геохимических особенностей, определяющих как геохимический облик интрузий, так и состав сопровождающего интрузии оруденения. Таким образом, геохимические данные прямо указывают на генетический характер связи рудоносных интрузий и оруденения. Хорошо известно, что группа редких элементов, определяющих геохимический облик интрузий и состав сопровождающего их комплексного редкометалльного оруденения (литий, бериллий, вольфрам, олово, тантал,

ниобий), характеризуется ограниченной миграционной способностью, вследствие чего ассоциирующие с интрузиями редкометальные месторождения располагаются в теле самих интрузий или в области их ближайших экзоконтактов, не удаляясь от интрузий на расстояние более 1—1,5 км. Это означает, что при всех структурно-металлогенических построениях мы должны исходить прежде всего из наличия гранитоидов, так как без гранитных интрузий не может быть и месторождений рассматриваемого типа.

Накопленный к настоящему времени опыт показывает, что далеко не все интрузии гранитоидов рудоносны. В последние годы Л. В. Таусоном (1974) была разработана геохимическая классификация гранитоидов. Среди выделяемых им геохимических типов главную роль в формировании оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения играют:

- 1) плюмазитовые редкометальные лейкограниты;
- 2) редкометальные гранитоиды щелочного ряда;
- 3) граниты монцонитового ряда.

Из перечисленных типов наиболее продуктивными в отношении оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения являются плюмазитовые редкометальные лейкограниты. Как было показано ранее (Таусон и др. 1970), эти граниты в целом характеризуются повышенными концентрациями фтора, воды, редких щелочей, бериллия, олова, высокой дисперсией этих элементов и некоторыми другими признаками. Известно, что элементный состав оруденения, сопровождающего интрузии плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, нередко различен.

Сравнение плюмазитовых редкометальных гранитов разных интрузий и регионов показывает, что в пределах выделяемого геохимического типа уровни концентрации отдельных характерных элементов могут заметно различаться, чем во многом и определяется различная рудоносность интрузий. Именно это обстоятельство может объяснить неудовлетворительность прогнозирования на формационной основе, при котором все интрузии комплекса рассматриваются как идентичные. В действительности же их общее геохимическое сходство не исключает существенных различий между отдельными массивами в уровнях концентрации в гранитах редких элементов и летучих.

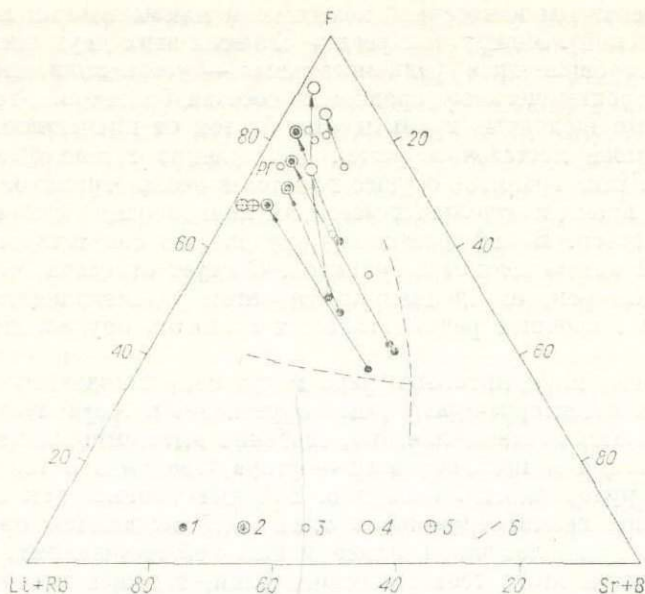
В 1971 г. В. Д. Козловым и В. В. Старченко были показаны геохимические различия редкометальных массивов Центрального Забайкалья, сопровождающихся преимущественно вольфрамовым и оловянным оруденением соответственно. Было установлено, что различие таких интрузий проявляется в концентрации фтора — высокой в гранитах оловоносных интрузий и низкой в вольфрамоносных. При этом концентрации других гранитофильных элементов — рубидия, лития, бериллия, олова, вольфрама — в интрузиях обоих типов повышены (1,5—2 кларка) и существенно не различаются. В дальнейшем детальное изучение ряда массивов Забайкалья подтвердило эти выводы и позволило сформулировать общие тенденции в развитии интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. В Забайкалье они могут быть отчетливо подразделены на преимущественно вольфрамоносные и оловоносные.

Биотитовые граниты главных фаз вольфрамоносных массивов при повышенных концентрациях редких элементов характеризуются относительно низким уровнем концентрации фтора (0,08—0,1%). Вольфрамитовое оруденение (жилы, штокерки) в таких массивах локализовано обычно в куполах грейзенизированных мусковитовых гранитов, характеризующихся резким накоплением редких элементов и фтора. Можно полагать, что в формировании связанного с такими интрузиями кварц-вольфрамитового оруденения из летучих наряду со фтором важную роль играла вода. Кварц-касситеритовое оруденение в таких массивах, развивающееся обычно в ближайшем экзоконтакте, играет второстепенную роль.

Массивы редкометалльных плюмазитовых лейкогранитов, сопровождающихся преимущественно оловянным оруденением (наряду с подчиненным кварц-вольфрамитовым), характеризуются повышенными и высокими содержаниями фтора (0,2—0,4%). Обычно эти концентрации наблюдаются в биотитовых гранитах главных фаз (Рудные Горы, ЧССР; Соктуйский, Шерловогорский, Ингодинский, Халчерангинский массивы). Продуктивными в отношении оловянного оруденения в некоторых случаях оказываются интрузивные тела поздних фаз редкометалльных интрузий, представленные в приповерхностных аналогах кварцевыми порфирами (Шерловая Гора и др.), а в гипабиссальных аналогах — телами амазонитовых гранитов (Этыка). Эти образования характеризуются дальнейшим резким накоплением редких элементов и фтора (до 1—2%). Еще О. Д. Левицким была показана принадлежность амазонитовых гранитов в Забайкалье к заключительной фазе кукульбейского комплекса. Геохимические данные подтверждают эту точку зрения. По размерам массивы амазонитовых гранитов не соизмеримы с массивами редкометалльных биотитовых гранитов главной фазы, а по высокой концентрации редких элементов идентичны приповерхностным телам гранит-порфиров и кварцевых порфиров, представляющих явно заключительные фазы редкометалльных интрузий (например, Ингодинская апофиза; Свядковская, 1971).

Амазонитовые граниты могут развиваться как в связи с вольфрамоносными, так и оловоносными массивами. Их возникновение определялось, очевидно, индивидуальными особенностями развития очагов редкометалльных интрузий, важнейшими из которых являются длительность процесса дифференциации гипабиссальных магматических очагов кислого состава, что возможно, по Ф. А. Летникову (1975), в условиях их термостатирования. Это приводило к интенсивной концентрации и перераспределению элементов в остаточных расплавах. Известно, что для массивов амазонитовых гранитов характерно эндоконтактовое тантал-ниобиевое оруденение.

Рассмотренные выше геохимические различия гранитоидов отчетливо проявляются на тройной диаграмме (см. рисунок) сравнительной потенциальной рудоносности гранитоидов (Козлов, 1972). Фигуративные точки на диаграмме соответствуют средним данным по гранитоидам рудоносных массивов Забайкалья. Все они, как видно из рисунка, попадают в поле редкометалльных гранитов. При этом точки массивов, сопровождающихся преимущественно кварц-вольфрамитовым оруденением, тяготеют к нижней области поля. Точки мусковитовых гранитов купольных выступов таких интрузий, в которых непосредственно локализуется вольфрамитовое оруденение, располагаются на диаграмме вблизи  $F - Li + Rb$  стороны треугольника. Связь этих гранитов с соответствующими интрузиями биотитовых гранитов показана стрелками. Мусковитовые граниты характеризуются резким накоплением фтора и редких щелочных элементов и понижением концентраций бария и стронция. Точки биотитовых гранитов преимущественно оловоносных массивов тяготеют к фторному углу диаграммы. Резкое накопление этого элемента характерно для всех гипабиссально-приповерхностных интрузий харалгинского комплекса. Как видно из диаграммы, в поздних дифференциатах вольфрамоносных интрузий (если их удастся выявить) концентрации фтора и редких элементов резко повышаются, а их фигуративные точки попадают в область оловоносных гранитов с высокой концентрацией фтора. Амазонитовые граниты занимают крайнее положение почти на линии  $F - Li + Rb$ , что определяется минимальными концентрациями в них стронция и бария при очень высоких содержаниях фтора и редких щелочных элементов. Граниты Рудных Гор Чехословакии (точка  $РГ$ ), являющиеся своего рода эталонном наиболее продуктивных оловоносных интрузий, приближаются по своей геохимической характеристике к амазонитовым гранитам, выделя-



Положение точек гранитоидов, представляющих оловоносные и вольфрамоносные массивы Забайкалья, на тройной диаграмме потенциальной рудоносности гранитоидов (Козлов, 1973).

1 — биотитовые граниты главной фации вольфрамоносных массивов; 2 — мусковитовые граниты куполов вольфрамоносных массивов; 3 — биотитовые граниты оловоносных массивов; 4 — поздние дифференциаты (мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры) вольфрамоносных и оловоносных массивов; 5 — массивы амазонитовых гранитов; 6 — поле потенциально рудоносных гранитов на редкометалло-вольфрам-оловянное оруденение. РГ — граниты Рудных гор Чехословакии.

2841

ьясь среди гранитов всех рассмотренных массивов Забайкалья наиболее высокими содержаниями фтора и редких щелочных элементов.

Таким образом, геохимические данные показывают, что ведущие компоненты оруденения — Sn или W — не зависят от уровня концентрации этих элементов в гранитах рудоносных интрузий, а определяются достигнутым уровнем накопления в гранитах фтора, а также, очевидно, соотношениями бора, фтора и воды во флюидной фазе интрузий.

Известны и некоторые другие геохимические индикаторы металлоносности интрузий Забайкалья. Так, А. М. Гребенниковым (1971) были показаны различия акцессорного состава вольфрамоносных и танталосодержащих интрузий. В последнее время В. Д. Огородников с соавторами (1975) показали, что оловоносным гранитам кукульбейского комплекса свойственны более высокие содержания урана по сравнению с вольфрамоносными.

Таким образом, к настоящему времени в Забайкалье мы располагаем несколькими геохимическими критериями, позволяющими оценивать сравнительную вольфрамоносность и оловоносность массивов плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. Что же касается тантало-ниобиевого оруденения, то следует признать, что наиболее доступным и простым индикатором является наличие в редкометалльных гранитах амазонита. В геохимическом отношении таким гранитам свойственны очень высокие концентрации фтора и редких элементов.

Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда сопровождаются преимущественно вольфрамитовым и молибденитовым оруденением. В Забайкалье к этому геохимическому типу принадлежит гуджирский комплекс. И до настоящего времени бытует мнение, что гранитоиды этого



комплекса идентичны некоторым комплексам плюмазитовых лейкогранитов (харалгинский). Между тем резкие отличия этих двух типов — плюмазитовых и субщелочных редкометальных — устанавливаются уже на основе их петрохимического сравнения состава биотитов. Геохимически редкометальные щелочные граниты отличаются от плюмазитовых редкометальных также достаточно резко. Накопление гранитофильных элементов в этом типе гранитов осуществляется в очень ограниченных пределах; в то же время в отдельных массивах концентрации фтора могут заметно повышаться. Вольфрамитовому оруденению сопутствует интенсивный калиевый автометасоматоз гранитов. Следует отметить, что геохимических индикаторов, определяющих характер развивающегося в связи с интрузиями щелочных редкометальных гранитов оруденения, пока не найдено.

Гранитоиды мондонитового ряда могут сопровождаться скарновым шеелитовым и касситерит-сульфидным оруденением. Хотя геохимический тип их выделяется достаточно четко, особенно высокими концентрациями бария и стронция и повышенными — фтора, говорить о геохимических индикаторах рудоносности, очевидно, преждевременно, так как далеко не все массивы гранитоидов этого типа сопровождаются оруденением. Известно, что среди летучих в оловорудных месторождениях, связанных с лейкогранитами этого геохимического типа, ведущее место принадлежит бору.

Ф. Р. АПЕЛЬЦИН, Г. П. ТОКСУБАЕВА

### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ ГРАНИТОИДОВ В ПОЛЯХ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Минералого-геохимические критерии, которые могут быть использованы при поисках и оценке вольфрамового оруденения, далеко не универсальны для месторождений различных вольфрамовых типов. Отличительные особенности геологической и физико-химической обстановки образования вольфрамового оруденения, выраженные в особенностях его локализации и составе минерального вещества, представляют основу выделения его формационных типов. Автономные минералого-геохимические черты различных формационных типов вольфрамовых месторождений находят свое выражение не только в типоморфизме и типохимии минерального комплекса рудоносных образований и сопровождающих их околорудно измененных пород, но и в составе пространственно сближенных с ними магматических образований, включая типоморфные особенности их породообразующих и акцессорных минералов. В конечном счете все это находит свое отражение в определенных отличиях геохимических ореолов вольфрамовых месторождений различных типов.

Наиболее обширные геохимические ореолы, доступные для обнаружения на стадии среднemasштабных поисков, можно прежде всего ожидать на площадях выходов потенциально рудоносных магматических образований, выделяющихся определенными отличиями типоморфизма и типохимии породообразующих и акцессорных минералов, выступающих индикаторами сопряженной позиции полей вольфрамового оруденения того или иного формационного типа. Намечающиеся в этом плане отличия отражают как особый режим магматического процесса, так и условия формирования послемагматического вольфрамового оруденения.

В отмеченных выше аспектах подавляющее большинство известных типов эндогенного вольфрамового оруденения удается объединить в три формационные группы (по Ф. Р. Апельцину) (см. таблицу):

1. Оловянно-вольфрамовую, месторождения которой локализуются в областях относительно ранней складчатой консолидации с устойчивым геоантиклинальным режимом развития в эпоху продуктивного магматизма, а в пределах таких участков земной коры тяготеют к длительно формирующимся очаговым структурам внутрикорового гранитного магматизма; оруденение при этом непосредственно ассоциирует с наиболее поздними поколениями интрузивных тел, сложенных крайне кремнекислыми членами гомодромно дифференцированных серий гранитоидов. Рудоносные купола гранитоидов, обычно малоглубинных фаций, пространственно тяготеют к отложениям эпигеосинклинальных формаций, в свою очередь, контролируемых локальными структурами поздней и послеорогенной активизации.

2. Молибдено-вольфрамовую группу формаций, месторождения которой локализуются в линейных разломных структурах активизации древних консолидированных областей с редуцированной корой континентального типа (при относительно высоком положении верхней границы «диоритового» слоя) и формируются в периоды возникновения сводово-рифтовых структур и пространственно тяготеющих к ним сложно дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций; непосредственно месторождения, в свою очередь, тяготеют к завершающим интрузивный цикл малоглубинным плутонам ультракислых гранитоидов повышенной калиевой щелочности.

3. Полиметаллически-вольфрамовую (или колчеданно-вольфрамовую) группу формаций, пространственно тяготеющую к окраинно-вулканическим поясам (материковым или примыкающих островных дуг), а также сопряженным с вулканическими поясами участкам материковых блоков; при этом намечается пространственная, скорее, парагенетическая связь месторождений с малыми интрузиями пестрого состава, повышенной (преимущественно натриевой) щелочности и высокой глиноземистости, одновременными и комагматичными поздним вулканитам примыкающих поясов.

Для целей среднemasштабных литогеохимических поисков основной интерес представляют аномальные признаки гранитоидов, непосредственно совмещенных или сопряженных с полями вольфрамового оруденения. Минералого-геохимическими критериями интерпретации природы таких аномальных полей при этом выступают определенные геохимические и минералогические отличия рудоносных гранитоидов, характерные для полей вольфрамового оруденения в целом или с теми или иными автономными их особенностями в полях вольфрамового оруденения различного формационного типа.

Среди петрографических и минералого-геохимических признаков специализации гранитов любых вольфрамоносных районов обращают на себя внимание прежде всего следующие:

1. В подавляющем большинстве полей вольфрамовой минерализации рудоносные гранитоиды ограничены апикальными фациями плутонов относительно малых глубин формирования и, следовательно, малого эрозионного среза. Фациальные признаки таких гранитоидов в плане их минералого-геохимических особенностей, на примере гранитов южных районов Алтае-Саянской складчатой области, подробно рассмотрены в специальной работе Н. Н. Амшинского (1973). В общем случае для таких гранитов в каждом рудном районе, с учетом формационных особенностей ассоциированного с ними вольфрамового оруденения, намечаются определенные уровни накопления (коэффициенты концентрации) и градиенты вертикальной изменчивости уровней содержания характерных элементов-примесей: литофильных (вольфрам, олово, бериллий, тантал, ниобий, редкие земли и др.) и халькофильных металлов (свинец, цинк, медь, висмут и др.), элементов группы железа (кобальт, никель и др.), щелочных металлов (калий, натрий, литий, рубидий, цезий), радиоактивных

**Формационная систематика вольфрамовых месторождений (по Ф. Р. Апелцину)**

		Группа и ряд вольфрамовых месторождений		
		Олово-вольфрамовая	Молибден-вольфрамовая	Колчеданно-вольфрамовая
Формационный (и минеральный) тип месторождений	<b>Олово-вольфрамово-скарновый</b>	<b>Молибден-вольфрамово-скарновый</b>	<b>Сульфидно-вольфрамовый скарново-грейзеновый</b>	
	(Сульфидно-швелитовый, сульфидно-касситерит-швелитовый, боросиликатный швелит-вольфрамитовый) <b>Месторождения</b> Южного Тянь-Шаня (Меликсу, Лянгар, Кайташ, Угат, Ингичке, Каратюбе, Майхура), США (Пайн-Крик, Мил-Сити и др.), Канады (Эморальд-Фини, Доджер, Флат-Ривер и др.)	(Магнетит-молибденит-швелитовый, сульфидно-молибденит-швелитовый) <b>Месторождения</b> Северного Тянь-Шаня (Кумбель, Кашка-Су и др.), Тывыауз, Чарух-Дайрон, КНДР (Сан-Донг), Австралии (Кинг-Айленд и др.), КНР (Хуанподи, Илю и др.)	(Колчеданно-апатит-швелитовый, халькопирит-швелитовый) <b>Месторождения</b> Приморья (Восток-2, Лермонтовское), Южного Верхоянья (Агылкинское) юго-восточных провинций КНР (Хуанпошань, Тешипин, Лундаошань, Ченчен), Мексики (Чиуауа и др.)	
	<b>Олово-вольфрамово-грейзеновый</b>	<b>Молибден-вольфрамово-грейзеновый</b>	<b>Сульфидно-вольфрамовый кварцево-жильный</b>	
(Сульфидно-касситерит-вольфрамитовый, сидерофиллит-турмалин-вольфрамитовый, флюорит-редкометалльно-вольфрамитовый) <b>Месторождения</b> Востока и Северо-Востока СССР (Спокойное, Шумиловское, Кировское, Северное, Светлое, Барыльы-Элах), КНР (Пяотан, Сихуалин, Танпин), Индонезии (Букит-Туман), МНР (Баян-Мод), Рудных Гор (Садисдорф, Пехтельгрюн), Франции (Монтебра, Эшасьер)	(Топаз-берилл-молибденит-вольфрамитовый, кварц-полевошпат-молибденит-швелитовый) <b>Месторождения</b> СССР (Акчатау, Кара-Оба, Инкур), МНР, (Югодзырь), ЧССР (Крупка), Австралии (Вольфрам-Кемп, Торрангтон), КНР (Синьхуаньшань и др.)	(Сульфидно-вольфрамитовый, сульфидно-швелитовый) <b>Месторождения</b> Забайкалья (Белуха, Бакука), МНР (Их-Хайрханская группа), КНР (Ляньдуашань), Франции (Бельфор) и др.		
<b>Олово-вольфрамовый кварцево-жильный</b>	<b>Сульфид-сульфосольно-вольфрамовый (жильный)</b>	<b>Колчеданно-вольфрамовый (жильно-экзоляционный)</b>		
(Кварц-сульфидно-касситерит-вольфрамитовый, кварц-берилл-флюорит-вольфрамитовый, кварц-сульфидно-швелитовый) <b>Месторождения</b> СССР (Иультин, Аляскитовое, Богуты), Испании (Панаскейра, Сальедо), КНР (Шанпин и др.), Австралии (Стори-Крик, Харбертон и др.), Боливии (Чикто), Японии (Отани), МНР (Мо-Дото и др.), Канады (Ред-Роуз и др.)	(Пирит-сульфосольно-гюбнеритовый, сульфидно-берилл-молибденит-вольфрамитовый) <b>Месторождения</b> СССР (Холтосон, Бом-Горхон), КНДР (Маньен), МНР (Тумен-Цогто), Индии (Ревит-Хилл), КНР (Гадзишань, Гуймейшань и др.), Австралии (Хетчис-Крик), США (Товопа и др.)	(Серебро-полиметаллический, касситерит-ферберитовый, колчеданно-швелитовый) <b>Месторождения</b> Японии (Икуно-Акинобе, Асио), Боливии (Тасна, Хукамарини и др.), Перу (Маракоча, Серро-де-Паско), США (Сан-Хуан), КНР (Усьи, Ляндяси), СССР (Икар)		

Олово-вольфрамовый железно-силикатный

(Хлорит-касситерит-вольфрамитовый, сульфидно-гурмалин-касситерит-вольфрамитовый)  
Месторождения Северо-Востока СССР (Илин-Тас, Бастой, Начальное, Чагданское), Дальнего Востока (Фестивальное, Комсомольское), Забайкалья (Верхне-Ингодинское), Англии (Кордуолл и др.).

Кварцево-силикатно-вольфрамовый (штокверковый)

(Кварц-молибденит-шешелитовый, кварц-сульфидно-шешелитовый)  
Месторождения Центрального Казахстана (Верхнее Кайракты и др. штокверки), Горного Алтая (Урзарсай), Урала (Тортовское), Кавказа (Кли-Тиберда), КНР (Батоньсян, Линьхуашань, Фукэн)

Халцедоно-сурьмяно-вольфрамовый (жильно-штокверковый)

(Киновари-ангимонит-ферберитовый, антимонит-шешелитовый)  
Месторождения СССР (Бурун-Шевия, Ново-Ивановское и др.), США (Хилгроув, Йеллоу-Пайн, Бюлдер-Каунти, Атолла), Канады (Тунгстен-Кун), Бразилии (Чойла), КНР (Сяньсян, Таоань, Уси, Цзюлуанань), Турции (Гюнюслер)

элементов (уран, торий, радий) и летучих (фтор, бор, фосфор, вода).

2. Важной особенностью всех гранитоидов полей вольфрамового оруденения выступает длительность развития заключающего их магматического комплекса, в том числе частных очаговых структур плутоногенного магматизма, что выражено в отчетливых признаках многократного преобразования состава пород как в магматическую, так и в послемагматическую стадии их эволюции. В этом плане гранитоиды одноактного внедрения и короткого периода становления (обычно моношпатового состава) для полей вольфрамового оруденения не характерны. Напротив, граниты в полях продуктивного вольфрамового оруденения всегда двуполевошпатовые, а в поздних, наиболее близких к оруденению фазах комплексов, приближаются к существенно альбит-микроклиновым разностям. В последних отчетливо выражено несколько поколений основных породообразующих (плагиоклаза, калиевого полевого шпата, иногда кварца) и ряда акцессорных минералов. Последующие поколения полевых шпатов (частью послемагматические) отвечают все более низкотемпературным образованиям, приближающимся к крайним членам альбита и микроклина (с наиболее низким альбитовым минералом), со свойствами все более упорядоченных кристаллических решеток (например, калишпаты все более высокой степени триклинности, наиболее обогащенные рубидием, литием, свинцом, таллием и другими примесями).

Ранние поколения плагиоклазов, калиевых полевых шпатов (обычно обогащенных барием, стронцием), кварца в структурах гранитов, иногда в составе зональных кристаллов, выступают в виде ксеновключений, не равновесных составу преобладающей массы минерального парагенезиса этапа основной котектической кристаллизации расплава.

В таком же плане характерны многократно повторяющиеся генерации акцессорных минералов одного вида (апатиты, цирконы, сфены, ферромагнитные минералы группы ильменита — магнетита и др.), отличающиеся физическими свойствами, отчасти составом, наиболее обогащенные элементами-примесями (в том числе вольфрамом) в своих наиболее поздних генерациях. Так, например, среди вольфрамоносных гранитов и развитых по ним грейзенов в районах Горного Алтая (Сотников, Никитина, 1971) отмечается до пяти генераций апатита, каждая из которых отчетливо выделяется по свойствам люминесценции.

По форме выделений, составу примесей, степени метамиктности и другим признакам в составе вольфрамоносных гранитоидов удается различить несколько генераций цирконов. Ферромагнитные акцессории разных генераций заметно отличаются составом примесей (титан, никель, кобальт, магний и др.), особенностями структур распада, терромаг-

нитными показателями (точки Кюри) и другими свойствами, в том числе уровнем накопления в них вольфрама, олова и других элементов-примесей.

Существенные изменения в ходе эволюции состава plutонических гранитоидов, по мере формирования гранитов все более поздних фаз, испытывают слюды группы биотита, подвергающиеся в разных случаях распаду, замещению минералами группы мусковита или хлорита.

Однако, прежде всего биотиты обнаруживают заметные вариации исходного состава в ассоциациях plutонических гранитоидов в районах вольфрамовых месторождений разных формационных групп. При этом не оставляет сомнения то, что фиксируемые отличия отражают особые условия формирования plutонических гранитоидов, а также сопутствующего им гетогенного процесса в полях месторождений различных формационных групп.

Биотиты обнаруживают наиболее заметные отличия по составу (соотношению) катионов в четверной координации (рис. 1), величинам железистости и глиноземистости (рис. 2), что косвенно указывает на отличие режимов кислотности — щелочности, температуры кристаллизации расплавов и давления летучих в них при формировании соответствующих тел plutонических гранитоидов (Маракушев, Тарарин, 1965; Иванов, 1970; и др.).

Гранитоидам из полей месторождений оловянно-вольфрамовой формации свойственны биотиты повышенной железистости и глиноземистости, указывающие наряду с другими признаками на кристаллизацию расплава при относительно пониженной температуре субсолидуса, повышенном давлении водяного пара и других летучих.

Биотиты, обогащенные магнием, обычно характерны для гранитов полей молибдено-вольфрамовых месторождений, что вместе с другими особенностями состава (см. рис. 1, 2) свидетельствует о их образовании в условиях более высокой щелочности среды.

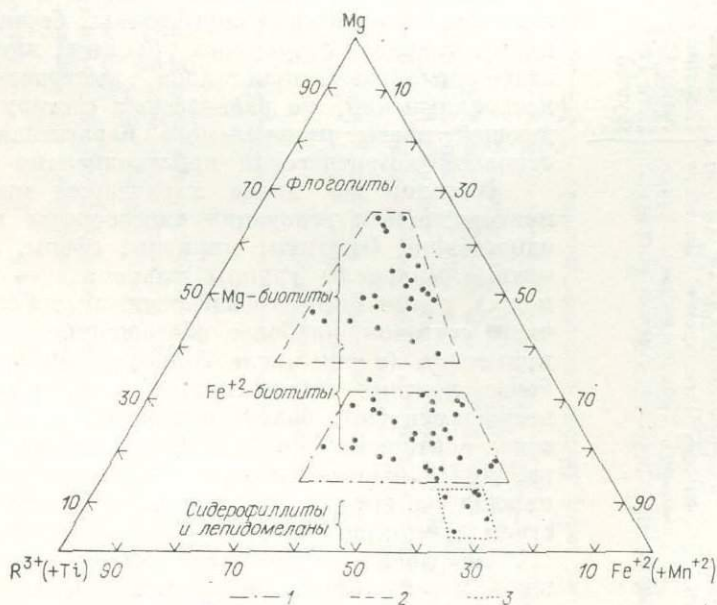


Рис. 1. Соотношение катионов (четверной координации) в биотитах гранитов из полей вольфрамовых месторождений различных формаций.

1 — оловянно-вольфрамовой, 2 — молибдено-вольфрамовой, 3 — полиметаллической.

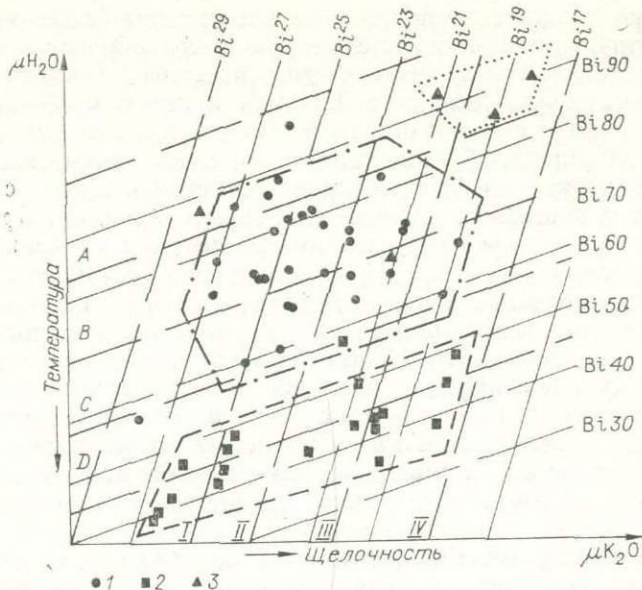


Рис. 2. Вариации железистости ( $Vi_{50}$ ) и глиноземистости ( $Vi_{25}$ ) в биотитах гранитов на диаграмме химических потенциалов воды и калия (Иванов, 1970).

Формации месторождений: 1 — оловянно-вольфрамовая, 2 — молибден-вольфрамовая, 3 — полиметаллическая.

В сходной среде высокой щелочности образуются высокожелезистые биотиты, свойственные гранитоидам полей полиметаллически-вольфрамовых месторождений, однако кристаллизация их отвечает условиям более низких температур.

Отметив отличия биотитов в качестве одного из важных критериев, мы не станем далее углубляться в петрогенетические аспекты соответствующих гранитоидов и обратим основное внимание на некоторые их геохимические отличия.

Для гранитоидов полей вольфрамовых месторождений в настоящее время не представляется возможным установить достаточно представительные количественные данные о степени накопления вольфрама и сопутствующих ему элементов в валовом составе гранитов в составляющих их породообразующих и акцессорных минералах. Такие данные не могут быть положены в основу выделения так называемых потенциально вольфрамоносных гранитоидных плутонов. Это связано с тем, что первичный состав гранитов испытывает существенные изменения в обширных ореолах проявления наложенных на них гипогенных процессов. В этом отношении имеющиеся количественные геохимические данные крайне невыдержанны и разноречивы, в дальнейшем такими количественными геохимическими данными можно пользоваться лишь как отражающими ту или иную тенденцию в геохимии рудоносных гранитов, при этом не в плане их потенциальной рудоносности, а в аспекте геохимических признаков конкретного геохимического ореола и его особенностей в полях месторождений различных формационных групп.

В полях месторождений оловянно-вольфрамовой формации гранитоиды обычно выделяются повышенным содержанием фтора и лития; среди элементов-примесей характерны ассоциации вольфрама, олова, бериллия, тантала, ниобия.

Особенно высокие коэффициенты накопления фтора и лития свойственны интрузивным и автометаморфическим образованиям поздних фаз, тяготеющим к апикальным частям массивов. Среднее содержание фтора в таких полях достигает 0,2—1,0, а лития 0,03—0,12%; в наиболее существенной степени они накапливаются в поздних слюдах.

Ранние гибридные образования в таких полях также выделяются повышенным содержанием фтора и лития, отличаясь вместе с тем заметно более высокими концентрациями титана, бария, стронция. В таких фациях гранитоидов накопление вольфрама преимущественно связано с полевыми шпатами, биотитом (до одного порядка выше кларка) и ферромагнитными аксессуориями. Подобные аномальные концентрации вольфрама связаны с замещением гранитами определенных горизонтов вмещающих пород (изначально обогащенных вольфрамом) и не отражают соотношений между запасами вольфрама в аномалии и возможным скоплением его в виде вольфрамового оруденения. Перспективы собственно вольфрамового оруденения в этом случае определяются интенсивностью последующих наложенных процессов, выраженных в появлении метасоматических образований (типа грейзенов, альбититов) в поле развития гранитоидов или скарнов в зонах их экзоконтакта.

Среди аксессуарных минералов рассматриваемых гранитоидов наиболее характерны апатит, ильменит и магнетит, количественно убывающие в поздних интрузивных и наложенных образованиях, и, напротив, количественно нарастающие в поздних образованиях — монацит, ксенотим, топаз, флюорит, шеелит, вольфрамит, иногда касситерит и тантало-ниобаты.

В аксессуориях все более поздних генераций возрастает содержание вольфрама, особенно в ферромагнитных минералах: магнетите (до 20—30 г/т) и ильмените (до 100 г/т), которые, однако, в поздних фазах гранитоидов и в наложенных образованиях сохраняются редко. Они исчезают параллельно с появлением самостоятельных аксессуарных выделений вольфрамита и шеелита. От ранних к поздним магматическим и наложенным образованиям нарастают значимые величины коэффициентов парной корреляции между вольфрамом, фтором, бором, литием, рубидием, натрием и бериллием.

В распределении вольфрама в направлении его ореола повышенных концентраций уменьшается доля последнего в составе породообразующих (плагиоклаз, биотит) и ферромагнитных минералов и возрастает в позднем мусковите и самостоятельных аксессуарных вольфраматах. Отмеченная изменчивость условий накопления и форм связи вольфрама от ранних к поздним магматическим и наложенным образованиям в существенной мере повторяются в направлении от глубинных к апикальным (рудоносным) частям интрузивных тел.

Имеющиеся данные (Гребенщикова, 1974) показывают, что среди анионных примесей в составе газово-жидких включений в том же направлении возрастает отношение  $Fe^-/Cl^-$  и  $F^-/HCO_3^-$ , что свидетельствует о постепенном парастании кислотности среды минералообразования.

В полях месторождений молибден-вольфрамовой формации среди окружающих гранитоидов, особенно поздних фаз, также отмечается относительное накопление фтора, уровень которого, однако, в два и более раза уступает гранитам в полях месторождений оловянно-вольфрамовой формации. При этом накопление фтора не сопровождается параллельным увеличением содержания лития и бора.

Литий-рубидиевое отношение постоянно ниже 0,5 и заметно уступает величине такого отношения в гранитоидах полей оловянно-вольфрамовых месторождений. Накоплению фтора часто сопутствует бериллий и молибден, но без тапала и ниобия, как это свойственно гранитоидам предыдущей формации.

В поздних, наиболее близких к оруденению фазах лейкократовых гранитов, постоянно отмечаются значимые величины коэффициента пар-

ной корреляции между вольфрамом, фтором, молибденом, бериллием, кальцием и натрием. Вольфрам относительно устойчив по уровню накопления (близкому кларку) в разных фазах гранитов, несколько парастая к апикальным частям интрузивных тел и в краевых фациях гибридных образований.

Последнее частично связано с накоплением в тех же породах ферромагнитных и титансодержащих аксессуариев (магнетит, ильменит, сфен), отличающихся повышенными содержаниями вольфрама (на 1—2 порядка выше кларка его в гранитах).

При этом уровень содержания вольфрама постепенно возрастает в магнетите, ильмените и сфене поздних генераций, особенно в составе гранитоидов все более поздних интрузивных фаз. Это наиболее заметно при распаде сфена и замещении его рутилом, наиболее изоморфно емким в отношении вольфрама (среднее содержание вольфрама в рутилах гранитоидов составляет 672 г/т; Ляхович, 1973).

В балансе распределения вольфрама минералами-носителями выступают полевые шпаты, содержание вольфрама в которых заметно возрастает от ранних к поздним интрузивным фазам гранитоидов. Однако при этом все большая доля вольфрама в гранитах поздних фаз приходится на слюды и аксессуарные минералы. Особенно показательными в этом отношении являются породы широко дифференцированной поздней серии даек (диоритовых порфиритов, бостопитов и др.), содержание вольфрама в которых нередко на порядок превышает кларк в гранитах.

Таким образом, перераспределение и накопление вольфрама в гранитоидах, окружающих месторождения рассматриваемой формации, вероятно, обусловлено явлениями магматической дифференциации, что отвечает представлениям Н. В. Белова (1959) «о сохранении вольфрама, марганца и молибдена до конца главной кристаллизации». В ходе такой дифференциации намечается обеднение поздних дифференциатов литием, ниобием, танталом, фтором и обогащение их бором, кобальтом, хромом, частично молибденом и вольфрамом. Более высокий уровень накопления в газовой-жидких включениях породообразующих минералов гранитов относительно менее растворимых в магматических расплавах анионов  $\text{Cl}$  и  $\text{HCO}_3^-$  свидетельствует об относительно высокотемпературных условиях и более высокой щелочности среды минералообразования.

В полях гранитоидов с отчетливо наложенными послемагматическими процессами (фельдшпатизацией, окварцеванием, грейзенизацией) заметно изменяется баланс распределения вольфрама. Более половины его приходится на аксессуары, в том числе на собственные минералы вольфрама, а среди породообразующих ведущими минералами-концентраторами выступают светлые слюды, которые по уровню концентрации вольфрама заметно уступают слюдам измененных гранитов в полях месторождений оловянно-вольфрамовой формации.

Поля месторождений колчеданно-вольфрамовой формации весьма неоднородны по составу и свойствам ассоциированных с ними интрузивных пород. Однозначно в них не удается определить характера генетических взаимоотношений между предшествующим магматическим и последующим рудным процессами. Интрузивные породы гранитоидного состава в полях таких месторождений приобретают особые геохимические черты, связанные с предрудным метаморфизмом и влиянием ранних стадий гипогенного процесса.

Наиболее характерной особенностью гранитоидов и ассоциированных с ними вмещающих (магматических и осадочно-метаморфических) пород является наложенная биотитизация, хлоритизация, реже турмалинизация. Наложенный биотит (обычно группы сидерофиллита), несомненно, формируется под воздействием щелочных растворов в относительно низкотемпературных условиях (см. рис. 1, 2).

Биотитизированные гранитоиды вольфрамоносных ореолов по элементам-примесям отличаются от гранитоидов охарактеризованных ранее формаций значительно более низкими уровнями накопления фтора и лития, а также сравнительно более высоким калий-рубидиевым отношением. Среди элементов с относительно высокими уровнями концентрации, заметно превышающими их кларковые содержания в гранитах, в рассматриваемых гранитоидах отмечаются висмут, медь, свинец, цинк, фосфор, иногда золото, серебро. Среди порообразующих элементов значимый уровень парной корреляции обнаруживают лишь щелочи (калий, натрий, литий, рубидий), в чем можно видеть влияние глубинных растворов, прямо не связанных с обнаженными магматическими образованиями. Среди элементов-примесей в тех же гранитоидах отмечается значимый уровень корреляции между свинцом и медью, содержание вольфрама с которыми не коррелируется.

Относительно слабо измененные породы околорудных ореолов по уровню содержания вольфрама немногим превышают кларк в гранитоидах, при этом основными минералами-концентраторами вольфрама являются акцессории (апатит, циркон, монацит, гранат; иногда присутствует шеелит).

Наложенный биотит в пределах рассматриваемых ореолов не выделяется заметно высоким накоплением вольфрама, но уровень последнего в пять и более раз превышает содержание вольфрама в биотитах обычных гранитов, как это показано И. Н. Говоровым с соавторами (1970) при статистической оценке содержаний вольфрама в порообразующих минералах рудоносных и безрудных гранитоидов СССР:

Минерал	Количество анализов, n	Среднее содержание W, г/т	Дисперсия, $\sigma^2$
Биотиты рудоносных гранитов	83	10,0	74,4
Биотиты безрудных гранитов	76	1,8	1,61

Особенности распределения вольфрама в гранитоидах ореолов месторождений колчеданно-вольфрамовой формации дают основание предполагать вероятность его мобилизации из пород субстрата (не обнаженных на фиксируемом уровне оруденения) проникавшими через них глубинными щелочными растворами, что косвенно должно указывать на парагенетические (если не случайные) соотношения между вольфрамовым оруденением этой формационной группы и ассоциированными с ним магматическими образованиями.

Отмеченные выше минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамовых месторождений трех рассмотренных формационных групп в настоящее время могут быть выражены лишь в качественном отношении. Количественные минералого-геохимические параметры соответствующих ореолов их распространения, даже в определенных границах, пока еще нами не могут быть предложены.

Важно подчеркнуть, что в целях дальнейшей разработки таких минералогических и геохимических параметров аномальных полей, сопровождающих вольфрамовое оруденение и отражающих элементы их горизонтальной и вертикальной зональности, единый подход к вольфрамовому оруденению любого типа едва ли окажется корректным. При выяснении количественной стороны таких параметров необходимо учитывать минералого-геохимические отличия магматических и гипогенных образований в полях вольфрамового оруденения различных формационных групп как по набору характерных элементов, так и по уровням их индикаторных отношений.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЛОВОНОСНЫХ И ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На примере рудных районов Советского Союза и зарубежных стран видно, что оловоносные и вольфрамоносные магматические гранитоидные комплексы развиты как в пределах щитов и платформ, так и в складчатых областях. Обычно эти комплексы являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Нередко формирование рудоносных магматических комплексов связано с процессами тектономагматической активизации. Особенно велика роль этих процессов на платформах и щитах. Однако и в областях завершенной складчатости, и в пределах срединных массивов процессы активизации и связанная с ними минерализация проявлены достаточно широко. Эпохи активизации проявлялись неоднократно, но наибольший интерес в отношении оруденения представляют процессы герцинской и, особенно, мезозойской активизации.

Возраст пород рудоносных магматических комплексов колеблется от докембрия (1650—800 млн. лет) до неогена (30—15 млн. лет). Однако распространенность разновозрастных гранитоидных комплексов и практическое значение сопровождающих их месторождений различно. Среди оловоносных наиболее широко развиты мезозойские, особенно верхнемеловые, и палеогеновые, а среди вольфрамоносных наряду с мезозойскими большую роль играют палеозойские.

Полученные нами совместно с И. Н. Говоровым, Ю. Г. Ивановым, Н. А. Настичем, Б. И. Шершаковым и другими исследователями новые данные позволяют выделить среди оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов два генетических типа, отличающихся рядом петрографических, петрохимических и геохимических особенностей представляющих их гранитоидов.

Первому типу принадлежат существенно калиевые дифференцированные гранитоидные комплексы, первые фазы которых представлены биотитово-роговообманковыми гранитами, реже гранодиоритами, а наиболее поздние дифференциаты — аляскитовыми или лейкократовыми гранитами, часто повышенной щелочности.

С гранитами первого типа пространственно и генетически связаны месторождения касситерит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формаций. Ярким представителем подобных комплексов являются нижнемеловые гранитоиды Чукотки, с которыми связаны оловянно-вольфрамовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, верхнепалеозойские оловоносные и редкометальные гранитоиды Центрального Казахстана и Рудных Гор, сопровождающиеся оловянными и вольфрамовыми месторождениями грейзеновой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формации и подобные гранитоиды других районов мира.

Этому же типу близки гранитоидные комплексы Северного Приладожья и Киргизии, с которыми связаны оловянные месторождения скарново-рудной формации. С подобными комплексами в некоторых районах связаны и оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации (Западный Узбекистан, Киргизия).

Ко второму типу относятся также существенно калиевые более интенсивно дифференцированные многофазные гранитоидные комплексы. Формирование их начинается с образования кварцевых монзонитов или кварцевых сиенитов и завершается граносиенитами или лейкократовыми калиевыми гранитами. Примером этих комплексов являются гранитоиды некоторых рудных районов Сихотэ-Алиня, Певекского района (Чукотка),

Средней Азии и других регионов, где проявлены оловорудные месторождения касситерит-силикатной и вольфрамовые — шеелитовой формаций.

В ряде случаев рудоносными являются вулканоплутонические ассоциации, в пределах которых устанавливается комагматичность эффузивных субвулканических и интрузивных образований, о чем свидетельствуют выделенные нами структурно-геологические, минералого-петрографические и геохимические критерии (Руб, 1970). Имеющиеся геологические материалы, петрографические и геохимические особенности (в частности поведение элементов группы железа) пород двух отмеченных генетических типов рудоносных гранитоидов позволяют высказать предположение о том, что они связаны с различными источниками. Гранитоиды первого типа являются палингенными и образовались в результате переплавления сиала, а гранитоиды второго типа имеют более глубинный источник и представляют, вероятно, дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы.

Мы не будем детально останавливаться на петрографических и петрохимических особенностях двух выделенных генетических типов гранитоидов. Отметим только, что если биотиты гранитов первого типа существенно железистые (коэффициент железистости в них колеблется от 75 до 95%), то биотиты гранитов второго типа существенно магниевые. Даже в постмагматических образованиях, сопровождающих гранитоиды второго типа, установлены высокие содержания MgO, до 12—15%. В качестве примера можно привести биотиты грейзенов месторождения Восток-2, в которых содержание MgO достигает 14—15%.

Гранитоиды второго типа, так же как и входящие в их состав биотиты, содержат значительно больше хрома, никеля, кобальта и ванадия (см. таблицу). Так, если содержание хрома в биотитах гранитов первого типа не превышает 10 г/т, а никеля — 21 г/т, то в темных слюдах гранитоидов второго типа количества этих элементов составляют соответственно от 67—80 до 200 и от 85 до 420 г/т. Интересно, что в слюдах гранитов первого типа всегда выше содержание галлия (см. таблицу).

Акцессорные магнетиты гранитоидов двух рассматриваемых типов также резко отличаются по содержанию титана, хрома, никеля, кобальта и ванадия. Содержание хрома в акцессорных магнетитах гранитов первого типа не превышает 0,03, а ванадия 0,24%, в то время как в магнетитах второго типа содержание хрома достигает 0,42, а ванадия 1,71%.

Среди акцессорных минералов гранитоидов второго генетического типа нами были обнаружены хромшпинелиды.

Проведенное совместно с Н. В. Троновой изучение хромшпинелидов на электронно-зондовом микроанализаторе системы «Самса» MS-46 показало, что характерной особенностью изученных хромшпинелидов является высокое содержание железа и относительно низкое хрома. Количество железа в них обычно колеблется от 51 до 70, а окиси хрома от 18 до 33%, причем содержание железа увеличивается (до 65—70%) в хромшпинелидах наиболее кислых пород — гранодиоритов и липаритов, а содержание хрома соответственно уменьшается. От хромшпинелидов более основных пород (диорит-монзонитов) к более кислым (гранодиориты и липариты) уменьшается также содержание окисей магния и алюминия. Среди изученных хромшпинелидов наряду с обычными разностями, где окись титана не превышает 2—3%, встречены высокотитанистые хромшпинелиды, содержащие до 8, а единично — до 15% TiO<sub>2</sub>. Как известно, такое высокое содержание TiO<sub>2</sub> характерно для лунных базальтов.

Рассматриваемые хромшпинелиды отличаются от хромшпинелидов ультраосновных пород повышенным содержанием железа и пониженным содержанием хрома и магния (Руб и др., 1975).

Таким образом эти новые материалы подтверждают наши предположения о связи гранитоидов второго генетического типа с более глубинным источником — трахиандезитовой магмой.

Содержание в биотитах рудоносных гранитоидов различных генетических типов элементов группы железа и некоторых рудных элементов

Гене- тиче- ский тип гранитоидов	Район	Название пород, из которых отобран биотит	Номер образца	Содержание элементов, г/т											
				Cr	Ni	Co	V	Sn	Pb	Zn	Se	Mo	W	Ga	Ag
Коровые	Сарыджазский* (Киргизия)	Биотитовые и лей- кократовые граниты	14/72	4,4	21	25	83	120	40	760	25	4,8	4	170	0,065
			103/72	4,8	18	20,3	59	142	60	680	22	6,0	8,3	141	0,026
			733/68	1,0	6,0	1,7	3,8	310	53,5	760	25	2,8	5,4	135	0,014
			2/72	1,1	6,6	3,2	4,4	330	40	356	56	1,4	5,8	162	0,021
	Приханкайский** (При- морье)	Биотитовые граниты	242/66	4	10	10	70	200	100	300	20	4	—	200	—
			59/65	10	10	20	80	300	200	300	30	10	4	200	—
			798/68	10	7	10	30	300	300	300	30	10	4	150	—
Глубинные	Лермонтовское место- рождение* (Приморье)	Граниты и граносне- ниты	72/73	123	420	29	224	13,1	12	438	67,5	2,5	4	9,8	0,065
			72a/73	67	205	23	210	9,8	14,2	200	41	0,9	5,8	67	0,014
			1008/71	115	210	19,2	224	23,4	10,5	286	51,5	1,1	5,2	81	0,065
			876/73	118	192	11,5	Не опр.	31,6	22	280	48	1,1	3,6	85	0,032
			90/73	95	187	14,2	240	28	10,5	310	44,5	1,1	4,8	76	0,21
	Месторождение Вос- ток-2** (Приморье)	Граносиениты, грани- ты, гранодиориты, грейзены	144/65	112	157	30	300	9	10	300	30	8	8	100	—
			145/65	117	98	30	200	15	10	300	30	4	10	100	—
			77/65	165	300	30	300	10	—	300	30	3	12	100	—
			110/65	200	100	30	30	30	—	300	30	9	10	100	—
			141/65	80	85	20	300	30	30	100	30	3	300	100	4

\* Результаты количественных спектральных анализов, выполненных в Геологическом институте ДВНЦ.

\*\* Результаты приближенных количественных спектральных анализов, выполненных в ИГЕМ АН СССР.

Как правильно отмечал Л. В. Таусон (Таусон и др. 1970<sub>1</sub>), для гранитоидных комплексов обоих генетических типов очень большое значение имели летучие. Для рудоносных магматических комплексов первого типа это в основном фтор, а для оловоносных комплексов второго типа наряду с фтором — бор и сера. Для вольфрамосных комплексов, с которыми связаны вольфрамовые месторождения шеелитовой формации, наряду с фтором очень важны фосфор, хлор и  $\text{CO}_2$ .

Содержание летучих, в частности фтора в редкометалльных, оловоносных и вольфрамосных комплексах обычно в 2—3 раза превышает средние содержания фтора в кислых породах. При этом наблюдается резкое увеличение содержания и дисперсии содержания фтора в поздних наиболее кислых дифференциатах, при формировании которых большую роль играли процессы эманационной дифференциации.

Летучие в рудоносных комплексах присутствуют не только в акцессорных и цветных пороодообразующих минералах (биотите и роговой обманке), но и в кварце (в составе газовых и газово-жидких включений). При этом на примере Приханкайского (Приморье), Балыгычано-Сугойского (Северо-Восток) и Хинганского (Хабаровский край) районов видно, что содержание фтора в биотитах и кварцах увеличивается от гранитов ранних фаз к более поздним. Так, содержание фтора в биотитах ранних фаз достигает от 0,6 до 1,2, а в поздних — 2,5%. Содержание фтора в кварце колеблется от 0,002% в гранитах первой фазы до 0,06 в гранитах заключительных фаз и субфаз. Отмеченное обстоятельство, так же как и повышенное количество фтора в неизменных эффузивах (Руб, 1970), свидетельствует о магматическом, а не ассимиляционном генезисе фтора и накопления его в остаточном магматическом расплаве в результате эманационной дифференциации.

В рудоносных магматических комплексах наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием в породе и пороодообразующих минералах, особенно слюдах, рудных элементов (Sn, Ta) и фтора. Так, в оловоносных и редкометалльных гранитах Приханкайского района коэффициент корреляции между содержанием в гранитах олова и фтора равен 0,82 ( $r_{5\%} = 0,42$ ), а коэффициент корреляции между содержанием упомянутых элементов в биотитах отмеченных гранитов равен 0,88 ( $r_{5\%} = 0,46$ ). По данным Г. Тишendorфа, коэффициент корреляции между содержанием фтора и олова в биотитах рудногорских оловоносных гранитов равен 0,87.

О большом значении летучих при формировании редкометалльных и оловоносных магматических комплексов свидетельствуют вскрытые на Востоке СССР протолитионитовые граниты. Протолитионит, занимающий в этих гранитах позицию биотита, является единственным темноцветным минералом рассматриваемых пород. Имеющиеся геологические материалы и проведенное А. К. Рубом специальное изучение протолитионитов с применением прецизионных методов исследования позволяют высказать предположение о магматическом происхождении протолитионитовых гранитов, образовавшихся из специфических магм, обогащенных фтором и редкими щелочами. Экспериментальными работами доказана возможность существования гранитных расплавов, обогащенных литием и фтором, которые кристаллизуются при температурах 500—600°.

Нами совместно с А. К. Рубом были изучены кварцы из протолитионитовых гранитов на электронном микроскопе. Изучение проводилось Р. В. Боярской в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР. В кварце было обнаружено большое количество газово-жидких включений различной формы. В них среди кристаллов-узников присутствует топаз.

Отмеченные примеры свидетельствуют о большой роли летучих при формировании рудоносных магматических комплексов обоих генетических типов.

Наряду с летучими при формировании рудоносных гранитоидов большую роль играет калий. Содержание калия в конечных дифференциатах оловоносных и вольфрамносных комплексов колеблется обычно в пределах 5,5—6,5%, причем в этих породах наблюдается прямая корреляционная связь между калием и оловом. Так, коэффициент корреляций между калием и оловом в гранитах заключительных фаз Приханкайского и Сарыджазского районов и Северного Приладожья колеблется от 0,70 до 0,85.

Породы редкометалльных, олово- и вольфрамносных магматических комплексов характеризуются обычно повышенным количеством соответствующих рудных элементов, концентрация которых и дисперсия содержаний резко увеличиваются в поздних наиболее кислых дифференциатах. Породообразующие и акцессорные минералы рудоносных гранитов также отличаются большим количеством этих элементов и летучих компонентов по сравнению с теми же минералами нерудоносных гранитов. В ряде случаев в рудоносных гранитоидах рудные элементы и летучие компоненты образуют самостоятельные акцессорные минералы.

Впервые с помощью электронно-зондового микроанализатора установлены формы вхождения некоторых рудных элементов (Sn, Ta, Nb, W) и летучих (F) в породообразующие (слюды) и акцессорные минералы. Подтверждены данные В. Л. Барсукова и др. (1970) о том, что частично олово входит в биотит в виде изоморфной примеси, заменяя трехвалентное железо. Тантал также частично входит в виде изоморфной примеси, заменяя титан. Главным концентратом олова и тантала в слюдах являются акцессорные минералы — касситерит, колумбит, стрюверит, рутил и другие, присутствующие в слюдах в виде микровключений. Таким образом, повышенное содержание рудных элементов в биотитах, кристаллизующихся в магматическую стадию, и наличие в них микровключений касситерита, колумбита, стрюверита и других рудных минералов свидетельствуют о магматической природе олова и тантала.

Материалы, полученные по разновозрастным оловоносным вольфрамносным и редкометалльным гранитам различных регионов СССР, свидетельствуют о том, что состав акцессорных минералов и содержание в них тех или иных элементов-примесей отражает геохимические особенности кристаллизующейся гранитной магмы. Если магма обогащена вольфрамом, то в акцессорных апатитах гранитов отмечается повышенное количество вольфрама; если магма обогащена танталом, образуются танталсодержащие акцессорные минералы — колумбит, стрюверит и т. д.

Изучение характера распределения вольфрама в акцессорных апатитах показало, что в незначительном количестве он присутствует в них как изоморфная примесь (рис. 1). Однако главный концентрат вольфрама

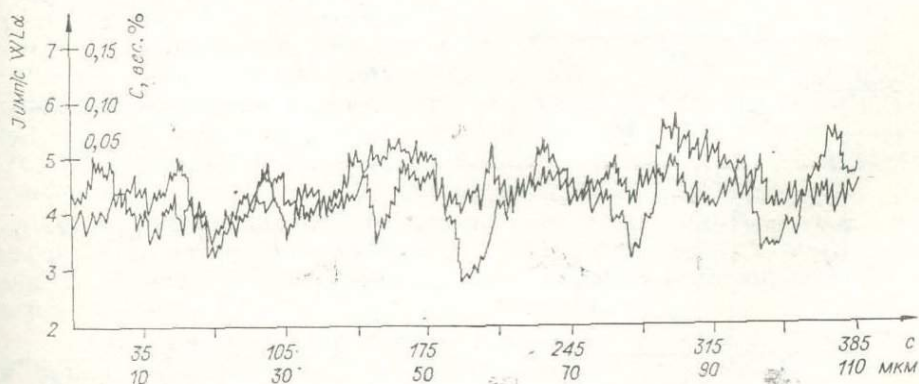


Рис. 1. Равномерное распределение вольфрама в апатите

Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения вольфрама, нижние — фоновые интенсивности этого элемента.

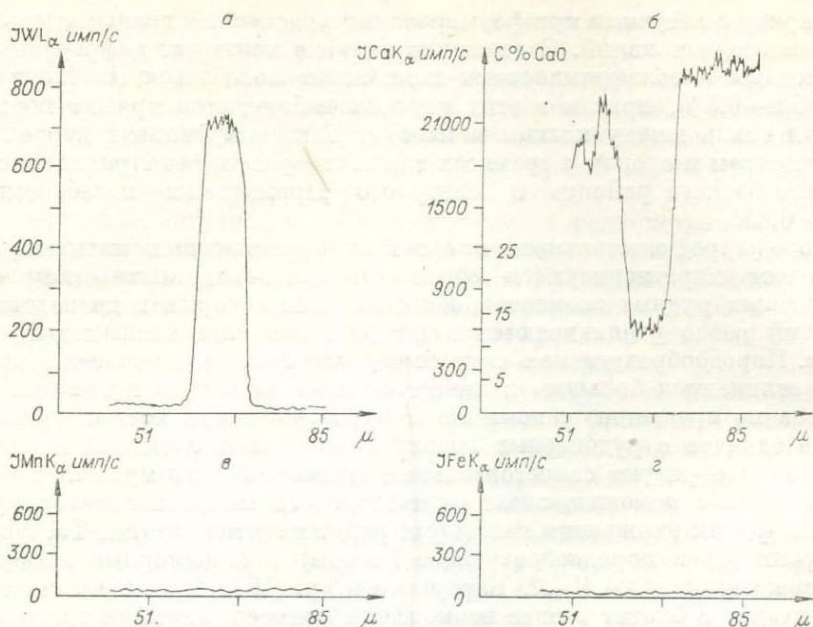


Рис. 2. Разрез через микровключение шеелита в апатите. Распределение вольфрама (а), кальция (б), марганца (в) и железа (г).

в апатитах — присутствующие в них микровключения вольфрамита (рис. 2) и шеелита (рис. 3).

В акцессорных цирконах оловоносных гранитов установлены микровключения касситерита (рис. 4). Все отмеченное свидетельствует о проявлении специализации магматических комплексов, которая выражается не только повышенным количеством рудных элементов и летучих компонентов, но и другими особенностями (Руб, 1973). Как следует из вы-

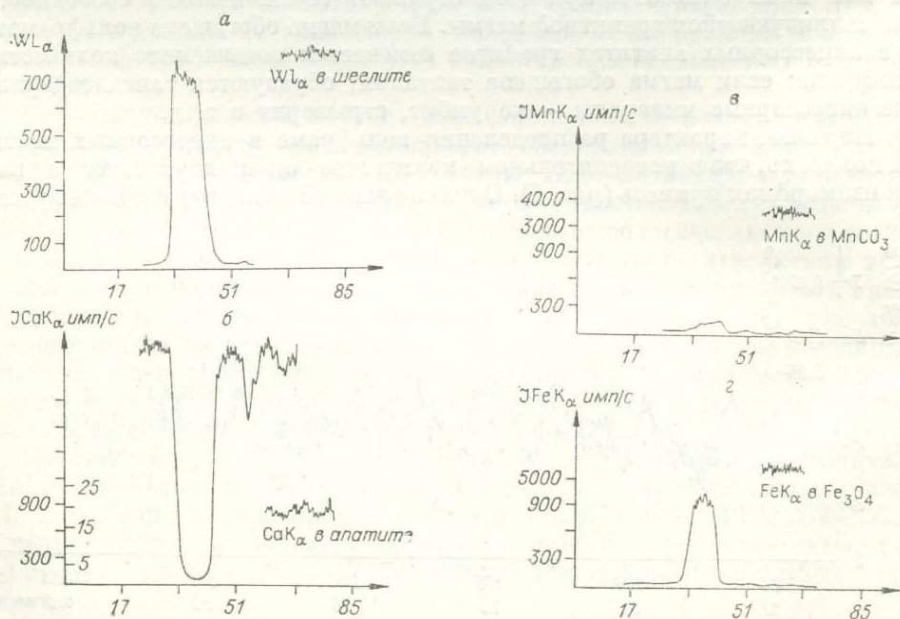


Рис. 3. Разрез через микровключение вольфрамита в апатите. Распределение вольфрама (а), кальция (б), марганца (в) и железа (г).

шеизложенного, слюды и акцессорные минералы являются индикаторами металлогенической специализации магматических комплексов.

Выявленные геохимические особенности двух рассмотренных типов рудоносных магматических образований следует учитывать при поисках оловянных и вольфрамовых месторождений различных генетических типов. Кроме того, наличие в рудоносных гранитоидах, их надвнутрузивных зонах и ореолах рассеяния биотита с повышенным содержанием фтора и микровключениями рудных минералов, а также самостоятельных выделений касситерита, тантало-ниобатов, шеелита, апатита с повышенным содержанием вольфрама, рутила и циркона с микровключениями касситерита можно использовать как прямые поисковые критерии, указывающие на возможность обнаружения в районах развития содержащих их пород танталового, оловянного и вольфрамового оруденений.

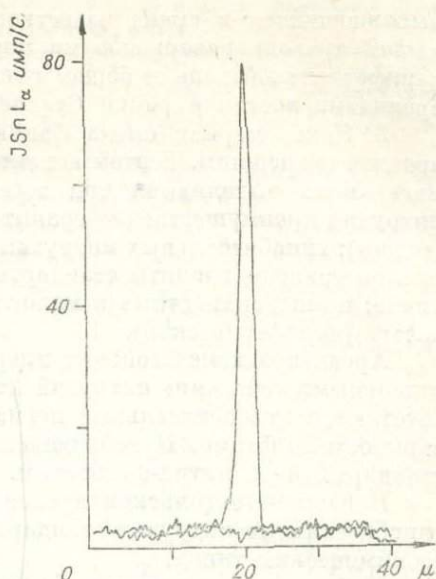


Рис. 4. Распределение олова в цирконе верхнемеловых оловоносных гранитов Мяо-Чана.

Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения олова, нижние — фоновые интенсивности олова.

П. В. КОВАЛЬ, В. И. КОВАЛЕНКО,  
М. И. КУЗЬМИН, А. И. КУЗНЕЦОВА

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МНР И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Известные в настоящее время важнейшие рудопроявления и месторождения вольфрама в МНР связаны главным образом с мезозойскими гранитоидами. Геохимическими отрядами совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в процессе составления тектонической карты МНР масштаба 1 : 1 500 000 получен обширный материал по распределению вольфрама в мезозойских интрузивных породах Монголии. Он дает возможность рассмотреть региональные аспекты распределения вольфрама в связи с генеральной вещественной зональностью магматизма и металлогенией этого региона.

Ареал мезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса имеет сложную структуру (Зоненшайн и др., 1973; Мезозойская..., 1975). Основные ее особенности для территории МНР можно сформулировать следующим образом.

1. Существование двух главных циклов (ареалов) магматизма: ранне- и позднемезозойского. Широкая распространенность раннемезозойских и сравнительно ограниченная — позднемезозойских интрузий.
2. Закономерная вещественная зональность относительно Монголо-Охотского линеамента и внутренних частей Тихоокеанского кольца,

выражающаяся в смене известково-щелочного магматизма центральных частей ареалов изверженными породами повышенной щелочности в его периферической зоне и общем смещении «эпицентра» позднемезозойского ареала на восток в район Становика.

3. Закономерная смена фаций глубинности от центральных частей ареалов к внешним. В этом аспекте в пределах раннемезозойского ареала магматизма выделяются три зоны: батолитообразных мезоабиссальных интрузий преимущественно гранит-гранодиоритового геохимического типа («ядро»); гипабиссальных интрузий (обрамление «ядра»), в которой широко распространены граниты стандартного и литий-фтористого геохимических типов; приповерхностных и малоглубинных интрузий повышенной щелочности (периферическая).

Ареал позднемезозойских интрузий на территории МНР представлен отдельными «очагами» интрузий периферической зоны, в которых обычно сочетаются мезоабиссальные пегматитоносные, гипабиссальные и приповерхностные фации. Преобладающие геохимические типы гранитоидов — стандартный и литий-фтористый.

В Южно-Монгольском ареале магматизма развиты главным образом гипабиссальные интрузии стандартного, литий-фтористого и «агпаитового» геохимических типов.

4. Связь металлогении с вещественной и фациальной зональностью магматизма. В соответствии с общей структурой ареала выделяются две раннемезозойские металлогенические провинции: Северо-Восточная, примыкающая к Забайкалью СССР, и Южно-Монгольская, граничащая с Северным Китаем. Для позднего мезозоя сохраняется Северо-Восточная провинция. В пределах перечисленных провинций выделяются пояса, рудные районы и узлы.

Практически интересное вольфрамовое оруденение Монголии представлено главным образом вольфрамитовой минерализацией кварцево-грейзеновой формации. Оно связано с гранитоидами стандартного и литий-фтористого геохимических типов (плюмазитовыми редкометальными гранитами по Л. В. Таусону, 1974). В Северо-Восточной раннемезозойской металлогенической провинции вольфрамовые рудопроявления концентрируются в пределах Хэнтейского золото-редкометального пояса, приуроченного к зоне гипабиссальных интрузий обрамления «ядра» ареала (Модотинский, Цаган-Дабанский, Жанчивланский рудные узлы). Отдельные месторождения находятся в периферической зоне раннемезозойского ареала (Бага-Газрын). В пределах Южно-Монгольской провинции выделяются Нукутдабано-Халхингольский рудный район и Хара-Моритинский рудный узел.

Северо-Восточная провинция позднемезозойского цикла включает внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (Хапчерангинский и Верхне-Кумырский рудные узлы) и замыкающий вольфрамовый пояс (Джидинский, Их-Хайрханский, Тумен-Цогтинский, Борун-Цогтинский, Чулун-Хуриэтинский рудные узлы).

Рассмотрим далее общие закономерности распределения вольфрама в ареале мезозойского магматизма в связи с его структурой и металлогенией.

Средние содержания вольфрама в мезозойских интрузивных породах Монголии, по данным количественного спектрального анализа, приведены в таблице. Они варьируют в довольно широких пределах: от 0,5 до 10—12 г/т и более. В гранитоидах «ядра» раннемезозойского ареала магматизма (Бага-Хэнтейский плутон) уровень первично-магматических концентраций вольфрама, как правило, не превышает кларкового, составляя в среднем 0,5—1,4 г/т. При этом не наблюдается существенных различий в содержаниях вольфрама между отдельными интрузивными фазами и отсутствует его накопление в поздних фазах и жильных дифференциатах.

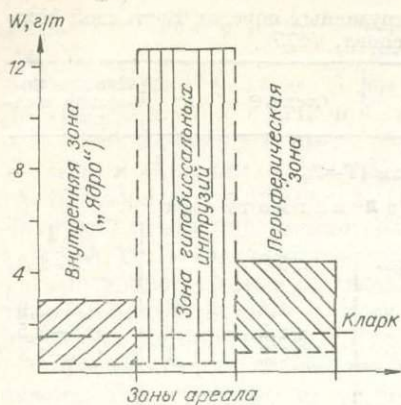
Средние содержания вольфрама в мезозойских интрузивных породах Восточной Монголии (г/т) (Коваль, Кузнецова, 1975)

Возрастной цикл, зона ареала, порода	Среднее	n*	Пределы колебаний средних**
<i>Раннемезозойские интрузии (Т—Т<sub>1-2</sub>)</i>			
<b>Северо-Восточный ареал магматизма</b>			
Зона батолитообразных интрузий («ядро») ареала:			
порфириновые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты <sup>2</sup>	≤0,8	3	0,5—1,0
биотитовые граниты <sup>2</sup>	1,4	9	0,8—2,9
двушпатовые аляскиты <sup>2</sup>	≤1,2	7	0,8—2,5
жилые граниты и аплиты	1,2	2	0,6—1,8
Зона гипабиссальных интрузий обрамления «ядра»			
а) Прионский район:			
габбро-диориты <sup>1</sup>	0,8	2	0,6—0,9
амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты <sup>2</sup>	0,6	2	0,4—0,7
двушпатовые аляскиты <sup>2</sup>	1,0	1	
жилые граниты	0,8	2	0,6—0,9
б) Северо-Западный Хэнтей:			
габбро-диориты <sup>1</sup>	≤0,7	17	<0,5—1,7
амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты <sup>2</sup>	≤1,1	7	≤0,5—2,1
биотитовые граниты <sup>3</sup>	≤1,5	12	≤0,8—5,7
двушпатовые аляскиты	1,5	7	0,8—2,1
жилые гранит-порфиры	3,0	6	0,9—5,0
в) Юго-Западный Хэнтей и его юго-западное обрамление:			
габбро-диориты <sup>1</sup>	≤0,7	3	0,5—0,9
порфириновые граниты <sup>3</sup>	2,0	10	0,5—5,3
биотитовые граниты <sup>3</sup>	2,1	11	0,8—5,1
жилые граниты и аплиты	2,3	5	0,7—4,0
двушпатовые аляскиты <sup>4</sup>	5,8	8	0,8—12,7
альбитовые гранитоиды <sup>4</sup>	~5,6	8	0,8—7,9
Зона малоглубинных интрузий (периферическая)			
Джидинский район:			
сиениты и граносиениты <sup>5</sup>	1,7	7	1,0—4,1
аплиты и сиенит-аплиты <sup>5</sup>	1,2	1	
аляскиты <sup>5</sup>	3,5	1	
Центральный район			
амфибол-биотитовые и биотитовые граниты <sup>3</sup>	2,4	6	1,7—4,4
моношпатовые аляскиты и щелочные гранитоиды <sup>5</sup>	≤1,5	7	<0,8—3,0
<b>Южно-Монгольский ареал магматизма</b>			
биотитовые граниты <sup>3</sup>	~3,1	14	<0,8—9,9
двушпатовые аляскиты <sup>4</sup>	~7,4	11	2,4—24
моношпатовый аляскит <sup>5</sup>	1,9	1	
агпайтовые граниты <sup>5</sup>	≤1,6	3	0,8—2,5
нефелиновый сиенит	3,6	1	
<i>Позднемезозойские интрузии (Т<sub>3</sub>—К<sub>1</sub>)</i>			
<b>Северо-Восточный ареал магматизма</b>			
Периферическая зона:			
габбро-диориты <sup>1</sup>	≤0,8	3	<0,8—0,8
амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты <sup>2</sup>	~2,7	9	<0,8—5,6
биотитовые граниты <sup>3</sup>	2,5	18	0,8—7,6
лейкократовые граниты <sup>4</sup>	1,9	8	0,8—4,5
альбитовые гранитоиды <sup>4</sup>	6,6	3	4,0—8,5
моношпатовые и щелочные аляскиты <sup>5</sup>	≤2,9	4	≤1,6—5,2

Примечание. 1 — породы габбро-диоритового геохимического типа (Новаленко и др. 1971), 2 — гранит-гранодиоритового (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда, по Л. В. Таусону, 1974), 3 — «стандартного», 4 — «литий-фтористого» (плюмазитовые редкометалльные граниты), 5 — агпайтового (палингенные граниты щелочного ряда).

\* Количество массивов (участков для батолитообразных интрузий), учтенных при определении общего среднего.

\*\* Пределы колебаний средних значений по изученным массивам.



Изменения средних содержаний вольфрама в Северо-Восточном ареале раннемезозойского магматизма МНР.

Для батолитообразного Бага-Хантейского плутона приведены данные по отдельным крупным участкам. Исключены данные по редкометалльным альбитовым гранитоидам.

го ареала. Следовательно, в направлении от «эпидцентра» ареала к его периферии наблюдается возрастание средних содержаний вольфрама в интрузивах и особенно их дисперсий с максимумом в области, где наиболее широко распространена ассоциация гипабиссальных интрузий стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Эту общую тенденцию изменения средних содержаний вольфрама в ареале иллюстрирует схема (см. рисунок).

Распределение вольфрама, подобное отмеченному выше для Хантейского золото-редкометалльного пояса, характерно и для гранитоидов позднемезозойских оловянно-вольфрамового и внешнего вольфрамового поясов, а также гранитоидных интрузий Южно-Монгольского ареала магматизма. Заметим, что обе тенденции (общее возрастание средних содержаний и их дисперсия) выражены здесь еще резче, чем в зоне гипабиссальных интрузий обрамления «ядра» раннемезозойского ареала магматизма.

Таким образом, геохимическая специфика рудных поясов и районов вольфрамового оруденения кварцево-грейзеновой формации состоит в том, что здесь сочетаются (1) ассоциация стандартного и литий-фтористого потенциально рудоносных геохимических типов гранитоидов; (2) высокие колебания значений средних содержаний вольфрама в отдельных интрузивах; (3) благоприятные для гидротермального вольфрамитового оруденения гипабиссальные и малоглубинные фации интрузий.

Близкий уровень концентраций вольфрама в габбро-диоритовых и гранодиоритовых породах различных зон ареала свидетельствует о том, что главным фактором, определяющим генеральную картину регионального распределения вольфрама, очевидно, являются различия в интенсивности магматической дифференциации силикатического вещества в отдельных зонах ареала магматизма. Важнейшая роль в этом процессе принадлежит флюидной фазе магм. Последнее наглядно подтверждается широким распространением «флюидонасыщенных» продуктов гранитоидного магматизма («литий-фтористых» гранитов, альбитовых гранитов, гидротермальных жил и метасоматитов) в пределах рудных поясов и районов.

В работе по расчленению мезозойских гранитоидов МНР нами была предпринята попытка использовать геохимические данные для общей характеристики магматических ассоциаций (выделение геохимических типов интрузивных пород) и оценки их потенциальной рудоносности. Эти

В зоне гипабиссальных интрузий обрамления «ядра» лишь крупная Ононская интрузия и ее сателлиты, сложенные породами гранит-гранодиоритового типа, характеризуются монотонно «убогими» концентрациями вольфрама. В остальных районах зоны, особенно в ее юго-западной части, где преобладают «стандартные» и «литий-фтористые» граниты, наблюдается отчетливая тенденция к возрастанию содержаний вольфрама в гранитах до 1,5—5,8 г/т. При этом резко увеличиваются дисперсии средних содержаний вольфрама в отдельных массивах зоны. Наиболее значителен интервал колебаний содержаний в «стандартных» и «литий-фтористых» гранитах Хантейского золото-редкометалльного пояса.

Аналогичная картина, но выраженная значительно слабее, отмечается и в периферической зоне раннемезозойского

данные были положены в основу схем мезозойской металлогении МНР и рудоносности масштаба 1 : 1 500 000.

Полученный опыт убеждает в необходимости максимально полного использования геохимической информации как при составлении структурно-формационной основы, так и в «рудной нагрузке» металлогенических и прогнозных карт любых масштабов.

Г. М. ГУНДОБИН, Л. Л. ПЕТРОВ

## НАДЫНТРУЗИВНЫЕ ОРЕОЛЫ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

(на примере Хапчерангинского района)

К настоящему времени в связи с проблемой рудоносности гранитоидных интрузий достаточно полно рассмотрены вопросы поведения в расплаве летучих и связанных с ними рудных элементов. Показано, что рудоносность гранитоидных интрузий в значительной степени определяется уровнем концентрации и режимом отделения летучих (Таусон и др., 1970). Однако при решении этого вопроса наряду с изучением поведения летучих и рудных компонентов в магматических образованиях большое значение приобретают исследования их поведения во вмещающих породах.

Резкое обеднение гранитоидных расплавов, прежде всего фтором, а также оловом, рубидием и другими редкими элементами при переходе от относительно глубинных фаций к приповерхностным на примере кукульбейско-харалгинского комплекса (табл. 1) было показано Л. В. Таусоном и В. Д. Козловым (Таусон и др., 1971). Естественно предположить, что выносимые при дегазации расплава элементы должны были фиксироваться в перекрывающих интрузии породах, что находит отражение в формировании вокруг последних положительных надынтрузивных ореолов. Состав такого ореола (рассматриваемый на примере Хапчерангинского гранитного плутона, относимого к кукульбейско-харалгинскому комплек-

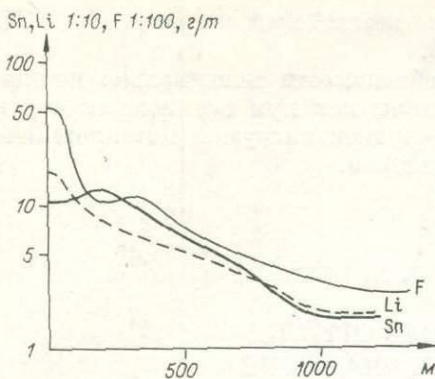
Таблица 1

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

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

\* По данным Л. В. Таусона и др. (1970).

\*\* Вычислено из разницы содержаний в глубинных, приповерхностных и эффузивных фациях.



Изменение концентраций фтора, лития и олова в надынтрузивной толще Хапчерангинского гранитного массива. По оси абсцисс — расстояние от кровли массива в м.

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 отрезке от 300 до 1200 м от кровли интрузии (см. рисунок).

Величина снижения 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 гидробиотита светлой окраски и мусковита. Граница изменения относительного градиента концентраций от 18—19 до 8—11% совпадает с зоной исчезновения гидробиотита. Переход же к фоновым содержаниям отвечает 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 разной удаленности от центра купола (табл. 2). Отсюда видно, что градиент концентраций, так же как и уровень содержания фтора, в рассматриваемом случае практически не зависит от положения относительно купольной части интрузии в интервале 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. Они соответственно будут равны (в границах одной и той же степени ороговикования) 24,6 и 4 км<sup>2</sup>. Сопоставление concentra-

су) сложен и охватывает практически всю гамму элементов, встречающихся в повышенных концентрациях в рудных образованиях (F, Sn, Li, Pb, Zn, W, Be, Ag, As). Наиболее информативными в генетическом отношении являются фтор, олово, литий-элементы, единство путей миграции которых на магматическом и постмагматическом этапах признается многими исследователями (Барсуков, 1974; Говоров и др., 1970; Руб, 1970; Таусон, 1967; Таусон и др., 1970).

**Фтор.** Повышенные относительно фона концентрации фтора наблюдаются в интервале до 1000—1200 м над кровлей интрузии. Распределение фтора в указанном интервале неравномерно. Наиболее

Таблица 2

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

Характеристики	Удаление разрезов от центра Хапчерангинского купола, м				
	800	2000	2500	3000	5000
Интервал отработки относительно кровли, м . . . . .	200—500	300—500	250—450	300—500	300—500
Пределы содержания, % . . . . .	0,101—0,055	0,090—0,060	0,107—0,073	0,091—0,063	0,100—0,061
Градиент концентраций на 100 м . . . . .	0,016	0,015	0,022	0,014	0,012
Число проб . . . . .	16	42	38	41	15

Сопоставление концентраций фтора в надынтрузивной толще в интервале 500—700 м от кровли интрузии для куполов различных размеров

Характеристики	Купольные поднятия		
	Хапчерангинское	Тарбальджейское	Харатуйское
Пределы содержания, % . . .	0,052—0,065	0,056—0,100	0,040—0,69
Среднее содержание, % . . .	0,056	0,062	0,058
Число проб. . . . .	75	11	23

ций фтора в надынтрузивной толще для отмеченных купольных поднятий показывает, что в доступном для наблюдения интервале глубин они различаются незначительно (табл. 3).

Основываясь на характере изменения концентраций фтора в зависимости от удаления от кровли гранитов, можно вычислить его привнос во вмещающие породы. Проведенные расчеты показывают, что на один кубический километр в надынтрузивную толщу было привнесено от 2,5 до 3,0 млн. т фтора<sup>1</sup>. 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 надынтрузивном 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 и затем в интервале 250—800 м постепенно снижаются до уровня фтора. Расчет показывает, что при формировании эманационного ореола Хапчерангинской интрузии на один кубический километр привносилось значительное количество 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. 1, 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 отношение резко повышается. Естественно было бы ожидать, что приведенным значениям отношений в эманациях должны отвечать отношения между массами привнесенных в надынтрузивную 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 надынтрузивном ореоле. При этом в ранний этап, синхронный с кристаллизацией апикальной части интрузии, происходит преимущест-

<sup>1</sup> При расчете градиента концентраций и подсчете общего количества фтора учитывались только пробы, отобранные вне влияния зон дробления, жильных тел и гидротермальных метасоматитов.

венный вынос газовой фазы, незначительно обогащенной рудными компонентами. Основная же масса их 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 0,135%. 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 200—500 м оно широко развито и сменяется по мере уменьшения глубины мусковит-хлоритовой (с карбонатом) ассоциацией. Приведенные данные свидетельствуют о наложенном на роговики характере концентраций олова, в то время как возрастание содержания фтора увязывается с возрастанием степени контактового метаморфизма вне зависимости от того, развиты или нет более поздние замещающие минеральные комплексы.

**Л и т и й.** 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, серицитизацией, хлоритизацией. В роговиках, незатронутых 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 отношений  $F/Li$  в надынтрузивной толще с отношениями в гранитных интрузиях и их субэффузивных аналогах показывает большее смещение равновесия в сторону обогащения литием, чем это наблюдается при дегазации интрузий. 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 летучие компоненты и небольшая часть рудных элементов. Основная же масса последних привносится в надынтрузивную толщу позднее (второй этап). При этом если интенсивность выноса фтора на раннем этапе становления интрузии слабо зависит от структурно-морфологических особенностей интрузии, то для позднего 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 флюидо-проводников, определяющих пути миграции рудных веществ из глубинных источников. Приуроченность купольных структур к зонам региональных разломов приводит к резкому возрастанию продуктивности ореолов второго этапа. Например, продуктивность ореолов этого этапа в связи с Тарбальджейским куполом, расположенным в зоне одноименного разлома, в 5—20 раз выше, чем в ореолах Хапчерангинского купола, удаленного на 2 км от указанного разлома.

Параллельно с Хапчерангинским плутоном была изучена зона южного экзоконтакта Харалгинского массива гранитоидов, обладающего лакко-

литоподобной формой. Отличительной особенностью ореолов этой (бескорневой) части массива, с которой не связаны рудные проявления, является отсутствие второго этапа привноса редких элементов. В результате отношения F/Sn и F/Li в ореоле достигают соответственно значений 1000—1500 и 50—100, приближаясь к аналогичным значениям в магматических эманациях.

Закономерное изменение концентраций фтора, лития, олова, а также других рудных элементов в надынтрузивном 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 надынтрузивную толщу. Следствием этого является резкое сближение (относительно магматических эманаций) отношений F/Sn и F/Li в ореолах, которые могут быть использованы в качестве показателя относительной перспективности исследуемых площадей.

Касаясь генетической стороны образования надынтрузивных ореолов, необходимо привести некоторые цифры суммарного привноса элементов. В толщу пород над Тарбальджейским куполом на 1 км<sup>3</sup> привносилось: ~10 млн. т фтора и ~200 тыс. т олова, а на весь объем купольной структуры соответственно ~50; 1; 7,5 млн. т. В породы надынтрузивной толщи Хапчерангинского купола привнесено (на 1 км<sup>3</sup>) около 3—4 млн. т фтора, 40—50 тыс. т олова.

Если принять концепцию непосредственной связи ореолов с наблюдаемыми купольными структурами, приходится допускать существование 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, наиболее реальным представляется формирование ореолов второго этапа за счет более глубоких источников. Это положение согласуется и с фактом более высокой продуктивности ореолов Тарбальджейского купола, становление которого происходило в тектонически нестабильных условиях, неблагоприятных для формирования остаточных очагов.

Ю. Н. РАЗМАХНИН

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГЕОХИМИИ РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА ОЛОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В более ранних публикациях автора (Размахнин, 1975<sub>1</sub>, 1975<sub>2</sub> и др.) подчеркнута, что в Сихотэ-Алине в верхнемеловой (постскладчатый) этап развития эндогенный процесс эволюционировал в такой последовательности: средне-основной магматизм сеномана — турона, затем метасоматизм I этапа (региональный) с характерной тыловой (глубинной) зоной биотитизации (биотититов), а уж вслед за этим развился кислый магматизм и ему сопутствующий постмагматический метасоматоз II этапа (локальный), увенчавшийся оловорудным процессом. При этом в породах складчатого фундамента зона биотититов сменяется зоной пропилитов, а затем березитоподобных изменений, которым в вулканическом чехле отвечают соответственно зона эпидот-хлоритовых, а затем хлорит-карбонатных пропилитов. Поверхность региональной биотитизации то опускается в породы фундамента, то воздымается, достигая пород чехла, образуя за счет этих колебаний «купольные» структуры, которые наследовались при продвижении кислых магм.

Эволюция эндогенного процесса протекала, таким образом, далеко не по тривиальной схеме, так как после этапа средне-основного магматизма последовал этап регионального метасоматоза, видимо, с мантийно-симатической природой растворов (трансмагматические растворы по Д. С. Коржинскому, 1972), а уж после развился кислый магматизм. Последний, протекая в интрузивной форме в породах нижнего яруса (зона биотититов), как отмечалось нами ранее (Размахнин, 1975<sub>2</sub>), наследовал тепловое поле (зоны биотитизации), и это увеличило здесь пробег от материнских интрузий постмагматических растворов, инверсия кислотных свойств которых оказалась возможной лишь в экзо- и эндоконтактных зонах куполов биотититов. В тех же случаях, когда интрузивный кислый магматизм протекал выше зоны биотититов, т. е. в верхнем ярусе, где окружающие интрузии породы были относительно холодными, инверсия кислотных свойств постмагматических растворов протекала в зоне экзо- и эндоконтакта самих интрузивов. Соответственно изложенной схеме размещения продуктов инверсии кислотных свойств постмагматических растворов, т. е. в удалении от материнских интрузивов и около них, размещается и оловянное оруденение. При этом резко выражена связь оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы с «куполами» биотититов. Эту ветвь оловянного процесса, правда, по минералого-геохимическим признакам, давно отметили В. В. Щербина, О. Д. Левицкий и Е. А. Радкевич (Размахнин и др., 1973, 1975<sub>2</sub>), назвав халькофильной. Эти же авторы относят месторождения олова силикатно-кварцевой группы, ассоциирующиеся с экзо- и эндоконтактными зонами гранитоидов, к литофильной ветви оловянного процесса.

Таким образом, в результате специфической направленности эндогенного процесса проявлены два типа щелочно-кислотной эволюции растворов, и в результате этого возникли две ветви оловянного процесса (халько- и литофильная).

В этой связи обратим внимание на петрохимические особенности регионального и локального метасоматизма, специально изученного на основе 800 полных силикатных анализов, результаты которых подробно изложены в некоторых рукописных работах. В настоящей статье дана лишь основная направленность процессов миграции вещества, которую удалось распознать благодаря наличию определенной ассоциативной группы элементов. В геохимический цикл эта группа, включающая К, Mg, Fe<sup>+2</sup>, Al, Ca, Ti, Mn и P, поступила из мантийно-симатической области на этапе региональной биотитизации пород складчатого фундамента и вулканического чехла. На рис. 1 (а, б, в) видно, что накопление элементов этой группы сопровождалось соответственно падением содержаний Si и Na и накоплением их в пропилиитовидной и переходной зонах, на что уже обращалось внимание (Размахнин, Размахнина, 1973). Интересны также признаки накопления К, Mg, Al, Ca, Ti, Mn и P в породах березитовидной зоны, хотя в количествах, резко меньших, чем в биотититах (см. рис. 1, а, в). Эти факты позволяют считать причиной такого распределения петрогенных компонентов щелочно-кислотную эволюцию растворов. При этом инверсия кислотных свойств имела место в породах пропилиитовидной и переходной зон, а в березитовидной проявлена позднщелочная стадия, что и привело здесь к некоторой концентрации оснований.

Привлекает внимание картина роста концентрации кислорода и параллельно ему Fe<sup>+3</sup> в направлении к внешним зонам от зоны биотитизации (рис. 1, в). Эти аналитические данные доказывают самый глубинный (тыловой) характер зоны биотитизации в метасоматической колонке и генетическое единство последней.

Направленность выщелачивания в метасоматических ядрах, т. е. в сводах куполов биотититов, захваченных выщелачиванием, хорошо видна на рис. 2 (а, б), из которого следует, что нарастание раскисления биотититов сопровождается выносом всей упомянутой выше ассоциативной

группы элементов: K, Mg, Fe<sup>+2</sup>, Al, Ca, Ti, Mn и P. При этом резко возрастает роль Si, общего кислорода и Fe<sup>+3</sup>. Вынос упомянутых элементов сопровождается их частичным осаждением на фоне выщелачивания — биотититы насыщаются тонкой сетью прожилков с сульфидами, хлоритом, турмалином, серицитом и реже антинолитом.

Данные, приведенные на рис. 1 и 2, касаются черт метасоматизма осадочных пород складчатого фундамента. В вулканитах на примере пород среднего состава наблюдаются аналогичные черты петрогенезиса метасоматических пород.

Так, на рис. 3 показано, что при региональной (площадной) пропилитизации в тыловой зоне пропилитов отмечают наибольшую концентрацию K<sub>2</sub>O, FeO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. В сторону внешней (хлорит-карбонатной) зоны роль этих компонентов снижается и одновременно повышается роль Si и Fe<sup>+3</sup>. Эта картина указывает на отчетливую тенденцию растворов, вызвавших региональную пропилитизацию, к раскислению при их движении в сторону внешней зоны.

На рис. 4 отражен химизм основных типов локальных пропилитов в последовательности их обычной метасоматической колонки (месторождения Лучистое, Магистральное и др.), формирующейся по биотитизированным вулканитам.

Тыловая зона локальных пропилитов (хлорит-актинолитовая) формируется в условиях выноса SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также Na<sub>2</sub>O и нарастания роли FeO, MgO, CaO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это позволяет считать, что тыловая зона формировалась в условиях ранщелочной стадии гидротермального про-

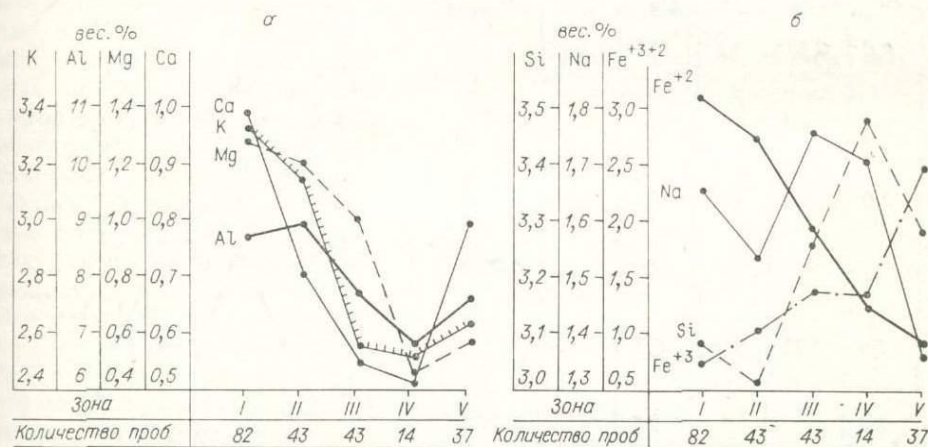


Рис. 1. Диаграммы (а, б, в) распределения средних содержаний петрогенных элементов и кислорода в метасоматически измененных породах Сихотэ-Алиния.

Зоны измененных пород: I — биотититы, II — зона скрытой биотитизации, III — пропилитовидная зона, IV — переходная зона, V — березитоподобная зона.

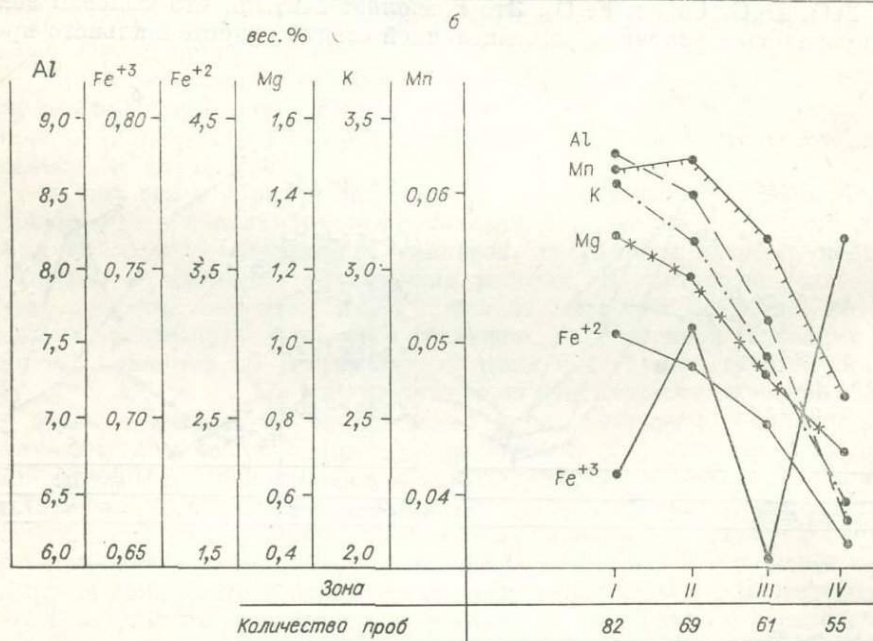
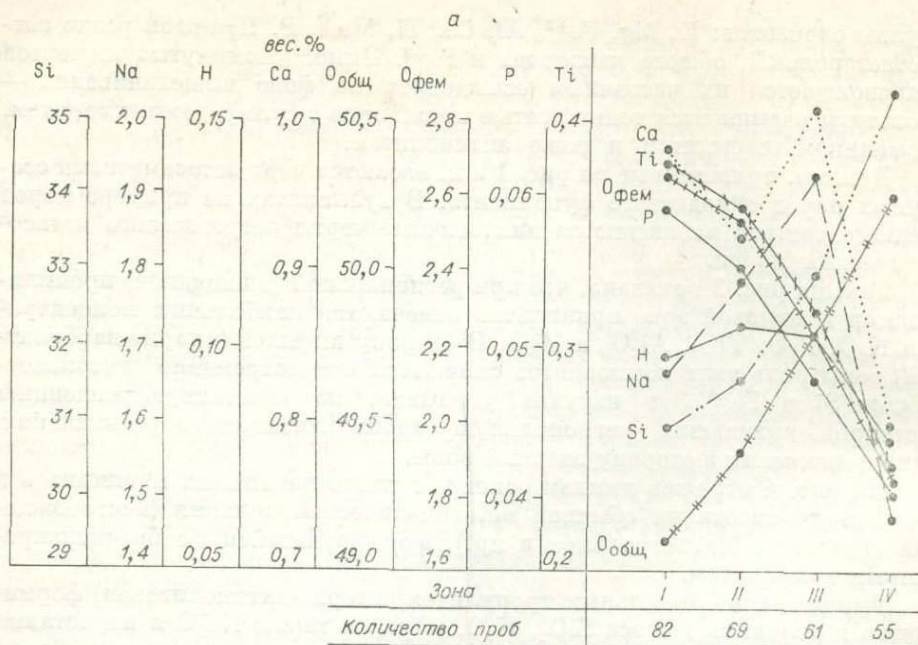


Рис. 2. Диаграммы (а и б) распределения средних содержаний петrogenных элементов и связанного с ними кислорода в локальных абиотитовых метасоматитах. Зоны измененных пород: I — биотититы, II — слабо выщелоченные биотититы, III — сильно выщелоченные биотититы, IV — белые (серицит-кварцевые) метасоматиты по биотитизированным породам.

песса при железо-кальций-магнезиальном метасоматозе. В промежуточных зонах метасоматической колонки (альбит-хлорит-актинолитовой и хлорит-актинолит-эпидотовой), можно сказать, «зреет» раскисление растворов — нарастает роль SiO<sub>2</sub>, а также K<sub>2</sub>O. Эта картина резко проявлена при расчетах баланса вещества. Анализ данных наводит на мысль, что источником K<sub>2</sub>O для кварц-серицитовой ассоциации внешней зоны, скорее,

был  $K_2O$ , выносимый из зоны актинолитизации и хлоритизации биотитизированных вулканитов.

Таким образом, петрохимические черты региональных метасоматитов складчатого фундамента и площадных пропилитов вулканического чехла определяются калий-железо-магнезиальным метасоматозом на фоне заметной дифференциальной активности (привноса) Ca, Al, Ti, P и Mn. Этим самым подчеркивается, что и все метасоматиты продуцированы единой колонной восходящих растворов.

На этапе локального метасоматоза в связи с постмагматическими растворами наблюдается перемещение (вынос) упомянутой ассоциативной группы петрогенных компонентов из определенных объемов (метасоматических ядер) биотитизированных пород. В результате гидротермальные системы обогащались K, Fe, Mg, а также Ca, Al, Ti, Mn. Осаждение в позднещелочную стадию этих оснований, выщелоченных из биотитизированных пород, из-за избытка железа и магния наводит на мысль о возможной связи рудного вещества касситерит-силикатно-сульфидных типов месторождений с интрузивами повышенной основности, хотя геологический материал в пользу такой связи практически отсутствует. Выше отмечено, что «материнскими» интрузивами, в смысле источника гидротермальных растворов (а не рудного вещества!), у этих месторождений являются обычные граниты. Другое дело, заключение о мантийно-симатической природе ассоциативной группы элементов (K, Mg, Al, Ti, Ca, P, Mn), породившей региональную биотитизацию. Оно

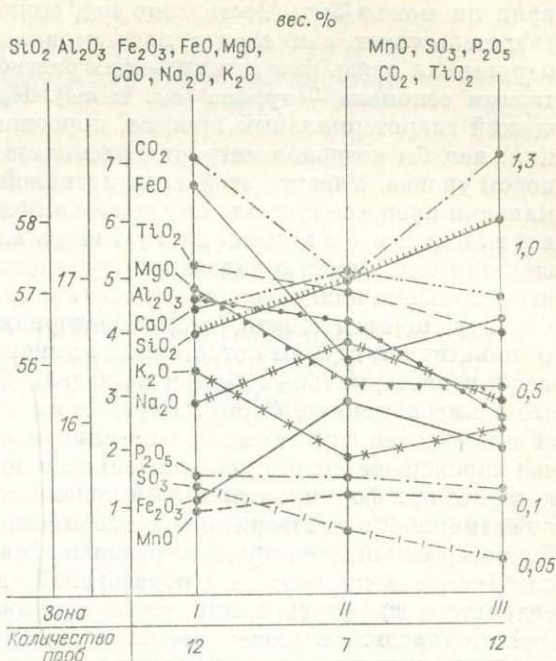


Рис. 3. Диаграмма распределения петрогенных компонентов при формировании региональных пропилитов.

I — биотитизированные вулканиты, II — региональные альбит-хлорит-эпидот-карбонатные пропилиты, III — региональные хлорит-карбонатные пропилиты.

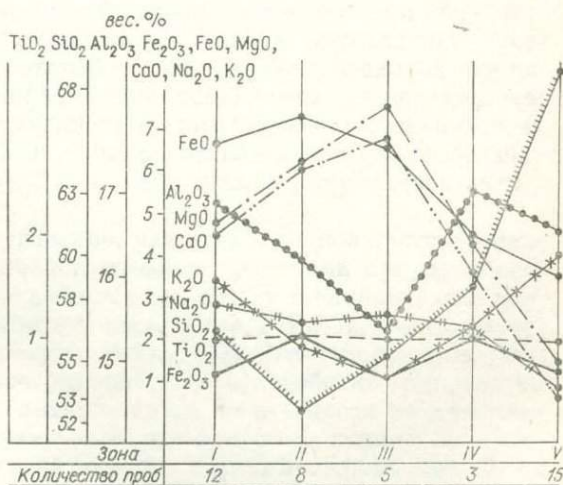


Рис. 4. Диаграмма распределения петрогенных компонентов при формировании локальных метасоматитов-пропилитов.

I, II — биотитизированные вулканиты с хлорит-актинолитовым замещением, III — альбит-хлорит-актинолитовые пропилиты по биотитизированным вулканитам, IV — хлорит-актинолит-эпидотовые пропилиты по биотитизированным породам, V — белые метасоматиты кварцсерцитового состава по внешним зонам региональных пропилитов.

вряд ли может быть поставлено под сомнение, так как в пользу этого свидетельствует сам спектр элементов ассоциативной группы, а также парагенная связь биотитизирующих растворов со среднеосновным магматизмом сеномана — турона (см. выше). При этом коровый постмагматический гидротермальный процесс, породивший оловорудные месторождения, как бы возродил миграцию элементов этой ассоциативной группы на новом уровне. Участие этой ассоциативной группы элементов в гидротермальном процессе придало ему те геохимические черты, которые дали повод выделить его в халькофильную ветвь оловорудного процесса (см. выше), так как вместе с указанной группой элементов в биотититах отмечены небольшие концентрации олова (Размахнин и др., 1973).

Трудно представить, чтобы повторная миграция упомянутой выше ассоциативной группы петрогенных компонентов в условиях постмагматически-гидротермальных систем не задела бы олово, т. е. не перевела бы его в миграционную форму. Переход же его вместе со своими мантийно-симатическими спутниками в миграционное состояние означал в этом случае нарощение нового дополнительного источника металла, важная роль которого при формировании промышленных месторождений кажется вполне возможной и подтверждена экспериментально (Размахнин и др., 1973). Гидротермальный же процесс, развившийся в экзо- и эндоконтактных зонах гранитов как коровых образований, в большей мере утративших в результате дифференциации магм влияние мантийно-симатических зон Земли, породил, в нашем представлении, литофильную ветвь оловорудного процесса.

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ОЛОВЯННОГО И ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ф. Р. АПЕЛЬЦИН, Б. С. ЧЕРНОВ,  
Т. И. ГЕТМАНСКАЯ, С. Б. МОГИЛЕВКИН

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Вольфрам является одним из ведущих элементов в минерации Забайкалья. Его разнообразные эндогенные проявления, отличающиеся по минеральному составу и геологическим условиям локализации, широко распространены в пределах региона. Руды основных промышленных месторождений являются вольфрамитовыми и характеризуются своеобразными минералого-геохимическими особенностями в районах, разделенных системой Монголо-Охотских разломов. Севернее этой системы развиты молибдено-вольфрамовые месторождения, южнее — оловянно-вольфрамовые. Такое закономерное размещение месторождений обусловлено спецификой проявления мезозойских тектоно-магматических процессов в северной и южной частях Забайкалья и имеет важное значение для выбора направления и методов поисковых работ на вольфрам.

Молибдено-вольфрамовые месторождения, расположенные севернее системы Монголо-Охотских разломов, пространственно ассоциируют с биотитовыми и лейкократовыми гранитами гуджирского типа, представляющими конечные члены диорит-сиенит-гранитной серии, длительно формировавшейся в период мезозойской тектоно-магматической активизации байкальских и каледонских структур. Процессы активизации начались с образования: сначала протяженных и глубоких расколов земной коры и сопутствующего излияния эффузивов основного и среднего состава; позднее щелочных и кислых вулканитов; затем угленосных наложенных впадин забайкальского типа. Синхронно с проявлением эффузивного магматизма в приразломных структурах в поднятиях формировалась интрузивная серия.

Оловянно-вольфрамовое оруденение, развитое в южной части провинции, связано с биотитовыми и лейкократовыми гранитами кукульбейско-харалгинского типа, сформировавшимися на заключительном этапе эволюции диорит-гранодиорит-гранитной серии, ареал которой охватывает Центральное Забайкалье и западную часть Юго-Восточного. Интрузии эти сформировались в процессе мезозойской переработки герцинских структур, внедрялись обычно в антиклинории, являющиеся на протяжении мезозоя устойчивыми поднятиями. В отличие от Западного Забайкалья, мезозойские процессы здесь начинались с формирования локальных вложенных впадин, сопряженных с системами неглубоких расколов, и выполнения их терригенными осадками, а завершились глубокими расколами фундамента и излиянием эффузивов среднего и кислого состава.

Особый тектонический режим развития обусловил более глубокий уровень генерации и более высокую щелочность изверженных пород Западного Забайкалья, выраженных в определенных петролого-геохимических отличиях конечных членов серий. Гранитоиды гуджирского типа, с которыми связано молибдено-вольфрамовое оруденение, характеризуют-

ся минеральным парагенезисом ортоклаз — альбит — олигоклаз — магнезиальный биотит, типичным для пород повышенной щелочности (Таусон и др., 1971), в то время как близкие им по возрасту граниты кукульбейско-харалгинского типа представлены нормальными лейкократовыми и литий-фтористыми гранитами с высоким уровнем накопления летучих и редких элементов.

Различия в эволюции гранитоидного магматизма находят свое отражение в специфике образования вольфрамового оруденения, что проявляется в первую очередь в более щелочном характере постмагматического процесса (существенная роль  $\text{OH}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ , S (в растворах) на молибдено-вольфрамовых месторождениях и более кислом, при значительной роли лития и фтора, на оловянно-вольфрамовых месторождениях.

Молибдено-вольфрамовые месторождения характеризуются многостадийностью процесса гипогенного минералообразования и обычной пространственной обособленностью молибденовой минерализации от последующей вольфрамовой. В рудных полях, как правило, проявлено прожилково-вкрапленное молибденовое, штокверковое кварц-пирит-редкометалльно-гюбнеритовое (иногда с молибденитом) и жильное кварц-гюбнерит-сульфидное оруденение. Молибденовая минерализация иногда (Джигда) отделена от вольфрамовой этапом внедрения даек лампрофиров (Кушнарев, 1954) и локализуется в апикальных частях интрузивных тел лейкократовых гранитов, в которых широко проявлены процессы ранней калищитизации, грейзенизации, в меньшей мере альбитизации.

Вольфрамовое оруденение размещается преимущественно в экзоконтактной зоне массивов лейкократовых гранитов среди диоритов или более древних гранитоидов. Вблизи таких массивов локализуется штокверковое кварц-пирит-редкометалльно-гюбнеритовое оруденение, минеральный комплекс которого включает кварц, гюбнерит, пирит, шеелит, в меньшей мере молибденит, флюорит, мусковит (серицит), сфалерит, галенит и др. Штокверки сопровождаются площадными ореолами грейзенизированных пород.

В дальнейшем экзоконтакте интрузивных тел лейкократовых гранитов (до 1—3 км) локализованы кварц-гюбнерит-сульфидные жилы (Холтосон, Бом-Горхон), сопровождающиеся узкими зонами околожильных грейзенов. В более обширных ореолах изменения вмещающих пород выражены в слабой серицитизации гранитов. Круто- и пологопадающие жилы характеризуются значительной протяженностью (до 600—2000 м) и глубокой распространения оруденения (до 800—1000 м). Кварцево-рудные жилы, особенно пологие, обладают сложной морфологией. Характерной особенностью жильного выполнения является широкое развитие полосчатых текстур, обусловленных отложением нескольких разновременных минеральных ассоциаций. Наиболее ранняя из них — кварц-гюбнеритовая — представлена белым кварцем, ассоциирующимся с крупнокристаллическим гюбнеритом, пиритом, сфалеритом и минералами висмута. Ее сменяет кварц-гюбнерит-сульфидная ассоциация, в составе которой преобладает серый кварц со средне-мелкопластинчатым гюбнеритом и значительным количеством сульфидов. Позднее выделяются кварц-родохрозитовая ассоциация с сульфидами и полевошпат-флюорит-серицитовая, в которую входят нередко молибденит, шеелит, калиевый полевой шпат и анатит. Завершается гипогенный процесс кварц-карбонатной минеральной ассоциацией, в которой иногда отлагается небольшое количество вольфрамита.

На всех стадиях гипогенного процесса сохраняется заметная роль марганца и серы, при подчиненном значении фтора, проявленного в основном в конце процесса. Это определяет своеобразие минерального состава вольфрамовых руд, в котором ведущая роль принадлежит гюбнериту, пириту, сфалериту, минералам висмута и меди, а также марганец- и фосфорсодержащим минералам — триллиту, анатиту и в меньшей мере родохрозиту. При этом основной рудный минерал — гюбнерит — отли-

Таблица 1

## Содержание тантала и ниобия в вольфрамитах различного состава месторождений Забайкалья

Формационная группа	Месторождение	Содержание, %			Nb/Ta
		MnWO <sub>4</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Молибдено-вольфрамовая	Бом-Горхонское	80—98	0,0012(27)	0,028(40)	23,3
	Джидинское	89—99	0,003(1)	0,044(1)	14,6
Оловянно-вольфрамовая грейзеновые месторож- дения жильные месторожде- ния	Спокойнинское	37—87	0,447(82)	0,687(82)	1,5
	Шумиловское	32—63	0,213(4)	0,767(4)	3,6
	Дедроговское	48—54	0,183(29)	0,374(38)	2
	Антоновогорское	24—42	0,041(18)	0,386(22)	9,4
	Молодежное	41—50	0,037(8)	0,301(8)	8,1
Мало-Ангатуйское	34—38	0,023(37)	0,188(36)	8,2	

Примечание. В скобках указано количество проб.

чается удивительным постоянством химического состава (доля гюбнеритового минерала редко опускается ниже 81%) и весьма низкими содержаниями примесей тантала и ниобия (табл. 1). Минералы висмута распространены сравнительно широко и представлены разнообразными сульфосолями висмута, меди, свинца и серебра, при подчиненном развитии висмутитина и самородного висмута. Светлые слюды в составе жильного выполнения и околожильно измененных пород представлены в основном стандартным мусковитом.

Особенности процесса рудообразования наложили свой отпечаток и на состав околожильно измененных вмещающих пород. В залегах кварцеворудных жил, залегающих в гранитах, выделяются следующие зоны измененных пород (от внешней к внутренней): серицитизированные биотитовые граниты — кварц-микроклин-слюдистая порода — кварц-мусковитовый (серицитовый) грейзен. Постоянными компонентами в составе перечисленных измененных пород являются пирит и флюорит. Зона кварцевого грейзена, как правило, отсутствует. При залегании рудных жил в породах повышенной основности главная фация метасоматитов представлена кварц-пирит-флюорит-серицитовой породой. Вынос кремнезема, натрия, отчасти магния из внутренней зоны метасоматической колонки и привнос в нее алюминия, марганца, калия, кальция, серы, фтора и воды, а также преобладание осаждения компонентов над их выщелачиванием позволяют рассматривать процесс метасоматического изменения вмещающих гранитоидов как промежуточный между грейзенизацией и березитизацией.

По мере нарастания интенсивности грейзенизации отмечается постепенное накопление в окорудных грейзенах вольфрама, висмута, марганца, фтора и некоторых других элементов (табл. 2). Однако уровень концентрации молибдена, олова, свинца, т. е. элементов, не характерных для вольфрамовых руд, остается сравнительно низким.

Оловянно-вольфрамовые месторождения Забайкалья, ассоциирующие с лейкократовыми гранитами кукульбейско-харалгинского типа, представлены двумя морфологическими типами: грейзеново-вольфрамитовым и жильным кварц-касситерит-вольфрамитовым.

Собственно грейзеновые месторождения связаны с массивами гранитов, условия формирования которых способствовали длительной кристаллизационной дифференциации расплава в магматической камере при резком обогащении его и сосуществующего с ним флюида редкими и летучими компонентами. С кристаллизацией остаточного расплава и сосуществованием с ним флюида связано формирование поздних, наиболее низко-

**Геохимическая характеристика метасоматических образований некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья**

Месторождение	Порода	Среднее содержание, г/т						Среднее содержание, %			
		W	Sn	Bi	Pb	Li	Rb	Cs	Na	K	F
<i>Молибдено-вольфрамовые месторождения</i>											
Бюм-Гор-хон	Биотитовый гранит неизменный . . .	0,49(13)	3,8(12)	—	21,1(13)	40,5(13)	184(13)	7,2(12)	3,0(13)	4,0(13)	0,046
	Гранит слабо серицитизированный . . .	14,7(8)	7,9(12)	<2,5(4)	25,7(12)	63,1(12)	206(11)	8,0(12)	2,86(20)	3,95(20)	0,197(7)
	Мусковит-кварцевый грейзен по граниту	441(9)	91,9(16)	35(16)	20,0(16)	—	1074(15)	314(15)	0,18(14)	3,74(14)	1,880(9)
Холтосон	Кварцевый диорит слабо хлоритизированный . . . . .	25,7(6)	5,4(6)	—	27,6(6)	—	450(6)	81,5(6)	2,85(7)	1,98(7)	0,210(7)
	Кварц-пирит-флюорит-серицитовый грейзен . . . . .	219(9)	6,7(9)	—	46,4(9)	—	1548(10)	1237(10)	0,90(9)	4,27(9)	4,910(8)
<i>Оловянно-вольфрамовые месторождения</i>											
Слоковинское	Кварц-альбит-мусковитовый грейзен	3400(8)	84(2)	24(8)	53(8)	407(8)	370(8)	48(8)	1,47(8)	2,76(7)	0,350(8)
	Кварц-мусковитовый грейзен . . . . .	10400(13)	220(5)	26(9)	48(13)	118(13)	470(13)	56(13)	0,21(13)	3,49(13)	0,370(13)
	Мусковитовый грейзен с флюоритом . .	17000(5)	320(4)	33(1)	93(5)	270(5)	1200(5)	150(5)	0,47(5)	7,97(5)	1,340(4)
Шумиллова	Биотитовые граниты за пределами месторождения . . . . .	0,8(14)	9,1(14)	—	32,7(14)	73(12)	330(12)	20(11)	2,79(12)	3,76(12)	0,021(12)
	Биотитовые граниты на площади месторождения . . . . .	1,5(19)	16,9(20)	—	41,0(20)	83(20)	330(20)	19(20)	2,86(20)	4,06(20)	0,052(20)
	Мелкозернистые граниты, гранит-порфиры	25,7(10)	22,4(10)	28,8(4)	44,9(11)	442(11)	810(11)	16(11)	3,59(11)	3,10(11)	0,830(11)
	Хлоритизированные граниты внешних ореолов . . . . .	15,8(8)	34,5(8)	11,0(4)	41,0(8)	143(8)	450(8)	16(8)	2,55(8)	4,21(8)	0,262(8)
	Кварц-полевошпат-хлоритовая порода с протолитионитом . . . . .	38,7(8)	124,5(9)	26,6(9)	98,0(9)	1000(9)	1430(9)	43(9)	0,54(9)	4,75(9)	1,760(9)
	Слюдисто-кварцевые грейзены . . . . .	114,3(11)	<83,0(11)	20,8(10)	130,9(11)	—	1560(10)	66(10)	0,08(11)	3,32(11)	1,740(11)
	Топаз-слюдисто-кварцевые грейзены . .	5036(16)	504(16)	61,9(9)	71,5(16)	—	1460(16)	67(16)	0,07(16)	2,52(16)	3,970(16)
	Топаз-кварцевые грейзены . . . . .	442(7)	2458(6)	88,0(7)	147(8)	690(8)	440(8)	22(7)	0,05(8)	0,94(8)	5,880(8)

Примечание. В скобках указано число проб.

температурных, литий-фтористых гранитов, топазсодержащих аплитов и гранит-порфиров (Коваленко и др., 1971; Гинзбург, Фельдман, 1971).

Благоприятная структурная обстановка и сближенность во времени магматического и постмагматического процессов способствуют проявлению грейзенового вольфрамового оруденения как до, так и после кристаллизации литий-фтористых дифференциатов и нередко приводят к их пространственному совмещению, что накладывает определенный отпечаток на минералого-геохимические особенности месторождений.

Рудоносные грейзены, образование которых предшествует внедрению литий-фтористых гранитов, возникают в апикальных зонах гранитных куполов небольшого размера и простого строения, образующихся под кровлей малопроницаемых песчано-сланцевых пород в относительно замкнутой системе. Развитие метасоматических процессов подчиняется особенностям строения и морфологии куполов. Метасоматическое замещение гранитов происходит в условиях прогрессирующего увеличения кислотности растворов с образованием метасоматической колонки (снизу вверх): мусковитовый апогранит (состава  $Mk + Ab + Mu + Kв$ ) — апогранит (состава  $Kв + Ab + Mu$ ) — кварц-мусковитовый грейзен — кварцевый грейзен (Беус, 1962). Максимально кислотные фации грейзенов локализуются в верхней прикровельной части купола, сменяясь на глубину все более щелочными. При этом мощность перечисленных метасоматических зон последовательно возрастает, а интенсивность замещения резко снижается. Затухание процесса кислотного выщелачивания определяет появление в верхних горизонтах месторождений зоны сопряженного отложения, представленной маломощными прожилковыми обособлениями мусковитовых, флюорит-мусковитовых и полевошпат-мусковитовых грейзенов.

В апикальных зонах куполов, а также в породах кровли, на расстоянии до 400—500 м от контакта, развивается серия кварц-полевошпатовых и кварцевых жил с вольфрамитом. Непосредственно на контакте массива с вмещающими породами нередко фиксируются «штокшейдеры» — кварц-полевошпатовые тела пегматоидного строения.

Главным рудным минералом грейзеновых зон и кварцевых жил является вольфрамит, подчиненное значение имеют касситерит, лиллианит, бисмутит, штольцит, чиллагит (Сырицо, 1967). В кварцевых жилах в незначительном количестве присутствуют арсенопирит и пирит. Из нерудных минералов наряду с кварцем широко развиты мусковит, полевые шпаты, в меньшей мере флюорит, апатит, топаз. Состав вольфрамита крайне изменчив — от ранних к поздним генерациям обычно возрастает его марганцовистость, от 37 до 87%  $MnWO_4$ . Для него характерно относительно высокое содержание тантала и ниобия (см. табл. 1). Состав мусковита эволюционирует от железистого в ранних метасоматических ассоциациях до близкого к теоретическому составу в наиболее поздних его генерациях, развитых на верхних горизонтах месторождения. Все генерации мусковита обогащены фтором, вольфрамом, оловом, ниобием и танталом.

Грейзеновые месторождения, связанные с литий-фтористыми гранитами, локализуются в пологих купольных структурах, вскрытых на значительной площади и имеющих «двухъярусное» строение. Апикальные зоны пологих куполовидных сводов сложены биотитовыми и лейкократовыми гранитами кукульбейско-харалгинского типа, которые по системам нарушений инъецированы телами мелкозернистых гранитов, топазсодержащих аплитов и гранит-порфиров, отличающихся существенным коэффициентом накопления фтора, лития, рубидия, вольфрама, олова, тантала по сравнению с вмещающими гранитами. Они состоят из кварца, альбита, калиевого полевого шпата, топаза и протолитнионита, характеризуются структурной неоднородностью и низкой величиной  $K/Rb$  отношения ( $\sim 40-50$ ). Магматический генезис подобных гранитов доказан на примере гранитоидов МНР (Коваленко и др., 1971).

Пологие вольфрамоносные грейзеновые тела залегают на глубине около 100 м от современной поверхности в зоне контакта вмещающих и литий-фтористых гранитов, причем наиболее интенсивно грейзенизированные вмещающие граниты кукульбейско-харалгинского типа. Верхняя граница грейзеновых зон часто контролируется «штокшейдерами», сложенными крупноблоковыми агрегатами микроклина и кварца с подчиненным количеством протолитинита.

Грейзеновые зоны имеют сложное зональное строение, обусловленное развитием нескольких фаций грейзенов, кварцевых и кварц-топазовых жил и прожилков. Зональность в грейзеновых зонах проявлена по отношению к рудоподводящим трещинам и выражена в закономерной смене от периферии зон к центру протолитинит-кварцевых фаций, протолитинит-литиевый фенгит-топаз-кварцевыми, топаз-кварцевыми и топазовыми фациями грейзенов. Интенсивность вольфрамового оруденения заметно возрастает в тех участках грейзеновых зон, где проявлено максимальное количество фаций грейзенов.

Основным рудным минералом является вольфрамит, подчиненное развитие имеют касситерит, висмутин, козалит, молибденит. В участках повышенной трещиноватости на грейзены наложена кварц-карбонат-сульфидная ассоциация. Сульфиды представлены в основном пиритом, сфалеритом, в меньшей мере халькопиритом, арсенопиритом и галенитом. Состав вольфрамит непостоянен (32—63%  $MnWO_4$ ); для него характерно высокое содержание тантала и ниобия и отношение  $Nb/Ta$  — 1,54—3,80 (см. табл. 1). Эволюция метасоматического процесса отражается на составе слюд: по мере развития процесса протолитинит замещается литиевыми фенгитами, а в наиболее поздних минеральных ассоциациях последние замещает литиевый мусковит. Помимо лития, слюды обогащены фтором, рубидием, танталом, вольфрамом и оловом.

Вмещающие граниты над грейзеновой зоной и на ее флангах насыщены многочисленными прожилками и маломощными зонками грейзенов, а в более широком ореоле микроклинизированы и хлоритизированы. Хлорит идентифицируется как литий-фторсодержащий кукеит. В кварцевых жилах и прожилках надгрейзеновой зоны возрастает касситерит. На расстоянии до 1,5 км грейзеновые зоны окружены поясом кварц-полевошпат-касситерит-вольфрамитовых жил, располагающихся преимущественно на том же гипсометрическом уровне, что и грейзеновая залежь.

Постепенное накопление вольфрама, олова, лития, фтора и других элементов (см. табл. 2) в процессе грейзенизации и широкого распространения грейзенизированных и хлоритизированных пород вокруг грейзеновых зон создает вокруг них широкие геохимические ореолы, значительно превосходящие по площади размеры рудных тел. Кроме того, развитие грейзенового процесса приводит к максимальной концентрации вольфрама в топаз-слюдисто-кварцевых грейзенах, а олова — в топаз-кварцевых грейзенах.

Жильные кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения тяготеют к эндо- и экзоконтактовым зонам куполовидных выступов массивов гранитоидов кукульбейско-харалгинского типа, в составе которых наряду с биотитовыми и лейкократовыми гранитами заметную роль играют гибридные породы повышенной основности. Формированию оруденения обычно предшествует внедрение даек мелкозернистых гранитов, аплитов, гранит-порфиров и иногда лампрофиров. Кварцево-рудные тела характеризуются сравнительно простой морфологией и образуются в результате выполнения главным образом крутопадающих трещин одного, реже двух и более направлений. Они отличаются небольшой протяженностью (50—200 м, иногда до 400 м) и мощностью (0,2—0,8 м). Глубина распространения оруденения по вертикали не превышает 250 м.

Гипогенное минералообразование в этом типе оруденения в основном представляется одноактным. Ведущей в составе жил является

кварц-касситерит-вольфрамитовая минеральная ассоциация, в составе которой в переменных количествах присутствуют висмутин, мусковит, микроклин, топаз, флюорит. В жилах экзоконтактных зон гранитов часто проявлена более поздняя кварц-сульфидная минеральная ассоциация, которая ввиду отсутствия пересечений не всегда может быть выделена в самостоятельную стадию. Характерно преобладание сульфидов, недосыщенных серой, — арсенопирита и пирротина. Состав вольфрамитов достаточно широко варьирует (19—54%  $MnWO_4$ ) и чаще всего близок к железистому вольфрамиту. Содержание тантала и ниобия в вольфрамитах на порядок ниже, чем в месторождениях грейзенового типа, а ниобий-танталовое отношение в несколько раз выше. В большинстве случаев отмечается гипогенное замещение вольфрамитов шеелитом.

Метасоматические породы, сопровождающие оруденение, представлены сравнительно маломощными оторочками околожилных грейзенов кварц-мусковитового состава и тяготеющими к верхним горизонтам месторождений зонами флюорит-мусковитовых и гранат-мусковитовых грейзенов без жильного выполнения. Последние характерны в основном для жильных полей залегающих в гранитах.

Предрудные площадные изменения гранитов заключаются главным образом в мусковитизации биотита и слабой серицитизации плагиоклаза; в некоторых случаях на уровнях корневых частей жильных тел (Молодежное) отмечаются зоны интенсивной микроклинизации гранитов, а в зальбандах жил — оторочки полевошпат-протолитионитового состава.

Для месторождений, залегающих в ороговикованных песчано-сланцевых породах, характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, реже турмалинизация. В зальбандах рудных жил экзоконтактных зон, как правило, развиты маломощные мусковитовые оторочки, содержащие флюорит и апатит.

Поля гидротермально измененных пород жильных кварц-касситерит-вольфрамитовых месторождений представляют собой контрастные геохимические ореолы-элементы, среди которых вольфрам, олово, фтор и мышьяк выделяются наиболее высокими коэффициентами накопления.

Охарактеризованные выше своеобразные минералого-геохимические черты двух групп вольфрамовых месторождений, развитых в районах Забайкалья с различным историко-геологическим развитием и магматизмом, должны учитываться при поисках и оценке. Различным минеральным комплексам, проявленным на этих месторождениях, отвечают определенные группы элементов в геохимических ореолах. Так, ведущими элементами первичных и вторичных геохимических ореолов молибдено-вольфрамовых месторождений являются вольфрам, молибден, висмут, цинк, марганец, сера, в меньшей мере фтор и фосфор, а в ореолах оловянно-вольфрамовых месторождений, кроме вольфрама, — олово, фтор, литий, тантал, ниобий, мышьяк, в меньшей мере висмут и цинк.

Имеются все основания также ожидать особые величины индикаторных отношений между отдельными элементами и их группами в различных по уровню вскрытия зонах геохимических ореолов вольфрамовых месторождений рассмотренных формационных групп.

Г. Ф. ИВАНОВА

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ТИПОВ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выбор и обоснование минералого-геохимических индикаторов, позволяющих определить типы вольфрамитовой минерализации, проведены для редкометаллических месторождений Монголии, включающих в себя боль-

шинство известных ныне генетических типов вольфрамового оруденения. Комплексные геолого-минералогические и геохимические исследования, выполненные для вольфрамовых, олово-вольфрамовых, молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений, основаны на результатах изучения вещественного состава рудных тел и метасоматитов, геохимических особенностей гранитов, метасоматитов и минералов рудных зон, на данных, характеризующих физико-химические параметры образования оруденения (температура, давление, химический состав растворов) и геолого-структурные особенности месторождений.

Вольфрамовые месторождения Монголии представлены вольфрамитовой минерализацией и относятся к грейзено-кварцевой формации. Размещение месторождений в Монголии так же, как и в сопредельных регионах (Забайкалье, Китай), контролируется мезозойскими интрузивами, локализованными в пределах различных структурно-формационных зон и характеризующимися возрастными интервалами от триаса до юры. Пространственно месторождения приурочены к районам Центральной, Восточной и Южной Монголии.

Комплексные геолого-геохимические исследования проводились на территории 15 рудных узлов: Бага-Газрына, Хара-Мориту, Тумэн-Цогто, Югодзыря, Буянты, Салаа, Их-Наратинхида, Цаган-Даба, Их-Хайрхана, Онгон-Хайрхана, Западного, Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Модото, Арын-Нура.

Ниже приведена их сравнительная характеристика: вначале кратко рассмотрены геолого-структурные особенности и минеральный состав месторождений, затем их наиболее контрастная геохимическая специфика.

I. Вольфрамовые месторождения Монголии характеризуются большим разнообразием вещественного состава, типов метасоматических изменений, структур рудных полей и морфологии рудных тел.

1. В качестве важной особенности формирования месторождений следует отметить многоэтапность проявления метасоматически-гидротермального процесса. В пределах отдельных наиболее крупных долгоживущих месторождений иногда удается проследить всю гамму типов оруденения. В качестве наиболее раннего этапа выделяется грейзеновый топаз-цинквальдитовый (месторождения Бага-Газрын, Хара-Мориту). Образование кварц-мусковитовых грейзенов относится к более позднему постмагматическому этапу рудообразования, что доказывается более поздним локальным развитием фаций кварц-мусковитового состава по топаз-цинквальдитовым, кварц-биотитовым грейзенам (Бага-Газрын, Хара-Мориту, Цаган-Даба). На остальных месторождениях этап, сопровождающийся образованием железистых литийсодержащих слюд (цинквальдит, литийсодержащий биотит), отсутствует. В этом случае наиболее ранними метасоматическими фациями являются кварц-мусковитовые грейзены. Соотношение между грейзеновым и жильным типами также различно. Грейзеновые рудные зоны представляют промышленный интерес, как правило, в тех случаях, когда месторождение приурочено к зонам эндоконтактов гранитных массивов (месторождения Югодзырь, Тумэн-Цогто). Наиболее крупные в промышленном отношении жильные месторождения (Их-Хайрхан, Борун-Цогто, Онгон-Хайрхан) залегают в породах экзоконтакта и представлены крутопадающими сложной морфологии жилами значительной протяженности как по простиранию, так и по падению.

2. Детальное изучение вещественного состава месторождений показало, что разнообразие их выражается прежде всего в различном соотношении вольфрамового оруденения с оловянной, молибденовой, бериллиевой, а также сульфидной минерализацией. По этому признаку выделяется несколько групп месторождений: вольфрамовые (Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Западное, Буянты, Салаа, Их-Наратинхид), молибденовые (Арын-Нур), олово-вольфрамовые (Бага-Газрын, Хара-Мориту, Модото, Цаган-Даба), молибден-вольфрамовые с

бериллиевой минерализацией (Тумэн-Цогто, Югодзырь, Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ). Что касается сульфидной минерализации, то в жильных месторождениях она проявлена далеко не повсеместно и характеризуется рядом особенностей. Наиболее существенные содержания сульфидов известны на месторождениях Чулун-Хуриэтэ, Борун-Цогто, Югодзырь, Модото, Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Западное.

Сопоставление минерального состава вольфрамовых месторождений позволяет выделить среди них три подтипа: ферберитовый (0—20%  $MnWO_4$  — Бага-Газрын, Хара-Мориту), вольфрамитовый (от 30 до 70%  $MnWO_4$ ) и гюбнеритовый (от 70 до 90%  $MnWO_4$ ). Сравнительный анализ особенностей вещественного состава изучаемых месторождений показывает, что выделение подтипов, базирующееся на различном составе вольфрамитовой минерализации, подкрепляется рядом других специфических признаков. В первую очередь, наблюдается существенное различие в ассоциациях главной рудной вольфрамитсодержащей стадии. Так, в ферберитовом подтипе ферберит ассоциирует с касситеритом, в вольфрамитовом редкометалльные ассоциации представлены вольфрамитом, молибденитом, бериллом, редко касситеритом, часто сопровождаются фтористой минерализацией (флюоритом, реже топазом).

В месторождениях гюбнеритового подтипа минералы олова, молибдена, бериллия развиты крайне ограниченно, представляя лишь минералогический интерес. Они не характерны для кварц-гюбнеритовой ассоциации всех перечисленных месторождений, а в виде редких находок отмечаются, как правило, в прожилках флюорит-мусковитового, флюорит-мусковит-полевошпатового состава (месторождения Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан). Следует отметить, что гюбнеритовое оруденение может быть представлено собственно гюбнеритовыми месторождениями. Кроме того, иногда оно появляется на более поздних этапах рудного процесса, сменяя во времени более раннюю вольфрамитовую минерализацию (Югодзырь).

Крайне интересным является вопрос о соотношении редкометалльного и сульфидного оруденения. Во всех изучаемых месторождениях в вольфрамитового подтипа наиболее ранним сульфидным минералом, не считая молибденита, является пирит. В рудных жилах месторождений Югодзырь, Чулун-Хуриэтэ, Борун-Цогто, Модото нами отмечалась постоянная приуроченность ранних сульфидов, в частности, пирита либо к друзовым пустотам жильного выполнения, либо к участкам внутрирудных деформаций. В большинстве случаев к этим же зонам тяготеют и другие сульфиды. Изучение текстурно-структурных условий формирования рудных жил указанных месторождений свидетельствует о несколько более позднем образовании сульфидов, в том числе и пирита, по сравнению с редкометалльной минерализацией.

В месторождениях гюбнеритового подтипа (Западное, Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан) пирит тесно связан с гюбнеритом. Фактически гюбнеритовая стадия на этих месторождениях имеет кварц-пирит-гюбнеритовый состав. На месторождении Югодзырь отчетливо проявляется связь гюбнерита с пиритом и арсенопиритом.

Существенные отличия в соотношении пирита с вольфрамитовой минерализацией в месторождениях выделенных подтипов видны более резко, если сопоставить последовательность образования вольфрамитовой, шеелитовой и ранней сульфидной минерализаций.

Так, в месторождениях вольфрамитового подтипа шеелитизация вольфрамита типична для ассоциаций, лишенных сульфидных минералов. Неоднократно наблюдались структуры катаклаза и брекчирования вольфрамита, залеченного шеелитом и мелкозернистым кварцем. Сульфиды в таких зонах образовывали агрегаты, секущие и вольфрамит, и шеелит. Более сложные соотношения характерны для гюбнеритовых месторождений, в которых шеелитовая стадия, по-видимому, отделяет кварц-гюбнеритовую ассоциацию (с пиритом) от ассоциаций собственно

сульфидной стадии. Это предположение основано на данных о соотношении перечисленных минералов, наблюдаемых, например, на месторождении Западное, где интенсивный катаклиз гюбнерита и пирита сопровождается последующей шеелитизацией гюбнерита, повторным катаклизом всех трех минералов и более поздним их замещением сфалеритом.

Сопоставление состава ассоциаций сульфидных стадий, проявленных в месторождениях вольфрамитового и гюбнеритового подтипа, свидетельствует об их близости, хотя вольфрамитовый подтип характеризуется большим их разнообразием. Следующей после пиритовой, пирит-арсенопиритовой, пирит-арсенопирит-пирротиновой стадий является сфалерит-халькопиритовая (иногда с пирротинном), проявленная на всех изученных сульфидсодержащих вольфрамовых месторождениях. Более поздняя стадия представлена сульфовисмутит-халькопирит-галенитовой ассоциацией (месторождения Югодзырь, Тумэн-Цогто, Западное, Онгон-Хайрхан). Завершающей является пирит-марказит-сидеритовая стадия, установленная нами на месторождениях вольфрамитового подтипа: Югодзырь, Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ.

Пострудные стадии, представленные кварц-карбонатными, кварц-флюоритовыми, реже кварц-калишпат-флюорит-карбонатными (Арын-Нур) ассоциациями, с различной степенью интенсивности проявлены практически на всех месторождениях. Наиболее полно они выражены на месторождении Югодзырь.

Следует отметить, что интенсивность проявления как сульфидных, так и пострудных стадий в значительной мере обусловлена тектонической обстановкой формирования месторождений. Так, сульфидное оруденение в существенных количествах обычно проявляется в зонах значительной тектонической активности, что доказывается частой приуроченностью сульфидов к участкам брекчирования рудных тел, максимальным проявлением сульфидной минерализации на тех вольфрамовых месторождениях, где широко развит даечный комплекс как дорудный, так и пострудный (Борун-Цогто, Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан). Например, на месторождении Бага-Газрын, где главными рудными телами являются ферберит- и касситеритсодержащие топаз-цинвальдитовые грейзены, сульфиды отсутствуют в рудных телах, залегающих в центральных частях гранитного массива и в эндо-экзоконтакте. Появляются они в зонах брекчирования роговиков, удаленных от гранитного массива. Именно к этим зонам приурочены единственные в районе проявления шеелитовой, сульфидной (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) и пострудной кварц-флюоритовой стадий. Близкий характер распределения минеральных ассоциаций наблюдается на месторождении Хара-Мориту. Рудные прожилки, залегающие в гранит-порфирах и в роговиках вблизи них, содержат топаз, ферберит, касситерит, цинвальдит. В зонах брекчирования, удаленных от гранит-порфиров, появляются минералы сульфидной стадии, исчезают ферберит, топаз, цинвальдит, и оруденение приобретает касситерит-сульфидный характер.

Таким образом, изучение вещественных и структурно-морфологических особенностей вольфрамовых месторождений Монголии позволяет выделить следующие типы вольфрамового оруденения: грейзеновый топаз-цинвальдитовый с ферберитовой и касситеритовой минерализацией (Бага-Газрын, Хара-Мориту), грейзеновый кварц-мусковитовый с вольфрамитовой и молибденитовой минерализацией (Югодзырь, Тумэн-Цогто), жильный гюбнерит-сульфидный (Ик-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Западное), жильный кварц-вольфрамитовый, иногда с наложенной сульфидной минерализацией (Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ). Перечисленные месторождения обладают большим сходством с месторождениями классических олово-вольфрамовых провинций. Так, топаз-цинвальдитовые грейзеновые месторождения МНР во многом аналогичны широко известным олово-вольфрамовым месторождениям Рудных Гор, таким, как Цинновец, Круп-

ка, Альтенберг и др. Гюбнерит-сульфидные месторождения МНР сопоставимы с месторождениями Забайкалья (Холтосон, Бом-Горхон), сульфид-содержащие кварц-вольфрамитовые месторождения Борун-Цогто и Чулуун-Хуриэтэ — с месторождениями Букука и Белуха.

II. Исследованиями последних лет (Коваленко и др., 1971; Коваль, Кузнецова, 1975) было показано, что вольфрамитовое оруденение МНР связано с гранитами определенных геохимических типов («стандартным» и «литий-фтористым»). Нами была предпринята попытка сопоставить по ряду контрастных в геохимическом отношении признаков вольфрамитовые месторождения, связанные с каждым из указанных типов гранитов.

1. В первую очередь было проведено систематическое изучение ф и з и к о - х и м и ч е с к и х п а р а м е т р о в формирования месторождений: определены давления и температуры образования редкометальной, флюоритовой, частично карбонатной, сульфидной минерализаций (Наумов, Иванова, 1971, 1975); по данным анализа водных вытяжек газовой-жидких включений из вольфрамитов и сингенетичных с ними кварцев оценен химический состав вольфрамоносных гидротермальных растворов. Основные выводы исследований сводятся к следующему:

а) вольфрамоносные месторождения МНР так же, как и Забайкалья, формируются в условиях высоких давлений (1700—550 бар);

б) вольфрамит в различных парагенетических ассоциациях кристаллизуется в близких температурных условиях, отвечающих в основном 320—270°. В этот интервал попадают как собственно вольфрамитовая минерализация с вариациями в составе 30—70%  $MnWO_4$ , так и собственно гюбнеритовые месторождения. Наиболее высокие температуры, отличные от основной массы рассматриваемых месторождений, характерны для топаз-цинквалдидитового месторождения Бага-Газрын, рудная минерализация которого образовалась при температуре 410—310°;

в) отличия этого месторождения не только в температуре образования, но и в составе растворов, характеризующихся высокими значениями суммарной минерализации (до 260 г/л) и ионной силы (до 7,6), максимальными величинами содержаний в растворах лития, фтора (до 52 г/л). Для месторождения Бага-Газрын, связанного с «литий-фтористыми» гранитами, характерны концентрированные преимущественно натриево-хлоридные растворы. В остальных изученных месторождениях вольфрамовая минерализация формировалась из относительно разбавленных водно-углекислых растворов, ионная сила которых не превышала 1.

2. Изучение распределения в гранитах и грейзенах различных месторождений большой группы элементов (литий, рубидий, цезий, тантал, ниобий, вольфрам, олово, молибден, бериллий, бор, фтор) показало, что наиболее тонкими индикаторами связи различных типов вольфрамового оруденения с гранитами являются л и т и й и ф т о р (Иванова, 1974). Наблюдается преобладание содержаний рассматриваемых элементов в ряду: биотитовые граниты — грейзены — слюды рудных тел — растворы газовой-жидких включений в рудоносном жильном кварце. Однако в зависимости от геохимического типа гранитов отмечается существенное различие в уровнях концентрации лития и фтора в указанном ряду (табл. 1, 2).

В качестве другого примера рассмотрена индикаторная роль т а н т а л а. Предпринятое нами (Иванова, Максимюк, 1971) геохимическое изучение вольфрамитов МНР позволило выявить некоторые факторы, обуславливающие особенности концентрации тантала в этом минерале. В частности, было установлено, что в вольфрамитах одинакового состава, характеризующихся близкими температурами образования, колебания в концентрации тантала могут быть значительными. Степень неравномерности содержаний тантала в значительной мере зависит от сложности формирования месторождений. Довольно выдержанный уровень концентраций тантала типичен для месторождений, относительно простых

## Особенности концентрации лития в вольфрамовых месторождениях

Тип гранитов	Месторождение	Среднее содержание лития, г/т		
		биотитовые граниты	грейзенизированные фации	сланцы рудных тел
«Литий-фтористый»	Бага-Газрын	187 *	830 *	—
	Хара-Мориту	145	—	—
	Югодзырь	—	320	—
	Онгон-Хайрхан	—	—	—
	Цаган-Даба	91	375	—
	Борун-Цогто	191 *	129 *	766
	Тумэн-Цогто Чулун-Хуриэтэ	48 60	389 335	700 640
«Стандартный»	Их-Хайрхан	35	254	350
	Буянты	10	90	970
	Салаа	24	46	130
	Их-Наратишхид	15	10	—
	Арын-Нур (молибденовое)	20	33	43

\* Данные В. И. Коваленко и др. (1971).

и в структурном, и в минералогическом отношении. Другая картина наблюдается в пределах месторождений с разнообразными типами вольфрамового оруденения. Как правило, максимальные концентрации обоих элементов встречаются в более ранних вольфрамитах из грейзеновых образований, минимальные — в более поздних из сульфидных ассоциаций. Поскольку, как было показано выше, вольфрамиты в различных парагенезисах формируются в условиях близких температур, обогащение ранних вольфрамитов элементами-примесями и обеднение ими поздних генераций, вероятно, может быть обусловлено, с одной стороны, динамикой процесса кристаллизации вольфрамита, с другой — эволюцией кислотности и окислительно-восстановительного режима вольфрамоносных растворов.

Анализ причин, вызывающих различные особенности концентрации тантала в вольфрамитах, показал также, что немаловажная роль в его накоплении принадлежит региональному фактору, обуславливающему различный уровень содержания тантала в наиболее ранних генерациях вольфрамита.

Таблица 2

## Содержание лития и фтора в газовой-жидких включениях в кварцах ряда месторождений

Месторождение	Местонахождение проб кварца	Концентрация в газовой-жидких включениях, г/л		Концентрация в слюдах рудных тел, г/т	
		Li	F	Li	F
Бага-Газрын	Кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки в кварц-топаз-цинквалдитовых грейзенах	—	7,33—52,3	—	3,3
Цаган-Даба	Кварц-вольфрамитовые жилы с биотитом, мусковитом	—	1,61—12,10	—	1,6
Их-Хайрхан	Кварц-вольфрамитовая жила № 4—7, Западный участок, горизонт 1273	—	1,46—8,17	350	1,2
Салаа	Кварц-вольфрамитовая жила № 2, Средний участок	—	0,25	130	0,8

Особенности концентраций тантала в вольфрамовых месторождениях

Тип гранитов	Месторождение	Среднее содержание		Максимальное содержание $Ta_2O_5$ в вольфрамитах ранних генераций, г/т
		биотитовые граниты	грейзенизированные фации	
«Литий-фтористый»	Борун-Цогто	116*	68*	6680
	Югодзырь	15	44	2750
	Бага-Газрын	7,7	17	1930
	Тумэв-Цогто	5,7	8,5	1300
	Чулун-Хуриэтэ	2,9	15,5	1100
«Стандартный»	Салаа	1,3	2,5	350
	Буянты	1,6	1,9	120
	Их-Наратинхид	1,6	2,1	150
	Модото	1,4	1,4	130
	Их-Хайрхан	2,8	3,0	190

\* Данные В. И. Коваленко и др. (1971)

Для объяснения причин такой неравномерности было проведено изучение распределения тантала в гранитах различных геохимических типов, а также в их метасоматических фациях. Согласно результатам табл. 3 наблюдается зависимость между концентрацией его в гранитах и их грейзенизированных фациях с концентрацией в ранних генерациях вольфрамитов. Интересно, например, что в месторождениях Югодзырь и Борун-Цогто, связанных с наиболее типичными танталоносными гранитами, содержащими концентрации металла, превышающие кларк примерно в 5 раз, ранние вольфрамиты содержат максимальные количества его, причем иногда для них наблюдается необычное соотношение ниобия к танталу: содержание тантала превышает концентрацию ниобия в 2—6 раз. Вольфрамиты месторождений, связанных с гранитами «стандартного» типа, в которых содержатся минимальные концентрации тантала (от 0,9 до 2,7 г/т), характеризуются и наиболее низкой его концентрацией. Полученные количественные данные показывают, что уровень концентрации тантала в ранних продуктах кристаллизации вольфрамита из грейзенов и рудных жил может служить признаком танталоносности гранитов и метасоматитов, что подтверждает установленную ранее закономерность для ряда месторождений СССР (Четырбоцкая, 1966, 1972; Быховский, Хмара, 1971)

Помимо тантала и ниобия в 130 вольфрамитах из 15 месторождений было изучено распределение РЗЭ, иттрия и скандия. Анализ полученных данных свидетельствует, в первую очередь, об иттербиевом составе всех исследованных вольфрамитов. Другая особенность распределения заключается в значительном различии между месторождениями спектра РЗЭ и их суммы, а также содержания иттрия и скандия. Наиболее полный спектр, представленный диспрозием, гольмием, эрбием, туллем, иттербием, лютецием, отмечается в вольфрамитах месторождения Югодзырь, связанного с «литий-фтористым» типом гранитов. Для них же характерны максимальные по сравнению с другими месторождениями концентрации РЗЭ, иттрия и скандия. Так, содержание иттербия достигает 500 г/т, иттрия 300, скандия — 1300, а сумма РЗЭ — 1163, при минимуме, равном 138,7 г/т. Наименьшие значения суммы РЗЭ установлены в вольфрамитах месторождений Шара-Хада, Модото, а также в вольфрамитах поздних зон брекчирования на месторождениях Бага-Газрын, Югодзырь. В пределах отдельных месторождений равномерность распределения РЗЭ также различна. Для суммы РЗЭ отмечается та же тенденция, что и для тантала

и ниобия: относительно выдержанный уровень суммы типичен для месторождений, имеющих однотипные в структурном и минералогическом отношении рудные тела. И наоборот, максимальные ее различия наблюдаются в месторождениях, в пределах которых известны различные типы вольфрамового оруденения. Аналогично танталу и ниобию приведенные выше колебания суммы РЗЭ типичны для вольфрамитов, не различающихся по температуре образования. Сопоставление ее значений с составом вольфрамитов, меняющимся на изучаемых месторождениях от 1 до 90%  $MnWO_4$ , указывает на то, что вариации суммы РЗЭ могут быть значительными при фактически постоянном составе вольфрамита и, наоборот, при больших вариациях его состава значения суммы оказываются близкими. По-видимому, аналогично танталу и ниобию, на уровень суммы РЗЭ, а возможно и на их спектр, существенно влияет геохимическая специфика гранитов.

Представленные выше результаты комплексного минералого-геохимического подхода к изучению вольфрамовых месторождений свидетельствуют о том, что наибольшие различия геохимической специфики оруденения проявляются на ранних наиболее высокотемпературных этапах рудного процесса. Так, геохимическое изучение ранних грейзеновых или редкометалльных вольфрамитовых ассоциаций позволяет с большей достоверностью, чем, например, изучение гюбнерит-сульфидных, устанавливать связь оруденения с геохимическими типами гранитов. Наиболее информативными в этом отношении геохимическими характеристиками рудных ассоциаций являются уровни концентрации тантала, в меньшей мере ниобия и редких земель в вольфрамитах, лития и фтора в слюдах.

Приведенный количественный геохимический подход к изучению гранитов, метасоматитов и рудных ассоциаций вольфрамовых месторождений позволяет в ряде случаев предсказать ведущий комплекс элементов, определяющих специфику оруденения.

Г. А. ОСИНОВА

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ ЭРОДИРОВАННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТАМ-ПРИМЕСЯМ В КАССИТЕРИТЕ

С 1965 г. под руководством автора ведется систематическое изучение элементов-примесей в касситеритах из рудных жил оловянных месторождений Дальнего Востока и некоторых других районов. Основное внимание сосредоточено на исследованиях в Кавалеровском рудном районе. В задачу входит выявление закономерностей распределения элементов-примесей в касситерите с целью использования этих закономерностей при решении вопроса о степени эродированности отдельных рудных тел.

Большим количеством анализов касситерита из месторождений Кавалеровского и других районов Приморья установлено, что характерными для него элементами-примесями являются In, Sc, W, Nb, V, Cr, Be, Zr, Fe, Ti, Mn. Выяснилось, что распределены эти элементы не хаотически, а подчинены определенной закономерности: в большинстве изученных жил их содержание направленно меняется от горизонта к горизонту. При этом количество одних элементов с глубиной имеет тенденцию к увеличению (In, W, Be, Fe), а других — к уменьшению (Sc, Nb, Ti, V). Отсюда был сделан один из основных выводов о том, что содержание элементов-примесей в касситерите меняется в зависимости от относительной глубины его кристаллизации (т. е. от расстояния) до верхнего или нижнего выклинивания рудного тела. Исходя из этого, логично предположить, что отношения

содержаний противоположно ведущих себя элементов-примесей будут направлены изменяться с глубиной. Так, например, величина отношения  $In/Sc$  по падению рудного тела может возрастать, поскольку, как уже отмечалось, содержания  $In$  в этом направлении возрастают, а  $Sc$  убывают. Минимальные значения отношения  $In/Sc$  характеризуют верхние горизонты рудного тела, средние — его середину, а максимальные — нижнерудные уровни. Аналогичная направленность в изменении отношений будет иметь место и при других комбинациях химических элементов, если в числителе располагать те из них, содержание которых в касситерите с глубиной увеличивается, а в знаменателе уменьшается.

В качестве эталонных объектов для выявления монотонно изменяющихся с глубиной отношений содержаний элементов-примесей выбраны две наиболее глубоко вскрытые и уже в значительной степени отработанные рудные жилы Дубровского месторождения: Молотовская и Оловянная. К моменту отборки проб (1967 г.) Молотовская жила вскрыта до VIII горизонта, Оловянная — до XIV. Самые верхние части обеих жил в различной степени уничтожены эрозией. По данным геолого-маркшейдерской службы максимальное количество оловянных руд извлечено из IV и V горизонтов жилы Молотовской и V—VI — Оловянной. Выше и ниже этих горизонтов содержание олова постепенно уменьшалось, т. е. рудные жилы выклинивались.

Наметившиеся закономерности в распределении элементов-примесей позволили использовать программу 06, разработанную А. П. Солововым и А. В. Граниным, которой предусматривается установление геохимических различий между надрудными первичными ореолами рассеяния элементов, рудными и подрудными на основании рассмотрения содержаний группы химических элементов. Программа дает возможность получать с помощью ЭВМ геохимические символы монотонных показателей (отношения одной группы элементов к другой, которые в дальнейшем мы будем называть «формулами»), их возрастающие или убывающие характеристики (нами приняты возрастающие) и числовые значения монотонных показателей (формул). По программе 06 был произведен на ЭВМ обсчет исходных данных, т. е. содержаний элементов-примесей в касситеритах из жил Молотовской и Оловянной в нескольких вариантах. После их тщательной проверки и сравнения с фактическими данными в качестве эталонного принят вариант «комбинированной жилы» (табл. 1, 2). Не касаясь деталей и самого процесса вычисления, остановимся лишь на основных положениях расчета.

В табл. 1 содержатся все необходимые сведения о комбинированной жиле, использованные для счета по программе 06. В ней суммированы данные по жилам Молотовской и Оловянной с целью увеличения объема информации, а следовательно, и обеспечения наибольшей надежности результатов. Согласно требованиям программы 06 выделено 6 уровней, которые объединены в три интервала в соответствии с данными геолого-маркшейдерской службы, откорректированными с помощью программы 06.

Из табл. 1 видно, что, как и в большинстве жил Кавалеровского района, в комбинированной жиле содержание  $In$  и  $Fe$ , а также в какой-то мере  $Be$  с глубиной увеличивается, а  $Sc$ ,  $Nb$ ,  $V$ ,  $Ti$  — уменьшается; остальные элементы ведут себя невыразительно. Подобным же образом, по существу, распределились элементы-примеси и в результате обработки данных по программе 06, т. е.  $In$ ,  $Fe$ ,  $Be$  вошли в группу элементов, количество которых с глубиной увеличивается (числитель), а  $Sc$ ,  $Nb$ ,  $V$ ,  $Ti$  — уменьшается (см. табл. 2). В первую группу вошли также  $W$  и  $Cr$ , отнесенные нами визуально (см. табл. 1) к «невыразительным». В дальнейшем мы неоднократно убеждались в том, что формула № 4 (см. табл. 2), в которую входит  $Cr$ , является наименее информативной.

Для определения степени эродированности рудного тела желательно иметь результаты анализа касситерита на элементы:  $In$ ,  $Fe$ ,  $Be$ ,  $Sc$ ,  $Cr$ ,  $Nb$ ,

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в касситеритах по уровням и интервалам комбинированной жилы

Месторождения	Горизонт (сверху вниз), жила		Уровень	Интервал	Количество анализов	Среднее содержание элементов по интервалам, %										
	Оловянная	Моло-товская				In	Sc	W	Nb	V	Cr	Be	Ti	Zr	Fe	Mn
III IV	I, II III, IV	Оловянная	4	Верхний	5	0,0024	0,0003	0,27	0,0037	0,0136	0,0040	0,00017	0,30	0,0080	4,8	0,0089
			2		12	0,0021	0,0002	0,23	0,0026	0,0046	0,0043	0,00009	0,22	0,0352	1,7	0,0091
V VI	V, VI VII, VIII	Оловянная	3	Средний	9	0,0034	0,0002	0,33	0,0029	0,0029	0,0060	0,00011	0,20	0,1330	3,0	0,0102
			4		13	0,0035	0,0001	0,24	0,0032	0,0032	0,0014	0,00009	0,10	0,0398	2,4	0,0031
VIII	IX XI, XII, XIV	Оловянная	5	Нижний	12	0,0043	0,0001	0,27	0,0008	0,0021	0,0021	0,00021	0,09	0,0069	2,9	0,0194
			6		4	0,0164	0,0001	0,27	0,0001	0,0010	0,0013	0,00022	0,04	0,0018	2,5	0,0037

V, Ti, W. Это дает возможность использовать все формулы, приведенные в табл. 2. Установленное опытным путем оптимальное количество проб, обеспечивающее представительность среднего содержания элементов-примесей по одному горизонту, составляет не менее десяти. Хотя в некоторых случаях и меньшее количество проб давало вполне удовлетворительные результаты. Пробы отбираются точечным способом по всей мощности рудного тела или зоны. Вес одной пробы примерно равен 1,5 кг. Расстояние между пробами по простиранию — от 20 до 50 м. В процессе взятия и подготовки проб к дроблению и анализу нельзя смешивать касситериты различных генераций: обычно анализируется касситерит той стадии (или генерации) кристаллизации, которая составляет главную массу и является объектом разведки или эксплуатации. Наиболее благоприятны в этом отношении руды месторождений Кавалеровского района, в которых максимальное количество касситерита (до 95—97%) сосредоточено в единой — ранней, стадии. В случае, если рудопроявление находится в начальной стадии изучения и вскрыто лишь отдельными канавами, не позволяющими еще судить о его морфологии и вещественном составе, количество проб необходимо увеличивать в 2—3 раза по сравнению с количеством, обычно отбираемым на эксплуатируемых или находящихся в детальной разведке месторождениях.

Анализ касситерита производился на микроспектральной установке Н. В. Королева, не уступающей по воспроизводимости и чувствительности количественному спектральному анализу (Осипова и др., 1972). Достоинством этого метода является возможность анализировать пробы весом в десятые доли миллиграмма, т. е. он рассчитан на случай, когда из рудной массы выделяются лишь отдельные зерна касситерита. Такое положение обычно характерно для объектов, находящихся в самой начальной стадии изучения. Метод вполне себя оправдал и может быть рекомендован для работы в стационарных партиях и экспедициях.

Приведем примеры использования полученных геохимических показателей для определения глубины вскрытия рудных тел. Для этой цели нами использованы результаты анализа 13 образцов из III и 8 — из XIII горизонтов жилы 18 Дубровского месторождения Кавалеровского района. Среднее арифметическое содержание элементов-примесей по горизонтам приведено ниже:

Горизонт	Количество анализов	In	Sc	W	V	Cr	Be	Ti	Nb	Fe
		III	13	0,0038	0,0056	0,37	0,0240	0,0930	0,00052	1,73
XIII	8	0,0017	0,00015	0,12	0,0011	0,0073	0,00027	0,06	0,0005	1,19

Подставляя соответствующие содержания элементов-примесей в каждую из 16 формул, находим их числовые значения (табл. 3). Например:  $\frac{In^3}{ScV Ti} = \frac{0,0038^3}{0,0056 \cdot 0,024 \cdot 1,73} = 0,00024$  для III горизонта и  $\frac{0,0017^3}{0,00015 \cdot 0,0011 \cdot 0,06} = 0,53$  для XIII горизонта. Полученные числовые значения всех формул вписываются в строчки соответствующих горизонтов табл. 3. Сравнивая числовые значения монотонных показателей, характеризующие III и XIII горизонты с эталонными (см. выше), легко убедиться, что для III горизонта все они располагаются в верхнем интервале (и даже выше его), а для XIII — в нижнем переходном; исключение составляет числовое значение формулы 1 (0,53), которое располагается в средней части среднего интервала (между 0,34 и 1,37, см. табл. 2). На этом, по существу, можно считать задачу решенной и дать заключение о том, что пробы касситерита из III горизонта характеризуют самую верхнюю часть жилы 18, а XIII — начало выклинивания рудного тела, что и отвечает действительности.

В начале статьи отмечалось, что верхние части жил Молотовской и Оловянной, из которых была составлена комбинированная жила (эталонная), эродированы, т. е. они не имеют верхней части (естественного выклинивания по восстанию). Поэтому, если сравниваемые с ними жилы окажутся менее эродированными или «слепыми», то их числовые показатели для верхних горизонтов будут меньше, чем числовые показатели верхнего интервала комбинированной (эталонной) жилы. Именно таким случаем и явилась менее эродированная жила 18. В результате все числовые показатели формул по III горизонту этой жилы оказались значительно меньшими, чем числовые показатели верхнего интервала комбинированной жилы.

Особое внимание (см. выше) следует обратить на то, что в жиле 18 на горизонте III содержание In, W, Fe, Be примерно в 2—3 раза больше, чем на XIII. Это, как будто, противоречит принципу, легшему в основу вывода рекомендуемых геохимических формул, т. е. тому, что количество именно этих элементов в эталонных жилах с глубиной увеличивается. Однако, при внимательном рассмотрении данных легко убедиться, что количество Sc, V, Nb, Ti на горизонте III больше, чем на XIII примерно в 20—30 раз. Поэтому подсчет по геохимическим формулам глубинности дал результат правильный, отвечающий истинному взаиморасположению горизонтов и данным разведки. Примеры, подобные приведенному, встречаются довольно часто и особенно на сульфидно-касситеритовых месторождениях. Отсюда следует, что в зависимости от относительной глубины кристаллизации касситерита закономерно меняется не только содержание в нем элементов-примесей, но и их соотношение на каждом данном горизонтальном срезе.

Для наглядности числовые значения формул (v) комбинированной жилы изображены графически в виде кривых в полупологарифмическом масштабе (см. рисунок). Глубина каждого уровня комбинированной жилы подсчитана как средневзвешенное с учетом количества характеризующих его (уровень) анализов. Поэтому шести уровням (I—VI) соответствуют глубины 64, 153, 222, 264, 342, 490 м, а не кратные разведочным или

Таблица 2

Геохимические формулы для определения степени эродированности оловянно-сульфидных жил, выведенные по комбинированной жиле (эталонной)

Номер п. п.	Формулы	Числовые значения (по интервалам)				
		верхний	верхний переходный	средний	нижний переходный	нижний
1	$\frac{\text{In}^3}{\text{ScVTi}}$	0,01—0,04	0,04—0,34	0,34—1,37	1,37—4,70	4,70—1139
2	$\frac{\text{In}^3}{\text{V}^2\text{Ti}}$	0,00024—0,0019	0,0019—0,02	0,02—0,04	0,04—0,22	0,22—114
3	$\frac{\text{In}^3}{\text{VTi}^2}$	$1 \cdot 10^{-5}$ — $4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$ — $3,4 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$ — $1,4 \cdot 10^{-3}$	0,0014—0,006	0,006—2,95
4	$\frac{\text{In}^2\text{Cr}}{\text{ScTi}^2}$	0,0008—0,0019	0,0019—0,009	0,009—0,018	0,018—0,06	0,06—2,33
5	$\frac{\text{In}^2\text{Be}}{\text{ScVTi}}$	0,0008—0,0019	0,0019—0,01	0,01—0,03	0,03—0,22	0,22—15,3
6	$\frac{\text{WFe}^2}{\text{VTi}^2}$	774—2749	2749— $2,5 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$ — $3,6 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^4$ — $1,7 \cdot 10^5$	$1,7 \cdot 10^5$ — $1,1 \cdot 10^6$
7	$\frac{\text{W}^2\text{Fe}}{\text{VTi}^2}$	112—384	384—2759	2759—4085	$4 \cdot 10^3$ — $1,6 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$ — $1,2 \cdot 10^5$
8	$\frac{\text{InFe}^2}{\text{VTi}^2}$	6—24	24—256	256—526	526—2719	2719— $6,7 \cdot 10^4$

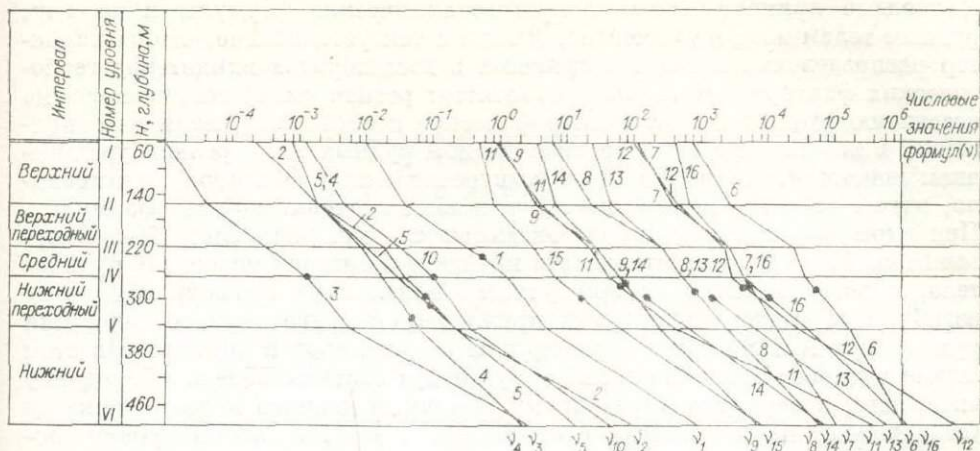
9	$\frac{\text{InWFe}}{\sqrt{\text{VTi}^2}}$	0,98—3,50	3,50—29	29—59	59—253	253—7413
10	$\frac{\text{In}^2\text{W}}{\sqrt{\text{VTi}^2}}$	0,0013—0,0044	0,0044—0,033	0,033—0,097	0,097—0,37	0,37—49,0
11	$\frac{\text{In}^3}{\text{ScNbV}}$	0,91—3,9	3,9—23,4	23,4—41,9	41,9—473	473—4,4·10 <sup>5</sup>
12	$\frac{\text{In}^2\text{W}}{\text{ScNbV}}$	104—425	425—2261	2261—2883	2883—30 046	3,0·10 <sup>4</sup> —7,3·10 <sup>6</sup>
13	$\frac{\text{InFe}^2}{\text{NbTi}^2}$	24—44	44—257	257—527	527—7138	7,1·10 <sup>3</sup> —6,7·10 <sup>5</sup>
14	$\frac{\text{InWFe}}{\text{NbTi}^2}$	3,6—6,2	6,2—28,0	28,0—59,0	59—665	665—7,4·10 <sup>4</sup>
15	$\frac{\text{InW}^2}{\text{NbTi}^2}$	0,5—0,8	0,8—3,2	3,2—6,7	6,7—62	62—8161
16	$\frac{\text{W}^2\text{Fe}}{\text{NbTi}^2}$	413—680	680—2759	2759—4085	4085—42 227	4,2·10 <sup>4</sup> —1,2·10 <sup>6</sup>

Таблица 3

Числовые значения показателей и условные глубины, полученные по горизонтам III и XIII жилы № 18

Номер п. п.	Формулы	III горизонт		XIII горизонт	
		Числовые значения	H, м	Числовые значения	H, м
1	$\frac{\text{In}^3}{\text{ScVTi}}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	↑	0,53	235
2	$\frac{\text{In}^3}{\text{V}^2\text{Ti}}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	↑	0,073	295
3	$\frac{\text{In}^3}{\text{VTi}^2}$	$7,6 \cdot 10^{-7}$	↑	0,0014	264
4	$\frac{\text{In}^2\text{Cr}}{\text{SiTi}^2}$	$8 \cdot 10^{-5}$	↑	0,045	325
5	$\frac{\text{In}^2\text{Be}}{\text{ScVTi}}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	↑	0,084	305
6	$\frac{\text{WFe}^2}{\text{VTi}^2}$	56	↑	$4,9 \cdot 10^4$	280
7	$\frac{\text{W}^2\text{Fe}}{\text{VTi}^2}$	6,2	↑	$5 \cdot 10^3$	280
8	$\frac{\text{InFe}^2}{\text{VTi}^2}$	0,58	↑	700	275
9	$\frac{\text{InWFe}}{\text{VTi}^2}$	0,064	↑	70	275
10	$\frac{\text{In}^2\text{W}}{\text{VTi}^2}$	$7 \cdot 10^{-5}$	↑	0,1	264
11	$\frac{\text{In}^3}{\text{ScNbV}}$	0,03	↑	60	275
12	$\frac{\text{In}^2\text{W}}{\text{ScNbV}}$	3,0	↑	4200	280
13	$\frac{\text{InFe}^2}{\text{NbTi}^2}$	1,1	↑	1500	295
14	$\frac{\text{InWFe}}{\text{NbTi}^2}$	0,12	↑	150	295
15	$\frac{\text{InW}^2}{\text{NbTi}^2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	↑	16	295
16	$\frac{\text{W}^2\text{Fe}}{\text{NbTi}^2}$	11	↑	$1,1 \cdot 10^4$	295 $H_{\text{ср}}=283$

Примечание. H — глубины (условные) в метрике комбинированной жилы;  
 ↑ — горизонт расположен выше верхнего интервала комбинированной жилы.



Кривые геохимических показателей (v) относительной глубины кристаллизации касситерита, выведенных по эталонной комбинированной жиле, и пример их применения. Черные кружки относятся к жиле № 18 Дубровского месторождения. Цифры на рисунке — номера формул v.

парезным горизонтам, т. е. на 80, 160, 240, 280, 320, 400 м. Интервалов выделено пять: нижний (выклинивание жилы на глубину), нижний переходный, средний (центральная, наиболее богатая часть жилы), верхний переходный, верхний (выклинивание жилы по восставию).

Для того чтобы определить графическим путем к какому интервалу относится часть жилы 18, вскрытая выработками на горизонте XIII (верхнему, среднему или нижнему), необходимо числовые показатели всех формул (см. табл. 3) нанести на соответствующие кривые. Например, числовой показатель формулы 1 ( $v_1$ ) равен 0,53. На кривой  $v_1$  он расположится на глубине 235 м (показано круглым значком). Числовой показатель  $v_2$  (0,073) найдет свое место на глубине 295 м;  $v_3$  (0,0014) — 264 м и т. д. Среднее из 16 относительных глубин составляет 283 м, т. е. оно отвечает нижнему переходному интервалу, а именно, началу выклинивания рудной жилы по падению. Этот же вывод был сделан и на основании только числовых показателей без наложения их на графики, которые лишь помогают более наглядно представлять и судить о степени разброса или кучности полученных результатов. В рассматриваемом случае результаты вполне удовлетворительные и отвечают фактическим геологическим данным. При этом следует помнить, что глубины для сравниваемых жил получаются не абсолютные, а относительные — в метрике эталонной (комбинированной) жилы. Использовать эталонные графики для характеристики III горизонта жилы 18 не представилось возможным из-за того, что числовые значения всех формул выходят за верхние пределы эталонных графиков. Это объясняется тем, как уже отмечалось, что жила 18 менее эродирована, чем принятые за эталонные жилы Молотовская и Оловянная. Заключение о глубине вскрытия (эрозией или искусственными выработками) заданного рудного тела дается не в метрах, а в интервалах, т. е. определяется к какому из них относится данное горизонтальное сечение.

Рекомендуемый комплекс минералого-геохимических критериев находится в стадии разработки и нуждается в проверке на большом количестве оловосодержащих объектов. В комплексе с другими геологическими сведениями он может быть использован для ориентировки при решении вопроса о степени эродированности (или о глубине вскрытия выработками) отдельных рудных тел.

Все рассмотренные нами по различным месторождениям рудные жилы, как выполненные так и метасоматические, имели крутое падение.

Насколько применимы выведенные геохимические формулы к пологим рудным телам пока не выяснено. Вместе с тем установлено, что на характер распределения элементов-примесей в касситеритах влияет ряд геологических факторов. К таковым относятся: резкая смена состава пород по восстановлению рудных тел («стратиграфические несогласия»), наличие сопряжений в жилах, флексуобразные изгибы рудных тел с резким увеличением мощности. Наличие одного из перечисленных факторов, как правило, влечет за собой резкий скачок числовых значений во всех формулах. При этом числовые значения оказываются заниженными. Например, если выработка в действительности пройдена в среднем интервале рудного тела, подвергнувшегося в данном участке локальному флексуобразному изгибу, или к нему поблизости причленяется другое рудное тело, или рудное тело именно здесь переходит из одних пород в другие, то в этом случае числовые значения всех формул будут соответствовать не среднему интервалу, а верхнему переходному. Причины данного явления пока не установлены, но они всегда учитываются при определении уровня эрозионного среза любого рудного тела.

М. А. КУДРИНА

### ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ШЕЕЛИТАХ С ГЕНЕТИЧЕСКИМИ И ПОИСКОВЫМИ ЦЕЛЯМИ

В связи с возросшим в последние годы интересом промышленности к шеелитовому концентрату, как важному сырью вольфрамовой промышленности, особое внимание исследователей сосредоточено на более детальном изучении шеелитовых месторождений и информативных свойств самого шеелита как минерала.

Известно, что шеелит присутствует в гипогенных рудах месторождений различных генетических типов: скарновых, скарново-грейзеновых, грейзеновых, шеелитоносных такритах, альбитовых метасоматитах, кварцевых жилах и штокверках, мезотермальных образованиях, вторичных кварцитах и др.

Промышленная ценность различных генетических типов месторождений шеелитовых руд далеко не равнозначна, в силу чего выяснение особенностей шеелитов в месторождениях определенного генезиса имеет не только научное, но и прикладное значение, поскольку среди большого числа гидротермальных месторождений шеелита интересы промышленности сосредоточены в основном на скарновых, скарново-грейзеновых и штокверковых месторождениях.

В силу особенностей химического состава шеелита, стабильного по содержанию главных компонентов для всех типов его месторождений, в качестве наиболее чутких геохимических индикаторов условия образования этого минерала выступают элементы-примеси: ниобий, тантал, молибден, редкие земли и др.

Проведенное изучение особенностей типохимии шеелитов в зависимости от условий их образования позволило получить сравнительно представительный, статистический материал, практически отсутствующий в ранее опубликованных работах. Данные по распределению в шеелитах молибдена, редких земель, ниобия и тантала основаны на большом числе анализов образцов шеелита, систематически характеризующих разные типы вольфрамowego оруденения шеелитоносных скарнов, грейзенов, вы-

Содержание элементов-примесей в шеселитах скарновых месторождений (вес. %)

Номер п. п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> / Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
1	Лянгар	Средняя Азия	Л/453	0,13	0,013	0,001	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
2	Чорух-Дайрон	» »	Ч-162	0,20	0,052	0,046	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
3	Яхтон	» »	ЯХ-160	0,22	0,017	0,0087	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
4	»	» »	Я-72	Не опр.	Не обл.	Не опр.	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
5	Ингичке	» »	И-71	0,20	0,05	<0,0021	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
6	Восточное	Рудный Алтай	С-364а	Не опр.	0,017	0,0029	0,00017	17	
7	»	» »	С-261	0,19	Не обл.	0,0026	0,00006	43	
8	Плитнинское	» »	532/71	0,71	0,090	0,0028	0,00017	17	
9	Горное	» »	С-409	0,73	Не опр.	0,0027	Не опр.	—	
10	Центральное	» »	П-94	Не опр.	0,002	<0,002	0,00004	—	
11	»	» »	П-98	0,82	0,089	<0,0016	0,00017	—	
12	Тумское	Кузнецкий Алатау	Т-147	1,01	0,01	0,0028	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
13	Арыхское	Западный Саян	А-5	0,17	0,066	0,0097	0,00006	160	
14	Тырныауз	Северный Кавказ	Т-26	0,25	0,13	0,0058	0,00036	16	
15	»	» »		Не опр.	0,065	0,0040	Не опр.	—	
16	»	» »	8 обр.	0,07—7,19	Не обл.	Не опр.	»	—	
17	Малый Медный Чайник	» »	М-448	1,67	0,032	0,009	Сл.	—	
18	» » »	» »	12	Не опр.	Не опр.	0,015	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
19	Октябрьское	» »		»	0,026	0,027	0,00036	75	
20	Балканское	Урал	2 обр.	»	0,06—0,12	Не опр.	Не опр.	—	

Примечание: Номер 1—15, 17—19 — данные автора; 16—Кононов (1960); 20—Покровский (1964).

Таблица 2

## Содержание элементов-примесей в шеллитах скарново-грейзеновых месторождений (вес. %)

Номер п. п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
								Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
1	Майхура	Средняя Азия	М-452	Сл.	0,063	0,004	<4·10 <sup>-5</sup>	—	
2	»	»	М-1	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,00025	—	
3	»	»	2 обр.	»	0,04—0,06	Не опр.	Не опр.	—	
4	Кумарх	»	63	»	Не опр.	0,026	0,00065	40	
5	Трудовое	»	Т-107	0,39	0,072	0,010	0,00037	27	
6	Ново-Кольванское	Горный Алтай	НК-1	Не опр.	0,034	<0,002	0,0001	—	
7	»	»	516/71	Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	
8	Лермонтовское	Приморье	Л-157	0,016	0,018	0,0027	4·10 <sup>-5</sup>	—	
9	»	»	Л-156	Не опр.	0,045	0,0069	0,0012	5,8	
10	Восток-2	»	89	»	0,037	0,0058	0,00011	52	
11	»	»	8 проб	0,004—0,006	0,0005—0,22	Не опр.	Не опр.	—	
12	Агылки	Южное Верхояние	90-А	Не опр.	0,028	<0,002	0,00027	—	

Примечание. Номера 1, 2, 4—10, 12 — данные автора; 3 — Жариков и др. (1972); 11 — Руб и др. (1971).

Таблица 3

## Содержание (вес. %) элементов-примесей в шеллитах грейзеновых месторождений (данные автора)

Номер п. п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
								Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
1	Мало-Ангатуйское	Забайкалье	МА-201	0,04	0,051	0,006	0,00023	25	
2	Горно-Кольванское	Горный Алтай	15—1/73	1,28	0,052	0,011	0,00088	12,5	

Таблица 4

Содержание (вес. %) элементов-примесей в шеелитах высокотемпературных кварцево-жильных месторождений (данные автора)

Номер п.п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$
								Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	Куналейское	Забайкалье	K-707	0,06	0,024	0,011	0,00026	42
2	»	»	34	Не опр.	Не опр.	0,014	Не опр.	—
3	Зун-Ундур	»	76	0,004	0,14	0,021	0,0006	35
4	Бом-Горхон	»	BC-107	0,01	0,022	0,0033	0,00006	55
5	Иульгин	Северо-Восток СССР	И-101	Не опр.	0,075	0,005	0,00092	5,4
6	Теп-Кергин	»	102-Т	»	0,10	0,007	0,00027	26

Таблица 5

Содержание (вес. %) элементов-примесей в шеелитах из альбитовых метасоматитов (данные автора)

Номер п.п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$
								Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	Улуг-Алым	Восточный Саян	У-147	0,24	0,55	0,08	0,003	27
2	»	»	86	Не опр.	0,63	0,09	0,0021	40

Таблица 6

Содержание (вес. %) элементов-примесей в шеелитах шеелитоносных тактитов (данные автора)

Номер п.п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$
								Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	Элигей	Прибайкалье	Э-125	0,28	0,04	0,003	Не опр.	—
2	Латвасюрское	Приладожье	446/72	0,02	0,009	0,0026	0,00026	10

Содержание элементов-примесей в шеелитах среднетемпературных кварцево-жильных и штокерковых месторождений (вс. %)\*

Номер п.п.	Месторождение	Регион	Номер образца	MoO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> / Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
1	Синегорское	Приморье	СГ-48	Не опр.	0,33	0,012	0,0001		120
2	»	»	»	8,01	»	Не опр.	Не опр.		—
3	Убегоу	»	61	Не опр.	0,13	»	»		—
4	Незаметинское	»	»	»	0,069	0,017	0,002		—
5	Рудное	»	P-158	»	0,1	0,037	0,00023		160
6	»	»	»	»	0,13**	Не опр.	Не опр.		—
7	Фестивальное	Приамурье	Ф-357	0,013	0,044	0,015	0,00029		51
8	Богочукан	Хабаровский край	Б/449	Сл.	0,07	0,068	<0,002		—
9	Пешковское	Забайкалье	ШШ-11	0,47	0,06	<0,002	0,00032		—
10	Чинконовское	»	103-ЧК	Не опр.	Не опр.	<0,002	0,00026		—
11	Тоштоузек	Горный Алтай	T-76	0,002	0,086	0,014	0,00062		28
12	»	»	226/71	0,02	0,066	Не опр.	0,0006		—
13	Урзарсай	»	81/71	3,45	0,15	»	Не опр.		—
14	Джанет	Казахстан	168-Ж	Не опр.	0,22	0,031	0,00016		500
15	Кара-Камыш	»	170-К	»	0,0140	0,0041	0,00003		45
16	Верхнее Кайракты	»	ВК-59	0,05	0,25—0,39	Не опр.	0,0001		—
17	Богуты	»	Б-4	0,17	0,033	0,0068	0,00012		56
18	Березовское	Урал	75	Не опр.	0,35	0,006	0,00022		27
19	Баженовское	»	2 обр.	»	0,01—0,3	Не опр.	Не опр.		—
20	Бурановское	»	2 обр.	»	0,12—0,16	»	»		—
21	Айдырлинское	»	»	»	0,16	»	»		—
22	Ново-Березовское	»	»	»	0,06	»	»		—
23	Торговское	Приполярный Урал	T-24	»	0,23	»	»		—
24	Кти-Тиберда	Северный Кавказ	94	»	0,039	0,002	0,00005		40
25	Харбейское	Полярный Урал	2 обр.	3,36—2,0	0,29—0,38	Не опр.	Не опр.		—
26	»	»	2 обр.	0,003	0,027—0,028	»	»		—

Примечание. Номера 1, 5—18, 23, 24 — данные автора; 2—4 — Иванов (1974); 19—22 — Покровский (1964); 25, 26 — Караченцев, Высоцкий (1974).

\* Здесь и в табл. 8 данные основаны на определении элементов-примесей, проведенном в ВМСе методами химического (MoO<sub>3</sub>, TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), спектрального (с предварительным химическим обогащением — Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и нейтронно-активационном (также с предварительным химическим обогащением — Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) анализов. Аналитики Л. Пурцова, Т. Иванова, Л. Кравченко, А. Юрченко, В. Болкунова.

\*\* Данные приведены в работе Ю. Г. Иванова (1974).

соко- и среднетемпературных кварцево-жильных и штокверковых, альбитовых метасоматитов, шеелитоносных тактитов и низкотемпературных кварц-баритовых и хрусталеносных жил. Всего было проанализировано около 70 образцов шеелита, представляющих более 50 месторождений различных регионов Союза. В небольшой степени материал пополнен данными, заимствованными в литературе (табл. 1—8).

### МОЛИБДЕН

Молибден является характерной примесью шеелитов. В природных шеелитах содержание его колеблется от следов до 10—12% и более, причем при содержании  $\text{MoO}_3$  выше 20% выделяется новый минеральный вид — зейрегит. Минералы, содержащие 72%  $\text{MoO}_3$ , относятся к повеллиту — крайнему члену изоморфного ряда шеелит — повеллит. В повеллите содержится до 7,0% изоморфной примеси трихокси вольфрама.

Изучение распределения молибдена в шеелитах различного генезиса показывает, что по этому признаку нельзя определенно судить о генетическом типе месторождения. Значительные вариации в содержании молибдена свойственны шеелитам скарновых, грейзеновых и кварцево-жильных и штокверковых месторождений. Однако насыщенность молибденом шеелитов в определенной мере характеризует принадлежности его месторождения к той или иной рудной формации.

Во многих шеелитах из месторождений молибден-вольфрамовой формации содержание молибдена на порядок, а иногда и на два выше, чем в шеелитах других рудных формаций (олово- и колчеданно-вольфрамовых)

При этом на месторождениях молибден-вольфрамовой формации со сложным и длительным процессом рудообразования в разных генерациях шеелита проявляются иногда довольно существенные вариации в содержании молибдена (месторождения Тырнауз, Харбейское и др.).

Повышенное содержание молибдена в шеелитах может служить также своеобразным геотермометром, поскольку при прочих равных условиях вхождение молибдена в шеелит происходит при относительно более высоких температурах.

В разностях шеелита, образованных при замещении вольфрамита, независимо от рудно-формационного типа его месторождения, молибден практически не концентрируется.

Таблица 8  
Содержание (вес. %) элементов-примесей в шеелитах из низкотемпературных кварцево-жильных месторождений\* (данные автора)

Номер ш. в.	Месторождение	Регион	Номер образца	$\text{MoO}_3$	$\text{TR}_2\text{O}_3$	$\text{Nb}_2\text{O}_5$	$\text{Ta}_2\text{O}_5$	$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5}{\text{Ta}_2\text{O}_5}$	
								—	—
1	Ильдегем	Горный Алтай	И-445	0,01	0,37	0,024	<0,00004	—	45
2	Ак-Булак	»	АН-160	—	0,026	0,005	0,00041	—	—
3	Кайвинское	Кузнецкий Алатау	К-450	—	0,018	0,002	0,00007	—	—
4	»	»	41	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,0002	—	—
5	Поз. ентгей	Полярный Урал	П-451	»	0,19	0,019	<0,00004	—	—

## ТАНТАЛ И НИОБИЙ

В шеелитах из месторождений различных генетических типов отмечается постоянное присутствие небольших примесей тантала и ниобия, содержания которых находятся либо на уровне кларка (тантал), либо значительно выше него (ниобий). Эта дифференцированность распределения в шеелитах ниобия и тантала связана с физико-химическими условиями кристаллизации шеелита, происходящей преимущественно в слабокислых и близнеутральных средах, в силу чего, из-за геохимических особенностей ниобия и тантала в гидротермальном процессе, в шеелите избирательно концентрируется ниобий.

В то же время поведение каждого из этой пары элементов имеет свои особенности в месторождениях разного генезиса.

Наиболее низкая концентрация ниобия отмечается в шеелитах из низкотемпературных кварцевых жил. Она последовательно повышается в шеелитах тактитов, скарнов, скарново-грейзеновых и грейзеновых месторождений и еще более существенно — в шеелитах высоко- и среднетемпературных кварцево-жильных месторождений. Максимальная концентрация ниобия характеризует шеелиты альбитовых метасоматитов.

В содержании ниобия в шеелитах месторождений каждого генетического типа отмечаются определенные вариации, но наиболее значительны они в месторождениях скарновой формации, среди которых по относительно высокому содержанию ниобия выделяются шеелиты магнетитовых скарнов.

Картина распределения тантала в шеелитах несколько иная. Наиболее низким уровнем концентрации тантала характеризуются шеелиты низкотемпературных кварцевых жил и скарнов. Несколько повышается содержание тантала в шеелитах среднетемпературных кварцево-жильных и штокверковых месторождений. В шеелитах из шеелитоносных тактитов и высокотемпературных скарново-грейзеновых и кварцево-жильных месторождений тантал концентрируется в еще большем количестве. И наконец, максимальные концентрации тантала отмечаются в шеелитах из альбитовых метасоматитов.

Весьма показателен и такой аспект распределения тантала, как связь между уровнем вхождения его в шеелиты и составом материнских интрузий. Относительно более высокие концентрации тантала характерны для месторождений шеелита, являющихся производными кислых дифференциатов гранитных магм.

Особенности геохимии ниобия и тантала в ходе развития гидротермального процесса проявляются и в изменении величины ниобий-танталового отношения в шеелитах месторождений различного генезиса. По величине ниобий-танталового отношения шеелиты подразделяются на три группы.

1. Шеелиты с высоким ниобий-танталовым отношением. Сюда входят многие шеелиты из месторождений среднетемпературных кварцевых жил, штокверков и скарнов, образованных гидротермальными растворами, генерируемые с интрузиями более основных гранитоидов.

2. Шеелиты кварцево-жильных месторождений (высоко- и низкотемпературных), альбитовых метасоматитов, а также скарнов, в основном производных кислых гранитоидов, отличаются величиной тантал-ниобиевого отношения порядка 30.

3. Шеелиты месторождений скарново-грейзенового и грейзенового типов выделяются еще более низкой величиной ниобий-танталового отношения, составляющей около 15.

Из этого следует, что увеличение кислотности растворов приводит к относительному накоплению тантала, которое достигает максимума в грейзеновый этап минералообразования.

## РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Редкие земли концентрируются в шеелитах преимущественно в количествах сотых и десятых долей процента. При этом прямой зависимости между содержаниями редких земель в шеелите и генетическим типом месторождений, можно сказать, не существует. Содержания редких земель, так же как и молибдена, заметно варьируют в шеелитах месторождений каждой генетической группы. Однако имеет место тенденция накопления редких земель преимущественно в шеелитах из кварцево-жильных месторождений.

Анализ особенностей нахождения шеелита в каждом конкретном месторождении показывает, что разные уровни концентрации редких земель в шеелитах в большей степени определяются его парагенезисом.

Низкая концентрация редких земель в шеелите на том или ином месторождении определяется образованием непосредственно в парагенезисе с ним, либо в предшествующей минеральной ассоциации богатых кальцием минералов, которые, в силу особенностей своего состава, являются более емкими к изоморфизму с редкими землями, чем шеелит. Вследствие этого шеелиты скарновых месторождений отличаются обычно малыми содержаниями редких земель, которые, помимо кальциевых силикатов и алюмосиликатов скарнов, рассеиваются в парагенных с шеелитом кальциевых минералах рудной стадии — апатите, кальците, флюорите и др.

Именно по этой причине разные уровни накопления редких земель (на порядок и более) устанавливаются в шеелитах разных генераций, отличающихся парагенезисом.

Так, в рудах месторождения Восток-2 (Руб и др., 1974) содержание редких земель в шеелите изменяется в разных парагенезисах от 0,005 до 0,22%.

Примерно на порядок отличаются содержанием редких земель разные генерации шеелита и на Харбейском месторождении, причем наиболее низкие концентрации редких земель характерны для шеелита из парагенезиса с кальцитом.

Об особенностях образования шеелитов можно судить по распределению в них отдельных лантаноидов, количество которых определялось в физической лаборатории ВИМСа Б. С. Горобцом. Полученные данные по спектрам фотолюминесценции  $\text{Pr}^{3+}$ ,  $\text{Nd}^{3+}$ ,  $\text{Sm}^{3+}$ ,  $\text{Eu}^{3+}$ ,  $\text{Dy}^{3+}$ ,  $\text{Er}^{3+}$  позволяют говорить о разных уровнях накопления и дифференцированном поведении редких земель в шеелитах месторождений различного генезиса (табл. 9).

Информаторами генетической принадлежности шеелитов среди лантаноидов, фиксируемых спектрами фотолюминесценции, выступают празеодим, диспрозий и эрбий.

Линии излучения празеодима проявлены почти исключительно в шеелитах из среднетемпературных кварц-шеелитовых месторождений. Совершенно не проявлен празеодим в шеелитах низкотемпературных кварцево-жильных месторождений и в слабой степени выражен в отдельных образцах шеелитов из месторождений прочих генетических типов.

Линии излучения диспрозия позволяют разделить шеелиты (с некоторой долей условности) на две группы. В одну из них попадают шеелиты, где линии диспрозия проявлены слабо или вообще не проявлены, — это шеелиты высокотемпературных месторождений скарнового, грейзенового и кварцево-жильного типов. В шеелитах другой группы месторождений спектр диспрозия проявлен четко. К этой группе относятся шеелиты из месторождений относительно более низкой температуры формирования — из средне- и низкотемпературных кварц-шеелитовых месторождений и альбитовых метасоматитов. Показательно, что в месторождениях с полиформационным характером оруденения в зависимости от генерации шеелита проявляется и дифференцированное распределение лантаноидов.

Одновременная оценка 6 лантаноидов по интенсивности аналитических линий в спектрах фотолуминесценции шеелитов

Генетический тип месторождений	Месторождение	Регион	Номер пробы	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	Интенсивность линий (Усл. ед.)					
					D <sub>г</sub> <sup>3+</sup>	Nd <sup>3+</sup>	Sm <sup>3+</sup>	Eu <sup>3+</sup>	Dy <sup>3+</sup>	Er <sup>3+</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Скарновый (I)	Плитное	Горный Алтай	532/71	0,09	—	—	7	—	—	—
	Восточное	»	С-364а	0,017	Не обн.	—	15	—	—	—
	»	»	С-261	Не обн.	—	—	10	—	—	—
	Центральное	»	П-94	0,089	—	—	—	—	—	—
	Горное	»	С-409	Не обн.	—	Сл.	Сл.	—	—	—
	Тырныауз	Северный Кавказ	26-Г	0,13	15	175	130	15	Не обн.	Не обн.
	Лянгар	Средняя Азия	Л-453	0,018	—	Сл.	30	—	—	—
	Чорух-Дайрон	»	162-Ч	0,052	—	150	100	13	Сл.	—
	Яхтон	»	ЯХ-160	0,017	—	100	25	—	—	—
	Кара-Тюбе	»	64-43	Не опр.	—	Сл.	Сл.	—	—	—
	Ингичке	»	И-71	0,05	—	Есть(?)	17	—	—	—
	Латвасюрское	Приладожье	ПР-446	0,009	6	55	45	20	25	9
	Люшико	»	600	Не опр.	—	—	—	Сл.	—	—
	Березовское	Урал	346/10	0,026	—	6	30	15	15	—
	Западное Прибал- хашье	Прибалхашье	—	Не опр.	—	Сл.	Сл.	—	—	—
	Арых	Западный Саян	А-5	0,066	Сл.	15	14	10	Мало	Сл.
Малый Медный Чай- ник	Забайкалье	М-448	0,032	—	—	35	40	—	—	
Скарново-грейзеновый (II)	Майхура	Средняя Азия	М-1	Не опр.	—	55	30	—	—	—
	»	»	М-2	»	—	5	10	10	—	—
	»	»	М-452	0,063	16	9	135	75	75	13
	Трудовое	»	ТР-69	Не опр.	Сл.	20	15	Сл.	10	—
	»	»	Ш-0896	»	25	20	330	8	50	20
	»	»	Т-107	0,72	—	20	70	10	25	15
	Ново-Кольванское	Горный Алтай	514/71	Не опр.	—	—	15	—	—	—
	Ново-Кольванское	Горный Алтай	519/71	Не опр.	—	45	100	24	Сл.	—
	»	»	ПК-1	0,034	—	50	10	—	—	—
	Лермонтовское	Приморье	157-Л	0,018	Сл.	8	20	30	Сл.	15
	»	»	156-Л	0,045	»	5	100	8	80	32
	Восток-2	»	1166	0,037	40	35	50	10	Сл.	—

	Агьлики »	Якутия »	11—28 90-А	Не опр. 0,028	12 40	38 45	220 125	120 300	70 Сл.	30 Сл.
Грейзеновый (III)	Верхне-Белокуриха Горно-Игольванское Мало-Ангатуйское	Горный Алтай » Забайкалье	27—70 III-15 МА-201	Не опр. 0,052 0,051	— — 13	(?) 280 6	4 155 52	25 — 67	— — 18	— — 4
Высокотемпературные кварц-вольфрамитовые жилы с безрудными околожильными грей- зеновыми оторочками (IV)	Верх-Слюдянка	Горный Алтай	673 <sup>в</sup>	Не опр.	—	—	Сл.	18	10	10
	Куналейское	Забайкалье	K-707	0,024	—	Сл.	7	26	Сл.	Сл.
	Бом-Горхон	»	BC-167	0,022	—	—	—	—	—	—
	Зун-Ундур	»	76	0,14	17	30	150	30	100	30
	Иульгин Тен-Кергин	Северо-Восток СССР Там же	И-403 Т-102	0,075 0,10	Сл. 10	Сл. 15	150 110	25 40	30 40	10 15
Щеелитоносные альбито- вые метасоматиты (V)	Улуг-Алым »	Восточный Саян » »	У-147 86-У	0,55 0,6	— 15	60 85	740 1000	Сл. 15	100 »50	30 25
Среднетемпературные кварцевые жильные и штокверковые с харак- терным изменением вме- щающих пород (сери- цитизацией, пиритиза- цией и т. д.) (VI)	Фестивальное	Приамурье	Ф-357	0,034	—	30	126	42	380	105
	Урзарсай	Горный Алтай	83-71	Не опр.	70	500	230	100	Сл.	Сл.
	»	»	81-71	0,15	60	250	90	50	»	—
	Тоштоузек	»	Т-76	0,086	—	Сл.	170	22	180	57
	»	»	226-71	0,066	—	»	185	20	180	60
	Пешковское	Забайкалье	ППИ-11	0,06	10	17	80	200	60	15
	Синегорское	Приморье	СГ-48	0,33	100	1300	150	240	—	—
	Рудное	»	Р-158	0,1	30	20	220	30	30	15
	»	»	5263	0,13	12	10	65	50	15	5
	Убегоу	»	5215	0,13	27	140	400	Сл.	70	40
	Незаметинское	Приморье	5224	0,069	3	2	200	2	7	3
	Торговское	Приполярный Урал	Т-24	0,23	46	60	370	100	150	100
	Березовское	Урал	Б-75	0,35	35	25	350	530	180	35
	Богочукан	Хабаровский край	Б-449	0,07	6	3	15	25	8	2
	Богуты	Казахстан	Б-4	0,033	6	18	37	8	6	—
Верхнее Кайракты	»	ВК-59	0,39	21	20	200	70	24	16	
Джанет	»	168-Ж	0,22	100	280	780	58	Мало	65	
Кара-Камыш	»	170-к	0,014	Сл.	800	130	Сл.	—	—	
Кти-Тиберда	Северный Кавказ	94	0,039	—	Сл.	25	15	40	20	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Низкотемпературные кварцевые жилы (жидк альфийского типа, с антимонитом, баритом, киноварью и др.) (VII)	Ильдегем Кайвинское Целинградской Ак-Булак	Горный Алтай Кузнецкий Алатау Полярный Урал Горный Алтай	И-445 К-450 П-454 АК-160	0,37 0,018 0,19 0,026	— Сл. — —	— 30 30 13	110 63 185 100	35 25 24 54	32 Сл. 24 55	7 — — 12

П р и м е ч а н и е. За 100 усл. ед. принята интенсивность линии европия — 616 нм. в пробе Т-25 (Торговское); в том же масштабе интенсивность линии европия 615 нм. в стандартном люминофоре К-77 ( $Y_2O_3-Eu$ ) составляет 300 000 усл. ед. При определении всех лантаноидов, кроме  $Sm^{3+}$ , возбуждавший свет ламп СВД-120 пропускался через фильтр УФС-2, для  $Sm^{3+}$  — через фильтр СС-8.

Линии эрбия еще более выразительно подчеркивают обособленность шеелитов месторождений двух групп — скарнов и грейзенов; в шеелитах последних линии эрбия практически не проявляются, в то же время в шеелитах других типов месторождений линии эрбия отмечаются (с разной степенью интенсивности) в преобладающем числе образцов.

Исследования по распределению элементов-примесей в шеелитах позволяют получить определенную информацию по его типохимии, в свою очередь, косвенно указывающую на генетические особенности образования шеелитсодержащих руд, связь их с рудогенерирующими магматическими породами особого состава, с тем или иным режимом гипогенного процесса.

Таким образом, располагая данными по типохимии шеелита, можно более правильно судить о генетической природе оруденения и соответственно выдвигать перспективные площади, направляя поиски в нужное русло.

С. Г. КАРАЧЕНЦЕВ

### ЛЕГКИЕ ЛАНТАНОИДЫ — ПОКАЗАТЕЛЬ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В последнее время появились работы, рассматривающие распределение редкоземельных элементов в вольфраматах (Покровский, 1964; Покровский, Червяковская, 1972; Минеев, 1969; Покровский, Иванов, 1975; и др.). Обращение к этому вопросу связано с необходимостью разработки поисковых критериев и признаков, направленных на выявление месторождений вольфрама.

Исследования в этом плане проведены автором настоящей статьи на материале вольфрамового оруденения Урала и в большей мере его северного окончания, охватывающего Приполярный и Полярный Урал.

В пределах Урала вольфрамовая минерализация отмечается в двух геотектонических зонах его герцинид; западной — миогеосинклиналиной и восточной —

эвгеосинклиальной. В первой проявления вольфрама концентрируются в пределах Центрально-Уральского поднятия, сложенного метаморфическими комплексами байкалитид и лишь в редких случаях (Северный Урал, верховья Печоры) выходят за его пределы в Западно-Уральскую зону складчатости палеозойских образований. Как правило, это шеелитовые проявления, тяготеющие к полям развития гранитоидов полихронной гранитовой формации и наложенным щелочно-кислотным гидротермально-метасоматическим комплексам.

В эвгеосинклиальной зоне проявления вольфрама концентрируются на Среднем и Южном Урале во внутренних поднятиях, где они связаны с позднепалеозойскими гранитоидами. В основном это гюбнеритовые, ферберит-шеелитовые и шеелитовые проявления, ассоциирующие с постмагматическими метасоматитами и гидротермалитами.

Как во внешней, так и во внутренней зонах Урала вольфрамовые проявления и месторождения контролируются системами субширотных и северо-западных структур. Такие структуры имеют древнее заложение и неоднократно активизировались в среднем и верхнем палеозое с широким развитием продуктивных гидротермально-метасоматических процессов.

Детальное изучение вольфрамоносных проявлений севера Урала позволило выделить ряд ассоциаций: вольфрамово-редкометалльную, кварцевую сульфидно-вольфрамовую и ртутно-сурьмяно-вольфрамовую. Их возникновение связано с различными этапами щелочно-метасоматической и гидротермальной деятельности, проявившейся особенно активно в период палеозойского тектогенеза, когда происходило взламывание жестких блоков эпибайкальской платформы, слагающих основание Центрально-Уральского поднятия.

Каждая из выделенных ассоциаций занимает определенное геотектоническое положение в структуре региона, располагаясь в пределах поперечных к Уралу зон повышенной мобильности и интенсивности гипогенных процессов (Караченцев, Высоцкий, 1974). Среди рифейских метаморфических толщ расположены проявления первых двух ассоциаций, причем в наиболее глубоко вскрытых поперечных структурах находятся вольфрамово-редкометалльные грейзены, а в более погруженных — кварцевые сульфидно-вольфрамовые жильные и штокверковые поля. Оруденение третьей ассоциации размещено в средне-верхнеордовикских породах второго структурного этажа, а также среди верхнедевонских отложений эвгеосинклиальной зоны восточного склона Урала.

Основной особенностью рудопроявлений севера Урала является широкое развитие шеелита. Редко обнаруживаемый ферберит всегда почти полностью замещен шеелитом и характерен для грейзеновой вольфрамово-редкометалльной ассоциации, известной на участке Орлиного проявления (Караченцев, Высоцкий, 1974), а также встречается в раннем парагенезисе берилл-шеелитовой стадии на Торговом месторождении (Юшкин, 1972). Помимо ферберита и шеелита в проявлениях севера Урала отмечен молибдошеелит, которым представлена ранняя и наиболее распространенная генерация фолыфрамовой минерализации на жильно-штокверковом кварцево-сульфидном Харбейском месторождении (Караченцев, Высоцкий, 1974). Как и ферберит в редкометалльно-вольфрамовой ассоциации, молибдошеелит замещается поздним шеелитом. Для последнего характерно также присутствие во внешних зонах молибдошеелитового оруденения. В составе ртутно-сурьмяно-вольфрамовой ассоциации четко обособлены два парагенезиса: более ранний сурьмяно-вольфрамовый (шеелито-гудmundитовый Комсомольского проявления) и более поздний ртутно-вольфрамовый (шеелито-киноварный Тальбейяхинского проявления).

Таким образом, во всех трех формациях выделяются, по крайней мере, две генерации вольфрамов, из которых поздние, как правило, представлены шеелитом.

Состав редкоземельных элементов в вольфраматах Полярного Урала, г/т

Компонент	Грейзеновый тип						Кварцевый сульфидный тип							Ртутно-сурьмяный тип					Кварцевые жилы Среднего Урала	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	77	77	110	130	50	50	230	50	74	86	—	—	—	85	76	86	50	—	110	50
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	110	95	140	150	87	140	1000	810	329	350	100	100	100	55	500	540	390	Сл.	400	480
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54	50	50	50	50	50	310	290	140	86	50	50	50	100	160	160	110	60	290	100
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65	53	160	210	78	150	560	630	470	420	—	50	—	1100	1000	1100	850	230	540	460
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	100	100	100	100	100	100	230	210	130	100	100	100	100	150	150	140	130	—	640	100
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	34	39	18	95	91	100	82	92	10	19	10	280	210	260	190	31	440	38
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	Сл.	280	260	150	150	—	—	—	260	200	270	230	—	840	150
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	Сл.	»	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28	27	41	40	31	140	87	94	100	88	12	39	Сл.	71	56	63	62	44	120	48
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	6	11	18	5	41	32	25	38	23	5	3	11	7	4	3	5	5	20	9
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	437	408	646	737	419	766	2820	2469	1513	1395	237	361	271	2108	2356	2622	2017	367	3360	1435
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37	43	100	130	180	770	1000	1100	1400	1200	87	120	80	310	240	310	260	100	1200	540
Σ TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	474	451	746	867	599	1536	3820	3569	2913	2595	325	481	351	2418	2596	2932	2277	467	4560	1975
Σ <sub>ср</sub>	779						2008							2138					3268	

Примечание. Шеелитизированные фербериты месторождения Орлиного: 1 — обр. 720; 2 — обр. 720/1; 3 — обр. 815; 4 — обр. 815/1; 5 — обр. 794. Шеелиты месторождения Орлиного: 6 — обр. 704. Молибдошеелиты Харбейского месторождения: 7 — обр. 875; 8 — обр. 875/1; 9 — обр. К-9-17; 10 — обр. К-9-47/1. Шеелиты Харбейского месторождения: 11 — обр. 683; 12 — обр. 683/1; 13 — обр. 654. Шеелиты Комсомольского рудопроявления: 14 — обр. 966; 15 — обр. 972; 16 — обр. 973; 17 — обр. 973/1. Шеелит Тальбейяхинского проявления: 18 — обр. 990. Шеелит Березовского золоторудного месторождения, Средний Урал: 19 — обр. 883. Шеелит из кварцевых жил Гумбейского месторождения: 20 — обр. 881. Анализы выполнены прямым спектральным методом в лаборатории Главного геолога, аналитик И. В. Чупеев.

Химический состав некоторых вольфраматов Урала (вес. %)

Компонент	Полярный урал											Средний Урал		Приполярный Урал	
	Вольфрамово-редкометалльный тип			Кварцевый сульфидный тип				Ртутно-сурьмяный тип				Кварцевый сульфидный тип			
	1	3	6	7	9	11	13	14	15	16	18	19	20	21	22
WO <sub>3</sub>	75,80	78,00	80,30	78,00	79,00	80,30	80,10	80,00	80,00	80,00	80,00	80,00	80,10	78,80	79,30
CaO	8,61	16,67	19,40	19,28	19,50	19,40	19,30	19,30	19,60	19,40	19,40	19,45	19,75	19,57	19,89
FeO	14,30	3,95	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40	Не опр.	0,40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18	Не опр.
MnO	1,00	0,71	»	»	»	»	»	0,40	»	0,01	»	»	»	0,05	»
MoO <sub>3</sub>	0,21	0,68	0,27	3,36	2,00	»	0,30	0,15	0,45	0,15	0,45	0,15	0,23	0,19	0,05
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0074	0,003	0,0016	Не опр.	Не обн.	0,001	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,001	Не опр.	0,0014	0,0026	Не опр.	Не опр.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,11	0,09	»	0,07	0,09	»	»	»	0,07		0,09	0,08	»	»
ΣTR	0,05	0,07	0,06	0,38	0,29	0,03	0,03	0,24	0,26	0,29	0,05	0,48	0,20	0,09	0,33
Σ	100,35	100,19	100,14	101,20	100,86	99,82	99,73	100,10	100,31	100,32	100,00	100,15	100,36	99,88	99,57
Удельный вес	6,81	6,70		6,18	6,03	6,20	6,16	6,18	6,09	6,05	6,12	6,20	6,17		
Температура декрепитации, °C	690	730		680	620	470	450	440		440	380				

Примечание. 21 — шеелитизированный ферберит Торговского месторождения, обр. 887; 22 — шеелит Торговского месторождения, обр. 886. Остальные номера см. в табл. 1. Химические анализы выполнены в лаборатории Главтюменьгеологии, аналитик И. Л. Смирнова.

Распределение основных групп лантаноидов в вольфраматах севера Урала (% от  $\Sigma$ )

Группа лантаноидов	Вольфрамово-редкометалльный грейзеновый тип		Кварцевый сульфидно-вольфрамовый тип		Ртутно-сурьмяно-вольфрамовый тип	
	Генерация					
	ранняя n=4	поздняя n=2	ранняя n=4	поздняя n=3	ранняя n=4	поздняя n=1
La—Nd	71	55	72	55	70	79
Sm—Ho	23	26	22	37	27	8
Fr—Lu	6	19	6	8	3	13

Таблица 4

Изменение содержаний гадолиния и диспрозия (г/т) в вольфраматах севера Урала (средние данные по формациям)

Элемент	Формация		
	Вольфрамово-редкометалльная n=6	Кварцевая, сульфидно-вольфрамовая n=7	Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая n=5
Гадолиний . . . . .	33	58	194
Диспрозий . . . . .	18	123	193

На территории севера Урала коренные проявления вольфрамового оруденения перечисленных формаций немногочисленны. Вместе с тем штиховые ореолы вольфрамов распространены довольно широко. В связи с этим для поисков рудопроявлений приобретают особое значение отличительные признаки вольфрамовой минерализации, позволяющие определить формационный тип оруденения и, как следствие, оценить потенциальные возможности конкретных поисковых площадей.

В подтверждение этого тезиса были изучены редкоземельные спектры вольфрамов известных проявлений, данные о которых, а также сведения

по химическому составу некоторых из них, приведены в табл. 1 и 2. В этих же таблицах помещены результаты анализов имевшихся в нашем распоряжении проб из вольфрамоносных месторождений Среднего Урала.

Нетрудно заметить, что выявляется отчетливая тенденция накопления редкоземельных элементов и иттрия от формации к формации. Это закономерное увеличение содержаний РЗЭ сопровождается общим падением температур декрепитации вольфрамов. Внутри каждой формации эта за-

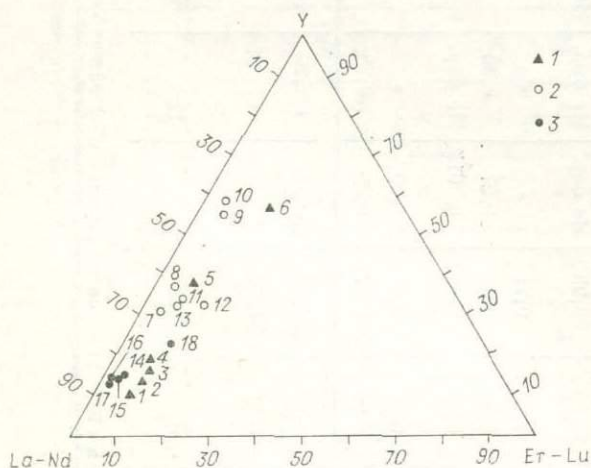


Рис. 1. Соотношение легких, тяжелых лантаноидов и иттрия в вольфраматах севера Урала.

Формации: 1 — грейзеновая вольфрамово-редкометалльная, 2 — кварцевая сульфидно-вольфрамовая, 3 — ртутно-сурьмяно-вольфрамовая. Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 1 и 2.

Распределение легких лантаноидов в вольфраматах севера Урала (% от  $\Sigma$  La—Nd)

Парагенетическая ассоциация	Количество проб	La	Ce+Pr	Nd	Температура декрепитации
Редкометалльно-вольфрамовая . . . . .	6	25	44	31	720
Кварцевая сульфидно-вольфрамовая . . . . .	7	7	57	36	660
Сурьмяно-вольфрамовая . . . . .	4	5	32	63	440
Ртутно-вольфрамовая . . . . .	1	—	21	79	380

кономерность накопления нарушается и поздние генерации шеелита, как правило, обеднены редкими землями. Это характерно и для изменения состава РЗЭ, пересчитанного по Д. А. Минееву (Минеев, 1969) (табл. 3).

Из данных табл. 3 видно, что лантаноиды к концу рудного процесса в данной формации «утяжеляются». Это особенно хорошо заметно по роли иттрия, количество которого в грейзеновой формации увеличивается с усилением шеелитизации ранних ферберитов, а в кварцевой сульфидно-вольфрамовой — с уменьшением повеллитовой фазы в молибдошеелитах (см. данные табл. 2; рис. 1). Однако доля иттрия в вольфраматах второй генерации падает.

Изучение корреляционных связей РЗЭ в вольфраматах показало, что как для ранних, так и для поздних генераций характерна типовая «структурная формула», в которой с цериевой и иттриевой группами устойчиво положительно коррелируют гадолиний и диспрозий. Это позволило рассмотреть оба элемента в качестве индикаторов формационных типов вольфрамового оруденения (табл. 4).

Однако наиболее отчетливо вольфраматы севера Урала различных парагенетических ассоциаций дифференцируются по составу легких лантаноидов (табл. 5).

Совместное рассмотрение тройной диаграммы (рис. 2) позволяет выделить устойчивые поля распространения вольфрамов и отметить ведущую роль в их формировании неодама. Влияние последнего на состав легких лантаноидов шеелитов Урала ранее изучалось П. В. Покровским (1964), выявившим закономерное изменение величин отношений элементов цериевой группы. Вычисленные нами «неодимовые отношения» приведены в табл. 6.

Они несколько не согласуются с данными П. В. Покровского и могут свидетельствовать либо о различии условий рудообразования в разных структурно-формационных зонах Урала (объекты, рассмотренные П. В. Покровским, расположены в Восточно-Уральском поднятии), либо о различной их формационной принадлежности. Однако наши анализы шеелитов Березовского золото-шеелитового и Гумбейского кварцево-шеелитового месторож-

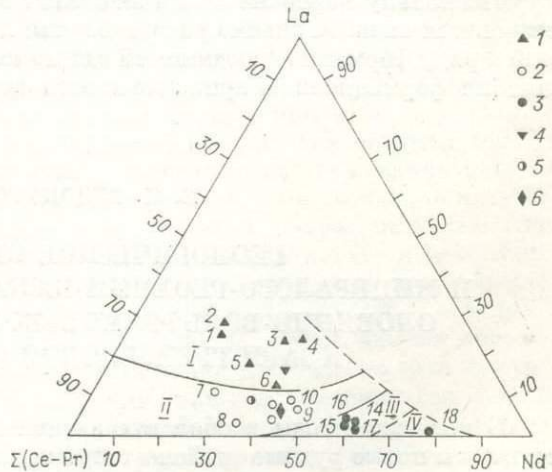


Рис. 2. Распределение легких лантаноидов в вольфраматах Урала.

1—3 см. на рис. 1; 4 — шеелитизированный ферберит Торговского месторождения; 5 — шеелит Торговского месторождения; 6 — шеелит из хрусталоносных жил проявления Пелингичей (Приполярный Урал). I—IV поля формаций: I — грейзеновой, II — кварцевой, III—IV — ртутно-сурьмяной (субформации: III — сурьмяно-вольфрамовая, IV — вольфрамово-ртутная).

Величины «неодимовых отношений» для вольфрамов север Урала различных формаций

Формации	Количество проб	$\frac{La}{Nd}$	$\frac{Ce}{Nd}$	$\frac{Pr}{Nd}$
Редкометалльно-вольфрамовая . . . . .	6	0,82	1,18	0,55
Кварцевая сульфидно-вольфрамовая . . . . .	4	0,21	1,15	0,38
Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая . . . . .	4	0,08	0,37	0,13

дений, находящихся в Восточно-Уральском поднятии, показали тождественность состава легких лантаноидов с данными для кварцевой сульфидно-вольфрамовой формации (см. рис. 2, обр. 19 и 20), которая объединяет, помимо Харбейского и Торговского месторождений, кварцево-шеелитовое проявление из хрусталоносных полей Приполярье Урала. Таким образом, можно говорить о достаточной универсальности полученных значений для определения в первом приближении формационной принадлежности вольфрамового оруденения по соотношению легких лантаноидов в вольфраматах.

### ВЫВОДЫ

Изучение распределения РЗЭ в вольфраматах север Урала показало, что при развитии рудного процесса в ряду формаций происходит накопление редких земель и иттрия. Соотношение основных групп лантаноидов при этом в общем выдерживается для всех формаций и характеризуется ведущей ролью цериевых редких земель. Однако внутри каждой формации более поздние генерации вольфрамов обогащаются иттрием и иттриевыми землями, что хорошо согласуется с представлениями о характере эволюции состава редкоземельных элементов в магматическом и постмагматическом процессах по мере падения температур (Покровский, 1964; Минеев, 1969; Ляхович, Баринский, 1961; Ляхович, 1962; и др.).

Поскольку цериевые земли занимают ведущее положение, постольку становится важным знание распределения легких лантаноидов. Выявленный в ряду формаций «неодимовый сдвиг» может использоваться для определения формационной принадлежности вольфрамового оруденения.

Е. И. БЕДОКУРОВ

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦ-ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

В последние годы в областях активизированных древних платформ выявлены новые рудные районы с промышленно интересными месторождениями оловянно-вольфрамовых руд кварц-грейзеновой рудной формации, что позволяет пересмотреть оценку некоторых районов, ранее считавшихся малоперспективными на олово и вольфрам. Один из таких районов представляет собой обширное сводовое поднятие древней платформы. Сложен разновозрастными метаморфическими интенсивно гранитизированными комплексами пород (возраст от архея до кембрия), перекрытыми мощным чехлом платформенных образований и прорванными трахитами,

фенолитами и базальтами миоцен-четвертичного возраста. Метаморфические комплексы разбиты региональными разломами субмеридионального направления на ряд крупных линейно-вытянутых блоков, слагающих крупные горст-антиклинории и грабен-синклинории. Эти структуры, в свою очередь, расчленены разноориентированными тектоническими нарушениями на более мелкие блоки. Регион претерпел неоднократную тектоническую и магматическую активизацию. Последняя интенсивная активизация проявилась в позднем протерозое — раннем палеозое, в байкальско-раннекаледонскую эпоху. В эту эпоху сформировались оловянно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления. Минерализация развита в пределах крупных горст-антиклинориев, особенно в более мелких антиклинальных структурах — мегантиклинориях, интенсивно гранитизированных. Эти структуры сложены ранне- и позднпротерозойскими комплексами преимущественно терригенно-осадочных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации: гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кварциты, мраморы. Широко развиты гнейсо-граниты и граниты палингено-метасоматического типа. Отдельные массивы гранитов слагают площади до 20 000 км<sup>2</sup>. В пределах крупных массивов гранитов или в их экзоконтактах развит комплекс позднеорогенных палингенных гранитов заключительного этапа байкальско-раннекаледонского цикла развития региона, с которыми генетически и пространственно связана оловянно-вольфрамовая минерализация. Возраст их 530—470 млн. лет.

Массивы позднеорогенных гранитов, соответственно и оловянно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления, имеют четкий тектонический контроль. Их размещение определяется разломами глубокого заложения, ориентированными в основном в северо-западном направлении. Но особенно четко выявляется их приуроченность к узлам пересечения этих глубинных разломов с более молодыми (образованными в байкальскую эпоху складчатости) разрывами северо-восточного и субмеридионального направления. Позднеорогенные интрузии слагают купола небольших размеров (до 4—6 км в поперечнике), овальные в плане, часто концентрического строения. Структура и фации гранитных массивов указывают на формирование их в гипабиссальных условиях. Это резко порфировидные крупнозернистые субщелочные граниты. В апикальных частях массивы часто альбитизированы и представляют собой типичные апограниты (по А. А. Беусу). К этим участкам гранитов, особенно к их надкупольным частям, приурочены месторождения и рудопроявления олова и вольфрама.

Месторождения и рудопроявления относятся в основном к пневматолит-гидротермальному и гидротермальному типам (табл. 1) кварц-грейзеновой рудной формации. Многочисленны также проявления оловянно-вольфрамовой минерализации в пегматитах. Но они, как правило, мелкие и промышленного значения не имеют. Иногда в них отмечается богатая бериллиевая минерализация и тогда они являются промышленно интересными на бериллий. Рудные поля месторождений сопровождаются элювиальными, делювиальными и пролювиально-делювиальными россыпями и ореолами касситерита и вольфрамита. Месторождения представлены обычно системами сближенных субпараллельных и косо примыкающих к ним (не пересекающихся) линейных зон (рис. 1), являющимися оперяющими трещинами крупных региональных разломов. Рудные тела приурочиваются к системам трещин скалывания, которые возникли при формировании рудомещающего тектонического блока, в его краевых частях. Трещины скалывания располагаются над куполами позднеорогенных гранитов, проработаны обычно слабо, характеризуются гладкими поверхностями без развития зон дробления пород, подновлялись только в процессе рудоотложения в связи со становлением подпирающих снизу (проявление магматического диапиризма) небольших куполов гранитов. Об этом свидетельствуют слабое брекчирование грейзенов и незначительные продольные подвижки по зонам, многостадийность оруденения. В целом

Схема генетических типов олово-вольфрамовых месторождений

Рудная формация	Тип месторождений и рудопроявлений		Форма рудных тел	Полезные компоненты
Пегматитовая	Кварц-микроклиновый		Жилы, линзы, шпирсы	Бериллий, олово
	Пневматолитовый		Зоны, линзы, штокверки	Олово, вольфрам
Кварцево-грейзеновая	Пневматолитово-гидротермальный	Вольфрамит-касситерит-кварцевый	Зоны, жилы	Олово, вольфрам
		Касситерит-вольфрамит-кварцевый	Зоны, жилы	Вольфрам, олово
	Гидротермальный	Касситерит-кварцевый	Жилы	Олово
		Вольфрамит-кварцевый	Жилы	Вольфрам
Экзогенная	Россыпи		Залежи элювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиально-аллювиальные	Олово, вольфрам

рудовмещающие разрывные нарушения были заложены задолго до возникновения рудообразующих растворов. Последние вызвали формирование зон альбитизации и грейзенизации, в пределах которых локализованы кварцево-грейзеновые, прожилково-сетчатые и штокверкообразные тела. Падение систем разрывных трещин (и рудных тел) крутое, до вертикального. В гранитах, в апикальных частях куполов или в их экзоконтакте, образуются пологие (или горизонтально лежащие) залежи с прожилковым и гнездовым оруденением, а также штокверковые зоны и штокверки. Площадь отдельных месторождений от 2 до 5 и рудных полей — до 15 км<sup>2</sup>, иногда больше. При поисках любого масштаба (1 : 25 000—1 : 200 000) месторождения однозначно оконтуриваются шпиховым и металлотрическим опробованием. Район хорошо обнажен, и участки, благоприятные для поисков месторождений, довольно четко отмечаются при дешифрировании аэрофотоснимков.

Протяженность с поверхности минерализованных зон и кварцевых жил от первых сотен метров до 1300—1500 м. На глубину оруденение распространяется до 200—300 и более метров. Участки с повышенной минерализацией располагаются обычно в центральных частях кварц-грейзеновых зон. Мощность их 0,2—0,7, реже 1,0—2,0 м; в раздувах до 10,0 м. Часто отмечается обратная корреляция между мощностью рудных тел и содержаниями полезных компонентов. С увеличением мощностей рудных тел содержания олова и трехоксида вольфрама, как правило, уменьшаются. Промышленные концентрации олова и вольфрама приурочены к кварцевым жилам, линзам и системам прожилков кварца. Кварц молочно-белый или дымчатый, серый, реже темно-серый (до черного).

Жильные минералы рудных тел пневматолит-гидротермального и пневматолитового типов представлены преимущественно кварцем, слюдами (биотит, мусковит, лепидолит), полевым шпатом (альбит, олигоклаз), хлоритом, флюоритом, топазом, карбонатом и каолинитом. Иногда наблю-

даются отдельные участки, сложенные мономинеральным агрегатом крупночешуйчатого стильпноелана. Крупные кварцевые жилы практически полностью (до 90% и более) сложены кварцем, иногда с небольшим количеством карбоната и каолинита.

По простиранию и падению минерализованных зон грейзены значительно превосходят протяженность кварцевых жил и промышленных участков рудных тел (рис. 2). Они повсеместно сопровождают кварцевые жилы и прожилки в виде маломощной (5—30 см) оторочки. Иногда образуют самостоятельные тела мощностью 1—10 м. Представляют собой мелкозернистые массивные породы серого, до темно-серого, цвета. Состав их кварц-слюдистый (биотит, мусковит, лепидолит), часто с хлоритом, эпидотом. Грейзеновая ассоциация, наиболее обильная в верхних частях жильных тел, представлена флюоритом, топазом и турмалином. Постоянно отмечается берилл в виде тонкой вкрапленности, также наиболее обильный в верхних частях тел. Содержания окиси бериллия обычно не превышают сотых долей процента, редко — первых десятых. Нередки магнетит, ильменит, циркон, ксенотим, монацит, сфен. На участках интенсивного развития гидротермального процесса (мощные и протяженные кварцевые жилы) в забандах жил наблюдается маломощная оторочка более светлых крупночешуйчатых слюдистых (флогопит) грейзенов, образовавшихся, вероятно, за счет перекристаллизации более ранних грейзенов.

Основными полезными компонентами месторождений являются вольфрам (вольфрамит, шеелит) и олово (касситерит). Они встречаются в рудах обычно совместно, но в разных месторождениях соотношение их различно, вплоть до образования монометалльных месторождений, где другой полезный компонент имеет только минералогическое значение. Наиболее обычно соотношение трехоксида вольфрама к олову как 3 : 1 или 1 : 3. Для всех месторождений характерно крайне неравномерное распределение полезных компонентов в массе рудных тел.

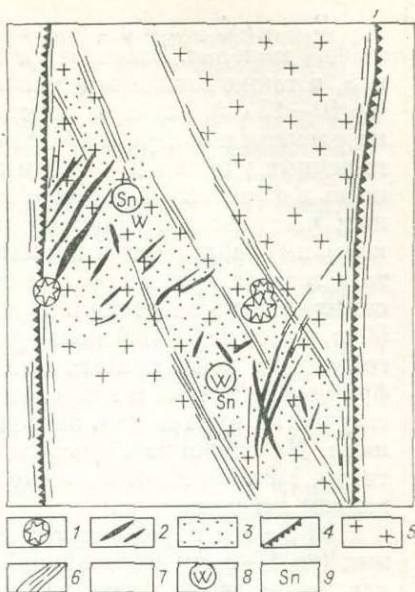


Рис. 1. Структурная схема рудного поля.

1 — шейки андезито-базальтов и андезитов, 2 — рудные тела, 3 — площадь распространения минерализации и грейзенизированных пород, 4 — региональные разломы, 5 — палингено-метасоматические граниты, 6 — зоны трещиноватости и дробления, 7 — гнейсы, 8 — главный металл на месторождении, 9 — сопутствующий металл.

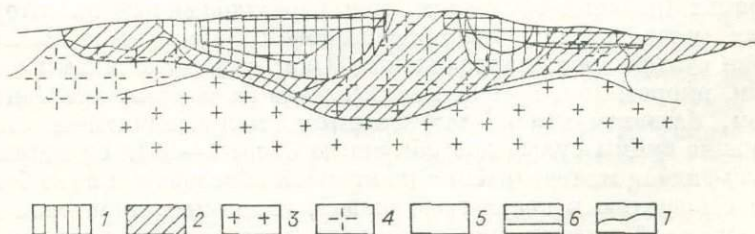


Рис. 2. Схематический продольный разрез по кварц-грейзеновой зоне (по материалам В. Б. Кушева, В. Г. Хмырова и др.).

1 — кварцевая жила, 2 — грейзены, 3 — палингенные граниты, 4 — палингено-метасоматические граниты, 5 — гнейсы, 6 — обогащенные участки зоны, 7 — геологические границы.

**Вольфрамит** — наиболее распространенный вольфрамсодержащий минерал. Встречается в виде крупных (до 10—30 см) гнезд и сростков, а также в виде отдельных удлиненных кристаллов разной величины (до 10—15 см). Размеры кристаллов по длинной оси значительно превышают размеры в поперечнике (соотношение 5 : 1—10 : 1). Гнезда создают обогащенные участки 2 — 3,0 м протяженности. Характерна их приуроченность в одних случаях (чаще) к призальбаандовым, в других — к центральным частям жил. Наиболее крупные скопления вольфрамитов (столбы, карманы) наблюдаются в местах сопряжения жил. Кристаллы вольфрамитов в гнездах ориентированы беспорядочно и имеют двойниковые и полисинтетические сростания. В пределах зоны окисления (до глубины 50—60 м, иногда глубже) вольфрамит частично замещается шеелитом, гидротематитом, реже тунгститом. Максимальной степенью замещения вольфрамитов шеелитом и гидроокислами железа (до 10—20%) характеризуются участки рудных тел, затронутые пострудными тектоническими подвижками. На глубоких горизонтах вольфрамит замещается шеелитом и гематитом. Гематит иногда нацело замещает кристаллы вольфрамитов с образованием псевдоморфоз.

**Шеелит** редко встречается в виде самостоятельных, иногда крупных (до 1—2 см) кристаллов. Чаще он отмечается в вольфрамитовых вростках, так и колломорфных неправильных, петельчатых и нитевидных образований. Размер выделений шеелита 0,005—2,0 мм (преобладают 0,01—0,1 мм).

**Касситерит** является практически единственным оловосодержащим минералом в рудах. Иногда в очень незначительных количествах отмечается станин, который интересен только минералогически. Касситерит встречается в жилах в кварце первой генерации, образующем или небольшие линзы среди грейзенов, или отдельные реликтовые (?) гнезда, карманы, линзы в кварце жил, вмещающих вольфрамитовое оруденение, а также в виде наложенной вкрапленности (0,01—1,0 мм), гнезд и прожилков в грейзенах. Размер гнездовых обособлений 10—20 см, мономинеральных прожилков в длину 0,3—1,0 м. Последние имеют прерывистое струйчатое строение. Агрегаты крупных зерен касситерита (размер кристаллов до 1—2 см) сопровождаются обычно серицитом. В касситерит-кварцевых месторождениях кварц первой генерации слагает протяженные жильные тела (до 1000—1200 м). Касситерит в виде гнезд размером до 15 см распространен в них крайне неравномерно.

Вольфрамит и касситерит в рудных телах обычно разобщены пространственно и во времени образования (касситерит обычно более ранний) и редко встречаются совместно. В последнем случае под микроскопом отмечается, что касситерит в кристаллах (1—2 мм), зернах и агрегатных сростках катаклазирован и корродируется кварцем и вольфрамитом, которые образуют шестоватые, иногда сноповидные и пучкообразные кристаллы. Размер кристаллов вольфрамитов от 0,02—0,04 до 0,1—0,5 мм. Отмечаются иногда случаи нарастания мелких кристаллов касситерита на вольфрамит (поздняя генерация, или переотложенный касситерит).

Для месторождений кварц-грейзеновой формации повсеместно характерна сульфидная минерализация. Она представлена халькопиритом, пиритом, пиррогином, арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом, висмутином, базовисмутином, тетрадимитом, молибденитом и станином. Содержание суммы сульфидов обычно не более 1—3 % от массы рудных тел. Сульфидная минерализация по времени образования явно более поздняя по отношению к кварц-грейзеновой, кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой стадиям минерализации, хотя не исключено, что халькопирит, наблюдающийся в виде неравномерной вкрапленности в грейзенах, мог выделиться в начальный этап формирования месторождения и частично переотлагаться при наложении сульфидной минерализации. Сульфиды в большинстве случаев пропитывают околожильные грейзены и образуют

линзовидные и прожилковидные скопления вблизи контактов кварцевых жил с грейзенами. Иногда они цементируют обломки грейзенов и кварца в зонах брекчирования рудных тел, частично корродируя при этом зерна вольфрамита и касситерита, а также слагают гнезда и прожилки во внутренних частях кварцевых жил. Среди них первым по времени отложения и наиболее распространенным является халькопирит. Он наблюдается в виде равномерной точечной вкрапленности, или образует линзовидные и прожилковые скопления в грейзенах, или мелкую редкую вкрапленность и тонкие прожилки в рудном кварце, касситерите и вольфрамите; в виде эмульсионной вкрапленности отмечается в сфалерите. Характерна пространственная связь халькопирита с вольфрамитом, они часто находятся в тесном взаимном сростании. Агрегаты этих минералов образуют микро-текстуры брекчиевые, прожилковые и замещения. Образование прожилков заполнения халькопирита в кристаллах вольфрамита говорит за более позднее по отношению к вольфрамиту выделение халькопирита. В зоне окисления халькопирит замещается вторичными сульфидами меди — борнитом, ковеллином и халькозином, изредка образуется куприт. Конечными продуктами окисления являются малахит и азурит. В ассоциации с халькопиритом наблюдаются пирит и арсенопирит как в форме отдельных идиоморфных кристаллов размером от десятых долей до 5—6 мм, так и в виде тесных сростаний друг с другом. По пириту и арсенопириту часто развивается марказит. По количеству эти минералы уступают халькопириту, развиваясь, как правило, по периферии его выделений. Остальные сульфиды — галенит, сфалерит, висмутин, базовисмутин, молибденит, станин, пирротин, тетрамит — устанавливаются в руде лишь в единичных случаях, причем размеры их зерен не превышают десятых долей миллиметра. В зоне окисления (обычно до 40—60 м) сульфидные минералы окисляются с образованием комплексных сульфосолей молибдена, висмута, цинка, свинца, мышьяка и меди или замещаются гематитом, гетитом, гидрогетитом и лепидокрокитом.

Кроме отмеченных выше полезных компонентов и рудных минералов, в рудах установлены литий, бериллий, иттрий, лантан, индий, германий, серебро и золото. Литий связан со слюдами (лепидолит) и больше развит в верхних частях зон. Бериллий встречается в форме берилла в виде тонкой вкрапленности в грейзенах, реже в рудном кварце в основных жилах и, чаще, в апофизах, в местах пересечения ими даек диабазовых порфиров. Иттрий и лантан — в аксессуарах (ксенотим, монацит). Минералы серебра и золото не наблюдались.

В целом рудные тела месторождений характеризуются следующим усредненным составом (%): кварц — 60—70, до 90; биотит — до 15; мусковит и лепидолит — 3—5; хлорит — 1—3; полевые шпаты — 1—10; флюорит — 1; непрозрачные минералы — до 1; топаз, циркон — единичные зерна; вольфрамит и касситерит — 1—2 (изредка до 10—26); шеелит — до 0,5; сульфидные минералы — 1—3. Из попутных компонентов в повышенных количествах в рудах встречаются только медь (0,2—0,5, иногда до 1—3) и литий. Остальные — в незначительных количествах: бериллий — до 0,002—0,2, преобладают тысячные доли процента; висмут — 0,001—0,5, преобладают тысячные, иногда сотые доли процента; серебро — 5—50 г/т; золото — 0,2—0,4 г/т; индий — 0,0001—0,001, редко до 0,2; германий — 0,0001—0,001; свинец — 0,002—0,06; цинк — 0,01—0,5; иттрий и лантан — 0,01—0,1; мышьяк — до 0,01.

В касситеритах и вольфрамитах постоянно отмечаются повышенные содержания тантала и ниобия, которые в пересчете на пятиокись достигают, соответственно, в касситеритах 0,01—0,03% (редко 0,2) и 0,02—0,2 (редко до 0,9), в вольфрамитах — 0,003—0,03 (редко 0,1) и 0,1—0,5%. Повышенные содержания пятиокси тантала в вольфрамитах и касситеритах повышают ценность руд месторождений и могут явиться предметом

попутной добычи тантала (Четырбодкая, 1972). Постоянно отмечаются содержания скандия в касситеритах — 0,0001—0,005 и в вольфрамитах — 0,0001—0,003 %.

В целом для рудных месторождений характерно широкое развитие грейзенизации, в той или иной степени затрагивающей породы на всей площади рудного поля. На обнаженных участках рудные поля хорошо картируются по грейзенам и отличаются от окружающих неизмененных пород более темной окраской (за счет освобождающихся в зоне окисления окислов железа и марганца). Четко проявляются характерные особенности в строении рудных тел и вертикальная зональность. Породы, вмещающие кварц-грейзеновые зоны и рудные тела, обычно калишпатизированы и в той или иной степени альбитизированы. Мощность измененных пород достигает 2—15 м. Центральные части кварц-грейзеновых зон обычно сложены кварцевыми жилами, которые развиваются, как правило, в надкупольных частях гранитов. Мощность кварц-грейзеновых зон с глубиной закономерно уменьшается. Так, в рудных зонах со средним уровнем среза от поверхности до горизонта 120 м мощность уменьшается вдвое. Кварцевые жилы в гнейсах более выдержаны на глубину и только при пересечении гранитов резко выклиниваются, расщепляются на серию кварцевых и грейзеновых зон и затухают. На верхних срезах рудных тел ореолы грейзенов шире, их больше в составе руд, в них много хлорита и биотита.

В распределении основных и сопутствующих компонентов в кварц-грейзеновых зонах и рудных телах также отмечаются определенные закономерности (Бедокуров, 1975). Касситерит, как правило, характерен для верхних и средних уровней рудных тел, а вольфрамит, наоборот, — для средних и нижних. С глубиной содержания олова снижаются, иногда довольно резко. Например, для некоторых месторождений со средним уровнем среза соотношения олова и трехокси вольфрама на поверхности равны 1 : 4, на горизонте 60 м — 1 : 10 и на горизонте 120 м — 1 : 47. На глубинах 160—190 м от поверхности олово в рудных зонах практически отсутствует. На месторождениях с верхним уровнем среза на поверхности на четыре части олова приходится одна часть трехокси вольфрама. На горизонте 120 м соотношения меняются до 2 : 1. В кварц-грейзеновых зонах вместе с оловом на верхних горизонтах накапливается литий, бериллий, мышьяк — до первых сотых долей процента, а также фтор (в форме топаза и турмалина). С глубиной содержания этих элементов в рудных телах снижаются на порядок и ниже, кроме фтора, содержания которого иногда и на глубоких горизонтах повышенные, где он концентрируется уже в форме флюорита (поздняя генерация). В то же время с глубиной в рудных телах появляется молибден (тысячные — первые сотые доли процента) и возрастают содержания висмута (до 0,01—0,05, изредка до 0,2—0,5%). Медь в рудах распространена более или менее равномерно, но также обнаруживает тенденцию к увеличению содержания с глубиной (до 0,5—1,0, редко до 3,0). В рудных телах с глубиной возрастает количество шеелита и гематита. Меняется состав вольфрамитов, а также количество элементов-спутников в них (табл. 2). Так, в вольфрамитах верхних горизонтов марганец преобладает над железом, на средних уровнях их количества выравниваются и на глубине железо (по сумме окислов) резко преобладает над марганцем (соотношение 3 : 1 и до 6 : 1).

В вольфрамитах и касситеритах постоянно присутствуют тантал, ниобий, скандий. Причем характерно, что они накапливаются преимущественно в средней части рудных тел и соответственно больше в вольфрамитах верхних частей, а в касситеритах — нижних частей рудных тел. Наиболее высокие содержания наблюдаются в касситеритах из кварцевых жил, залегающих непосредственно в гранитах. Скандий распределяется в минералах по рудным телам аналогично, проявляя более тесную корреляционную связь с ниобием.

## Состав вольфрамитов и касситеритов из различных месторождений и рудопроявлений

Индекс месторождения или рудопроявления	Уровень среза	Количество проб	Содержание, %							
			WO <sub>3</sub>	SnO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sc*
<i>Вольфрамит</i>										
А	Верхний	2	74,3	—	12,4	6,2	0,9	0,065	0,57	0,002
Б	»	1	73,4	—	13,0	6,7	2,7	0,003	0,061	0,0003
В	»	1	73,4	—	18,0	3,8	1,6	0,147	0,35	0,003
Г	Средний	6	73,85	—	11,27	6,40	4,97	0,009	0,115	0,003
Д	Средне-нижний	15	73,8	—	8,47	7,70	4,20	0,009	0,19	0,001
Е	Нижний	5	74,46	—	5,74	16,78	—	0,005	0,071	0,001
Ж	»	1	73,6	—	5,6	8,6	8,8	0,03	0,044	0,001
З	»	1	71,6	—	6,1	10,4	5,9	0,003	0,030	0,0001
И	»	1	74,2	—	3,5	14,7	7,0	0,003	0,066	0,0006
<i>Касситерит</i>										
А	Верхний	1	—	91,30	—	—	—	0,003	0,020	0,0003
Е	Нижний	1	—	92,13	—	—	0,81	0,023	0,270	0,005
Ж	»	1	—	99,18	—	—	0,77	0,035	0,210	0,002
К	»	1	—	95,86	—	—	1,02	0,006	0,030	0,0001
Л	»	2	—	95,24	—	—	0,29	0,122	0,560	0,004
М	Верхний	3	—	94,62	—	—	0,90	0,017	0,132	0,0011

\* Полуколичественный спектральный анализ.

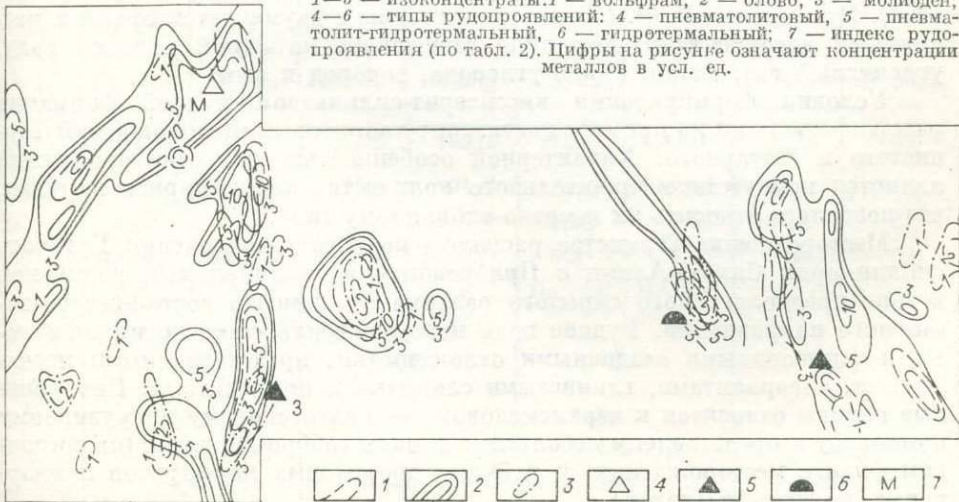
Примечание. Прочерки — содержание компонентов не определялось.

Отмеченные выше закономерности строения рудных тел и распределения в них минерализации являются хорошим оценочным критерием. По минералогическому составу руд, интенсивности литогеохимических ореолов рассеяния основных компонентов, а также бериллия, молибдена и других сопутствующих элементов, по наличию элементов-спутников в касситеритах и вольфрамитах, структурным и другим признакам можно оперативно и с минимальными затратами уже на поисковой стадии дать оценку как отдельным рудным телам, так и месторождению в целом.

В заключение следует отметить, что месторождения и рудопроявления довольно четко выявляются литогеохимическим опробованием по основ-

Рис. 3. План изоконцентрат вольфрама, олова, молибдена.

1—3 — изоконцентраты: 1 — вольфрам, 2 — олово, 3 — молибден; 4—6 — типы рудопроявлений: 4 — пневматолитовый, 5 — пневматолит-гидротермальный, 6 — гидротермальный; 7 — индексы рудопроявления (по табл. 2). Цифры на рисунке означают концентрации металлов в усл. ед.



ным элементам (рис. 3) и элементам-спутникам (литий, бериллий, медь, молибден и др.), рудные поля хорошо оконтуриваются шливовой съемкой. Нам представляется возможным рекомендовать, наряду с поисками месторождений олова и вольфрама других промышленных типов, уделять более серьезное внимание поискам месторождений кварц-грейзеновой рудной формации, в первую очередь в областях активизации древних платформ или отдельных срединных массивов. В частности, объектами для поисков таких месторождений могут быть внутренние области некоторых ветвей Тихоокеанского складчатого пояса (Ханкайский массив в Сихотэ-Алине, Буреинский массив и др.). Следует иметь в виду, что месторождения кварц-грейзеновой формации генетически тесно связаны с редкометалльными месторождениями и наличие в рудах или минералах бериллия, тантала и ниобия — прямой признак для поисков редкометалльного оруденения. Поэтому поиски на древних метаморфических комплексах должны проводиться комплексно на олово, вольфрам и редкие металлы.

Н. И. ЛАВРИК, В. Г. МОЙСЕЕНКО, Г. Н. СТЕПАНОВ

### ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

В настоящее время в связи с широким развитием тонких методов термобарогеохимического изучения рудных месторождений появилась возможность с достаточной степенью точности реставрировать основные физико-химические параметры рудообразования, которые можно использовать для поисков гидротермальных месторождений (Ермаков, 1968). Исследования проводились на типовых рудных месторождениях олова и вольфрама Приморья, представленных касситерит-силикатной, касситерито-сульфидной, скарново-шеелито-сульфидной и кварц-вольфрамитовой формациями (Радкевич и др., 1968; Иванов, 1970, 1974).

Изучение проводилось по общепринятой методике термобарогеохимического анализа. Температуры формирования месторождений определялись методами декрепитации и гомогенизации, солевой состав растворов — методом тройной водной вытяжки. Состав газовой фазы включений определялся методом газовой хроматографии (Миронова и др., 1974; Малахов, 1974). Применение В. В. Малаховым системы с двумя детекторами и различными адсорбентами позволило определять из одной навески воду, углекислый газ, метан, окись углерода, водород и азот.

Условия формирования касситерит-силикатной рудной формации рассмотрены нами на примере касситерит-хлоритовых месторождений Тернистого и Янтарного. Характерной особенностью этих месторождений является присутствие значительного количества халькопирита в рудах, что позволяет относить их к медно-оловянному типу.

Месторождение Тернистое расположено в зоне сочленения Главного синклиория Сихотэ-Алиня с Прибрежным антиклинальным поднятием в зоне предполагаемого скрытого разлома фундамента восток-северо-восточного направления. Рудное поле месторождения сложено нижнемеловыми флишoidalными осадочными отложениями, представленными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Интрузивные породы относятся к верхнемеловому — палеогеновому интрузивному комплексу и представлены небольшим штоком габбро-диоритов (на восточном фланге месторождения) и дайками диоритовых порфиритов и кварцевых порфир-фельзитов.

Рудные тела месторождения представлены разнообразными комбинациями минерализованных зон дробления с жилами выполнения и прожилковыми зонами и приурочены к крутопадающим сколовым трещинам субмеридионального (20 — 340°), реже северо-западного (305 — 340°) направлений.

На месторождении выделяются четыре стадии минерализации: 1) кварц-хлорит-касситеритовая, 2) кварц-арсенопиритовая, 3) кварц-сульфидная (пирит-халькопирит-пирротиновая), 4) кварц-карбонатная. Главные рудные минералы представлены касситеритом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом. Среди жильных преобладают кварц, хлорит, турмалин, кальций.

Месторождение Янтарное расположено в окраинной части субширотного пояса верхнемеловых эффузивов, пересекающего Главный синклиорий Сихотэ-Алиня. Площадь рудного поля сложена толщей песчаников, гравелитов и конгломератов нижнего мела, прорванных субвулканическими телами лшаритов и дацитов верхнемелового возраста и дайками среднего и кислого состава.

Таблица 1

Химический состав газово-жидких включений в минералах продуктивной стадии касситерит-силикатных месторождений

Компонент	Тернистое						Янтарное	
	Кварц (обр. с-349-в)		Кварц (обр. с-349-г)		Касситерит (108)		Кварц	
	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %
Na	0,23	41,8	0,25	25,0	3,096	16,89	0,07	38,9
K	0,07	12,7	0,07	7,0	1,566	8,54	0,06	33,3
NH <sub>4</sub>	—	—	0,01	1,0	0,052	0,29	Не обн.	Не обн.
Mg	0,21	38,2	0,46	46,0	13,114	71,55	»	»
Ca	0,04	7,3	0,21	21,0	0,501	2,73	0,05	27,8
Σ <sub>кт</sub>	0,55	100,0	1,00	100,0	18,329	100,0	0,18	100,0
HCO <sub>3</sub>	0,15	28,3	0,32	34,8	6,205	34,73	0,08	44,4
Cl	0,34	64,2	0,60	65,2	0,280	1,57	0,10	55,6
F	0,04	7,5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
ΣS	Не обн.	Не обн.	»	»	8,354	46,76	»	»
HSiO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,025	17,94	Не опр.	Не опр.
Σ <sub>ан</sub>	0,53	100,0	0,92	100,0	17,864	100,0	0,18	100,0
CO <sub>2</sub>	2,37	94,0	24,32	94,2	4,1	87,98	4,06	91,6
CO	0,07	2,8	0,81	3,2	0,36	7,73	0,14	3,2
CH <sub>4</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,2	4,29	0,09	2,0
N <sub>2</sub>	0,01	0,4	»	»	Не обн.	Не обн.	—	—
H <sub>2</sub>	0,07	2,8	0,68	2,6	»	»	0,14	3,2
H <sub>2</sub> O, вс. %	0,482		0,219		0,019		0,251	
pH	7,03		6,1		8,05		8,24	
Eh	—		—		-0,95		-1,02	
T <sub>гом</sub> °C	340		340		340		380	

Таблица 2

Химический состав газов, закапсулированных в касситеритах разных горизонтов месторождения Тернистого (жила Малахитовая)

Горизонт, номер пробы	CO <sub>2</sub>		CO		CH <sub>4</sub>		H <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		Σ газов, $\frac{\text{моль}}{\text{кг H}_2\text{O}}$	H <sub>2</sub> O, вес. %
	моль / кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль / кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль / кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль / кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль / кг H <sub>2</sub> O	мол. %		
Верхний (320)	6,5	96,43	0,07	4,05	0,05	0,74	He обн.	He обн.	0,12	1,78	6,74	0,417
Средний (294, 292)	46,8	92,76	1,09	6,02	0,20	4,41	0,11	He обн.	He обн.	18,11	48,11	0,416
Нижний (89, 294, 295, 299)	47,2	88,70	1,69	8,72	0,33	4,70	0,88	»	»	49,39	49,39	0,415

Рудные тела представлены мощными крутопадающими метасоматическими залежами, пространственно и генетически связанными с вулканическими аппаратами. На верхних горизонтах месторождения редко встречаются пологопадающие кварцевые жилы. Формирование месторождения происходило в четыре стадии: кварц-хлорит-касситеритовую, сфалерит-халькопиритовую, галенит-сфалеритовую и карбонатную. Основные рудные минералы — касситерит, халькопирит, сфалерит, пирит. Среди жильных преобладают хлорит, кварц, серицит, адуляр.

Изучение химического состава включений в кварце продуктивной (кварцево-касситеритовой) стадии Тернистого и Янтарного месторождений (табл. 1) показало, что среди катионов в составе растворов преобладали натрий (0,06—0,25 моль/кг H<sub>2</sub>O), калий (0,06—0,07) и кальций (0,04—0,21 моль/кг H<sub>2</sub>O). Магний в значительном количестве (0,21—0,46 моль/кг H<sub>2</sub>O) присутствует на месторождении Тернистом при одновременном значительном преобладании натрия над калием (Na/K = 3,3—3,6). Среди анионов установлены хлор (0,40—0,60) и бикарбонат-ион (0,08—0,32 моль/кг H<sub>2</sub>O). Растворы были слабо минерализованы (1,30—5,61%). В составе газовой фазы включений преобладает углекислый газ (2,37—24,32 моль/кг H<sub>2</sub>O), присутствуют водород (0,07—0,68) и окись углерода (0,07—0,81 моль/кг H<sub>2</sub>O). На месторождении Янтарном установлен метан (0,09 моль/кг H<sub>2</sub>O).

Как характерную особенность растворов изученных месторождений следует отметить преобладание хлора над бикарбонат-ионом, чем они отличаются от оловорудных месторождений Комсомольского и Кавалеровского рудных районов (Барсуков, 1974).

Для изучения изменения состава газовой фазы гидротермальных растворов по падению рудных тел на месторождении Тернистом были отобраны пробы продуктивной стадии (кварц-касситеритовой) с различных горизонтов жилы Малахитовой. Результаты анализов приведены в табл. 2 и изображены на рис. 1, из которых видно, что с приближением к поверхности в составе газов возрастает роль окисленных форм углерода и азота и падает содержание водорода и метана.

Дальнетаежное касситерит-сульфидное месторождение располагается в зоне сочленения Главного синклинория Сихотэ-Алиня с Прибрежным антиклинальным поднятием. Его площадь сложена песчаниками, сланцами, алевролитами нижнемелового возраста, прорванными дайками гранит-порфиров, плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиров и спессаритов. Месторождение приурочено к юго-западному окончанию крупной антиклинальной структуры, осложненной складками второго и третьего поряд-

ка. Рудные тела приурочены к субмеридиональным и северо-западным нарушениям и представлены жиллообразными минерализованными зонами. На месторождении проявлены шесть стадий минерализации — вольфрамит-кварцевая, арсенопирит-кварцевая, сульфидная, сульфидно-карбонатная, адуляро-кварцевая и пирит-кальцитовая (по П. Н. Антонову и А. Б. Павловскому). Главные рудные минералы — арсенопирит, пирротин, касситерит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, серицит, хлорит, карбонат. Основная масса касситерита отложилась в арсенопирит-кварцевую стадию. Здесь в составе растворов (табл. 3) преобладают натрий — 0,51 моль/кг  $H_2O$ , калий — 0,17 при полном отсутствии кальция и подчиненной роли магния — 0,07 моль/кг  $H_2O$ . Среди анионов бикарбонат (0,46 моль/кг  $H_2O$ ) преобладает над хлором (0,26 моль/кг  $H_2O$ ); общая минерализация растворов — 5,36%. В составе газов установлены повышенные количества углекислого газа (0,66) и метана (0,22 моль/кг  $H_2O$ ). В небольших концентрациях обнаружены водород (0,06) и окись углерода (0,01 моль/кг  $H_2O$ ).

В отличие от рассмотренных выше месторождений касситерит-силикатной формации на Дальнетаежном месторождении в составе газов большая роль принадлежит метану (23,2%) и водороду (6,3%).

Вольфрамовые месторождения, на которых проводились термобарогеохимические исследования, относятся к скарново-шеелито-сульфидной и кварц-вольфрамитовой рудным формациям.

Скарново-шеелито-сульфидное месторождение Восток-2 располагается в зоне Центрального структурного шва и приурочено к горстообразному блоку ранней консолидации среди флишеидных юрско-нижнемеловых отложений Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Рудное поле месторождения сложено песчано-кремнисто-сланцевыми отложениями верхнепермского возраста, содержащими редкие маломощные пласты известняков. Скарново-рудные залежи образуют мощные крутопадающие жиллообразные тела северо-восточного простирания, располагающиеся в контактовой зоне небольшой интрузии биотитовых гранодиоритов нижнемелового возраста. Формирование месторождения происходило в несколько этапов и стадий: скарновую, грейзеновую, кварц-шеелитовую, сульфидную и карбонатную. Основная масса шеелита отлагалась в кварц-шеелитовую и сульфидную стадии, в последней выделяется несколько одновременных минеральных ассоциаций; кварц-шеелит-арсенопиритовая, пирротин-халькопиритовая и пирротин-сфалеритовая.

Для выяснения закономерностей изменения состава гидротермальных растворов во времени были изучены солевой и газовый состав включений в минералах главных стадий с привлечением данных ранее проведенных исследований (Говоров и др., 1972).

В составе растворов ранних дорудных стадий минерализации (табл. 4) — скарновой и грейзеновой, определенных из пироксена и кварца, среди катионов установлены натрий (0,114—0,93 моль/кг  $H_2O$ ), калий (0,160—0,41) и магний (0,237—1,64 моль/кг  $H_2O$ ). Аммиак присутствует только в пироксене (0,128), а кальций — в кварце из кварцитов (7,13 моль/кг  $H_2O$ ). Среди анионов бикарбонат-ион (0,314—4,67) преобладает над



Рис. 1. Изменение состава газов продуктивной стадии при движении гидротерма к поверхности Земли на месторождении Тернистом по включениям в касситерите (%).

Горизонты жилы Малахитовой: 1 — нижний, 2 — средний, 3 — верхний.

Таблица 3

Химический состав газовой-жидких включений в кварце Дальнетаежного месторождения

Компонент	моль кг Н <sub>2</sub> О	мол. %
Na	0,51	68,0
K	0,17	22,7
NH <sub>4</sub>	—	—
Mg	0,07	9,3
Ca	—	—
Σ <sub>кт</sub>	0,15	100,0
HCO <sub>3</sub>	0,46	63,90
Cl	0,26	36,1
Σ <sub>ан</sub>	0,72	100,0
CO <sub>2</sub>	0,66	69,5
CO	0,01	1,0
CH <sub>4</sub>	0,22	23,2
H <sub>2</sub>	0,06	6,3
H <sub>2</sub> O, вес. %	0,2985	
pH	7,75	
Eh	-0,84	
T <sub>гом</sub> , °C	320	

Примечание. Фтор, сера и азот не обнаружены.

(табл. 6, рис. 2) показало, что в процессе эволюции гидротермальных растворов от дорудного к продуктивному и затем послерудному этапам увеличивается роль азота (3,66—15,65—21,21 мол. %). Значительная концентрация водорода характерна для дорудного этапа (3,66 мол. %), метан в повышенных количествах (10,77 мол. %) установлен в растворах продуктивного этапа.

Закономерности эволюции состава газов в пространстве изучены на примере продуктивной кварцево-шеелитовой стадии. Пробы кварца были отобраны на разных горизонтах месторождения. Как видно из табл. 7, гидротермальные растворы на верхних горизонтах содержали повышенное количество газов, среди которых преобладал углекислый газ (рис. 3). Количество метана в сумме газов на верхних горизонтах (5,82 мол. %) меньше, чем на нижних (9,9 мол. %), а азота, наоборот, больше (рис. 4). Понижение концентрации метана в составе включенных растворов в направлении их к поверхности сопровождается закономерным увеличением содержания углекислого газа (рис. 5).

Скарново-шеелито-сульфидное месторождение Лермонтовское расположено в пределах Култухинской подзоны Бикинской структурно-формационной зоны. На площади месторождения развиты пермские песчано-кремнисто-алевролитовые отложения с прослоями известняков и порфири-тов, прорванные юрско-нижнемеловыми интрузиями биотитовых гранитов, дайками лейкократовых гранитов, диабазовых и диоритовых порфири-тов.

Основные скарново-рудные залежи месторождения приурочены к ксенолиту метаморфизованных осадочных пород в небольшой штокооб-

хлором (0,096—0,80 моль/кг Н<sub>2</sub>О). В составе газов содержание углекислого газа (7,67—3,23) значительно выше, чем окиси углерода (0,21—0,76), аммиака (0,56—0,43) и водорода (0,57—0,79 моль/кг Н<sub>2</sub>О). Азот установлен только в пироксене (0,54 моль/кг Н<sub>2</sub>О).

В составе растворов кварц-шеелитовой, кварц-шеелит-арсенопиритовой, кварц-пирротин-халькопиритовой стадий минерализации (табл. 5) среди катионов закономерно снижается содержание натрия (1,08—0,75—0,19), калия (0,35—0,23—0,13) и магния (0,53—0,33—0,06 моль/кг Н<sub>2</sub>О); кальций присутствует в значительных количествах (2,46—5,08 моль/кг Н<sub>2</sub>О) во всех пробах.

Среди анионов установлены повышенные концентрации серы (1,21—2,23), бикарбонат-иона (2,0—2,80) и хлора (0,47—0,97 моль/кг Н<sub>2</sub>О).

В составе газов содержание углекислого газа по стадиям закономерно снижается (4,72—3,76—2,08), а содержания азота (0,46—0,39—1,45) и метана (0,39—0,38—0,81 моль/кг Н<sub>2</sub>О) возрастают. Щелочность растворов понижается (8,12—7,1), а окислительный потенциал возрастает (от -0,97 до -0,68).

Изучение химического состава газов разных этапов минерализации

Таблица 4

## Химический состав газово-жидких включений в минералах скарнов и грейзенов месторождения Восток-2

Компонент	Пироксен из скарнов ( $T=550^{\circ}\text{C}$ )		Кварц из кварцитов ( $T=450^{\circ}\text{C}$ )	
	МОЛЬ кг $\text{H}_2\text{O}$	мол. %	МОЛЬ кг $\text{H}_2\text{O}$	мол. %
Na	0,114	17,82	0,93	9,2
K	0,160	25,09	0,41	4,1
Mg	0,237	37,1	1,64	16,2
Ca	Не обн.	Не обн.	7,13	70,5
$\text{NH}_4$	0,128	19,99	Не обн.	Не обн.
$\Sigma_{\text{кт}}$	0,639	100,0	10,11	100,0
$\text{HCO}_3$	0,314	76,58	4,67	51,1
Cl	0,096	23,42	0,80	8,8
$\Sigma S$	Не опр.	Не опр.	3,66	40,1
$\Sigma_{\text{ан}}$	0,410	100,0	9,13	100,0
$\text{CO}_2$	7,67	80,29	3,23	62,0
CO	0,21	2,22	0,76	14,6
$\text{CH}_4$	0,56	5,84	0,43	8,2
$\text{N}_2$	0,54	5,66	Не обн.	Не обн.
$\text{H}_2$	0,57	5,99	0,79	15,2
$\text{H}_2\text{O}$ , вес. %	0,087		0,051	
$pH$	10		9,59	
$Eh$	-1,2		-1,0	

разной интрузии грейзенизированных биотитовых гранитов. Простираение рудной залежи широтное, падение на юг под углом  $40-60^{\circ}$ .

Формирование месторождения происходило в пять стадий: скарновую, грейзеновую, кварц-шеелитовую, сульфидную и кальцитовую. В отличие от месторождения Восток-2 здесь преимущественным развитием пользуются образования грейзеновой и кварц-шеелитовой стадий минерализации при меньшей роли собственно сульфидной минерализации, что позволило ряду исследователей отнести это месторождение к самостоятельной скарново-грейзеновой формации (Иванов, 1974). Главные рудные минералы представлены шеелитом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом. Среди нерудных преобладают диопсид, плагиоклаз, мусковит, кварц, кальцит, актинолит, хлорит, тремолит, апатит.

Изучение состава включенных растворов кварцево-шеелитовой стадии Лермонтовского месторождения (табл. 8) позволило установить среди катионов близкие к месторождению Восток-2 концентрации натрия (1,00—1,47) и калия (0,34—0,36 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ). Повышенные содержания магния (1,86) и кальция (0,82 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) определены только в одной пробе. Среди анионов бикарбонат-ион (1,05—3,10) преобладает над хлором (0,20—0,55 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ). В одной из проб (ч-12-х) установлена сера (0,22 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ).

Химический состав газово-жидких включений в кварце продуктивных стадий месторождения Восток-2

Компонент	Кварц-шесслитовая		Кварц-шесслит-арсенопиритовая						Кварц-пирротин халькопиритовая	
	моль/кг H <sub>2</sub> O	мол. %	Обр.	с-189	обр. с-177-К		среднее		моль/кг H <sub>2</sub> O	мол. %
			моль/кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль/кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль/кг H <sub>2</sub> O	мол. %		
Na	1,08	20,0	0,59	18,5	0,91	20,8	0,75	19,9	0,19	3,5
K	0,35	6,5	0,19	6,0	0,27	6,2	0,23	6,1	0,13	2,4
Mg	0,53	9,8	0,66	20,8	He	He	0,33	8,8	0,06	1,1
Ca	3,44	63,7	1,74	54,7	обн.	обн.	3,19	73,0	2,46	65,2
Σ <sub>кт</sub>	5,40	100,0	3,28	100,0	4,37	100,0	3,77	100,0	5,46	100,0
HCO <sub>3</sub>	2,80	53,9	1,77	59,4	2,25	50,9	2,0	54,2	2,38	42,3
Cl	0,71	13,6	0,33	11,1	0,61	13,8	0,47	12,7	0,97	17,2
F	He	He обн.	0,02	0,7	He	He	0,01	0,3	0,05	0,9
Σ <sub>S</sub>	обн.	обн.	1,69	32,5	0,86	28,8	1,56	35,3	1,21	32,8
Σ <sub>ан</sub>	5,20	100,0	2,98	100,0	4,42	100,0	3,69	100,0	5,63	100,0
CO <sub>2</sub>	4,72	82,7	3,68	82,33	3,83	81,1	3,76	81,6	2,08	46,6
CO	0,06	1,0	0,03	0,7	0,12	2,9	0,08	1,7	0,12	2,7
CH <sub>4</sub>	0,39	6,8	0,52	11,6	0,23	4,9	0,38	8,2	0,81	18,2
N <sub>2</sub>	0,46	8,1	0,24	5,37	0,54	11,1	0,39	8,5	1,45	32,5
H <sub>2</sub>	0,04	1,4	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—	—
H <sub>2</sub> O, вес. %	0,189		0,154		0,181		0,167		0,116	
pH	8,12		7,28		7,33		7,30		7,1	
Eh	-0,97		-0,78		-0,78		-0,78		-0,68	
T <sub>гом</sub>	370		310		310		310		270	

Примечание. Аммоний и бор не обнаружены.

Газовый состав включений по сравнению с месторождением Восток-2 характеризуется присутствием значительных количеств метана (0,75—0,86 моль/кг H<sub>2</sub>O) и азота (0,49—1,40) при несколько меньшем значении углекислого газа (0,68—3,06 моль/кг H<sub>2</sub>O).

Месторождения кварц-вольфрамитовой формации представлены касситерит-молибденит-вольфрамитовым и полевошпат-вольфрамитовым минеральными типами.

Кварц-касситерит-молибденит-вольфрамитовое месторождение Забытое размещается в контактовой зоне штока верхнемеловых биотитовых лейкократовых гранитов, прорывающих песчано-сланцевые отложения нижнего мела. Рудные тела месторождения представлены кварцевыми жилами и прожилково-вкрапленными штокверковыми зонами в крутопадающих сколовых нарушениях субмеридионального и северо-восточного простирания. Они сложены в основном кварцем, топазом, ортоклазом, мусковитом, вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, висмутином, козалитом. Процесс минерализации сопровождался интенсивной грейзенизацией вмещающих пород. Выделяются кварцевые, кварц-топазовые, кварц-мусковитовые и кварц-биотитовые фации грейзенов. Формирование рудных тел происходило в три стадии: кварц-полевошпатовую (пегматоидную), кварц-редкометалло-грейзеновую и позднюю сульфидную. В составе гидротермальных растворов первых двух стадий (табл. 9) преобладают соответственно среди катионов — натрий (0,97 и 0,84) и магний (0,83 и 0,53 моль/кг H<sub>2</sub>O, а сре-

Средний химический состав газов разных этапов оруденения месторождения Восток-2

Этап	Стадия	Компонент											Σ газ моль кг Н <sub>2</sub> O	Н <sub>2</sub> O, вс. %
		СО <sub>2</sub>		СО		СН <sub>4</sub>		Н <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>				
		моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %			
Дорудный	Скарновая Метасоматических квар- цитов	7,67	80,29	0,21	2,22	0,56	5,84	0,57	5,99	0,54	5,66	9,55	0,087	
		3,23	62,0	0,76	14,6	0,43	8,2	0,79	15,2	Не обн.	Не обн.	5,21	0,051	
	Среднее . . . . .	5,45	73,85	0,48	6,50	0,50	6,77	0,68	9,22	0,27	3,66	7,38	0,069	
Продуктивный	Кварц-шеслитовая	4,72	82,7	0,06	1,0	0,39	6,8	0,04	1,4	0,46	8,1	5,67	0,189	
	Кварц-шеслит-арсенопи- ритовая	3,76	81,6	0,08	1,7	0,38	8,2	Не обн.	Не обн.	0,39	8,5	4,61	0,167	
	Кварц-пирротин-халько- пиритовая	2,08	46,6	0,12	2,7	0,81	18,2	»	»	1,45	32,5	4,46	0,116	
	Среднее . . . . .	3,52	71,54	0,09	1,83	0,53	10,77	0,01	0,21	0,77	15,65	4,92	0,157	
Послерудный	Карбонатная	1,04	78,79	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,28	21,21	1,32	0,095	

Таблица 7

Эволюция состава газов продуктивной кварц-шеслитовой стадии при движении гидротерм к поверхности (месторождение Восток-2)

Горизонт	СО <sub>2</sub>		СО		СН <sub>4</sub>		N <sub>2</sub>		Σ газ, моль кг SiO <sub>2</sub>	ΣСО <sub>2</sub> +СН <sub>4</sub>		
	моль кг SiO <sub>2</sub>	мол. %	моль кг SiO <sub>2</sub>	мол. %	моль кг SiO <sub>2</sub>	мол. %	моль кг SiO <sub>2</sub>	мол. %		моль кг SiO <sub>2</sub>	мол. % СН <sub>4</sub>	мол. % СО <sub>2</sub>
Верхний . . . . .	10,12	79,56	0,17	1,33	0,74	5,82	1,69	13,29	12,72	10,86	6,81	93,19
Средний . . . . .	7,23	89,88	0,09	1,11	0,58	7,21	0,15	1,8	8,10	7,86	7,38	92,62
Промежуточный . . . . .	7,14	90,4	0,04	0,5	0,59	7,5	0,13	1,6	7,9	7,73	7,63	92,37
Нижний . . . . .	4,84	88,5	0,09	1,6	0,54	9,9	Не обн.	Не обн.	5,47	5,38	10,04	89,96

Примечание. Водород не обнаружен.

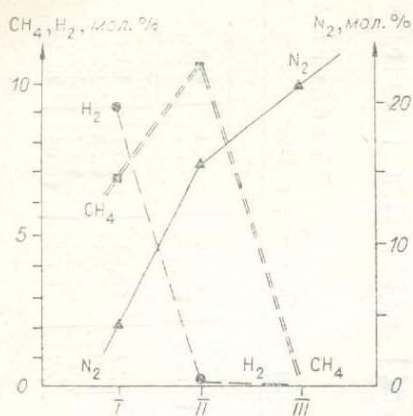


Рис. 2. Изменение во времени состава газов гидротермальных растворов при формировании месторождения Восток-2 (мол. %).

Этапы: I — дорудный, II — продуктивный, III — послерудный.

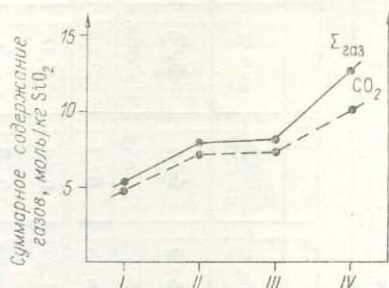


Рис. 3. Изменение содержания суммы газов и углекислого газа на разных горизонтах месторождения Восток-2.

Горизонты: I — нижний, II — промежуточный, III — средний, IV — верхний.

ди анионов — бикарбонат-ион (0,87 и 0,41), фтор (0,56 и 0,28) и хлор (0,56 и 0,28 моль/кг  $H_2O$ ).

В составе газовой фазы растворов преобладают углекислый газ (2,21—2,28), метан (0,20) и окись углерода (0,59—0,25 моль/кг  $H_2O$ ).

Кварц-вольфрамитовые месторождения Юркое и Ильмовское располагаются в крупных многофазных интрузивах гранитоидов верхнемелового и палеозойского (?) возраста. Рудные тела представлены пологонадающими кварц-вольфрамитовыми жилами, приуроченными к трещинам отрыва, и сопровождаются кварц-мусковитовыми грейзенами. Главные минералы рудных тел — кварц, вольфрамит, арсенопирит, мусковит; отмечаются касситерит, молибденит, шеелит, пирит, апатит, флюорит. На Ильмовском месторождении помимо кварц-вольфрамитовых жил встречаются скарново-шеелитовые залежи, приуроченные к ксенолитам кембрийских доломитов в палеозойских (?) гранитах. Скарны сложены диопсидом, форстеритом, клиногумитом, флогопитом, шеелитом, актинолитом, тре-

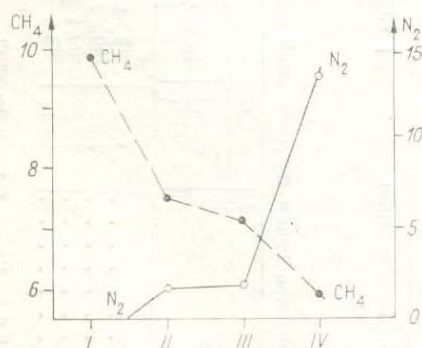


Рис. 4. Закономерности изменения содержания метана и азота (мол. %) при движении гидротермальных растворов к поверхности на месторождении Восток-2.

Римские цифры см. на рис. 3.

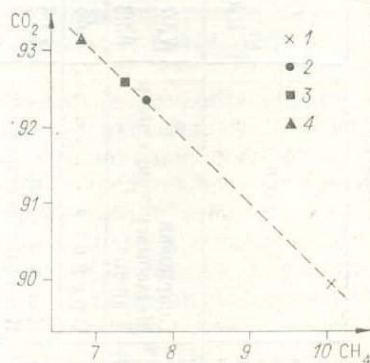


Рис. 5. Изменение доли углекислого газа и метана (%) в общей сумме этих газов по включениям в минералах на разных горизонтах месторождения Восток-2.

Горизонты месторождения: 1 — нижний, 2 — промежуточный, 3 — средний, 4 — верхний.

Таблица 8

Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивной кварц-шешелитовой стадии Лермонтовского месторождения

Компонент	Номер пробы					
	С-331-а		С-336-б		Ч-12-х	
	моль кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг H <sub>2</sub> O	мол. %
Na	1,00	74,6	1,03	25,3	1,47	65,0
K	0,34	25,4	0,36	8,8	0,35	15,5
Mg	—	—	18,6	45,7	0,44	19,5
Ca	—	—	0,82	20,2	—	—
Σкт	1,34	100,0	4,07	100,0	2,26	100,0
HCO <sub>3</sub>	1,05	75,5	3,10	93,9	1,33	63,3
Cl	0,34	24,5	0,20	6,1	0,55	26,2
ΣS	—	—	—	—	0,22	10,5
Σан	1,39	100,0	3,30	100,0	2,10	100,0
CO <sub>2</sub>	3,06	55,5	0,68	35,4	3,04	70,2
CH <sub>4</sub>	0,86	15,6	0,75	39,0	0,75	17,3
N <sub>2</sub>	1,40	25,4	0,49	25,6	0,54	12,5
H <sub>2</sub>	0,078	1,5	—	—	—	—
CO	0,11	2,0	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O, вес	—	0,0861	—	0,1297	—	0,1063
Мр	—	10,10	—	21,40	—	14,09
pH	—	7,13	—	7,94	—	6,53
Еh	—	-0,77	—	-0,87	—	-0,49
Тдекр, °С	—	300	—	280	—	220

Примечание. Аммоний и фтор не обнаружены.

молитом. Иногда встречаются линзы мелкозернистого метасоматического кварца.

В составе водных вытяжек (табл. 10) из кварц-вольфрамитовых жил месторождений Ильмовское и Юркое преобладают натрий (0,33 и 1,22), калий (0,16 и 0,35), бикарбонат (0,40 и 1,18) и хлор (0,08 и 0,49 моль/кг H<sub>2</sub>O).

В метасоматическом кварце Ильмовского месторождения преобладают кальций (2,80) и бикарбонат (4,03 моль/кг H<sub>2</sub>O); среди газов установлены повышенные содержания метана (0,67), азота (1,9), окиси углерода (0,30) и углекислого газа (0,96 моль/кг H<sub>2</sub>O). В составе газовой фазы включений на месторождении Юрком установлены высокие содержания углекислого газа (2,18), присутствуют метан (0,07) и окись углерода (0,13 моль/кг H<sub>2</sub>O). Для кварц-вольфрамитовых жил Ильмовского месторождения характерны низкие концентрации газовой фазы — углекислый газ (0,05 моль/кг H<sub>2</sub>O), метан (0,07), азот (0,10), окись углерода (0,02 моль/кг H<sub>2</sub>O).

Кварц-полевошпат-вольфрамитовое месторождение Рудное располагается в южной части зоны сочленения Главного синклинория Сихотэ-Алиния и Прибрежной антиклинальной зоны. Площадь месторождения сложена алевритами, кремнисто-глинистыми сланцами и песчаниками верхнетриасового и нижнемелового возраста, собранными в крутопадающие складки северо-восточного простирания. Интрузивные породы на площади месторождения отсутствуют, в 2 км к юго-востоку от месторождения обнажается крупный интрузив верхнемеловых гранодиоритов. Рудные тела представляют изометричную штокверковую зону. Мощность прожилков 0,05—0,25 м. На месторождении выделяется несколько минеральных ассоциаций, соответствующих стадиям минерализации — кварц-серицитовая, по-

Химический состав газовой-жидких включений в кварце месторождения Забытого

Компонент	Стадия			
	пегматитовая		редкометаллическая	
	моль кг H <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг H <sub>2</sub> O	мол. %
Na	0,97	46,0	0,84	44,9
K	0,30	14,2	0,22	11,8
Mg	0,83	39,3	0,53	28,30
Ca	0,01	0,5	0,28	15,08
Σ <sub>кт</sub>	2,11	100,0	1,87	100,0
HCO <sub>3</sub>	0,87	48,0	0,41	26,3
Cl	0,56	31,0	0,28	17,9
F	0,38	21,0	0,87	55,8
Σ <sub>ан</sub>	1,81	100,0	1,56	100,0
CO <sub>2</sub>	2,28	72,6	2,21	83,1
CH <sub>4</sub>	0,21	6,7	0,20	7,5
H <sub>2</sub>	0,06	1,9	—	—
CO	0,59	18,8	0,25	9,4
H <sub>2</sub> O, вес. %		0,1205		0,1036
pH		8,1		8,0
Eh		-0,67		-0,66
T <sub>гом</sub>		375°		330°

Примечание. Аммоний, сера и азот не обнаружены.

левошпат-вольфрамитовая, сульфидная и пирит-кальцитовая. Характерным для месторождения является присутствие заметного количества сульфидов — арсенопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, что позволило Ю. Г. Иванову (1974) отнести его в самостоятельную вольфрамит-сульфидную формацию.

В составе водных вытяжек из кварц-полевошпат-вольфрамитовых жил (табл. 11) в сопоставимых количествах присутствуют натрий (0,72—1,15 моль/кг H<sub>2</sub>O), магний (1,05—1,01) и кальций (0,68—0,78) при подчиненном значении калия (0,21—0,32 моль/кг H<sub>2</sub>O), а бикарбонат-ион (1,69—1,61) преобладает над хлором (0,62—0,97). В составе газов установлены углекислый газ (0,74—1,28 моль/кг H<sub>2</sub>O), метан (0,08—0,21) и окись углерода (0,08—0,34 моль/кг H<sub>2</sub>O).

Комплексное изучение состава гидротермальных растворов на рудных месторождениях различных генетических типов, проведенное нами ранее (Моисеенко и др., 1975), показало, что основными компонентами газовой-жидких включений являются соединения углерода. Бикарбонат-ион преобладает в солевом составе, углекислый газ, метан и окись углерода в сумме составляют более 90% от общего количества газов. Преобладая в гидротермальных растворах, соединения углерода являются потенциалоопределяющими и контролируют кислотность — щелочность среды. Эта особенность соединений углерода позволяет их использовать для прогнозной оценки гидротермальных месторождений. Как видно из вышеизложенного, по относительному уменьшению количества газов-восстановителей (H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) и увеличению углекислого газа и азота на верхних горизонтах можно определять уровень эрозионного среза рудных тел. Продуктивные рудные стадии минерализации от нерудных отличаются резко повышенной

Таблица 10

## Химический состав газово-жидких включений в кварце вольфрамитовых месторождений

Компонент	Ильмовское				Юркое	
	Стадия					
	Кварциты		кварц-вольфрамитовая		кварц-вольфрамитовая	
	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %	моль кг Н <sub>2</sub> O	мол. %
Na	0,70	17,7	0,33	54,1	1,22	71,3
K	0,45	11,4	0,16	26,2	0,35	20,5
Mg	—	—	—	—	0,14	8,2
Ca	2,80	70,9	0,12	19,7	—	—
Σkt	3,95	100,0	0,61	100,0	1,71	100,0
HCO <sub>3</sub>	4,03	97,1	0,40	62,5	1,18	70,7
Cl	0,12	2,9	0,08	12,5	0,49	29,3
ΣS	—	—	0,16	25,0	—	—
Σan	4,15	100,0	0,64	100,0	1,67	100,0
CO <sub>2</sub>	0,96	25,1	0,05	20,8	2,18	91,6
CH <sub>4</sub>	0,67	17,5	0,07	29,2	0,07	2,9
N <sub>2</sub>	1,9	49,6	0,10	41,6	—	—
CO	0,3	7,8	0,02	8,4	0,13	5,5
H <sub>2</sub> O, вес %	0,038		0,076		0,127	
pH	25,35		5,38		18,7	
Eh	8,51		8,64		8,2	
T <sub>декр.</sub> , °C	-0,93		-0,99		-0,88	
	330		340		320	

Примечание. Аммоний, фтор и водород не обнаружены.

Таблица 11

## Химический состав газово-жидких включений в кварце полевошпат-вольфрамитового месторождения Рудного

Компонент	Номер пробы			
	Обр. с-342-М		Обр. с-342-Н	
	моль кг Н <sub>2</sub> O	моль, %	моль кг Н <sub>2</sub> O	моль, %
Na	0,72	27,1	1,15	35,3
K	0,21	7,9	0,32	9,8
Mg	1,05	39,5	1,01	31,0
Ca	0,68	25,5	0,78	23,9
Σkt	2,66	100,0	3,26	100,0
HCO <sub>3</sub>	1,69	73,2	1,61	62,4
Cl	0,62	26,8	0,97	37,6
Σan	2,31	100,0	2,58	100,0
CO <sub>2</sub>	0,74	82,2	1,28	69,9
CH <sub>4</sub>	0,08	8,9	0,21	11,5
CO	0,08	8,9	0,34	18,6
H <sub>2</sub> O, вес %	0,173		0,117	
pH	7,78		7,57	
Eh	-0,84		-0,82	
T <sub>декр.</sub> , °C	320		300	

Примечание. Аммоний, фтор, сера, азот и водород не обнаружены.

суммой газов, особенно углекислого газа и метана. Результаты термобаро-геохимического анализа можно применять и для целей формационного анализа рудных месторождений. По соотношению метана и углекислоты, определяющих окислительный потенциал среды, уверенно разделяются месторождения касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций.

С. М. БОЙКО, Ю. П. ТРОШИН

### СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для Забайкалья характерно большое разнообразие месторождений и рудопроявлений вольфрама, олова, молибдена, золота, полиметаллов.

Вольфрамовые и оловянные месторождения генетически связаны с ультракислыми гранитоидами кукульбейско-харалгинского комплекса. Для месторождений Sn эта связь выражается в приуроченности оруденения к интрузиям гранитов, в зональности распространения минерализации вокруг магматического очага от высокотемпературных ассоциаций в эндо- и экзоконтакте гранитов до безрудных низкотемпературных жил на удалении 1,5—3 км от интрузии (Халчеранга, Шерловая Гора). На вольфрамовых месторождениях (Букука, Белуха, Антонова Гора) горизонтальная зональность выражена слабее, но залегание жил в пределах интрузивных массивов или вблизи их, высокотемпературная грейзенизация, вертикальная зональность в крутопадающих жилах тоже свидетельствуют о наличии генетической связи оруденения с гранитами.

В свою очередь, молибденовые и золоторудные месторождения пространственно ассоциируют с гранитоидами монцодиорит-гранодиорит-гранитной формации (шахтаминский комплекс).

Нами были поставлены исследования с целью оценки редкоэлементного состава минералов, особенностей состава рудообразующих растворов на месторождениях различных генетических типов и возможности использования их в поисковой геохимии. Основные особенности изменения состава рудообразующих растворов отражаются в составе газовой-жидких включений в минералах (Ермаков, 1950). Газово-жидкие включения в кварцах анализировались методом тройной вытяжки (Москалюк, 1973). Анализ особенностей химизма водных вытяжек проводился по соотношениям отдельных компонентов. Результаты сведены в табл. 1 и 2.

Для золоторудных месторождений характерны значительные концентрации  $\text{Na}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Месторождения Mo выделяются заметным преобладанием  $\text{Cl}^-$ , роль  $\text{Na}^+$  также велика. Можно отметить еще аномально низкие концентрации редких щелочей  $\text{Li}^+$  и  $\text{Rb}^+$ . В газовой-жидких вклю-

Таблица 1

Содержание ионов  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Li}^+$  и  $\text{Rb}^+$  во включениях из рудных кварцев Кукульбейского и Халчерангинско-Лисбагинского рудных узлов, экв. %

Тип месторождения	Число месторождений	Общее число проб	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Li}^+ + \text{Rb}^+$
Au		40	80,5	11,0	8,5
Mo	2	6	83,9	14,7	1,4
W	6	6	50,7	34,3	15,0
Sn	6	15	60,5	31,5	8,0
Zn, Pb	5	12	70,8	17,4	11,8

Содержание ионов  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $HCO_3^-$  во включениях из рудных кварцев Кукульбейского и Хагчерангинско-Любавинского рудных узлов, в экв. %

Тип месторождения	Число месторождений	Общее число проб	$F^-$	$Cl^-$	$HCO_3^-$	$\frac{HCO_3^- + Cl^-}{F^-}$
Au		10	3,5	12,1	84,4	16,8—42,5
Mo	2	6	0,9	63,6	35,5	109—110
Sn	6	15	25,6	18,7	55,7	0,9—10,2
W	6	6	17,1	30,7	52,2	1,7—13,3
Zn, Pb	5	12	5,3	29,3	65,4	24,0—44,4

Примечание. В отношениях суммы гидрокарбонатного и хлор-ионов к фтор-ионам показаны интервалы колебаний.

чений в кварцах из оловорудных месторождений возрастает роль фтора, количество которого еще больше увеличивается для вольфрамовых месторождений. Наряду с этим заметно возрастает роль калия по сравнению с натрием, увеличиваются концентрации  $Li^+$  и  $Rb^+$ . В составе включений в кварцах из свинцово-цинковых месторождений повышена роль  $Na^+$ ,  $Cl^-$  и  $HCO_3^-$ . Важно отметить, что все относительные колебания в составе рудообразующих растворов происходят в целом на фоне значительных, часто преобладающих количеств  $Na^+$  и  $HCO_3^-$ .

Отмеченные особенности состава рудообразующих растворов на месторождениях хорошо согласуются с экспериментально и термодинамически установленными формами переноса Au и Mo (а также Zn и Pb) в хлоридной среде (Хелгесон, 1967; Хитаров, 1967), а во фторидной W (Брызгалин, 1976; Онтоев, 1974) и Sn (Барсуков, 1974).

Очень показательным является отношение  $HCO_3^- + Cl^- / F^-$  (см. табл. 2), которое резко различается для отдельных типов оруденения. Для месторождения Mo оно  $> 100$ , для Au — первые десятки, Sn и W — единицы.

Изучение вариаций редкоземельного состава минералов, имеющих вполне определенное положение в пространстве и относящихся к определенным этапам либо рудогенеза, либо формирования месторождения, выявило следующие закономерности (табл. 3).

Средние содержания элементов-примесей в сульфидах из изученных месторождений заметно различаются в однотипных минералах на месторождениях Mo, W и Sn. Особенно резко это проявлено для Sb и Bi. Для всех сульфидов из месторождений Mo характерны повышенные содержания Sb и низкие Bi. В то же время сульфиды оловорудных и особенно вольфрамовых месторождений обогащены Bi и обеднены Sb. Особенно показательным является отношение Sb/Bi:

Тип оруденения	ZnS	PbS	FeS <sub>2</sub>	CuFeS <sub>2</sub>	FeAsS
W	0,01	0,02	0,02	0,01	—
Sn(Pb, Zn)	3,8	0,18	16	10	1,7
Mo	500	50	20	—	—

Отличия намечаются и для других элементов. Для месторождений Sn и W характерны повышенные концентрации Sn, Ag, Mn, As в пиритах, Sn, Ag, Mn, Be в галенитах, Sn, Pb, In, Fe, Mn в сфалеритах. Сульфиды месторождений Mo содержат повышенные содержания Ga, Cd, Ba. Повышенные концентрации Tl в галенитах вольфрамовых месторождений хорошо согласуются с высокими содержаниями Rb и Li в рудообразующих растворах. Известно, что одновалентный Tl по свойствам близок к щелочным элементам. Повышенные содержания In в оловорудных месторождениях также являются следствием близости химических свойств In и Sn. Заметные различия в содержании Au для указанных групп месторождений были установлены нами ранее (Трошин и др., 1969). Так, концент-

Таблица 3

## Средние содержания элементов-примесей в сульфидах из месторождений Забайкалья, г/т

Тип оруденения	Sb	Bi	Ni	Co	Mn	Ag	In	Ga	Cd	Ba	Be	Tl	Fe	Sn	Pb	Zn	As	W	Количество месторождений	Число проб
<i>Сфалерит</i>																				
W	—	2000	—	—	200	50	100	1	1150	—	—	—	% %	30	100	—	100	200	2	5
Sn(Pb, Zn)	110	30	5	6	130	20	220	6	1250	—	3	—	% %	260	1500	—	2500	115	2	54
Mo	5000	10	—	—	20	200	4	30	2000	—	—	—	50	50	200	—	5000	100	1	2
<i>Галенит</i>																				
W	400	% %	—	—	100	800	—	—	100	—	1	30	—	650	—	500	100	—	1	2
Sn(Pb, Zn)	900	5000	—	—	50	1200	—	—	170	—	4	3	—	1500	—	5000	100	—	2	9
Mo	3000	60	—	—	30	500	—	—	200	—	—	6	—	20	—	600	100	—	1	3
<i>Пирит</i>																				
W	—	30	1	8	5	8	—	—	—	—	—	—	—	10	40	60	300	—	5	32
Sn(Pb, Zn)	100	6	6	2	25	8	—	—	—	—	—	—	—	25	25	5000	1000	—	6	40
Mo	300	15	20	20	6	0,5	—	—	—	10	—	—	—	4	55	50	50	—	2	8
<i>Халькопирит</i>																				
W	—	60	9	0,5	20	90	30	—	175	—	—	—	—	500	40	—	30	—	4	16
Sn(Pb, Zn)	100	10	20	8	12	55	30	—	60	—	—	—	—	1200	90	—	1500	—	4	26
<i>Арсенопирит</i>																				
Sn(Pb, Zn)	500	300	10	8	10	15	100	—	—	—	—	—	—	60	40	—	—	—	9	24

рации золота в арсенопиритах, сфалеритах и галенитах из полиметаллических и золото-молибденовых месторождений на порядок и более выше, чем в сульфидах из оловянных и вольфрамовых месторождений. Таким образом, отчетливо намечаются различия в уровнях концентрирования элементов-примесей в рудных минералах в зависимости от типа оруденения. Рудные минералы вольфрамовых месторождений обогащены Bi, Mn, Tl. Для оловянных месторождений характерны повышенные концентрации Sn, In, Be, As, Ni, Co. Сульфиды молибденовых месторождений обогащены Sb, Ga, Cd. Как видно из приведенных данных, редкоэлементный состав минералов отражает довольно полно состав руд, характеризующих данный тип месторождения. Тем самым появляется возможность использования редкоэлементного состава для оценки типа оруденения.

Различия редкоэлементного состава минералов и газовой-жидких включений в них отражают особенность эволюции гидротермальных растворов на протяжении геологической истории развития региона в юрское время. Активизация тектоно-магматической и гидротермальной деятельности в рассматриваемых районах начиналась с внедрения гранитоидных интрузий повышенной основности и формирования в постмагматический этап месторождений Au и Mo. В рудоносных дистиллятах концентрация углекислоты нередко была выше концентрации галлоидов, а концентрации хлора выше, чем фтора. Золото-молибденовые месторождения образовывались из относительно щелочных растворов бикарбонат-хлоридно-натрового состава (преобладание  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$  в составе включений). В процессе дифференциации магматизм становился все более кислым, а золото-молибденовая минерализация сменилась вольфрамовой и оловянной. В составе постмагматических флюидов роль  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCl}$  понизилась, а роль фтора резко возросла. Оловянные и вольфрамовые месторождения формировались из относительно кислых растворов фторидно-калиевого состава ( $\text{F}^-$  и  $\text{K}^+$  преобладают в составе газовой-жидких включений). Приведенная последовательность в формировании месторождений согласуется с определениями абсолютного возраста месторождений Забайкалья (Томсон, 1964).

Итак, месторождения различной формационной принадлежности характеризуются специфичным набором элементов-примесей в сульфидах и различным составом газовой-жидких включений в кварцах. Установленные закономерности могут быть использованы в поисковой геохимии.

# ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б. П. САНИН, С. Г. ПЕТРОВСКАЯ, А. М. СПИРИДОНОВ

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ — ОСНОВА ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЙОНАХ ДЕЙСТВУЮЩИХ РУДНИКОВ

В последние годы большое значение приобретают поиски рудных тел на территориях с длительной историей эксплуатационно-разведочных работ, т. е. в старых горнорудных районах страны. Совершенно ясно, что как для поисков глубокозалегающих месторождений или прогнозирования оруденения на разведываемых месторождениях, так и при оценке рудопроявлений, характеризующихся с поверхности непромышленным масштабом рудной минерализации, необходимо применение комплекса различных методов, существенной частью которых должны быть геохимические методы. Последнее обусловлено тем, что на действующих рудниках и в прилегающих к ним районах, как правило, уже изучены возможные геологоструктурные условия локализации оруденения. Эти районы были опробованы геохимическими методами на заре их становления, но, к сожалению, положительные результаты при этом не были получены.

Ярким примером подобного могут служить районы действующих и заброшенных рудников Западного и Восточного Забайкалья, металлометрическая съемка которых не позволила получить каких-либо ощутимых результатов.

В последнее время в комплексе геологических работ отмечается усиление роли геохимических методов при поисках редкометалльного оруденения. Этому способствуют: совершенствование самих методов, широкая пропаганда их применения (в этом большую роль сыграли Междуведомственный Совет по геохимическим методам поисков и его Сибирская секция) и, наконец, самое главное — открытие крупных промышленных месторождений при значительной роли геохимических методов.

Институтом геохимии СО АН СССР проводятся большие научно-производственные геохимические изыскания на ряде рудных полей горно-обогатительных предприятий. Одним из примеров высокой эффективности геохимических методов при поисках редкометалльного оруденения на территории действующих рудников может служить Джидинский рудный район.

Этот район является частью Селенгино-Витимской структурно-фациальной зоны, соответствующей внутренней зоне Западно-Забайкальской области мезозойской тектоно-магматической активизации. Основными элементами геологической структуры изучаемого района является раннепалеозойский Джидинский синклиорий.

В настоящее время большинство исследователей Джидинского рудного узла сходятся на том, что пространственное размещение мезозойских интрузий и редкометалльной минерализации контролируется линейными структурами северо-западного простирания (зонами глубинных разломов), продольными или диагональными по отношению к простиранию ранне-

каледонских складчатых структур. В Джидинском рудном районе был выделен ряд структурно-металлогенических зон (Джидинская, Джидотская, Чемуртаевская, Цаган-Нуриинская, Булуктай-Хуртугинская и др.), являющихся наиболее благоприятными для поисков редкометального оруденения. В пределах этих зон широко развиты молибденовые и молибден-вольфрамовые месторождения и рудопроявления, пространственно тяготеющие к выходам лейкократовых гранитов, которые были отнесены к гуджирскому рудоносному комплексу. Однако исследования, выполненные В. И. Игнатовичем и Ю. В. Комаровым, позволили сделать вывод, что в гуджирский комплекс в свое время были объединены интрузии различных этапов формирования мезозойского магматизма.

Исследования, выполненные Е. М. Шереметом, позволили разбить мезозойские гранитоиды по геохимической характеристике на три группы:

1. Граниты гуджирского интрузивного комплекса с высокими концентрациями рубидия, лития, фтора, вольфрама, бериллия, молибдена.
2. Граниты кудунского (аманаского) интрузивного комплекса с высокими концентрациями лития и фтора.
3. Мусковитовые граниты с низкими концентрациями фтора и высокими содержаниями бора, вольфрама и молибдена.

Наличие разнотипных мезозойских гранитоидов, ассоциирующих в пространстве и во времени с редкометальным оруденением, заставляет критически рассмотреть сложившиеся для данного района представления о связи вольфрам-молибденового оруденения только с интрузиями гуджирского комплекса. Выделенные структурно-металлогенические зоны в пределах Джидинского рудного района являются первоочередными объектами для перспективной оценки их геолого-геохимическими методами. В одной из вышеперечисленных зон (Джидотской) и были начаты исследования по оценке ее перспектив.

Джидотская структурно-металлогеническая зона имеет северо-западное простирание и пространственно располагается в осевой части Шабартаевской антиклинали. Протяженность зоны около 35 км при ширине около 2 км. Она трассируется телами гипербазитов, выходом даек и малых интрузий гранитов лейкократового облика, зонами катаклаза и гидротермально измененных пород. В начальной стадии поисковых работ на территории зоны геологами Бурятского геологического управления были проведены биогеохимические исследования в комплексе с литохимическими поисками разного масштаба (1 : 10 000 и 1 : 5000). При выполнении работ южные склоны и водоразделы подвергались литохимическому, а северные и северо-восточные склоны и долины — биогеохимическому опробованию. Для биогеохимического опробования использовались ветви молодых деревьев, преимущественно кедра и березы (при их отсутствии — лиственницы, ольхи, ерника, ели). В результате проведенных работ было выявлено большое число как лито-, так и биогеохимических ореолов вольфрама, молибдена, свинца, цинка, ртути и меди. Кроме того, на этой же площади выявлен ряд геофизических аномалий. При дальнейшей детализации одной из комплексных аномалий было установлено редкометальное оруденение, которое впоследствии оценено как месторождение.

Открытие редкометального месторождения в непосредственной близости от действующего Джидинского комбината позволяет по-новому рассмотреть возможности района на обнаружение оруденения и свидетельствует о высокой эффективности геохимических методов при поисках промышленного оруденения на рудных полях действующих горнообогатительных предприятий.

После открытия месторождения дальнейшие геолого-геохимические исследования на этом объекте проводятся авторами в тесном сотрудничестве с геологами Бурятского управления. Геохимические исследования позволили уже на стадии предварительной разведки выявить геохимическую зональность как месторождения в целом, так и отдельных рудных тел.

Своевременное использование установленной вертикальной геохимической зональности для прогноза оруденения имеет определяющее значение при оценке перспективных запасов разведываемого объекта и позволяет вносить корректировку в план горно-буровых выработок.

Сложная структура месторождения и наличие разных по составу пород определили прожилково-вкрапленный характер оруденения. Месторождение представляет собой штокверкоподобную рудную зону протяженностью 1300—1400 м и мощностью от 100 до 400 м. Контуры рудных тел устанавливаются по результатам опробования. Морфологически они представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации с углом падения в 55—70° на запад. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до 100.

На месторождении установлена стадийность рудного процесса, которая фиксируется формированием следующих прожилков (от ранних к поздним): кварц-молибденитовые прожилки с пиритом и халькопиритом;

Параметры ассоциаций рудных элементов

Участок отбора проб	Ассоциация	Среднее содержание элементов, 10 <sup>-3</sup> %									
		Mo	W	Cu	Pb	Zn	Ag	B	Sn	Li	Bi
Южный	Mo, Pb, Ag, W, B	38,3	8,1	21,3	14,1	8,4	0,029	5,1	0,5	8,8	0,9
	Mo, Pb, W, Li	90	7,6	26	23,3	7	0,016	1,9	0,5	22	0,03
	Mo, W, Cu	200	6,6	23,2	2,6	4,6	0,006	0,6	0,6	7,4	0,3
	W, Mo, Cu	43,5	100	65	3,2	5,2	0,011	0,5	0,4	2,5	0,18
	Cu, Ag, W, Mo Zn	20	11	65	3,4	14,6	0,04	0,7	0,4	2,3	0,59
Северный	Mo, Cu, W	40	6,8	41	2,8	12	0,018	1,5	0,7		0,6
	W, Mo, Cu, Ag	13	10	25	4,7	11	0,022	0,8	0,6		0,6
	Cu, W, Mo, Bi, Pb	7,8	3,9	33	1,8	7,6	0,012	1,2	0,5		0,9
	Pb, Ag, Zn, B	4	1,2	6,3	13	20	0,033	4,3	0,3		0,8
	B, Pb, Zn	6,2	1,7	6,2	17	27	0,011	80	0,6		0,4

Примечание. Незаполненные графы означают, что роль элемента в ассоциации невелика.

Характеристика ореолов надрудных и

Порода	Интервал	Номер скважины	Линейная продуктивность, м%						
			Эле						
			Mo	W	Cu	Pb	Zn	Ag	As
<i>Северный</i>									
Порфириты + кремнистые породы	Надрудный	23	0,12	0,006	0,13	0,19	0,33	0,00058	0,32
	Рудный	22	0,64	0,037	0,39	0,039	0,5	0,00028	0,18
Гранит-порфиры Порфириты + гранит-порфиры	Надрудный	38	0,074	0,046	0,12	3,2	0,67	0,0007	0,22
	Рудный	37	1,7	0,02	0,015	0,054	0,2	0,00013	0,03
<i>Южный</i>									
Порфириты	Надрудный	26	0,32	0,54	1,95	0,07	0,44	0,001	0,077
	Рудный	25	4,2	0,18	0,54	0,18	—	0,0002	—

кварц-полевошпатовые с пиритом, шеелитом, флюоритом, молибденитом; карбонатно-полиметаллические с галенитом, сфалеритом, пирротинном, арсенопиритом и др.

Установлены полигенные ореолы, которые различаются по размерам, составу и генезису. Довольно контрастно выделяются ореолы рудных тел, месторождения и интрузии. Для месторождения характерен многокомпонентный состав ореолов. Вокруг рудных тел образуются отчетливые ореолы. При изучении их отдельных рудных тел авторы исходили из того, что гидротермально измененные породы, рудные тела и эндогенные ореолы представляют собой результат единого процесса рудообразования и тесно взаимосвязаны. Для повышения информативности результаты геохимического опробования были обработаны на ЭВМ по программе анализа многомерных геохимических полей (Евдокимова, 1978).

С помощью математического аппарата производилось описание меры изменчивости свойств объекта путем автоматической классификации

Таблица 1

молибденового месторождения

Средние КК											Процентное соотношение КК								
Mo	W	Cu	Pb	Zn	Ag	B	Sn	Li	Bi		Mo	W	Cu	Pb	Zn	Ag	B	Li	
19,1	8,1	4,3	14,2	1,7	10	5,1	1,8	3	2,2		26,3	7,2	5,9	24,8	2,3	13,8	7		
45	7,7	5,2	23,3	1,4	5,5	1,9	1,8	7,3	0,06		42,8	7,3	4,9	17,7		5,2			6,9
100	6,6	4,7	2,6	0,9	2,3	0,6	2	2,3	0,8		76,5	5	3,5						
21,8	100	13	3,2	1,1	3,7	0,5	1,3	0,8	0,5		14,2	65,4	8,5	2		2,4			
10	11	13	3,4	3	12	0,7	1,3	0,7	1,5		17,6	19,4	22,9	6	5,3	21,2			
26,6	6,8	13,6	2,8	2,4	3,6	1,5	2,3		1,5		69	4,6	19						
8,6	10	8,3	4,7	2,2	4,4	0,8	2		1,5		19	33	8,7			7,3			
5,2	3,9	11	1,8	1,5	2,4	1,2	1,6		2,2		15	9,5	48	3,6					
2,6	1,2	2,1	6,5	4	6,5	2,8	0,6		0,8					42	9,5	17	7,5		
4,1	1,7	2,1	8,5	5,4	2,1	53,3	1		0,4					4,6			94		

Таблица 2

рудных интервалов месторождения

Отношение линейных продуктивностей						Коэффициент контрастности					
менты											
$\frac{W}{Mo}$	$\frac{Cu}{Mo}$	$\frac{Pb}{Mo}$	$\frac{Zn}{Mo}$	$\frac{Ag}{Mo}$	$\frac{As}{Mo}$	W	Cu	Pb	Zn	Ag	As

фланг

0,05	1,0	1,5	2,7	0,0049	2,6						
						0,8	1,6	2,5	3,4	12,2	9,3
0,057	0,6	0,6	0,78	0,0004	0,28						
0,62	1,6	43,1	9	0,009	2,97	62	200	1390	81,8	128,5	174,7
0,01	0,008	0,031	0,11	0,00007	0,017						

фланг

1,69	6,1	0,23	1,37	0,003	0,24	39,3	46,9	5,3	—	60	—
0,043	0,13	0,04	—	0,00005	—						

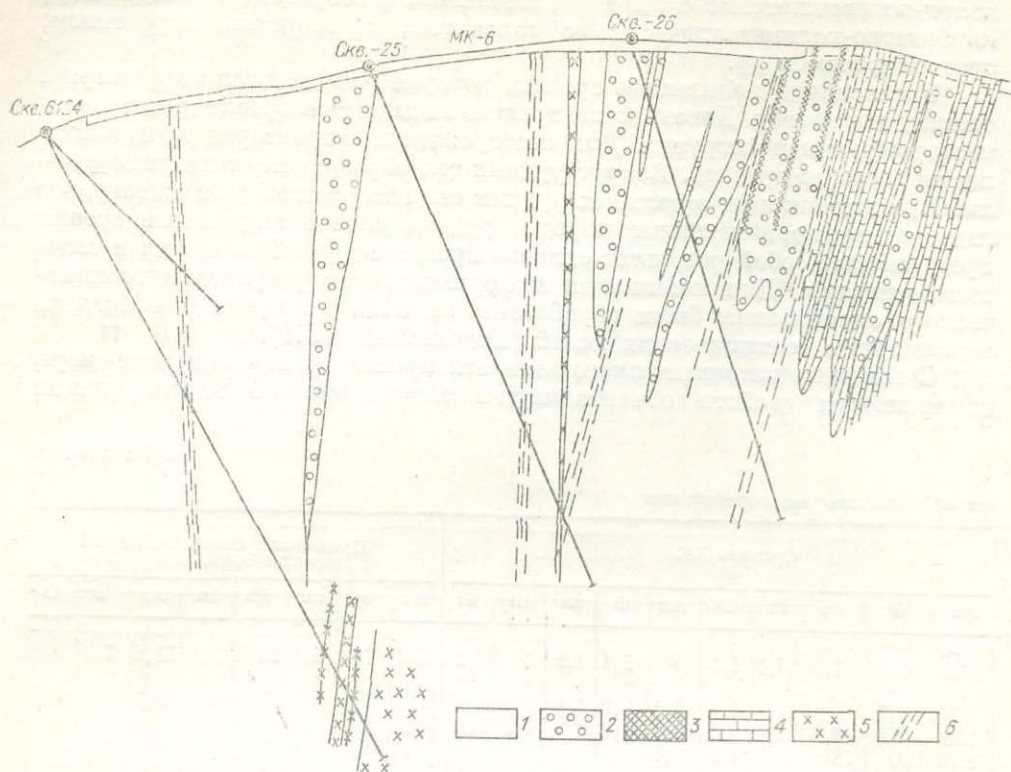


Рис. 1. Геологический разрез южного участка месторождения.

1 — порфириды, 2 — кремнистые породы, 3 — участки скарирования, 4 — известняки, 5 — гранит-порфиры, 6 — зоны дробления.

Классификация основана на выделении каждого класса как гипосферы в  $n$ -мерном пространстве эмпирических совокупностей точек, характеризующихся в нашем случае процентным содержанием 18 химических элементов. При выделении классов используется метод разложения по естественным составляющим, который позволяет определить принадлежность каждой исследуемой точки к определенному классу, выполнить описание классов в среднем и выделить его существенные параметры.

Форма и размеры эндогенных ореолов рудных тел взаимосвязаны с величиной удельной трещиноватости пород. Установлено, что изменение элементного состава ореола по мере удаления от рудных тел происходит постепенно. Оно выражается в смене основного элемента в каждой из выделенных ассоциаций (табл. 1). Точки, расположенные в рудных телах и призальбандовых частях, имеют высокий процент (40—70) содержания молибдена относительно остальных элементов. По мере удаления от зоны оптимального молибденового оруденения в надрудный интервал концентрация молибдена уменьшается, а увеличивается процент влияния вольфрама и меди. В верхней части разреза появляются классы элементов, в которых значительный вес приобретают серебро, цинк (появляется мышьяк).

Характер распределения молибдена и вольфрама, а также ассоциаций элементов в ореолах наиболее четко проявлен на южном фланге месторождения. Этот участок сложен порфиридами, среди которых наблюдаются прослои (до 20 м) кремнистых пород. На глубине отмечаются дайки гранит-порфиров. В лежачем боку зоны вскрыты кремнисто-карбонатные породы (рис. 1).

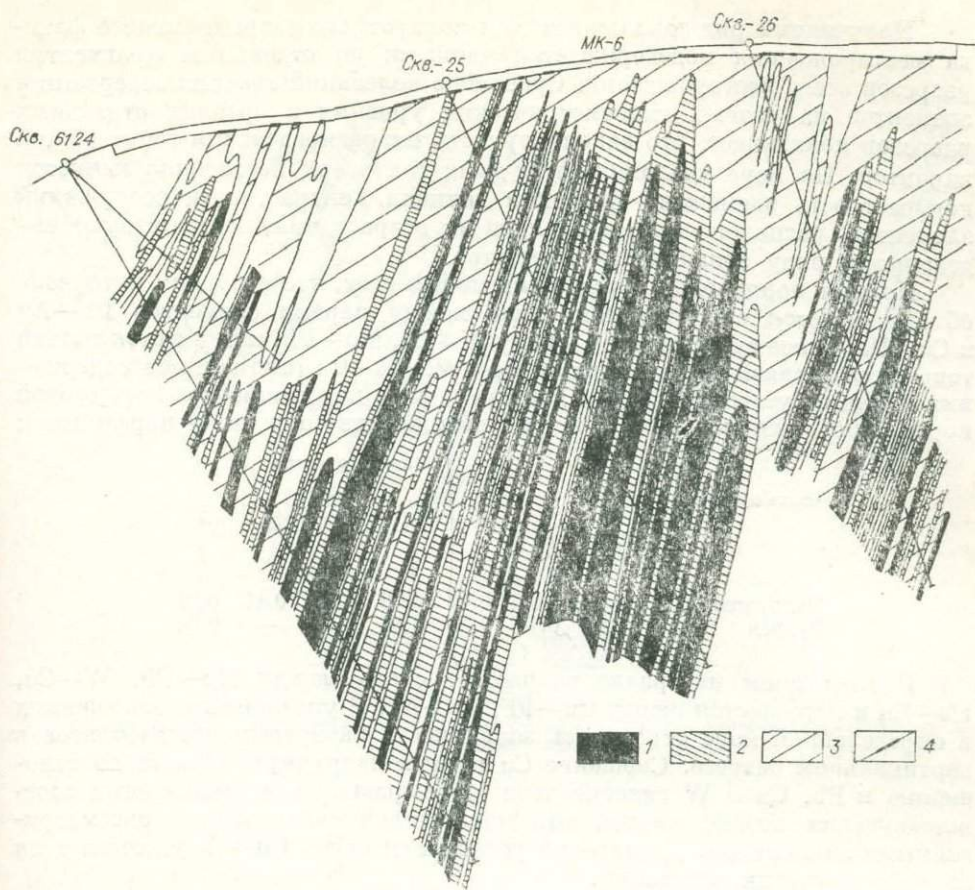


Рис. 2. Эндогенные ореолы молибдена (содержания в  $10^{-3}\%$ ):  
 1— $\geq 80$ , 2— $\geq 40$ , 3— $\geq 10$ , 4—ореольные содержания молибдена на поверхности коренных пород.

Ореолы молибдена, как и других элементов, представляют собой полосы повышенных концентраций, ширина которых достигает 20—40 м. Поля его высоких концентраций окаймляются полями более низких концентраций. Выше рудных тел ореолы молибдена прослежены до 80—100 м (рис. 2).

Ореолы вольфрама с высокими концентрациями (до 300 усл. ед.) на уровне рудных тел либо примыкают непосредственно к зальбандам с всячего или лежачего боков, либо совмещаются с ними. Ореолы более низких концентраций (40—100 усл. ед.) прослеживаются в надрудный интервал. Отмечается тенденция общего смещения ореолов вольфрама вверх относительно молибденовых рудных тел. В этом случае ореолы с низкими концентрациями вольфрама появляются лишь у верхнего окончания рудных тел, а обогащенная часть ореола «отрывается» от рудного тела вверх до 100 м. Ширина ореолов вольфрама колеблется от 3 до 40 м. Выше рудных тел ореолы прослеживаются до 100—120 м. Ореолы меди и серебра имеют тенденцию увеличения в сторону надрудных интервалов. Ореолы цинка и мышьяка отмечаются только в надрудном интервале. Ореолы свинца с повышенными концентрациями располагаются на уровне рудных тел. В надрудном интервале размеры ореолов и содержания в них свинца уменьшаются. Анализ распределения элементов в ореоле надрудного интервала в направлении от рудных тел позволил установить вертикальный ряд последовательной смены максимумов концентраций элементов: Mo — Pb — W — Cu — (Ag, Zn, As) (табл. 2).

Полученный ряд зональности для конкретного разреза южного фланга месторождения подтверждается данными по отдельным фрагментам разрезов всего месторождения. Сравнение колебаний средних содержаний элементов на разных гипсометрических уровнях в ореолах отдельных разрезов показывает, что закономерность их распределения имеет общий характер. По мере удаления от рудных тел вверх постепенно меняется контрастность элементов. Значения величин контрастности содержаний элементов, расположенные в порядке их возрастания, соответствуют выделенному ряду зональности элементов.

Подсчет порядковой корреляции показывает, что в рудном интервале обнаруживается существенная связь между парами элементов Pb—Ag и Cu—Pb; менее существенная между W—Cu, Mo—Pb, или имеется только тенденция к связи между парами Mo—W, Mo—Cu (аномальные содержания цинка отсутствуют). Ниже даны величины коэффициентов порядковой корреляции для южного фланга (вмещающие породы — порфиристы):

Часть ореолов	Пары элементов						
	Mo—W	Mo—Cu	Mo—Pb	W—Cu	Cu—Pb	Pb—Zn	Pb—Ag
Надрудная	0,03	-0,2	0,44	0,46	-0,1	0,41	0,01
Рудная	0,11	0,16	0,31	0,31	0,57	—	0,64

В надрудном интервале возрастает связь между Mo—Pb, W—Cu, Pb—Zn и нарушается между Cu—Pb, Pb—Ag. В указанных соотношениях в определенной мере отразилась зональность распределения элементов в вертикальном разрезе. Смещение Cu и Ag в надрудную область по отношению к Pb, Cu и W относительно Mo выразилось в уменьшении соответствующих коэффициентов как показателей связи между рассматриваемыми элементами. Достаточно устойчивая связь Cu—W указывает на близкие пути их миграции.

Таким образом, изучение разрезов, расположенных в литологически однородной среде, позволило установить закономерность в распределении элементов в ореолах надрудных интервалов.

Морфология ореолов значительно усложняется, когда формирование их происходит в неоднородной среде. Литологические различия пород оказывают определенное влияние на морфологию ореолов. Так, например, концентрирование молибдена наиболее значительно происходит в порфиритах. В кремнисто-карбонатных породах и в гранит-порфирах как рудные тела, так и ореолы молибдена довольно резко выклиниваются. Сходные тенденции проявляют вольфрам и медь. В то же время для халькофильных элементов (в первую очередь для свинца) наиболее благоприятными оказываются гранит-порфиры.

Примером служит северный фланг месторождения. Появление здесь среди порфиристов гранитных тел с многочисленными апофизами и дайками, а также мощных прослоев кремнистых пород нарушает закономерности, установленные для однородной среды, что хорошо видно при рассмотрении одного из разрезов (рис. 3, 4). Здесь скважиной 37 в интервале 143—176 вскрыта серия сближенных рудных тел. Они расположены в порфиритах, рассеченных дайками и апофизами гранит-порфиров и выклиниваются вверх в сторону мощного тела гранит-порфиров, вскрытого скважиной 38. На этом участке рудный интервал приурочен почти целиком к порфиритам, а надрудный — к гранит-порфирам. В этом случае проявляется четкая тенденция более резкого смещения вверх почти всех халькофильных элементов. Особенно хорошо это видно на примере свинца. Если в однородной среде он проявляет тенденцию концентрирования на уровне рудных тел (см. табл. 2, южный фланг) или слабого перемещения в надрудный интервал (см. табл. 2, северный фланг), то при появлении в разрезе гранит-

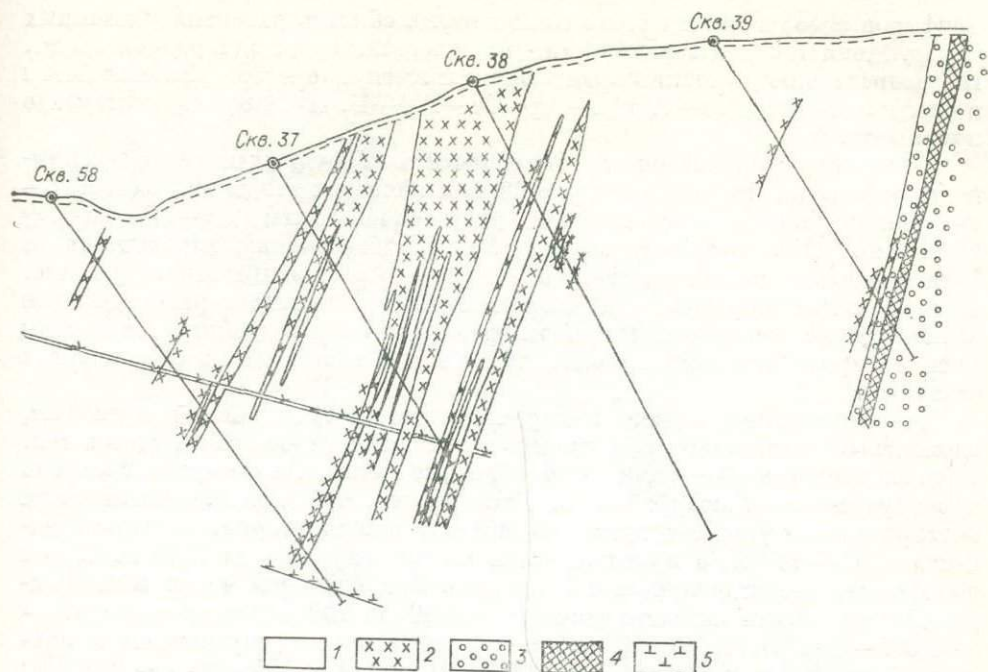


Рис. 3. Геологический разрез северного участка месторождения.  
 1 — порфиры, 2 — гранит-порфиры, 3 — кремнистые породы, 4 — участки скарнирования, 5 — дайка сиенит-диоритов.

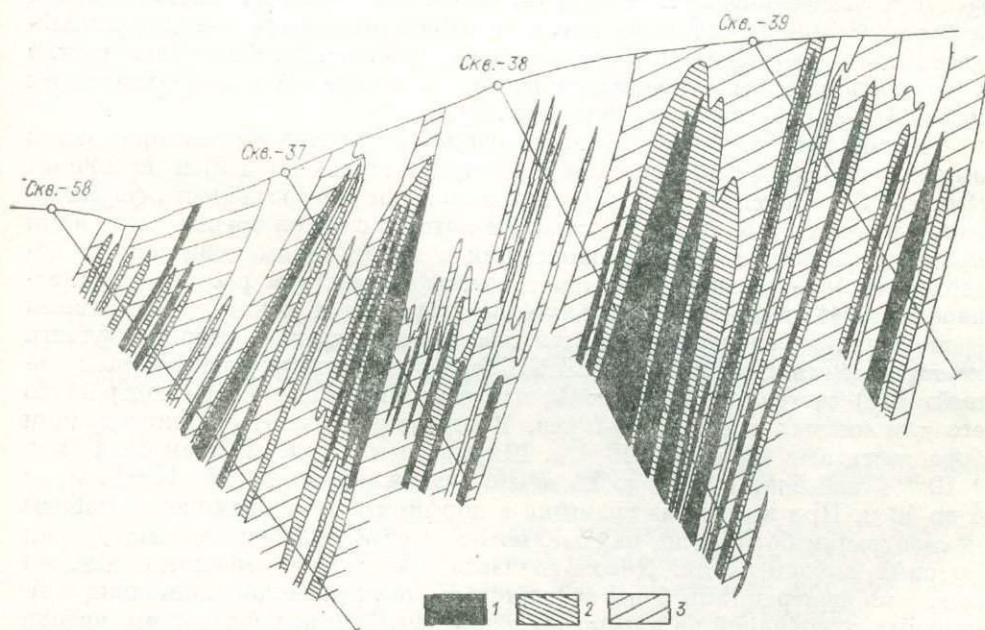


Рис. 4. Эндегенные ореолы молибдена (содержания в  $10^{-3}$  %):  
 1 —  $\geq 80$ , 2 —  $\geq 40$ , 3 —  $\geq 10$ .

порфи́ров ореолы свинца резко смещаются в область развития указанных пород. Меняется ряд зональности, установленный для однородной среды. По возрастанию относительной контрастности элементы располагаются в следующий ряд: Mo—W (Zn—Ag—Cu—Pb)—B. В надрудном интервале появляется бор.

В целом сравнение рядов зональности в надрудных интервалах приводит к выводу, что наиболее устойчивой является тенденция элементов, которая отражена в следующем ряду зональности Mo—W—Cu—Ag (Zn, As). Она отвечает зональному распределению прожилков и метасоматитов соответствующего состава в вертикальном разрезе. В этой связи обращает на себя внимание различие в распределении элементов на северном и южном флангах месторождения. На южном участке продуктивность ореолов W, Cu, Ag повышена по сравнению с северным.

Месторождение в целом характеризуется отчетливыми ореолами, элементный состав которых сходен с ореолами отдельных рудных тел. Ореолы представляют собой лентообразные полосы, вытянутые согласно простиранию вмещающих пород. Установлено, что к центральной части месторождения тяготеет ореол молибдена, общая ширина которого достигает 300—400 м, а протяженность по простиранию до 1800 м. Ореол вольфрама, представленный в центральной и северной части месторождения отдельными линзами шириной от 40 до 200 м (содержание W — 0,002—0,01%), в южной части месторождения превращается в площадной ореол протяженностью до 800 м и шириной до 400 м ( $C_w \sim 0,002\%$ ). Таким образом, общая протяженность ореола вольфрама, сдвинутого к югу от молибденового, достигает 2,2 км. Ореолы Cu, Pb, Zn, As смещены к флангам месторождения по простиранию структур, а также в лежачий и висячий бока зоны и протягиваются дальше ореолов Mo и W на 300—500 м. Ореолы Ag, при общей длине 2,6—2,7 км, прослежены на дальних флангах месторождения. Таким образом, на площади месторождения вдоль простирания основных структур наблюдается определенная зональность в распределении ореолов рудных элементов. Особенно контрастно она проявилась на схеме зональности, составленной с использованием машинной обработки материала (рис. 5).

Кроме рассмотренных ореолов рудных элементов на месторождении выявлены зоны повышенных концентраций летучих (B и F) и щелочных (Rb, Li, Cs) элементов, которые характеризуют многоэтапность формирования рудных ореолов и представляют интерес с точки зрения понимания процесса формирования месторождения в целом. Зоны повышенных содержаний бора преимущественно тяготеют к участкам развития гранитпорфи́ров. Наиболее значительные по мощностям и концентрациям зоны расположены непосредственно в мощных телах гранитов северного фланга месторождения. Среднее содержание бора в этих породах (условно «локальный» фон) составляет  $10 \times 10^{-3}\%$ , что превышает кларковое содержание его для кислых пород в 5—7 раз. В отдельных участках концентрации бора достигают  $100—200 \times 10^{-3}\%$ . Ширина зон с содержанием бора  $80 \times 10^{-3}\%$  колеблется от 2 до 20 м и с содержанием  $20—60 \times 10^{-3}\%$  — от 4 до 40 м. При выходе из гранитов в порфириты или кремнистые породы концентрации бора резко падают, но не всегда сразу достигают уровня фоновых концентраций. Довольно часто вокруг гранитных тел имеется зона с концентрациями бора, соответствующими уровню минимально аномальных содержаний во вмещающих породах. Ширина указанного ореола у гранитных тел колеблется от 4 до 70 м. В гранитах и почти во всех дайках месторождения содержание бора колеблется от кларковых концентраций до  $20 \times 10^{-3}\%$ .

Зоны повышенных содержаний бора шириной до 20 м в кремнистокарбонатной пачке восточного фланга рудной зоны оконтуривают ее с лежачего бока. На участках, где надрудные и подрудные интервалы рас-

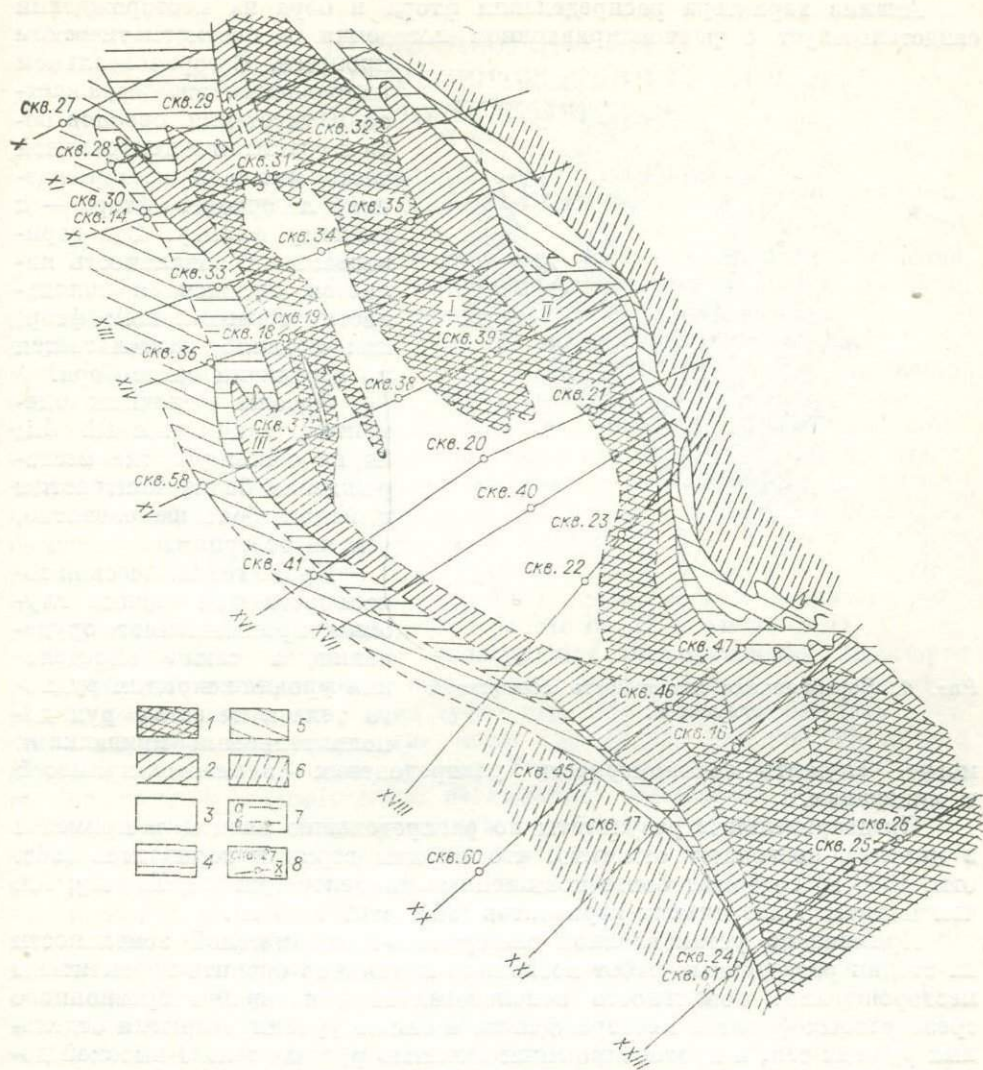


Рис. 5. Схема горизонтальной зональности рудной зоны.

1 — участки с содержанием молибдена 50 усл. ед., 2 — участки с содержанием молибдена 30 усл. ед., 3 — слабо минерализованные участки. Ореольные содержания элементов: 4 — вольфрама, 5 — свинца, 6 — меди, 7 — границы между полями разных элементов (а — установленные, б — предполагаемые), 8 — номера профилей и скважин.

полагаются в гранитах, рудная зона оконтуривается ореолами бора снизу и сверху.

Фтор на месторождении образует значительные по концентрации и мощности ореолы. На севере мощность их колеблется от 2 до 65 м. На юге вскрыта зона обогащения мощностью 260 м. Наиболее широкие ореолы фтора на северном фланге месторождения тяготеют к участкам развития крупных гранитных тел и даек, а также частично скарнов в кремнистых породах. При этом в первых случаях они располагаются не в самих гранитах, а в зонах, к ним прилегающих с лежачего и висячего боков, и надгранитных участках. Во втором случае фтором обогащаются как дайки, так и прилегающие участки пород. К скарнам приурочены обогащенные фтором (200—500×10<sup>-3</sup>%) узкие зоны. В некоторых участках высокие содержания фтора совмещаются с повышенными концентрациями Мо и W. Форма ореолов фтора повторяет форму гранитных тел.

Анализ характера распределения фтора и бора на месторождении свидетельствует о разнонаправленном поведении в постмагматическом процессе. В горизонтальном направлении это выражается в тяготении ореолов бора к гранитам и центральной части площади месторождения, а ореолов фтора — к южному флангу. Эта горизонтальная зональность является отражением зональности вертикальной; фтор, как правило, располагается по вертикали выше бора.

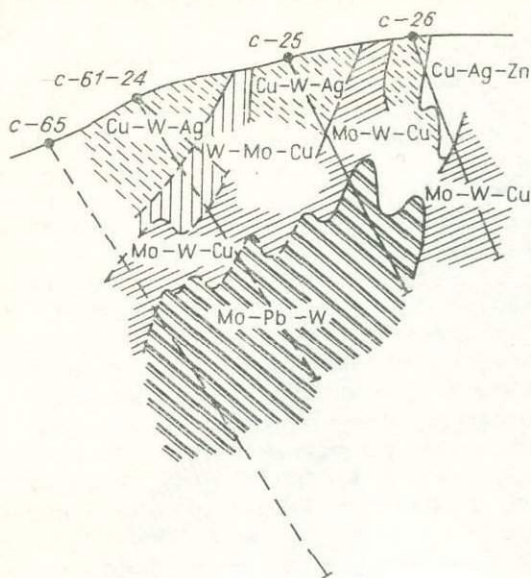


Рис. 6. Вертикальная зональность ассоциаций элементов.

могут служить закономерности распределения элементов-примесей в минералах.

Предварительные результаты по распределению элементов-примесей в пиритах позволяют отметить, что пириты верхних горизонтов (абс. отм. 1300 м) содержат более повышенные концентрации Cu, Zn, Ag, As, чем пириты более низких горизонтов (абс. отм. 1100 м).

Применение установленной минералого-геохимической зональности на стадии разведочных работ позволило правильно оценить перспективы месторождения. Зональность использовалась для оценки эрозионного среза разных флангов месторождения, а также уровня вскрытия отдельных рудных тел, и прогнозирования «слепых» рудных тел. О высокой достоверности прогноза оруденения на глубину на основе вертикальной зональности ассоциаций элементов свидетельствуют данные бурения глубоких скважин на южном фланге месторождения, где оруденение не выходит на дневную поверхность. На рис. 6 показан пример использования геохимической зональности для прогноза оруденения на глубину и подтверждение его последовательным бурением скважин 61—65.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить минералого-геохимическую зональность, которая свидетельствует о том, что размах промышленного молибденового оруденения по вертикали в настоящее время составляет более 500 м от дневной поверхности. Не исключено, что вертикальный интервал оруденения будет значительно превышать эту цифру. Приведенный пример свидетельствует о высокой эффективности геохимических методов при поисках и разведке оруденения, не выходящего на дневную поверхность на территории действующих рудников.

Другим важным выводом следует считать то, что перспективность территории рудных полей действующих рудников на редкометальное оруденение открытыми месторождениями и рудопроявлениями не исчерпана, и эффективность обнаружения скрытого оруденения полностью зависит от применения комплекса геохимических методов.

## ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ И МЕТОДЫ ИХ ОЦЕНКИ

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все известные в Приморье гидротермальные месторождения олова можно рассматривать на фоне следующего генетического ряда: жильные полиметаллические, оловянно-полиметаллические, оловянные, оловянно-вольфрамовые, вольфрамовые. Крайние члены этого ряда содержат олово в незначительных количествах и промышленной ценности в отношении этого металла не представляют. Месторождения, обладающие промышленными запасами олова, относятся главным образом к сульфидно-касситеритовой формации и в приведенном выше ряду занимают среднее положение. Краткие сведения по геологии и минералогии наиболее полно изученных оловорудных месторождений приведены в табл. 1, составленной по материалам М. М. Николаева, Б. А. Хилика, В. В. Анахова, Е. П. Сапрыкина, Б. И. Шершакова, В. С. Лахнюка, Н. С. Козменко, Г. Б. Нарбута, А. И. Бураго. Более подробная геологическая характеристика оловорудных месторождений дана в работе Ю. Г. Иванова (1971).

Подавляющее количество оловорудных месторождений Приморья располагается в терригенных отложениях раннемелового и юрского возраста, реже в порфиритах и их туфах верхнего мела. Рудные тела представляют собой крутопадающие жилы выполнения или жиллообразные и штокверковые метасоматические зоны. В распределении рудных минералов на большинстве месторождений наблюдается нормальная осевая и продольная зональность, выражающаяся в увеличении относительного количества сульфидов свинца и цинка в верхних частях и на флангах рудных тел и их уменьшении в пределах центральных и корневых участков. Центральные части рудных тел и столбов имеют преимущественно кварц-касситеритовый, касситерит-пирротинный (с халькопиритом, галенитом, сфалеритом), касситерит-арсенопиритовый состав. На отдельных месторождениях в составе рудных тел и в их средних и нижних частях появляются вольфрамит, молибденит, висмутин, самородный висмут. Отклонения от нормальной минералогической зональности иногда наблюдаются в пределах отдельных рудных тел и месторождений. Примером в этом отношении могут служить многие непромышленные месторождения Кавалеровского, Фурмановского и Арминского рудных районов Приморья, в пределах которых с глубиной по направлению осевого вектора в составе рудных тел увеличивается относительное количество сульфидов свинца и цинка, а основной жильный минерал — кварц — замещается более низкотемпературным кальцитом.

Особенности метасоматической зональности рудных полей оловянных месторождений Приморья с достаточной детальностью освещены Ю. Н. Размахниным и Э. М. Размахниной (1973, 1975) и в настоящем сообщении не рассматриваются.

### ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### Краткие сведения по методике исследований

Изучение первичных ореолов оловорудных месторождений производилось по одному-двум разрезам, расположенным преимущественно в центральных частях рудных полей и ориентированным вкрест простира-

Краткая геолого-минералогическая характеристика

Месторожде- ние	Возраст и состав вмещаю- щих пород	Преобладающий морфогенетический тип рудных тел	Направление падения и угол падения рудных тел
Дубровское	Нижний мел, готерив—баррем, песчаники с прослоями алевролитов; юра, алевролиты	Жилы, минерализованные зоны дробления	Юго-восток, 50—75°
Верхнее	Нижний мел, готерив—баррем, песчаники с прослоями алевролитов	Метасоматические прожилково-вкрапленные зоны (штокверки), жилы	Жилы — северо-восток, 60°; штокверк—восток, 20—50°
Хрустальное	Юра, песчаники, алевролиты	Жилы выполнения и метасоматического замещения	Запад, 70—80°; редко восток, 60—80°
Высокогор- ское	Юра, кремнистые алевролиты, кремни, песчаники	Минерализованные зоны дробления, метасоматические тела	Юго-запад, 50—80°
Силийское	Юра, алевролиты, песчаники	Жилы выполнения	Юго-запад, 70—80°
Арсеньев- ское	Нижний мел, готерив—баррем, песчаники с прослоями алевролитов	Жилы выполнения, зоны метасоматического замещения	Северо-восток, 70—75°
Нижнее	Верхний мел, сеноман—турон, грубообломочные туфы, порфири-ты, туфогенные алевролиты и песчаники.	Метасоматические жи-лообразные тела	Юго-восток, 50—80°

## некоторых оловорудных месторождений Приморья

Минералы рудных тел			Стадии минералообразования (от ранних к поздним)
рудные		жилые	
главные	второстепенные, редкие		
Касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, пирит	Сфалерит, галенит, станнин, висмутин, висмут, тетрадимит, пирит	Кварц, хлорит, серицит, турмалин, кальцит, флюорит, сидерит, диккит, рутил, адуляр	Кварц-касситеритовая Сульфидная Полиметаллическая Кварц-карбонатная
Касситерит, пирротин, сфалерит	Галенит, арсенопирит, халькопирит, станнин, шеелит, вольфрамит	Кварц, хлорит, кальцит, мусковит, эпидот, цоизит, актинолит	Кварц-касситеритовая Арсенопирит-пирротиновая Галенит-сфалеритовая Кварц-карбонатная
Касситерит, пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Магнетит, станнин, висмут, висмутин, серебро, аргентит, шеелит	Кварц, турмалин, хлорит, кальцит, флюорит, серицит, рутил, эпидот, альбит	Кварц-касситеритовая Пирротиновая (с арсенопиритом) Галенит-сфалеритовая Кварц-хлоритовая Флюорит-карбонатная
Касситерит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит	Галенит, станнин, висмутин, молибденит, магнетит	Кварц, хлорит, турмалин, флюорит, кальцит, серицит, каолинит	Кварц-турмалиновая Кварц-молибденитовая Кварц-касситеритовая Сульфидная Кварц-флюорит-карбонатная
Сфалерит, галенит, пирротин, пирит, касситерит	Халькопирит, арсенопирит, магнетит, киноварь	Кварц, хлорит, кальцит, серицит, сидерит, флюорит	Кварц-касситеритовая Галенит-сфалеритовая Пирит-пирротиновая Карбонатная
Сфалерит, арсенопирит, пирротин, касситерит, галенит	Халькопирит, халькозин, ковеллин, сидерит, висмутин, висмут, серебро, медь	Кварц, хлорит, кальцит, эпидот	Кварц-касситеритовая Сульфидная Кварц-флюорит-карбонатная
Пирит, сфалерит, галенит, касситерит, пирротин	Станнин, халькопирит, арсенопирит	Кварц, турмалин, хлорит, карбонат	Касситерит-турмалин-кварцевая Халькопирит-пирротиновая Сфалерит-галенитовая Кварц-карбонатная

ния основных рудных структур. Для характеристики ореолов использовались результаты приближенно-количественного спектрального анализа сколковых проб, отобранных из горных выработок и керна скважин. Интервал опробования составлял 5—10 м. Спектральный анализ проб производился в Центральной лаборатории Приморского геологического управления на спектрографе ДФС-13 на 20 химических элементов (х. э.): олово, свинец, цинк, медь, мышьяк, сурьму, германий, марганец, галлий, вольфрам, хром, индий, никель, висмут, молибден, ванадий, серебро, титан, кобальт, барий. При определении низких содержаний мышьяка, сурьмы и висмута использовался метод повышенной чувствительности, разработанный сотрудниками ВИТРа. Контрольные анализы выполнялись в лабораториях ИМГРЭ и Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР.

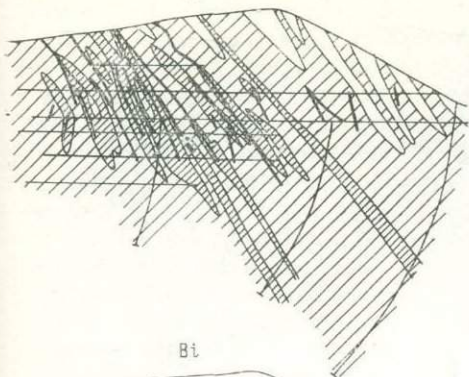
Группирование геохимической информации в выборки производилось по горизонтам (уровням), число которых для каждого разреза в среднем составляло 5—6. Для удобства обработки и интерпретации геохимической информации весь рудный интервал по вертикали делился на три уровня относительно максимума оловянного оруденения: верхне-, средне- и нижнерудный, размеры которых соотносились как 1 : 2 : 1. Выше и ниже рудного интервала выделялись надрудный и подрудный уровни.

### Общая характеристика первичных ореолов

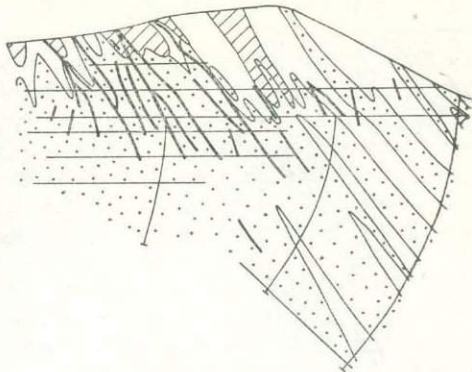
Проведенные исследования показали, что первичные ореолы рассеяния химических элементов широко проявлены на всех изученных оловорудных месторождениях Приморья, распространяясь в стороны и вверх от рудных тел на десятки и сотни метров (рис. 1, 2, 3). Характеристики и параметры ореолов зависят от масштаба оруденения, физико-химических свойств вмещающих пород, структурно-тектонических условий. Интенсивность и размеры ореолов увеличиваются с повышением проницаемости и химической активности пород, уменьшаются в плотных пластичных породах особенно при их слабой тектонической проработке. Такие промышленные оловорудные месторождения, как, например, Дубровское, Верхнее, Хрустальное, Арсеньевское, залегающие в толще переслаивания алевролитов и песчаников в хорошо проявленных структурах, сопровождаются широкими (до 1—1,5 км) интенсивными ореолами химических элементов. Еще более интенсивные ореолы отмечаются на месторождениях Нижнем и Лысогорском, рудные тела которых располагаются в химически активных породах — порфиритах сенонского возраста. Значительно меньшие по размерам первичные ореолы сопровождают рудные тела, залегающие в толщах преимущественно сланцевого состава, что, например, имеет место на месторождениях Силинском, Левицком, Новогорском и других. Ширина первичных ореолов на этих месторождениях составляет обычно десятки и реже первые сотни метров. Протяженность ореолов по падению рудных тел в значительной степени зависит от структурно-тектонических факторов и масштаба рудной минерализации: чем интенсивнее они проявлены, тем более протяженным является ореол.

Основными ореолообразующими элементами на сульфидно-касситеритовых месторождениях являются: олово, свинец, цинк, серебро, мышьяк, медь, сурьма, висмут, вольфрам, молибден, марганец, ванадий, германий. Их средние содержания, характеризующие ореольное пространство в плоскостях изученных разрезов, приведены в табл. 2. Подавляющее большинство из этих элементов образуют только положительные ореолы, т. е. зоны накопления. Другие химические элементы, такие как свинец, ванадий, марганец, реже медь и цинк в отдельных случаях образуют как положительные, так и отрицательные ореолы. Последние можно интерпретировать как зоны выноса.

Sn



Pb



Bi

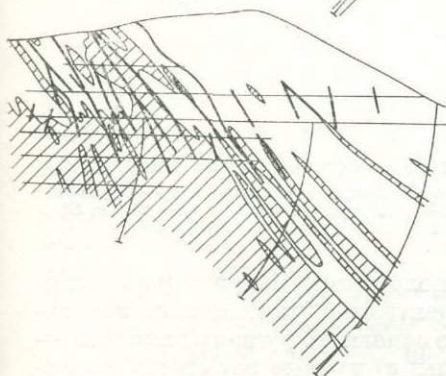
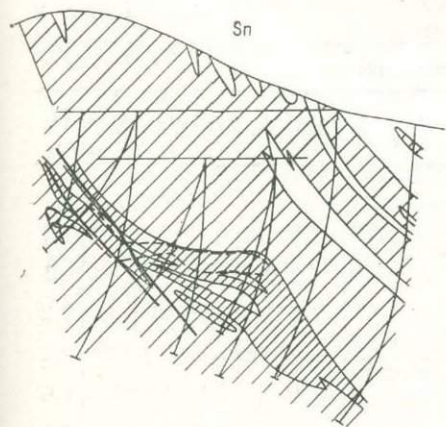


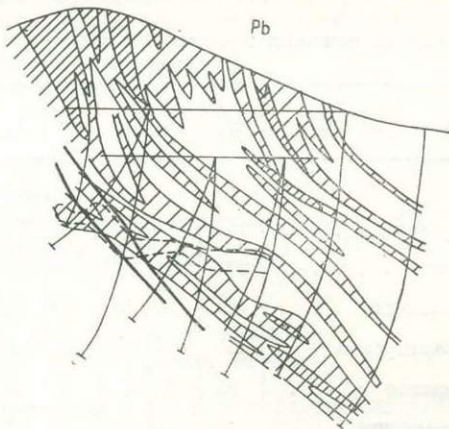
Рис. 1. Первичные ореолы вокруг рудных тел Дубровского месторождения.

1 — рудные тела, 2 — опробованные горные выработки и скважины, 3, 4 — первичные ореолы (содержания в %): 3 — Sn 0,007—0,03; Pb > 0,004; Bi 0,0006—0,004; 4 — Sn > 0,03; Bi > 0,005, 5 — отрицательные ореолы (зоны выноса) свинца с содержанием менее 0,001%. Не заштрихованы поля с фоновыми содержаниями Sn, Pb, Bi.

Sn



Pb



Bi

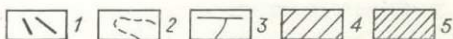
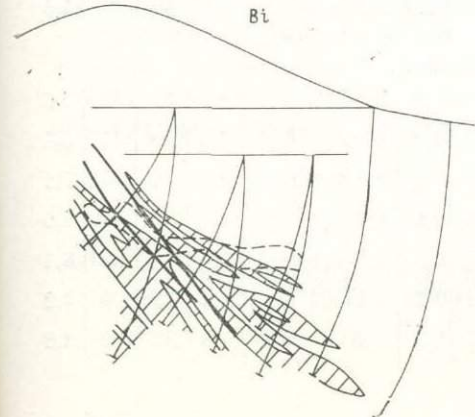


Рис. 2. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Верхнего.

1 — рудные тела жильные, 2 — контур штокерка, 3 — опробованные горные выработки и скважины, 4, 5 — первичные ореолы (содержания в %): 4 — Sn 0,0007—0,30; Pb 0,005—0,02; Bi 0,0003; 5 — Sn > 0,03; Pb > 0,02. Не заштрихованы поля с фоновыми содержаниями Sn, Pb, Bi.

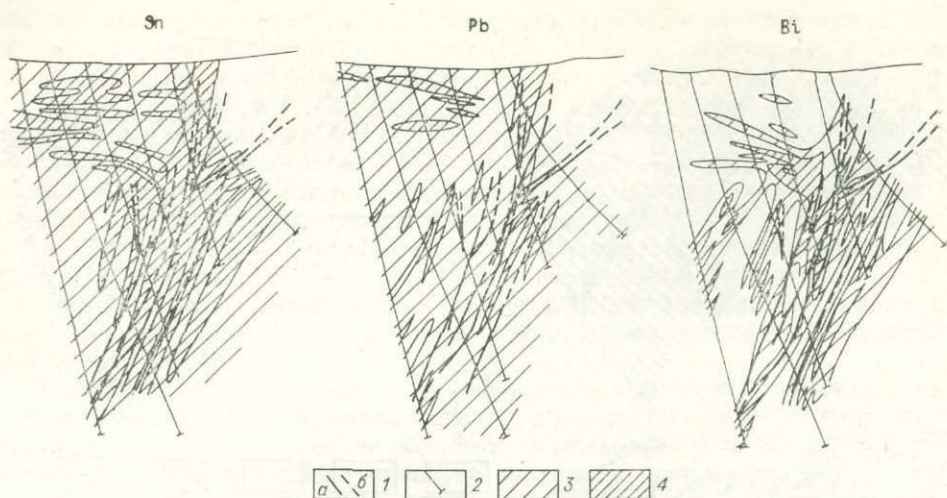


Рис. 3. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Нижнего. 1 — рудные тела (а) и минерализованные зоны (б); 2 — опробованные скважины; 3, 4 — первичные ореолы (содержания в %): 3 — Sn 0,0008—0,05; Pb 0,002—0,1; Bi 0,0002—0,001; 4 — то же, Sn > 0,05; Pb > 0,1; Bi > 0,001. Не заштрихованы поля с фоновыми содержаниями Sn, Pb, Bi.

Все ореолообразующие элементы по положению максимальных значений коэффициентов относительных концентраций (показателя зональности) в вертикальном разрезе относительно основного рудного элемента — олова — можно разделить на четыре группы: а) рудные элементы, характеризующиеся наличием двух максимумов — мышьяк, серебро, иногда

Таблица 2

Средние содержания химических элементов (г/т) в первичных ореолах оловорудных месторождений по изученным разрезам

Месторождение	Sn	Pb	Zn	Cu	As	Sb	Bi	Ge	Ag	Mo	W	V	Mn	Co
<i>Средние арифметические</i>														
Дубровское . . . . .	157	38	183	82	279	2,2	3,6	1,5	0,24	0,1	8,0	64	473	7,3
Верхнее . . . . .	273	119	275	100	36	0,9	2,1	1,4	0,28	0,7	6,0	55	510	6,9
Хрустальное . . . . .	101	57	153	59	43	0,5	2,0	0,7	0,22	0,7	3,9	61	380	8,2
Высокогорское . . . . .	255	77	279	128	142	4,5	2,8	1,2	—	1,9	3,5	57	1090	9,2
Силинское . . . . .	88	95	270	43	40	1,4	1,0	1,5	0,63	1,0	5,1	46	471	9,4
Арсеньевское . . . . .	45	254	397	88	40	0,61	1,9	0,5	—	1,1	5,5	90	1180	6,4
Нижнее . . . . .	445	686	2144	309	28	6,0	3,8	0,7	—	0,9	7,6	42	373	4,5
<i>Средние геометрические</i>														
Дубровское . . . . .	36	21	96	44	61	0,5	0,2	1,2	0,06	0,8	4,7	54	408	6,6
Верхнее . . . . .	37	46	127	35	10	0,25	0,3	1,0	0,04	0,4	2,2	48	430	5,4
Хрустальное . . . . .	27	25	59	29	10	0,13	0,4	0,6	0,04	0,6	2,4	57	352	7,1
Высокогорское . . . . .	89	40	117	72	57	2,6	0,8	1,1	0,14	0,8	3,1	46	760	8,0
Силинское . . . . .	26	36	151	30	5,3	0,5	0,3	1,3	0,12	0,7	0,6	42	421	8,4
Арсеньевское . . . . .	21	93	210	38	5,0	0,14	0,24	0,4	0,2	0,85	3,2	72	1081	6,2
Нижнее . . . . .	214	250	783	85	10	1,7	1,0	0,5	—	0,7	5,5	33	292	3,8

медь; б) группа надрудных — верхнерудных элементов — сурьма, свинец, цинк, серебро, ванадий, марганец; в) группа нижнерудных — подрудных элементов — висмут, вольфрам, молибден; г) группа среднерудных элементов — олово, медь, германий.

Элементы, образующие в вертикальных разрезах месторождений по два максимума относительных концентраций (серебро, мышьяк, медь), характеризуются достаточно широкими и контрастными ореолами с неравномерным распределением в них металла. Наиболее интенсивные ореолы каждого из перечисленных элементов пространственно тяготеют к определенным уровням: серебра — к верхнерудным, мышьяка — к нижнерудным (за исключением Силинского месторождения), меди — к среднерудным. К этим же уровням приурочены и наиболее высокие их среднеореольные содержания ( $As, Cu - n \cdot 10^{-2}\%$ ;  $Ag - n \cdot 10^{-4}\%$ ).

Элементы надрудного — верхнерудного комплекса на всех изученных месторождениях, за исключением Дубровского, образуют ореолы накопления как на верхнерудных, так и на среднерудных горизонтах. Общая направленность в изменении содержания элементов этого комплекса с глубиной характеризуется их убыванием сверху вниз по разрезам от верхнерудных горизонтов до нижнерудных. На подрудных уровнях отмечается некоторое увеличение средних содержаний этих элементов. Для Дубровского месторождения характерны широкие отрицательные ореолы (зоны выноса) свинца и марганца, которые пространственно приурочены к участкам с промышленным оловянным оруденением, т. е. к центральной части месторождения, в пределах которой гидротермальный процесс проявился наиболее интенсивно. Содержания свинца на участках развития отрицательных ореолов понижаются до 0,5—2 г/т (при фоне 20—30 г/т), марганца — до  $n \cdot 10^{-3}\%$  (при фоне около 0,03%).

Химические элементы подрудного комплекса (вольфрам, молибден, висмут) наиболее контрастные ореолы формируют на нижнерудных и подрудных уровнях, к которым приурочены их максимальные содержания (до  $n \cdot 10^{-3}\%$ ). В связи с недостаточной чувствительностью анализа на эти элементы зоны выноса их в пределах изученных месторождений не установлены.

Из среднерудных элементов наиболее контрастные и широкие ореолы образует олово. Ореолы германия менее интенсивны, аномальные содержания этого элемента часто чередуются с фоновыми и пространственно тяготеют к наиболее контрастным частям оловянного ореола. Олово на всех изученных оловорудных месторождениях распределено приблизительно одинаково: его среднеореольные содержания в направлении сверху вниз возрастают до среднерудного уровня, повышаясь до  $n \cdot 10^{-2}$ , а затем убывают.

### Особенности распределения олова в первичных ореолах и рудных телах

К основным особенностям распределения олова в пределах изученных сульфидно-касситеритовых месторождений и рудопроявлений относятся закономерные изменения с глубиной по направлению осевого вектора линейных продуктивностей рудных тел ( $M_p$ ) и ореолов олова ( $M_o$ ), а также наличие зависимости между максимальными значениями указанных выше параметров ( $M_p^{\max}$ ,  $M_o^{\max}$ ). Эти закономерности представляют собой функциональные зависимости и выражаются следующими тремя уравнениями:

$$\lg M_o = a_o X_i + \lg M_o^{\max}; \quad (I)$$

$$\lg M_p = a_p X_i^2 + \lg M_p^{\max}; \quad (II)$$

$$\lg M_p^{\max} = \text{ant} \lg \left( 0,1 \sqrt{M_o^{\max}} - 0,68 \right) + \frac{0,5 \lg M_o^{\max}}{M_o^{\max}} - 0,08, \quad (III)$$

где  $X_i$  — расстояние от  $i$ -го уровня до уровня с максимальным оловянным оруденением;  $a_0$  и  $a_p$  — эмпирические коэффициенты, значения которых для верхней половины оруденения приведены ниже:

$M_0/M_p$		$a_p$	$a_0$
надрудный уровень	верхнерудный и среднерудный уровень		
До 50	До 7	-0,000011	-0,0025
50—100	7—20	-0,000020	-0,0033
>100	>20	-0,000033	-0,0045

Для уравнений I и II за начало отсчета по оси  $X$  принят уровень с максимальным оловянным оруденением. Ниже этого уровня средние значения  $a_p$  и  $a_0$  соответственно составляют: -0,000033 и -0,0035. Зависимость между  $M_0$  и  $X$  вниз и вверх от уровня с максимальным оруденением графически выражается прямыми линиями, наклоненными в разные стороны. Изменение  $\lg M_p$  вверх и вниз от нуля, как видно из уравнения II, носит параболический характер (рис. 4). Кривая ассиметрична: верхняя ветвь более пологая, нижняя — более крутая. Функциональная зависимость между  $M_p^{\max}$  и  $M_0^{\max}$  установлена эмпирически на основании изучения 26 оловянных месторождений и рудопроявлений. График функции III показан на рис. 5.

Описанные выше функциональные зависимости позволили составить схематические модели первичного ореола и рудного тела в вертикальном разрезе для крупного, среднего и мелкого по масштабу сульфидно-касситеритовых месторождений с крутозалегающими жильными и жиллообразными рудными телами (рис. 6). По вертикальной оси показаны расстояния в метрах вверх и вниз от максимума оруденения, по горизонтальной — интегральные площадные продуктивности рудных тел и ореолов олова в условных единицах. Средние части схем в пределах заштрихованных интервалов построены по осредненным фактическим данным, верхние и нижние — по результатам расчета. Общая протяженность первичного ореола олова крупного месторождения составляет около 2500 м, среднего 1900—2000 м, мелкого — 700—750 м при протяженности рудного интер-

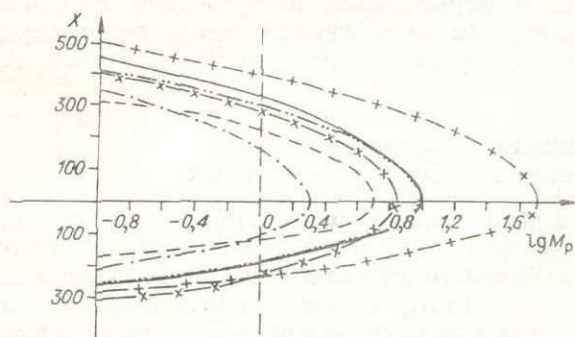


Рис. 4. Графики изменения линейных продуктивностей рудных тел по олову ( $M_p$ ) с глубиной на некоторых оловянных месторождениях Приморья (уравнение II). По вертикальной оси расстояния от максимума оловянного оруденения (в м), по горизонтальной — логарифмы линейных продуктивностей рудных тел по олову ( $\lg M_p$ ).

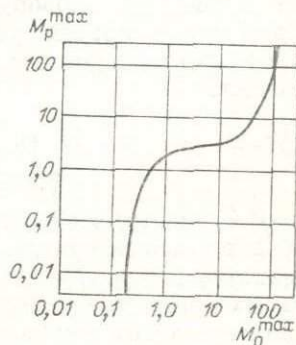


Рис. 5. График зависимости максимальной линейной продуктивности рудных тел ( $M_p^{\max}$ ) и ореолов олова ( $M_0^{\max}$ ) на оловянных месторождениях и рудопроявлениях Приморья в логарифмическом масштабе (уравнение III).

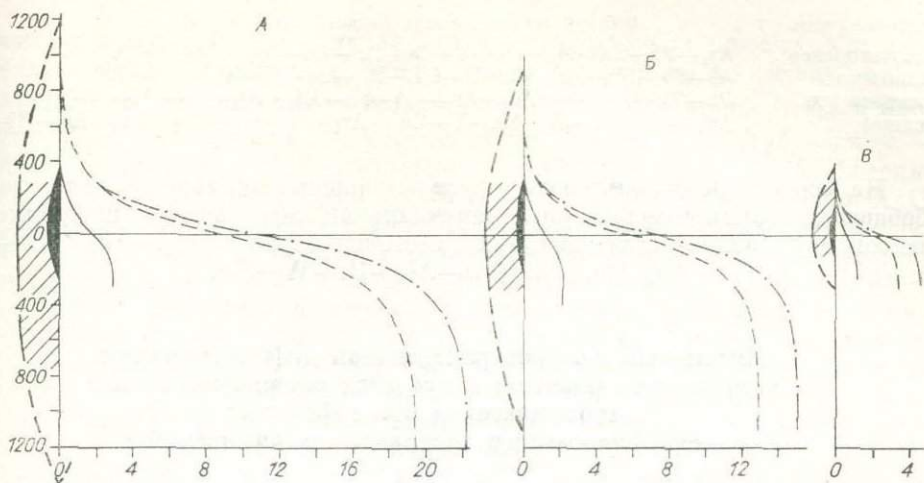


Рис. 6. Схематические модели вертикального разреза рудного тела и первичного ореола олова крупного (А), среднего (Б) и мелкого (В) оловорудных месторождений и графики интегральных площадных продуктивностей по олову (в плоскости разреза): рудных тел (сплошная линия), ореолов (пунктир), суммарной (пунктир с точкой).

По вертикальной оси — расстояния от центра оруденения (в м), по горизонтальной — значения интегральных площадных продуктивностей в усл. ед. Заштрихованы интервалы, построенные по осредненным фактическим данным.

вала соответственно 550—600, 450—500, 250—300 м (см. рис. 6). Кривые интегральных площадных продуктивностей рудных тел и ореолов олова косвенно указывают (в усл. ед.) на количество привнесенного металла (олова) в ореол и рудные тела в объеме вертикальной пластины вмещающих пород мощностью 1 м. Из анализа приведенных схем можно сделать следующие выводы: 1) количество олова, привнесенного в первичный ореол, превышает его количество в рудных телах крупного месторождения в 8—10 раз, среднего — в 6—7, мелкого — в 2—3 раза; 2) количество олова, находящегося в пределах рудного интервала (в ореоле и рудных телах), составляет около 80% от общего его количества; 3) скрытое оловорудное месторождение может быть выявлено по первичному ореолу олова при залегании рудных тел на глубине 500—600 м для крупного месторождения, 300—400 м для среднего, 200—250 м для мелкого.

### Вертикальная зональность первичных ореолов

Наиболее важной особенностью строения первичных ореолов месторождений является зональное распределение химических элементов в их пределах. Как показали в своих работах Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян, Е. М. Янишевский (1968, 1970, 1974, 1975), особенности зонального строения первичных ореолов наиболее удобно выражать в виде эмпирических рядов зональности, которые представляют собой последовательности химических элементов, ранжированные по приуроченности максимальных значений показателя зональности к различным уровням месторождения в направлении сверху вниз. В качестве показателя зональности нами использованы относительные концентрации химических элементов в ореолах. Составленные по такому принципу эмпирические ряды вертикальной зональности приведены ниже:

Месторождение	Эмпирический ряд вертикальной зональности
Дубровское	$Ag_1-Pb-Zn-Mn-V-Ag_2-Cu_1-Ge-Sn-Cu_2-Bi-W-As-Mo$
Верхнее	$Ag_1-Pb-Zn-Mn-V-As_1-Sb-Ge-Ag_2-Sn-Cu-As_2-Bi-W$
Хрустальное	$As_1-Sb-Ag_1-Mn-V-Ge-Pb-Zn-Sn-Cu-As_2-Ag_2-Bi-W-Mo$

Месторождение

Эмпирический ряд вертикальной зональности

Высокогорское

As<sub>1</sub>—Pb—Zn—Mn—Sb—V—Ge—Ag—Sn—As<sub>2</sub>—Cu—Bi—W

Силинское

As—Sb—Pb—Zn—Mn—V—Cu<sub>1</sub>—Ag—Sn—Ge—Cu<sub>2</sub>—Bi—W

Арсеньевское

Pb—Zn—Mn—V—Ag<sub>1</sub>—As<sub>1</sub>—Ge—Sn—Ag<sub>2</sub>—As<sub>2</sub>—Cu—Bi—W—Mo

Нижнее

Ag<sub>1</sub>—Pb—Zn—Sb—Mn—V—Cu<sub>1</sub>—As<sub>1</sub>—Sn—Ge—Cu<sub>2</sub>—Ag<sub>2</sub>—As<sub>2</sub>—Bi—W—Mo

На основании использования частных рядов зональности составлен обобщенный эмпирический ряд вертикальной зональности первичных ореолов сульфидно-касситеритовых месторождений: (As<sub>1</sub>, Ag<sub>1</sub>, Pb—Zn—Sb)—Mn—V—(Ag<sub>2</sub>, Ge, Sn, Cu)—As<sub>2</sub>—Bi—W—Mo.

### Интенсивность пространственной дифференциации химических элементов в пределах первичного ореола и геохимическая классификация сульфидно-касситеритовых месторождений

Все изученные оловорудные месторождения можно расположить в последовательности по увеличению количества сульфидов свинца и цинка на рудных горизонтах: Дубровское, Верхнее, Высокогорское, Хрустальное, Силинское, Арсеньевское, Нижнее. Сравнение характеристик ореолов по горизонтам, одинаково расположенным относительно максимума оловянной минерализации, показало, что в приведенном ряду месторождений (от Дубровского до Нижнего) увеличиваются относительные концентрации свинца, цинка, серебра, сурьмы и уменьшаются те же характеристики для олова, меди, мышьяка. Особенно отчетливо эти различия оловорудных месторождений проявляются на среднерудных горизонтах, т. е. на уровнях максимального развития рудного процесса. Поскольку основными признаками степени полиметалличности касситерит-сульфидных месторождений являются относительные концентрации свинца, цинка, серебра, соотношение указанных компонентов и окисного олова на рудных горизонтах должно отражать особенности минералогического состава месторождений. На рис. 7 дан график, отражающий зависимость между относительными концентрациями окисного олова и суммы относительных концентраций свинца, цинка, серебра. Фигуративные точки на графике, характеризующие месторождения, располагаются в последовательности, отражающей минералогический состав рудных тел и ореолов.

В процессе изучения первичных ореолов было установлено, что на разных по минералогическому составу оловорудных месторождениях расстояния между уровнями с максимальными значениями показателя зо-

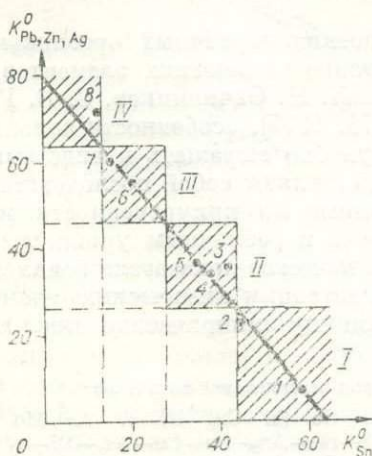


Рис. 7. График зависимости между относительными концентрациями окисного олова ( $K_{Sn}^0$ ) и суммой относительных концентраций свинца, цинка, серебра ( $K_{Pb,Zn,Ag}^0$ ) на уровнях с максимальным оловянным оруденением.

Арабские цифры — точки, характеризующие месторождения: 1, 2 — Дубровское (профили V и II соответственно), 3 — Верхнее, 4 — Высокогорское, 5 — Хрустальное, 6 — Силинское, 7 — Арсеньевское, 8 — Нижнее. Римские цифры — заштрихованные поля, соответствующие выделенным геохимическим типам сульфидно-касситеритовых месторождений. Относительные концентрации  $K_{Sn}^0$  и  $K_{Pb,Zn,Ag}^0$  определялись в % от суммы коэффициентов концентрации следующих химических элементов: Pb, Zn, Ag, Sn, Cu, Mn, V, Mo, W, Bi, Ba.

нальности надрудных и подрудных ореолообразующих элементов колеблются в весьма широких пределах. Например, расстояния между максимальными значениями относительных концентраций свинца ( $K_{Pb}^0$ ) и висмута ( $K_{Bi}^0$ ) на изученных месторождениях составляют: Дубровском — 1000 м, Верхнем — 645, Хрустальном — 560, Силинском — 480, Арсеньевском — 400, Высокогорском — 265, Нижнем — 70—160 м (профили XIII и XVII). Такие колебания в значениях приведенных характеристик являются следствием проявления различной по интенсивности дифференциации химических элементов по вертикали в пределах первичных ореолов оловорудных месторождений. Более надежно указанные различия выявляются при определении суммы расстояния ( $\Sigma h$ ) между положением в вертикальном разрезе максимумов относительных концентраций каждого ореолообразующего элемента и олова. При определении этой суммы нами учитывались следующие химические элементы: Sn, Pb, Zn, Ag, Sb, Cu, W, Mo, Bi, As. Рассчитанные значения  $\Sigma h$  приведены в табл. 3. Наибольшим значением суммы расстояний характеризуется месторождение Дубровское, наименьшим — Нижнее; остальные месторождения занимают промежуточное положение. Как показали эмпирические данные, сама сумма расстояний ( $\Sigma h$ ) в полной мере не может характеризовать интенсивность пространственной дифференциации химических элементов, так как она в значительной степени зависит от масштаба гидротермального процесса, т. е. от вертикальной протяженности рудного интервала. Поэтому в качестве показателя интенсивности вертикальной дифференциации химических элементов ( $d$ ) предлагается использовать отношение суммы расстояний к вертикальной протяженности рудного интервала ( $P$ ) по основному рудному элементу (олову). В этом случае показатель интенсивности пространственной дифференциации химических элементов будет представлять собой нормированную безразмерную величину:  $d = \frac{\Sigma h}{P}$ .

Значения  $d$ , рассчитанные для наиболее полно изученных оловорудных месторождений Приморья, приведены в табл. 3.

Зависимость между степенью полиметалличности сульфидно-касситеритовых месторождений и интенсивностью пространственной дифференциации ореолообразующих элементов показана на рис. 8. В качестве показателя полиметалличности здесь использовано отношение относительной концентрации окисного олова к сумме относительных концентраций свинца, цинка и серебра ( $Sul = \frac{K_{Sn}^0}{K_{Pb, Zn, Ag}^0}$ ) на уровне с максимальным оловянным оруденением. Из графика видно, что с повышением интенсивности пространственной дифференциации химических элементов степень полиметалличности оловорудных месторождений падает и наобо-

Таблица 3

Характеристики интенсивности вертикальной дифференциации химических элементов и степени полиметалличности сульфидно-касситеритовых месторождений

Месторождение	Вертикальная протяженность «рудного» интервала (P), м	$\Sigma h$ , м	$d = \frac{\Sigma h}{P}$	$K_{Sn}^0$ , %	$K_{Pb, Zn, Ag}^0$ , %	$Sul = \frac{K_{Sn}^0}{K_{Pb, Zn, Ag}^0}$
Дубровское (разрез II)	~ 500	3320	6,64	43	21	2,05
Дубровское (разрез V)	~ 500	4355	8,71	57	21	2,7
Верхнее . . . . .	520	2625	5,05	42	35	1,2
Хрустальное . . . . .	440	1840	4,18	33	37	0,89
Высокогорское . . . . .	280	1325	4,73	39	34	1,15
Силинское . . . . .	480	1700	3,54	20	55	0,36
Арсеньевское . . . . .	~ 500	1600	3,2	13	60	0,22
Нижнее . . . . .	300	860	2,87	11	71	0,15

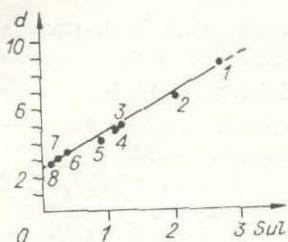


Рис. 8. График зависимости степени полиметалличности сульфидно-касситеритовых месторождений

$$SuI = \left( \frac{K_{Sn}^0}{K_{Pb,Zn,Ag}^0} \right)$$

от интенсивности вертикальной дифференциации химических элементов  $\left( d = \frac{\Sigma h}{P} \right)$ .

Нумерация месторождений аналогична рис. 7.

малосвинцово-цинковый (Дубровское); II тип — оловянный умеренно-свинцово-цинковый (Верхнее, Хрустальное, Высокогорское); III тип — оловянно-полиметаллический (Силинское, Арсеньевское); IV тип — оловянно-полиметаллический многосульфидный (Нижнее). Перечисленные геохимические типы сульфидно-касситеритовых месторождений характеризуются следующими граничными значениями (в %) относительных концентраций олова ( $K_{Sn}^0$  — первая цифра) и суммы относительных концентраций свинца, цинка, серебра ( $K_{Pb,Zn,Ag}^0$  — вторая цифра) на среднерудном уровне пересечения: I — более 42, до 25; II — 26—42, 25—46; III—17—26, 46—62; IV—<17, >62.

Для определения геохимического типа сульфидно-касситеритового оруденения по любому уровню нормально ориентированного к простиранию рудных тел пересечения на данном этапе изучения предлагается использовать отношение произведений средних геометрических содержаний химических элементов в ореоле  $v = \frac{C_{Pb} \cdot C_{Zn} \cdot C_{Sb}}{C_{Cu} \cdot C_{Co} \cdot C_{Mn}}$  в комплексе с суммой относительных концентраций свинца, цинка, серебра ( $K_{Pb,Zn,Ag}^0$ ). Уравнения линий, которые разграничивают выделенные геохимические типы месторождений по показателям  $v$  и  $K_{Pb,Zn,Ag}^0$  приведены ниже. Ошибка определения геохимического типа сульфидно-касситеритового оруденения по указанным критериям составляет около 10%.

## Выводы

1. Все оловорудные месторождения сопровождаются значительными по размерам первичными ореолами большой группы химических элементов, которые по количеству привнесенного в них металла (олова) в несколько раз превышают рудные тела.

2. Строение первичных ореолов характеризуется закономерной последовательностью распределения рудных и сопутствующих элементов по вертикали.

3. Интенсивность вертикальной дифференциации химических элементов на разных по минералогическому составу месторождениях раз-

рот. Это объясняется тем, что при слабой пространственной дифференциации химических элементов максимумы их относительных концентраций сближены, в результате чего имеет место совместное нахождение различных рудных минералов, и главным образом касситерита и сульфидов свинца, цинка, серебра. Признаки полиметалличности месторождений в этом случае проявятся весьма отчетливо. Если пространственная дифференциация элементов интенсивная, то максимальные концентрации сульфидов свинца, цинка, серебра будут находиться за пределами рудного интервала, преимущественно в верхних и периферийных частях первичных ореолов и минерализованных зон. Оруденение будет носить существенно оловянный характер.

На основании изложенных выше данных и с учетом минералогического состава руд представляется целесообразным выделить следующие геохимические типы сульфидно-касситеритовых месторождений. I тип — оловянный

лично и является весьма важным показателем геохимической классификации оловорудных месторождений.

4. Концентрации отдельных элементов и групп элементов характеризуются направленными изменениями по вертикали, что создает возможность использовать их отношения для оценки положения изучаемого сечения относительно максимума оловянного оруденения.

5. Линейные продуктивности рудных тел и ореолов олова закономерно изменяются вверх и вниз от центра оруденения (уравнения I, II); значения указанных параметров на уровне с максимальным оловянным оруденением связаны функциональной зависимостью (уравнение III). Указанные зависимости и закономерности могут быть использованы для целей прогнозной количественной оценки оловянного оруденения на глубину.

### ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Несмотря на то, что в настоящее время имеются публикации, касающиеся вопросов методики оценки оловянного оруденения Приморья по первичным ореолам (Кравченко и др., 1971, 1972, 1975; Бураго, Чуланов, 1971, 1974, 1975), освещен данный вопрос все еще явно недостаточно.

Излагаемая в данной статье методика прогнозной оценки оловянного оруденения разработана в Приморском геологическом управлении применительно к сульфидно-касситеритовым месторождениям с крутозалегающими жильными и жиллообразными рудными телами. Предлагаемый комплекс геохимических критериев позволяет по результатам опробования первичных ореолов и минерализованных зон (рудных тел), выполненного на одном гипсометрическом уровне с шагом 5—10 м, рассчитать основные параметры оловянного оруденения, ожидаемого на глубине, вплоть до подсчета прогнозных запасов на изученный интервал длины рудных тел (исключая фланги). Методика основана на использовании описанных в предыдущих разделах закономерностей распределения ореолообразующих химических элементов в вертикальном разрезе. Исходными данными для оценки объектов являются результаты приближенно-количественного спектрального анализа сколовых проб, отобранных по профилям, расположенным в центральных частях ореолов и ориентированным под прямым углом к предполагаемому простиранию рудных тел. В случае косоугольного пересечения ореолов вводится поправка на угол встречи.

В общем случае поиски и оценка рудных месторождений включают в себя решение следующих частных задач: а) выделение рудной аномалии; б) определение рудной формации и геохимического типа оруденения; в) определение положения изучаемого сечения относительно максимума оловянной минерализации; г) расчет количественных параметров ожидаемого оруденения.

Приемы выделения аномалий достаточно полно рассмотрены в ранее опубликованных работах (Соловов, 1959; Беус и др., 1965; Григорян, Янишевский, 1968; Беус, Григорян, 1975; и др.) и поэтому особых пояснений не требуют. Рудный характер аномалии устанавливается по комплексу элементов, образующих первичный ореол.

Все дальнейшие расчеты по прогнозной количественной оценке оловянного оруденения выполняются в следующей последовательности.

1. В пределах контура выделенного мультипликативного ореола вычисляются характеристики и параметры по основным ореолообразующим х. э.: а) средние геометрические содержания ( $C_a$ ); б) линейные продуктивности ( $M_0$ ); в) коэффициенты концентраций х. э. ( $K_a = \frac{C_a}{C_\Phi}$ , где

$C_{\phi}$  — фоновое содержание х. э.); г) относительные концентрации 14 х. э. от суммы их коэффициентов концентраций ( $K^0 = \frac{K_9}{\sum_1^{14} K_i}$ ; в сумму  $\sum_1^{14} K_i$

входят коэффициенты концентраций свинца, цинка, серебра, олова, меди, мышьяка, марганца, сурьмы, ванадия, германия, молибдена, вольфрама, висмута, бария).

2. Определяется рудная формация и геохимический тип изучаемого объекта. Принадлежность объекта к одной из оловорудных формаций приближенно оценивается по особенностям строения концентрационного ряда, составленного из рудных элементов, образующих в пределах Приморья собственные месторождения или рудопроявления. К числу таких элементов относятся олово, свинец, цинк, золото, медь, вольфрам, молибден, ртуть. Концентрационные ряды ранжируются по убыванию значений коэффициентов концентраций перечисленных рудных элементов. Эмпирически установлено, что в концентрационных рядах х. э., характеризующих оловорудные месторождения, олово входит в число первых

Эталонные значения мульти

Мультипликативный показатель	Геохимический тип, уровень			
	Оловянный малосвинцово-цинковый (I)		Оловянный умеренносвинцово-цинковый (II)	
	Надрудный	Среднерудный	Надрудный	Среднерудный
Sn·Mo	$<1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3} - 0,05$ (0,02)	$<1 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3} - 0,02$ (0,015)
Pb·V				
Pb·Zn	$>8 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^4 - 300$ (7000)	$>2 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4 - 600$ (2000)
Bi·W				
Pb·V	$>1,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^4 - 1,5 \cdot 10^3$ (1500)	$>1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^4 - 2,5 \cdot 10^3$ (7000)
Bi·Mo				
Pb·Sb	$>20$	$10 - 0,3$ (2)	$>4$	$3 - 0,2$ (0,8)
Cu·Bi				
Pb·Sb	$>400$	$100 - 2$ (30)	$>100$	$60 - 5$ (10)
Bi·W				
Zn·Sb	$>1000$	$500 - 10$ (100)	$>300$	$150 - 7$ (30)
Bi·W				
Pb·Zn·V	$>5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^4 - 300$ (7000)	$>1 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^3 - 700$ (2000)
Cu·Bi·W				
Pb·Zn·V	$>5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 5 \cdot 10^4 - 300$ (3000)	$>2 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^3 - 1000$ (4000)
Mn·Bi·Mo				
Pb·Zn·V	$>7 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^5$ ( $1 \cdot 10^6$ )	$>7 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^6 - 5 \cdot 10^4$ ( $8 \cdot 10^5$ )
Bi·Mo·W				
Pb·Zn·As	$>1 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^4 - 800$ (5000)	$>1,5 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^3 - 400$ (1000)
Cu·Bi·W				
Pb·Zn·Sb	$>10$	$2 - 0,4$ (1)	$>1,5$	$0,5 - 0,04$ (0,2)
Mn·Bi·Cu				
Pb·V·Sb	$>1 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^4 - 300$ (3000)	$>1 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^3 - 150$ (900)
Bi·Mo·W				
Pb·V·Ge	$>3 \cdot 10^3$	$300 - 10$ (100)	$>1 \cdot 10^3$	$150 - 8$ (50)
Cu·W·Bi				

Примечание. Символами химических элементов обозначены их средние геометрические показатели уровней с максимальным оловянным орудением.

трех элементов. При этом допускаются любые сочетания со свинцом и цинком, исключаются такие последовательности, в которых на первом месте стоит любой из других рудных элементов. Если построенный концентрационный ряд не удовлетворяет поставленным условиям, то формационный тип оруденения следует считать неопределенным.

Принадлежность объекта к одному из геохимических типов сульфидно-касситеритовой минерализации устанавливается по положению точки, характеризующей оцениваемый объект в координатах  $\Sigma_I = K_{Pb, Zn, Ag}$  и

$$v = \frac{C_{Pb} \cdot C_{Zn} \cdot C_{Sb}}{C_{Cu} \cdot C_{Co} \cdot C_{Mn}}$$

Линии, которые разграничивают поля, характеризующие выделенные геохимические типы оловянного оруденения в указанных выше координатах, описываются следующими уравнениями: граница I и II типов  $\lg v = 7,013 - 57,1 \Sigma_I$ ; граница II и III типов  $\lg v = 0,556 - 5,45 \Sigma_I$ ; граница III и IV типов  $\lg v = 0,205 - 2,64 \Sigma_I$ .

3. Оценивается положение изучаемого сечения объекта относительно максимума оловянного оруденения. Для этой цели предлагается использовать монотонно изменяющиеся с глубиной мультипликативные показатели, которые представляют собой отношение произведений средних гео-

Таблица 4

мультипликативных показателей

пересечения				Геохимический тип, для которого рекомендуется показатель
Оловянно-полиметаллический (III)		Оловянно-полиметаллический многосульфидный (IV)		
Надрудный	Среднерудный	Надрудный	Среднерудный	
$< 2 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3} - 0,007$ (0,0035)	$< 5 \cdot 10^{-3}$	$0,01 - 0,03$ (0,015)	II
$> 6 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4 - 8 \cdot 10^3$ (15 000)	$> 7 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^5 - 1,4 \cdot 10^4$ (20 000)	I, II, IV
$> 1,5 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^4 - 1,5 \cdot 10^4$ (30 000)	$> 1,5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^4 - 3 \cdot 10^3$ (7 000)	I, II, IV
$> 15$	$6 - 0,3$ (2)	$> 70$	$10 - 1$ (4,5)	I
$> 800$	$200 - 7$ (20)	$> 700$	$100 - 40$ (50)	I, III
$> 700$	$150 - 35$ (100)	$> 2000$	$500 - 100$ (200)	I
$> 1 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^3$ (40 000)	$> 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^3$ (15 000)	I, III, IV
$> 2 \cdot 10^4$	$8 \cdot 10^3 - 500$ (5 500)	$> 8 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^4 - 8 \cdot 10^3$ (10 000)	IV
$> 1 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^5$ (1,5 \cdot 10^6)	$> 1 \cdot 10^8$	$1 \cdot 10^7 - 5 \cdot 10^5$ (1,5 \cdot 10^6)	I, II, III
$> 1,5 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^4 - 1,5 \cdot 10^3$ (3 000)	$> 3 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^4 - 500$ (4 000)	I, II, III, IV
$> 15$	$2,5 - 0,1$ (0,35)	$> 500$	$100 - 1$ (15)	II, IV
$> 2 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^3 - 500$ (1 300)	$> 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^3$ (2000)	II, IV
$> 600$	$150 - 30$ (80)	$> 400$	$40 - 2$ (6)	III

ские содержания в ореоле по уровням. Цифрами в скобках указаны значения мультипликативных

метрических содержаний х. э. в ореоле друг к другу. Эталонные значения показателей приведены в табл. 4.

Расчет количественных параметров ожидаемого оруденения производится на основе использования функциональных зависимостей между линейными продуктивностями рудных тел ( $M_p$ ), ореолов олова ( $M_o$ ) и расстоянием от максимума оруденения ( $X$ ). Эти зависимости выражаются приведенными выше уравнениями I, II, III. После преобразования и введения в целях упрощения формы записи дополнительных обозначений  $\lg M_p = Y_p$ ;  $\lg M_o = Y_o$ ;  $\lg M_p^{\max} = C$ ;  $\lg M_o^{\max} = b$ , мы получим систему двух уравнений с двумя неизвестными ( $X$  и  $b$ ):

$$X = \left[ \frac{Y_p - \text{ant} \lg (0,1 \sqrt{M_o^{\max}} - 0,68) - \frac{0,5b}{M_o^{\max}} + 0,08}{a_p} \right]^{0,5} \quad (\text{IV})$$

$$X = \frac{Y_o - b}{a_o}. \quad (\text{V})$$

Система уравнений решается методом последовательного приближения. При этом величине  $b$  целесообразно давать значения от  $(-1)$  до  $(+2)$ . Решив систему уравнений (IV, V), можно получить главные количественные характеристики ожидаемого оловянного оруденения: значение максимальной продуктивности рудных тел по олову ( $M_p^{\max}$ ) и расстояние до максимума оловянного оруденения ( $X$ ).

Возможный размах промышленного оловянного оруденения ( $P$ ) определяется: а). При надрудном уровне эрозионного среза

$$P = X_1 + X_2; \quad X_1 = \sqrt{\frac{Y_6 - C}{a_p}}, \quad X_2 = \sqrt{\frac{Y_6 - C}{a_p^1}},$$

где  $Y_6$  — десятичный логарифм бортовой линейной продуктивности рудного тела;  $a_p^1 = -0,000033$ ;  $X_1$  — расстояние вверх от уровня с максимальным оруденением до уровня выклинивания промышленных рудных тел;  $X_2$  — то же, вниз. б). В случае, если промышленные руды выходят на поверхность своей верхней половиной,  $P = X + X_2$ . в). В случае нижнерудного среза  $P = X_2 - X$ .

По каждому профилю для сохранившейся части рудного тела определяется вертикальная площадная продуктивность по олову ( $S$ ):

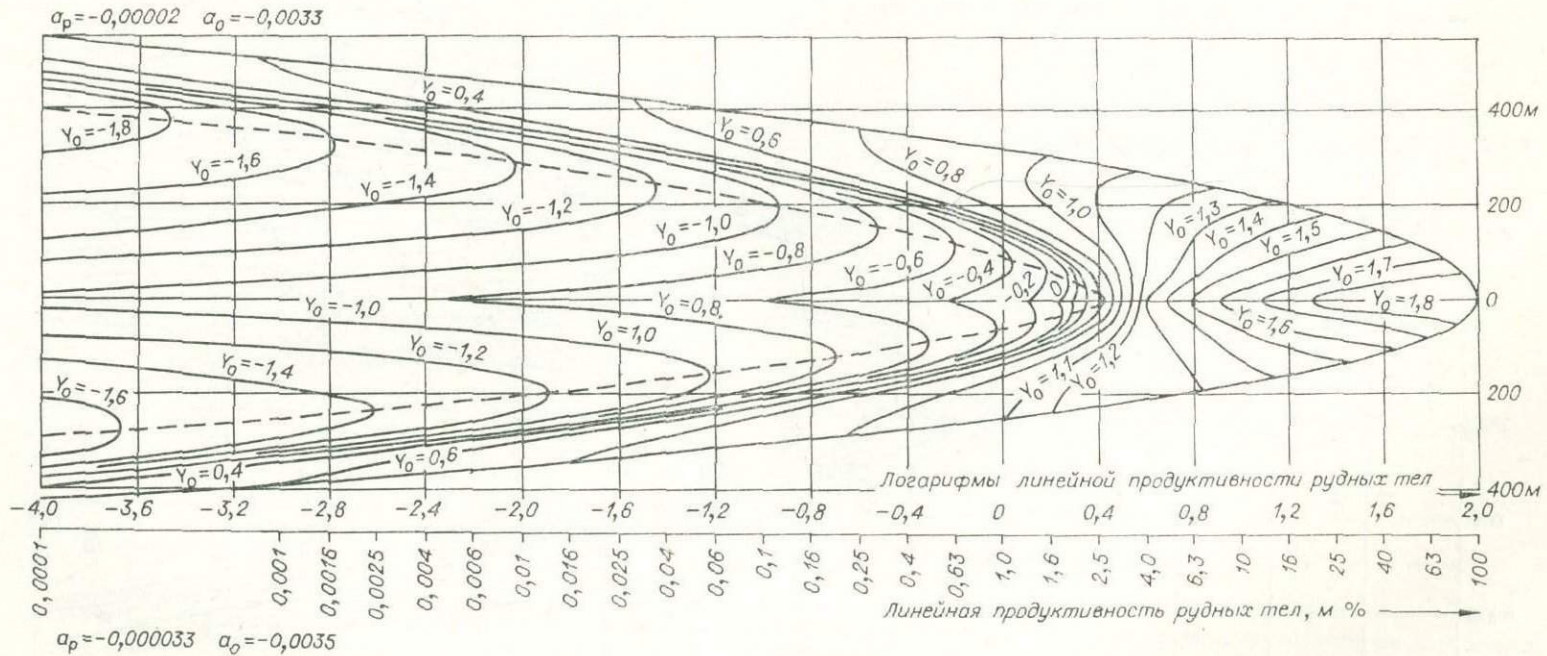
$$S = \int_{\alpha}^{\beta} M_p \cdot dX, \quad \text{где } M_p = 10^{a_p X^2 + C} \text{ — для случаев, когда } P = X_1 + X_2 \text{ и}$$

$P = X + X_2$ ;  $M = 10 M_p = 10^{a_p^1 X^2 + C}$  — для случая, когда  $P = X_2 - X$ ;  $\alpha, \beta$  — пределы интегрирования, соответствующие нижней ( $\alpha$ ) и верхней ( $\beta$ ) границам сохранившейся части рудного тела.

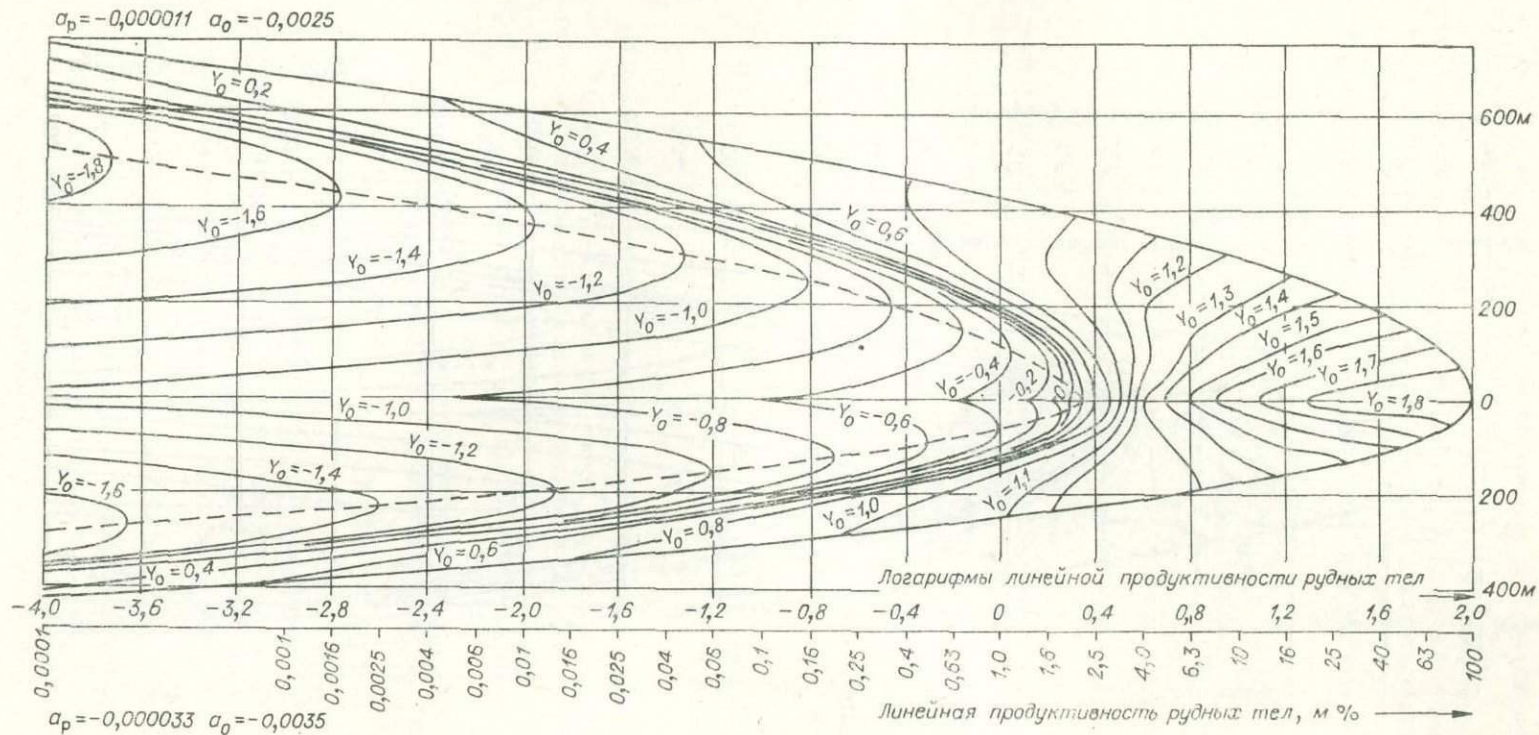
Прогнозные запасы олова ( $Q$ ) могут быть рассчитаны по формулам:

$$Q = \sum_{i=1}^{i=n} Q_i; \quad Q_i(\tau) = 0,01 \left( \frac{1}{\%} \right) \cdot S_i (\text{м}^2 \%) \cdot d (\text{т/м}^3) \cdot l_i (\text{м}), \quad \text{где } Q_i \text{ — прогноз-}$$

ные запасы олова в условно выделенном блоке, на который распространяется влияние параметров, рассчитанных по одному профилю;  $S_i$  — вертикальная площадная продуктивность рудного тела, характеризующая  $i$ -й блок;  $d$  — объемная плотность руды (условная);  $l_i$  — длина  $i$ -го блока.



Начало рис. 9.



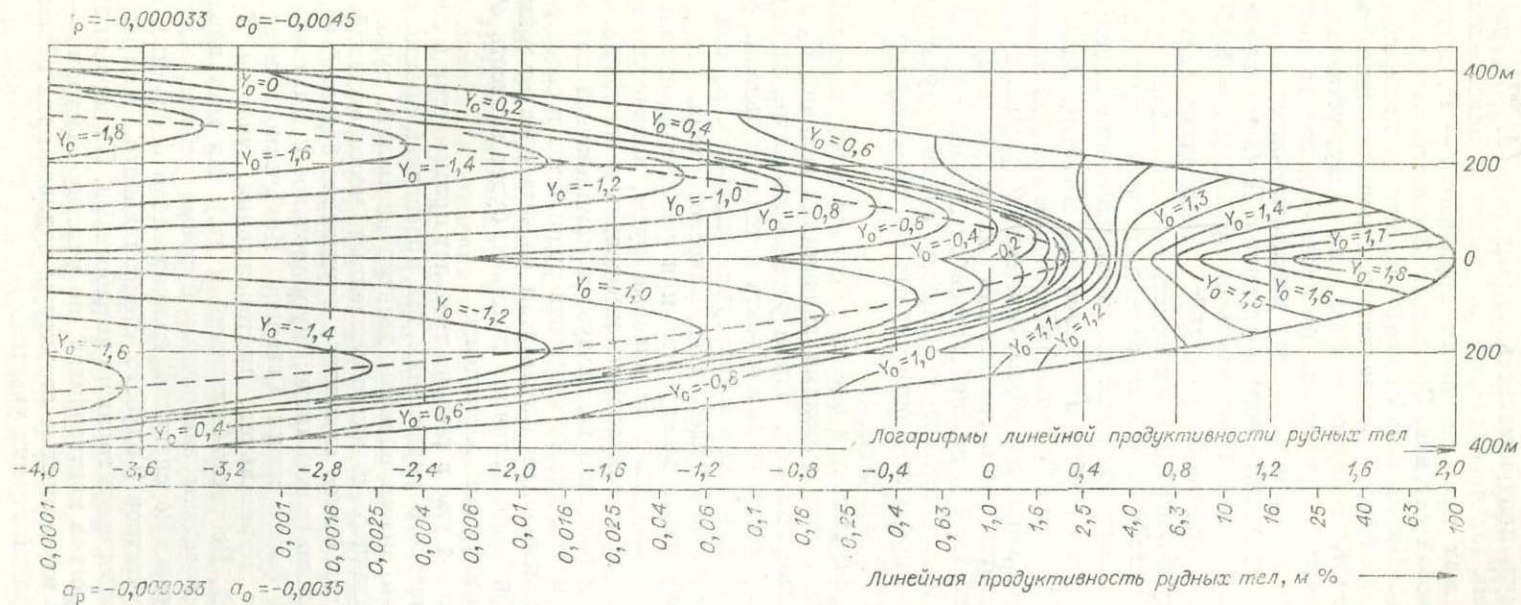


Рис. 9. Номограммы для прогнозной количественной оценки сульфидно-касситеритового оруденения на глубину по параметрам первичных ореолов и рудных тел (объяснения в тексте).

С целью упрощения расчетов по оценке аномалий авторами составлены номограммы (рис. 9), которые предназначены для оперативной прогнозной количественной оценки оловянного оруденения на глубину (при известном уровне среза) графическим способом. Они позволяют определить максимальную продуктивность рудных тел ( $M_p^{\max}$ ), расстояние от изученного уровня (от поверхности) до уровня с максимальным оруденением —  $X$ , размах промышленного оруденения —  $P$ , продуктивность рудных тел на любой глубине. Составлено 3 номограммы для различных значений  $a_p$  и  $a_o$ . Выбор номограммы для оценки конкретного объекта производится в зависимости от величины отношения линейных продуктивностей ореола ( $M_o$ ) и рудных тел ( $M_p$ ) по олову, установленных в результате опробования. При срезах от среднерудного до подрудного по нижней половине любой номограммы достаточно определить расстояние до выклинивания промышленного оруденения.  $X$  (в м) определяется как ордината точки пересечения вертикальной прямой ( $Y_p = \lg M_p$ ) и ( $Y_o = \lg M_o$ ) линии. Чтобы определить  $M_p^{\max}$ , необходимо снять на кальку краевую параболу номограммы и сместить ее влево вдоль средней линии номограммы так, чтобы парабола проходила через точку пересечения. В этом положении парабола будет отражать изменение линейной продуктивности рудных тел с глубиной в изучаемом профиле. Значение  $M_p^{\max}$  представляет собой абсциссу точки пересечения средней линии номограммы с вершиной смещенной параболы. Значение  $P$  (размах промышленного оруденения) снимается с номограммы как расстояние (в м) между точками пересечения верхней и нижней ветвей смещенной параболы с вертикальной линией, проходящей через абсциссу, соответствующую значению принятой бортовой продуктивности рудных тел по олову (для единичного рудного тела  $M_p^{\text{орт}} = 0,35 \text{ м\%}$ ).

В отдельных случаях при оценке геохимических аномалий, характеризующихся низкими или высокими значениями величин  $Y_p$  и  $Y_o$ , могут иметь место двойные решения. Чтобы установить какое из них правильное, необходимо провести оценку объекта методом сравнения с эталоном. В качестве эталонного обычно используются наиболее хорошо изученные месторождения соответствующего геохимического типа.

Следует также иметь ввиду, что при расчете прогнозных запасов в их сумму могут входить забалансовые руды, количество которых на современном этапе прогнозирования определить невозможно. Это объясняется тем, что при оценке используется комплексный параметр — линейная продуктивность, вместо мощности рудных тел и содержания в них олова. Поэтому к конечным результатам расчета следует применять понижающий коэффициент, величина которого будет зависеть от конкретной геолого-геохимической обстановки.

Описанный метод уже в течение трех лет применяется в системе Приморского геологического управления для прогнозной оценки оловянного оруденения. За это время оценены десятки аномалий, рудопроявлений, флангов промышленных и непромышленных месторождений. Перспективность на промышленное оловянное оруденение большей части из них оценена отрицательно (в том числе: Фурмановское и Пихтовое месторождения, северный фланг жилы Северной Ноябрьского месторождения, зона Новогодняя Перевального месторождения, участки Туманный-1, Левопартизанский, Восточно-Силинский и др.). На всех перечисленных объектах были проведены заверочные буровые работы, подтвердившие сделанные прогнозы. Перспективы положительно оцененных геохимическими работами участков (Голубого, Неправильного, Быстрого) проверены бурением и подземными горными выработками. По первым двум объектам сделанный прогноз подтвердился, по участку Быстрому — нет, хотя в связи с плохой изученностью структуры рудного поля объем работ недостаточен для полной оценки участка.

## К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

Как показал опыт последних лет, геохимия способна решать задачи перспективной оценки глубоких горизонтов рудных тел по результатам их изучения с поверхности. Прогнозирование оруденения в этих случаях опирается на описание зависимости некоторого геохимического признака руды или эндогенного ореола от глубины на разведанном месторождении с последующим применением найденной эмпирической зависимости на предположительно аналогичном оцениваемом объекте (Поликарпочкин и др., 1970; Овчинников, Григорян, 1970). В литературе имеется много примеров удачной реализации такого подхода (Григорян, 1971; Григорян и др., 1970), и практическая ценность его не подлежит сомнению. Однако нельзя не отметить большую уязвимость методических рекомендаций, построенных только на эмпирическом материале, поскольку последний не содержит критериев, ограничивающих круг внешних условий, в которых эти зависимости будут всегда сохраняться. Статистическое решение вопроса существа дела не меняет.

По этой причине необходимы поиски таких элементов геохимической зональности, обязательное присутствие которых на месторождениях является неизбежным следствием известных физических или физико-химических зависимостей. Использование подобных элементов зональности обладает тем преимуществом, что позволяет связывать любое отклонение реальной картины от теоретически ожидаемой с конкретными изменениями условий рудоотложения и составлять таким образом суждения о генетических особенностях месторождений. Для этой цели может быть применен закон распределения Берглю-Нернста. В определенных условиях при неизменных температуре и давлении он требует постоянства отношения концентраций компонента в различных фазах физико-химической системы, называемого константой распределения. И. Д. Рябчиков (1965) теоретически показал применимость его для гидротермальных систем, а В. Л. Барсуков и А. Г. Волосов (1968) подтвердили это на практике. Следует учитывать то обстоятельство, что при изменении температуры и давления в равновесном процессе неизбежно должна изменяться и константа распределения. По данным С. Ф. Лугова с сотрудниками (1972), рудоотложение в гидротермальных месторождениях идет в поле градиента температуры, достигающего  $45^\circ$  на 100 м. Не лишены оснований соображения об изменении давления от нижних частей рудных тел к верхним. Значит, в качестве интегрального результата меняющихся условий рудоотложения по восстанию рудных тел можно ожидать закономерного изменения отношений концентраций (и масс, в случае материально изолированных систем) для всех привнесенных элементов в рудном теле к их концентрациям (и массам) в эндогенном ореоле, т. е. можно ожидать наличие нового класса зонально распределенных геохимических признаков. Естественно, рудные тела здесь следует рассматривать в их геологических границах.

Это предположение было проверено на двух достаточно полно разведанных оловорудных месторождениях Северного Сихотэ-Алиня, Мопану и Пионерском. Первое расположено в мезозойских кислых и умеренно кислых вулканических породах и представляет собой серию близких существенно кварцевых жил с незначительным количеством сульфидов и с касситеритом. Второе локализовано в меловых алевролитах в виде жил кварц-сульфидного состава с касситеритом и стanniном. В основу изучения геохимической зональности положен приближенно-

количественный спектральный анализ 800 бороздовых и керновых проб и 3000 штучных проб по эндогенным ореолам и рудным телам. Последние рассматривались в геологических границах.

На месторождении Монау в качестве зонального признака изучена величина отношения средних содержания элементов в руде и околорудном пространстве. На нескольких разведочных профилях по 3—4 пересечениям вычислена величина признака. Изменение этой величины иллюстрируется на примере одного из профилей:

Горизонт, м	Элементы						
	Pb	Sn	W	Ag	Li	Mo	Bi
860	1,75	23,8	25,0	7,0	1,37	2,17	0,5
800	0,86	11,5	1,13	1,08	1,01	2,70	0,61
760	0,82	3,06	1,05	1,12	0,66	2,29	0,62
680	0,74	2,06	0,9	0,84	0,28	54,1	3,43

От нижних горизонтов рудного тела к верхним величина отношения меняется в целом закономерно, хотя направление изменчивости для различных элементов неодинаково: для свинца, олова, вольфрама, лития она монотонно возрастает, а для молибдена и висмута убывает. Следует полагать, что такое изменение зонального признака есть отражение геохимической индивидуальности элементов в одинаковых или близких к одинаковым условиях. Наблюдаемая картина устойчива и для других профилей, т. е. характер зональности в разных частях месторождения существенных изменений не претерпевает.

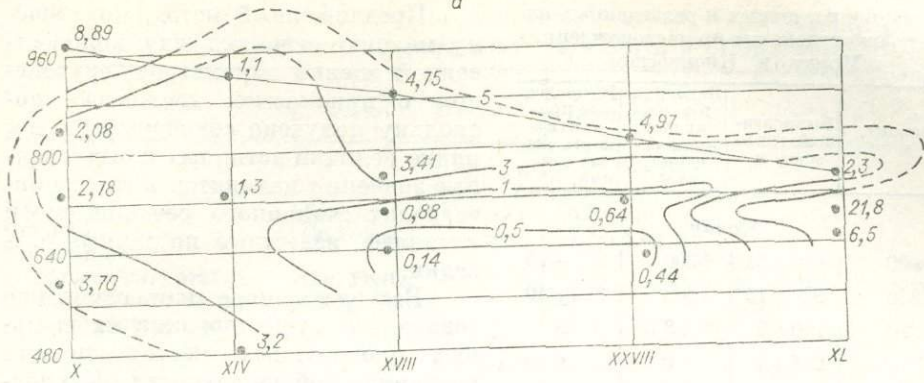
На месторождении Пионерском (рудные тела I и II) использован признак зональности, представляющий собой отношение линейных продуктивностей элементов в рудных телах и эндогенных ореолах. Величины отношений, как видно из приводимых ниже значений, также направленно изменяются от нижних горизонтов рудных тел к верхним:

Горизонт, м	As	Pb	Cu	Sn	Bi	Ni	Ag
Рудное тело I							
900	9,0	2045	>20	164	>2	0,27	31,8
750	3,8	2,6	19,5	3,07	1,3	0,3	1,9
510	—	6,06	2,7	0,95	0,8	0,09	0,8
Рудное тело II							
920	0,23	0,39	0,18	1,1	1,4	0,18	1,1
740	7,4	0,27	5,1	1,3	5,0	0,59	3,5
460	16,6	12,6	10,6	3,2	12,6	0,72	10,3

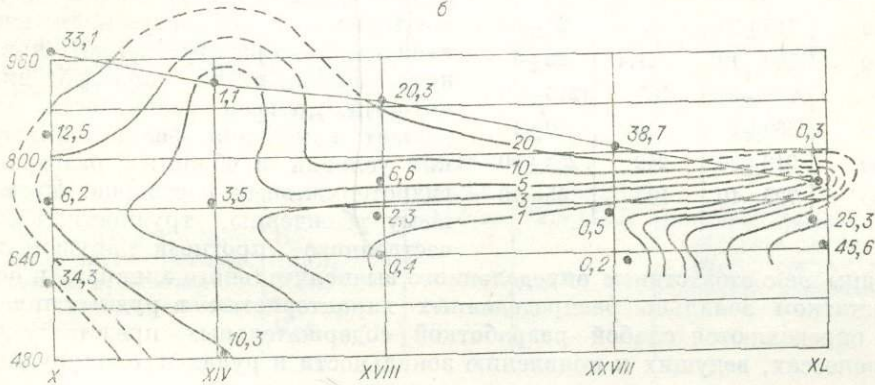
Однако и в этом случае закономерность не представляется простой, поскольку в двух рудных телах величины рассматриваемых отношений для всех без исключения элементов изменяются в противоположных направлениях. Более того, пары подобных сечений имеются и в пределах одного рудного тела. Таким образом, геохимическая зональность на месторождении представляется достаточно сложной, и формальное применение ее для целей прогнозной оценки глубоких горизонтов рудных тел может привести к ошибочным выводам. На проекции рудного тела месторождения на вертикальную плоскость для олова и серебра показаны величины отношений продуктивностей в руде и эндогенном ореоле (см. рисунок, а и б).

Генеральная сходимость конфигурации линий равных величин зональных признаков для двух элементов может свидетельствовать, по нашему мнению, о неслучайной природе общей картины. Изолинии равных величин отношений ограничивают в центральной части рудного тела участки, в котором олово и серебро сконцентрированы преимущественно в ореоле. Вверх и в стороны от этого участка доля общей массы элементов, осаждаемая в рудном теле, возрастает. Литологическая однородность

а



б



Изодины отношений продуктивностей в рудном теле и эндогенном ореоле олова (а) и серебра (б) в проекции на вертикальную плоскость. Рудное тело II месторождения Пионерского.

вмещающих пород исключает зависимость зональной картины от их состава и текстурно-структурных особенностей.

Исходя из сказанного ранее, направление наибольшей изменчивости зонального признака есть направление наибольшей изменчивости условий рудоотложения и в первую очередь температуры и давления. В этой связи можно полагать, что любые зональные признаки, как здесь рассматриваемые, так и приводившиеся в литературе ранее, не будут устойчивы на всем протяжении жильных тел. Сказанное не исключает, но существенно затрудняет построенный на методе аналогии количественный прогноз оруденения в них и делает наиболее ответственной процедуру выбора эталонного сечения. Последняя должна сопровождаться рассмотрением общей картины зональности в плоскости рудного тела, а выбранное сечение должно отражать наиболее типичную ситуацию вертикальной зональности. Пользуясь сформулированным правилом, мы выбрали в качестве эталонных по одному разведанному сечению на месторождениях Мопан и Пионерском. Формальное нахождение «места» исследуемого пересечения осуществлялось с помощью центроидного метода факторного анализа в модификации анализа матриц  $Q$ -корреляций. Эта модификация предусматривает рассмотрение корреляционных зависимостей между параметрами объектов (сечений) по измерениям ряда признаков. Задача прогноза формулировалась как определение возможной глубины оруденения и рудной продуктивности ниже данного пересечения в сравнении с эталонным сечением. Достоверность (правильность) прогноза оценивалась нами путем сравнения расчетных данных с разведочными (см. таблицу).

Сравнение расчетных и разведанных параметров оруденения на месторождениях Мопау и Пионерском

Горизонт, м	Вычисленный горизонт, м	Истинная продуктивность ниже сечения, м <sup>2</sup> %	Вычисленная продуктивность ниже сечения, м <sup>2</sup> %
<i>Мопау</i>			
800	820±30	1290	293±15
840	825±15	1000	298±40
770	790±5	38,5	98
700	695±5	0	0
<i>Пионерское</i>			
720	710±25	42,3	26±8
640	700±10	11,4	22±4
950	905±5	147	216±30
800	660±1	16	20±1
900	910±30	249	255±50
750	725±10	103	45±10

связаны не с отсутствием определенного вычислительного аппарата и не с недостатком зонально распределенных характеристик в рудных телах. Они определяются слабой разработкой содержательных представлений о процессах, ведущих к появлению зональности в рудах и околорудных ореолах.

В. В. ПОЛИКАРПОЧКИН

ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ И ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ ОЛОВА, ВОЛЬФРАМА И РТУТИ

Важнейшие свойства олова, вольфрама, ртути и их минералов, имеющие значение для образования вторичных ореолов и потоков рассеяния, показаны в табл. 1 и 2.

Данные по элементарному состоянию приведены в связи с тем, что в природе и, в частности, в обстановках зоны гипергенеза, где образуются вторичные ореолы и потоки рассеяния, оно наблюдается, по крайней

Таблица 1

Свойства олова, вольфрама и ртути

Характеристики	Sn	W	Hg
Порядковый номер	50	74	80
Атомный вес	118,69	183,85	200,59
Плотность (при 20°C), г/см <sup>3</sup>	7,3(β-Sn)	19,3	13,6
Температура плавления, °C	232	3387	-38,9
Температура кипения, °C	2720	5370	+357,2
Первый потенциал ионизации (эВ)	7,33	7,98	10,43
Валентные состояния	Sn <sup>2</sup> , Sn <sup>4+</sup>	W <sup>2+</sup> , W <sup>3+</sup> , W <sup>4+</sup> , W <sup>5+</sup> , W <sup>6+</sup>	Hg <sup>+</sup> (Hg <sub>2</sub> <sup>2+</sup> ), Hg <sub>2</sub> <sup>2+</sup>

## Главнейшие минералы олова, вольфрама и ртути

Название	Химический состав	Твердость	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Примечание
<i>Олово</i>				
Касситерит	SnO <sub>2</sub>	6—7	6,8—7,0	Порошковатые, землистые массы, патеки и т. п.
Станнин	Cu <sub>2</sub> FeSnS <sub>4</sub>	3—4	4,3—4,5	
<i>Вторичные:</i> варламовит, вторичный касситерит, деревянистое олово	(Sn, Fe)(OH) <sub>2</sub> , SnO <sub>2</sub>			
<i>Вольфрам</i>				
Вольфрамит	(Fe, Mn)WO <sub>4</sub>	4,5—5,5	6,7—7,5	Налеты, охристые агрегаты, порошковатые массы и т. п.
Шеелит	CaWO <sub>4</sub>	4,5	5,8—6,2	
<i>Вторичные:</i> тунгстит, меймацит, гидротунгстит, ферритунгстит и др.	H <sub>2</sub> WO <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> WO <sub>4</sub> ·H <sub>2</sub> O, [Fe <sub>2</sub> <sup>3+</sup> +1WO <sub>4</sub> ] [OH <sub>4</sub> ]·4H <sub>2</sub> O	1—2	4,6—5,5	
<i>Ртуть</i>				
Киноварь	HgS	2—2,5	8,1—8,2	Капельно-жидкая и газообразная самородная ртуть, рыхлые массы других минералов
<i>Вторичные:</i> самородная ртуть, каломель, другие галюиды, окислы и оксигалюиды, сульфат, метациннабарит	Hg, Hg <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub> , HgO, HgSO <sub>4</sub> HgS	2—3,5	6,4—11,2	

мере, для одного из элементов (ртути). В качестве меры способности к нахождению в самородном виде указаны первые потенциалы ионизации. В валентных состояниях выделены характерные для природных условий. Из свойств минералов приведены твердости и удельные веса, влияющие на их физическую стойкость и поведение в гравитационном поле. О химической стойкости в первом приближении можно судить по составу минералов.

### ОСТАТОЧНЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Особенностью олова, вольфрама и ртути, весьма важной для образования вторичных ореолов и потоков рассеяния, является устойчивость их главнейших минералов в зоне гипергенеза (Поликарпочкин, 1971, 1973). Вполне устойчив как химическое соединение в условиях этой зоны касситерит, в котором олово имеет высшую степень окисления (Sn<sup>4+</sup>). Устойчив также шеелит, хотя он отличается большей растворимостью и иногда замещается другими минералами. Вольфрамит и его разновидности (железистая — ферберит и марганцовистая — гюбнерит) характеризуются нахождением железа и марганца в нижней степени окисления (Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>). Поэтому они испытывают разложение в окислительных обстановках, но оно протекает медленно. Значительной (большей, чем все другие сульфидные минералы) устойчивостью в зоне гипергенеза характеризуется также киноварь.

Указанное свойство минералов олова, вольфрама и ртути приводит к двум следствиям. Во-первых, им обусловлен слабый вынос этих элементов из зоны окисления месторождений (Смирнов, 1951). Связанное с выносом понижение концентрации для них обычно не наблюдается. Наобо-

рот, характерно накопление их в зоне окисления за счет удаления менее стойких компонентов. В тех случаях, когда количество неустойчивых компонентов велико (например, сульфидно-касситеритовые руды), этот процесс может обусловить возникновение значительных концентраций олова, вольфрама и ртути. В частности, предполагают, что подобное происхождение имеют высокие содержания олова в зоне окисления месторождений Боливии. Для киновари это явление отмечается на Южно-Китайских месторождениях, где она концентрируется в мощной глинистой коре выветривания, развитой по известнякам, за счет выноса карбонатного вещества (Федорчук, 1960).

В этом отношении олово, вольфрам и ртуть отличаются от многих металлов рудных месторождений, например цинка, меди, молибдена и др. Значительная часть последних (как правило, не менее 50—70, а иногда до 90—95% и более) рассеивается путем выноса подземными водами еще до того, как соответствующие части рудных тел вступают в зону образования рыхлого покрова. Для них велико значение водных ореолов и образующихся из вод солевых ореолов рассеяния в твердой фазе. Большая часть олова, вольфрама и ртути, напротив, сохраняется в рудных телах до вступления в зону образования рыхлого покрова и дает механические ореолы или претерпевает разложение и растворение непосредственно на выходах и в рыхлом покрове.

Во-вторых, с устойчивостью минералов олова, вольфрама, ртути и их значительными удельными весами связано образование ими россыпей (Трушков, 1964; Шило, 1967). Как известно, россыпи характерны для всех трех металлов, а для олова они составляют наиболее важный, по доле в современной добыче, промышленный тип месторождений.

Вместе с тем минералы олова, вольфрама и ртути механически не прочны. Твердость всех минералов, кроме касситерита, небольшая — от 2 до 5,5. Все они, в том числе и касситерит, хрупки. Для вольфрамита, кроме того, характерна весьма совершенная спайность. Поэтому минералы быстро измельчаются во время пребывания на склонах и при транспортировке в реках. Быстрым снашиванием объясняется сравнительно небольшая длина россыпей минералов олова, вольфрама и ртути. Даже для касситерита протяженность россыпей от единичных месторождений не превышает 2—3 км, что значительно меньше длины россыпей золота. Вследствие малой механической прочности уменьшается доля аллювиальных и увеличивается доля делювиальных и элювиальных россыпей.

Физическое измельчение, а частично и химическое разложение приводят к распылению минералов. Обычно на шлиховые минералы в ореолах и потоках рассеяния приходится лишь небольшая часть олова, вольфрама и ртути, а основная масса их находится в распыленном состоянии или вынесена в этом виде на большие расстояния. Например, по подсчетам Н. Варламова, для оловоносного района восточной части республики Заир из 2—3 млн. т олова, денудированных из месторождений, в россыпях (аллювиальных и делювиальных) сосредоточено лишь 100 тыс. т, т. е. не более 5% (Varlamoff, 1969).

Измельчение и распыление минералов приводят к образованию хорошо выраженных ореолов и потоков рассеяния олова, вольфрама и ртути в мелких фракциях рыхлого материала. Данные по ним имеются в большом числе работ («Геофизические и геохимические методы...», 1974; «Геохимические методы...», 1971, 1973; Хрусталева, Кузьмин, 1973; Holman, Webb, 1957; Hosking, 1965; Koksoy, Bradshaw, 1969; Tooms, Kaewbaidhoon, 1961; и др.). Для оловорудных месторождений геохимические методы поисков были применены еще в 30-х годах (Сафронов, 1935; Сергеев, 1941). Основанные на опубликованных данных характерные величины фоновых и аномальных содержаний элементов приведены в табл. 3.

Величины фоновых и аномальных содержаний олова, вольфрама и ртути

Показатель	Sn	W	Hg
<i>Порода, %</i>			
Кларк по А.П. Виноградову (1962)	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Содержание в ореолах	От $4-5 \cdot 10^{-4}$ до 0,1 и более (главным образом $n \cdot 10^{-3}$ до 0,01-0,05)	От $3-4 \cdot 10^{-4}$ до 0,1 и более (главным образом $n \cdot 10^{-3}$ до 0,01-0,05)	Преимущественно $n \cdot 10^{-5}-n \cdot 10^{-4}$ (до $n \cdot 10^{-3}$ , иногда более)
<i>Вода, мкг/л</i>			
Обычные содержания	Не обн. ( $<0,1$ )	Не обн. ( $<0,2$ )	От 0,3-0,4 до 3-4 (в среднем 1) $n$ , до 10 (редко до 50-70)
В ореолах	0, $n-n$ , иногда до $n \cdot 10-n \cdot 10^2$	0, $n-n$ , иногда до $n \cdot 10$ и более	
Коэффициент водной миграции	$<0,1$	$<0,1$	$>1$ (до 10 и более)
<i>Газ, г/м<sup>3</sup></i>			
Атмосферный воздух	Содержится в атмосферной пыли	Содержится в атмосферной пыли	От $1-2 \cdot 10^{-8}$ (и ниже: $5 \cdot 10^{-10}-10^{-9}$ ) до $1-3 \cdot 10^{-7}$
Почвенный воздух:			
Обычные содержания			$n \cdot 10^{-8}$ до $1-3 \cdot 10^{-7}$
В ореолах			$n \cdot 10^{-7}-n \cdot 10^{-6}$ , иногда до $n \cdot 10^{-5}$
<i>Живое вещество, %</i>			
Среднее содержание по А. П. Виноградову	$5 \cdot 10^{-5}$	Не опр.	$n \cdot 10^{-7}$ (на месторождениях до 0,001-0,01)
В расчете на золу растений:			
Обычные содержания	$<0,001$	$<0,003$	$10^{-5}-10^{-4}$
В биогеохимических ореолах	От 0,001 до 0,01-0,05, иногда до 0,1 и более	До 0,01-0,03, иногда до 0,1 и более	До 0,03-0,04 и более
Коэффициент биологического поглощения		0,0 $n$ -0, $n$	$n$ , до $n \cdot 10$

Обычно при геохимическом опробовании хорошие результаты дает анализ фракций  $<0,5$  или  $<1$  мм, хотя иногда более контрастные ореолы получаются по фракции 1—3 мм или крупнее. Длина ореолов и потоков рассеяния в мелком материале часто превосходит длину россыпей. Хорошие результаты дает шлихо-геохимический метод (Махиниц, Гаврилов, 1970). Следует иметь в виду, что, как показано в работе (Поликарпочкин, 1971), измельчением может быть обусловлено смещение максимумов концентраций элементов с головных участков на шлейфы потоков рассеяния. Для потоков рассеяния трех характеризуемых металлов, вследствие склонности их минералов к измельчению, частота таких смещений должна быть повышенной.

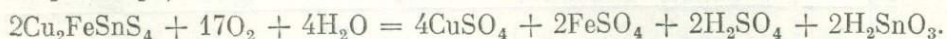
Еще одно явление, которое необходимо иметь в виду, заключается в том, что при обработке подвижными средами происходит концентрирование тяжелых минералов за счет выноса легких и мелких частиц. Этот процесс лежит в основе образования большинства россыпей, хотя для минералов олова, вольфрама и ртути концентрирование не достигает такой степени, как для более тяжелого и химически стойкого золота. Вследствие указанного концентрирования содержания металлов в потоках рассеяния могут быть более высокими, чем в ореолах, а в делювиальных ореолах большими, чем в находящихся ближе к месторождениям дефлюкционных. Это важно для интерпретации данных геохимических съемок и определения положения коренных месторождений.

Естественное шлихование следует учитывать при опробовании. На склонах, подверженных плоскостному смыву и дефляции, происходит значительное концентрирование тяжелых минералов непосредственно на поверхности. Это можно использовать для получения контрастных ореолов при геохимическом опробовании или быстрого проведения поисковых работ шлиховым методом (с промывкой проб небольшого веса).

## РАСТВОРЕНИЕ И ВЫВЕТРИВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Экспериментальным путем показано, что касситерит представляет собой исключительно трудно растворимый минерал. Возможно, что растворимость его несколько повышается в обстановке зон окисления сульфидных месторождений, так как в некоторых опытах в присутствии таких веществ, как  $H_2SO_4$ ,  $Fe_2(SO_4)_3$  и  $NaCl$ , обнаруживались содержания олова в воде до 0,2—0,9 г/л (Смирнов, 1951).

Другой, менее важный, но достаточно широко распространенный минерал олова — станный разлагается в условиях зоны окисления с образованием метаоловянной кислоты (или гидроокиси с иным соотношением  $SnO_2$  и  $H_2O$ ):



Аналогичным образом, с возникновением гидроокиси олова, разлагаются и более редкие сульфостаннаты: цилиндрит ( $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$ ), франкеит ( $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$ ), тиллит ( $SnS \cdot PbS$ ) и т. п. По-видимому, в гидроокись преобразуется при выветривании также олово, заключенное в силикатных минералах, главным образом в биотите. Вхождение олова в состав биотита играет важную роль в его эндогенной геохимии. Олово концентрируется в биотите, причем биотиты гранитов, с которыми связаны оловорудные месторождения, содержат больше олова, чем биотиты гранитов, для которых такой связи не наблюдается. За счет оловоносных гранитов возникают ореолы и потоки рассеяния, имеющие поисковое значение.

Образующиеся при изменении минералов олова метаоловянная кислота или иные гидроокиси олова выпадают в осадок. Соответствующий им по составу варламовит является наиболее часто встречающимся вторичным минералом олова. Иногда наблюдаются станнаты металлов, на-

пример свинца (Varlamoff, 1969). Может происходить дегидратация метаоловянной кислоты, и тогда возникают вторичные касситерит и деревянистое олово. Однако частично олово переходит в раствор и может мигрировать в водах. Гидроокиси  $\text{Sn}^{4+}$  имеют амфотерные свойства и поэтому растворение их может происходить в условиях как кислот, так и щелочной среды. Хорошо растворимы соли двухвалентного олова, но  $\text{Sn}^{2+}$  не характерно для зоны окисления, а если и возникает, то быстро переходит в  $\text{Sn}^{4+}$ . Соли  $\text{Sn}^{4+}$  легко гидролизуются с образованием  $\text{SnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , где  $n$  может быть равен двум, единице, но обычно его величина точно не известна.

Для вольфрама как в эндогенных условиях, так и (тем более) в зоне гипергенеза характерно нахождение в состоянии высшей валентности ( $\text{W}^{6+}$ ), в котором он образует анион  $\text{WO}_4^{2-}$ . Вольфрам не дает оснований и ни в одном из своих соединений не играет роли настоящего металла. Вольфрамит, ферберит и гюбнерит, хотя и не легко, подвергаются разложению с образованием вольфрамовой кислоты или ее производных и гидроокислов железа и марганца. Например,  $2\text{FeWO}_4 + 5\text{H}_2\text{O} + \frac{1}{2}\text{O}_2 = 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}_2\text{WO}_4$ .

Поведение продуктов выветривания зависит от условий среды. В кислой среде гидроокислы железа и марганца выносятся, а практически нерастворимая в этих условиях вольфрамовая кислота остается на месте. Образуются тунгстит, гидротунгстит, ферритунгстит и т. п. В щелочных условиях выносятся вольфрам, а на месте остаются гидроокислы железа и марганца. Обычно же остаточные продукты выветривания вольфрамитовых руд представляют собой смесь гидроокислов железа, марганца и вторичных минералов вольфрама. Изменение шеелита связано с его растворимостью, которая довольно значительно, достигает единиц и десятков миллиграммов на литр (Крайнов, 1973). Результаты те же, что и в случае вольфрамита — в щелочной среде вольфрам выносится в виде хорошо растворимых вольфраматов, а в кислой остается на месте, образуя тунгстит и другие вторичные минералы. Иногда в результате выноса как на вольфрамитовых, так и на шеелитовых месторождениях возникают обедненные вольфрамом зоны выщелачивания, но, как уже было отмечено, это не характерно.

Специфические особенности геохимии ртути определяются ее очень высоким потенциалом ионизации, что обуславливает стремление элемента к самородному состоянию, и низкими температурами плавления и кипения, с чем связана легучесть ртути. Нахождение самородной ртути в зоне гипергенеза достаточно характерно (Сауков и др., 1972; Федорчук, 1964). Она образуется при разложении различных минералов и в первую очередь киновари.

Вследствие высокого давления паров ртути фиксируется также в воздухе (Фурсов, 1971). Самородная ртуть при обычной температуре лишь медленно окисляется на воздухе, причем в условиях зоны гипергенеза устойчива окись ( $\text{HgO}$ ). Закись ( $\text{Hg}_2\text{O}$ ), а также другие соединения одновалентной ртути неустойчивы и переходят в соединения двухвалентной ртути. Характерна довольно хорошая растворимость соединений ртути, возможных в условиях зоны гипергенеза (Сауков и др., 1972). Наименее растворима самородная ртуть, но и ее растворимость сравнительно велика (60 мкг/л при  $25^\circ\text{C}$ ). Растворимость  $\text{HgO}$  составляет 0,03—0,05 г/л. Хорошо растворимы галогениды, причем для всех них, кроме фторида, характерны ковалентная связь и нахождение в растворах главным образом в недиссоциированном состоянии. Из галогенидов наименьшей растворимостью (380 мкг/л) отличается каломель ( $\text{Hg}_2\text{Cl}_2$ ), которая иногда встречается в зоне окисления месторождений. Очень редко встречаются другие галогениды и оксигалогениды ртути. Соли ртути с кислородсодержащими кислотами представляют собой ионные соединения и хорошо диссоциируют, но легко гидролизуются и переходят в  $\text{Hg}(\text{OH})_2$ . Гидроокись

ртути не удается получить в твердом виде, однако предполагается, что в растворе она существует (в щелочных условиях).  $\text{Hg}(\text{OH})_2$  проявляет амфотерные свойства, причем основные в большей степени, чем кислотные.  $\text{Hg}(\text{OH})_2$  — очень слабое основание. Растворимость киновари сама по себе очень низкая (произведение растворимости —  $3 \cdot 10^{-54}$ ). Но вследствие того что, при растворении изменяется химическая форма ртути (происходит гидролиз сульфида и образование  $\text{Hg}(\text{OH})_2$  или других производных), растворимость повышается. По Н. Х. Айдиньян, растворимость киновари при обычной температуре составляет  $1,6\text{—}3,5 \cdot 10^{-4}$  г/л (Сауков и др., 1972).

### ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ

Олово и вольфрам являются плохими водными мигрантами (коэффициенты водной миграции  $< 0,1$ ), и это налагает отпечаток на их гидрохимические ореолы и потоки рассеяния (Голева, 1968; Крайнов, 1973). Водные ореолы их не всегда хорошо обозначены. На фоне эти элементы в водах обычно не обнаруживаются (содержания  $< 0,1\text{—}0,2$  мкг/л). В ореолах они фиксируются лишь в части проб при содержаниях от десятых долей до нескольких, иногда до десятков микрограммов на литр и лишь в редких случаях больше (см. табл. 3).

Для вольфрама заметно проявлена зависимость содержаний в водах от величины их  $pH$ . Кроме вод участков вольфрамовых месторождений, повышенные содержания вольфрама имеют трещинно-жильные термальные воды и щелочные воды озер аридной зоны (Крайнов, 1973). Уникальное содержание вольфрама (70 мкг/л  $\text{WO}_3$ ) отмечено в рассолах оз. Серлз. Слабая выраженность водных ореолов, а тем более потоков рассеяния олова и вольфрама обуславливает недостаточную надежность выявления месторождений гидрохимическим методом. Обычно предпочтительнее применение литохимического метода поисков. В тех случаях, когда применение гидрохимического метода становится необходимым вследствие поисковых условий — например, на площадях с закрытыми литохимическими ореолами или при глубинных поисках, — целесообразно наряду с оловом и вольфрамом определять элементы, хорошо мигрирующие в водах и образующие в них устойчивые и протяженные водные ореолы и потоки рассеяния. Для месторождений, содержащих сульфиды, таковой является сера, находящаяся в водах главным образом в виде сульфат-иона. При поисках месторождений олова можно использовать фтор, поскольку этот элемент часто присутствует в оловорудных месторождениях, причем, как предполагается (Барсуков, Волосов, 1967), в количествах, пропорциональных запасам олова.

Ртуть отличается довольно высокими, сравнительно с кларком ее в литосфере, содержаниями в воде. По Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озеровой (Сауков и др., 1972), в фоновых водах они колеблются от  $0,3\text{—}0,4$  до  $3\text{—}4$  мкг/л (в среднем около 1 мкг/л). Так как кларк ртути в литосфере низок —  $8,3 \cdot 10^{-6}\%$  по Виноградову или  $4,5 \cdot 10^{-6}\%$  по последним расчетам Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озеровой — это дает большую величину коэффициента водной миграции:  $> 1$  до 10, а может быть и выше. На месторождениях содержания ртути в водах повышены по сравнению с фоном, но не очень значительно. Обычно они не превышают единиц микрограммов на литр, реже достигают 10 мкг/л и более («Геохимические методы...», 1973; Голева, 1968; и др.).

Таким образом, связанные с месторождениями водные ореолы и потоки рассеяния ртути малококонтрастны. Причина довольно высоких фоновых и вместе с тем низких аномальных содержаний ртути в водах не вполне ясна. Следует иметь в виду, что в некоторых работах (Деллаглио, 1973; Hornbrook, Jonasson, 1971) приводятся значительно более низкие фоно-

вые содержания ртути в водах (0,01—0,05 мкг/л) при содержаниях в аномалиях примерно таких же, что и указывавшиеся выше. Но даже в этом случае сопоставление данных показывает, что аномалии в твердой фазе являются более протяженными и контрастными, чем в жидкой (Суеркулов, 1970).

## БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

По содержаниям в растениях и характеристикам биогеохимических ореолов олово и вольфрам также отличаются от ртути. Это вполне понятно, так как поглощение элементов растениями зависит от содержания их водорастворимых форм.

Олово и вольфрам встречаются в организмах, в том числе в растениях, но обычно в меньших количествах, чем в почвах, на которых растения произрастают (Поликарпочкин, 1965; Ковалевский, 1966; Грабовская, Кузьмина, 1971). Исключение составляют растения-концентраторы. Для олова известен ряд таких растений (Бардюк, Ивашов, 1970; Колотов и др., 1970): седмичник (*Trientalis europea*), дуб (*Quercus mongolica*), лещина (*Corylus heterophylla*), леспедеца (*Lespedeza bicolor*), ива Радде (*Salix raddeana* Laksch.), малина (*Rubus sachalinensis* Levl.), спирея (*Spiraea media* Schmidt и др.), полынь (*Artemisia stolonifera* Kom.), осока (*Carex mandshurica* Kom., *C. lanceolata* Boott., *C. ussuriensis* Kom., *C. xiphium* Kom.), зеленые мхи (*Mnium cuspidatum* Hedm. и др.). Содержания олова в золе осок и зеленых мхов на оловорудных месторождениях достигают 0,1—0,3% (Бардюк, Ивашов, 1970).

Биогеохимия вольфрама менее изучена. Часто он не обнаруживается в организмах применяемыми методами анализа (Иванов, 1974). Но на месторождениях повышенное содержание вольфрама в растениях фиксируется (Ковалевский, 1966; Поликарпочкин и др., 1965). Коэффициент биологического поглощения вольфрама низкий, порядка  $0,0n - 0,n$ . На такую же величину коэффициента биологического поглощения указывают сравнительные данные по содержанию олова в золе растений и почвах. Отмечается, что на месторождениях, где олово присутствует в форме неустойчивых в зоне окисления сульфостаннатов, коэффициент биологического поглощения металла увеличивается во много раз, вследствие чего резко повышается контрастность связанных с месторождениями биогеохимических аномалий. При значительной доле растворимого вольфрама (очевидно, в щелочных обстановках) может повышаться и коэффициент биологического поглощения вольфрама.

Ртуть характеризуется высоким, сравнительно с ее кларком в литосфере, содержанием в организмах («Геохимические методы...», 1973; Сауков и др., 1972). Среднее содержание ртути в живом веществе находится в пределах порядка  $10^{-7}\%$ , а на месторождениях оно увеличивается иногда до 0,001—0,01 % (см. табл. 3). Содержания ртути в золе растений не показательны, так как при озолении она улетучивается. По косвенным расчетам концентрация ртути в общей массе элементов минерального питания достигает  $10^{-5}$ — $10^{-4}$  %, а на месторождениях — тысячных и сотых долей иногда до 0,1% и более. Это дает большую величину коэффициента биологического поглощения (больше единицы, до десятков). Сообщается о нахождении в растениях самородной ртути (Rankama, Sahama, 1950; Знамировский, 1966). Значительные концентрации ртути наблюдаются в одноклеточных и нитчатых водорослях. С этим связаны повышенные ( $3,5 \cdot 10^{-4}$ — $9 \cdot 10^{-3}\%$ ) содержания ртути в морском планктоне (Сауков и др., 1972). Известны виды бактерий (*Echeria Colli II*, *Pseudomonas*), устойчивые к высоким содержаниям ртути в питательной среде. Из высших растений сосна, береза, ива, горох и ячмень содержат относительно большие количества ртути, чем другие виды. Но накопление ртути в растениях происхо-

дит до определенного предела, выше которого она оказывает токсическое действие. Уоррен и соавторы (Warren e. a., 1966) отмечают, что там, где почвы содержат менее  $1 \cdot 10^{-4}\%$  ртути, растения концентрируют этот элемент, но если содержание ртути в почвах превышает указанную величину, достигает тысячных и сотых долей процента, то содержание ее в массе элементов минерального питания растений меньше, чем в почве. Это способствует уменьшению контрастности биогеохимических аномалий ртути.

Повышенные содержания олова, вольфрама и ртути наблюдаются также в гумусовых горизонтах почв. Обогащение гумусовых горизонтов, особенно грубогумусового (лесной подстилки), отмечено для ряда металлов (Pb, Zn, Au и др.). По олову интересные результаты получены Р. И. Жуковой. На полиметаллических, содержащих примесь олова, жилах Хапчерангинского месторождения (Забайкалье) ею обнаружены содержания олова в лесной подстилке до 0,04—0,05 % (на золу), что более чем на порядок выше содержаний его в рыхлых образованиях. Разрозненные данные о повышенных содержаниях в лесных подстилках имеются также для вольфрама и ртути. Отличающиеся резко выраженной контрастностью ореолы рассеяния в лесной подстилке легко выявляются. Следует, однако, иметь в виду, что повышенные содержания металлов в лесных подстилках наблюдаются далеко не всегда. Причины этого не ясны, требуется дальнейшее исследование ореолов рассеяния в гумусовых горизонтах почв.

Применение биогеохимических методов поисков с опробованием живых растений или органогенных накоплений (гумусовых горизонтов почв, торфов и т. п.) представляет интерес в тех случаях, когда исследуемые площади покрыты далекопринесными отложениями, или в рыхлом покрове, состоящем из продуктов выветривания местных пород, широко развиты дефлюкционные явления, приводящие к образованию закрытых литохимических ореолов (Поликарпочкин, 1973). Для той же цели могут быть использованы газовые ореолы ртути, охарактеризованные в специальных работах (Белоус и др., 1973; «Геохимические методы...», 1973; Фурсов, 1971).

А. П. СОЛОВОВ, П. А. КУРШЕВ

## ОПЫТ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ МЕТАЛЛА ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

При геологопоисковых работах в рудных районах, в частности, в результате поисковых литохимических съемок масштаба 1 : 50 000 неизменно выявляется множество рудопроявлений, среди которых только очень немногие в последующем приобретают значение промышленных месторождений. Оценка всех этих рудопроявлений горными работами и бурением затруднительна, и необходимости в этом нет. Определенная часть выявленных рудопроявлений бракуется уже по данным геологического осмотра, другие для их оценки нуждаются в более детальном изучении. Задачей этих поисково-оценочных геологических, геофизических и геохимических исследований, обычно проводимых в масштабе 1 : 10 000, является выбор объектов для первоочередного ведения разведочных работ и максимальное сокращение числа непромышленных рудопроявлений, вовлекаемых в предварительную разведку. Критерием этого выбора служат цифры прогнозных запасов металла, которыми оцениваются выявленные рудопроявления.

В отличие от запасов промышленных категорий, подсчетом которых завершается детальная разведка месторождений, прогнозные (геологи-

ческие) запасы металла подсчитываются на ранних стадиях геологопоисковых работ, до начала предварительной разведки и вне геометрических контуров рудных тел (Быховер, 1972). Учет прогнозных запасов на всех стадиях геологических работ является важнейшим условием повышения их эффективности и должен служить основанием для перехода к каждой последующей стадии геологоразведочного процесса.

Наиболее надежную оценку прогнозных запасов цветных, редких и драгоценных металлов обеспечивает использование геохимических данных, прямым образом характеризующих распределение рудного элемента в пределах участка. В зависимости от характера исходных геохимических данных, а также полноты имеющихся геологических и геофизических материалов, эти подсчеты, естественно, имеют различную достоверность. На стадии детальных литохимических съемок масштаба 1 : 10 000, на основе геологических представлений о генетическом типе, морфологии и условиях залегания обнаруженных рудопроявлений, оценка прогнозных запасов металла возможна по параметрам вторичных остаточных ореолов рассеяния еще до призыва горных работ или при минимальном их объеме. Подсчитанные по этим данным прогнозные запасы уместно относить к категории  $D_1$ , подразумевая, что в сторону убывающей достоверности они непосредственно следуют за категорией  $C_2$ .

Принципы количественной интерпретации вторичных остаточных ореолов рассеяния предложены еще в 1952 г. (Соловов, 1952). Впоследствии методы оценки прогнозных запасов по ореолам рассеяния приняты к использованию действующей инструкцией по геохимическим поискам (Инструкция..., 1965). Однако соответствующим подсчетам до сих пор уделяется недостаточное внимание, а сами методы этих оценок требуют дальнейшего развития и уточнения.

Подсчет прогнозных запасов металла для крутопадающего рудопроявления, полностью оконтуренного вторичным остаточным ореолом рассеяния, ведется по известной формуле:

$$Q_H^* = \alpha Q_H = \alpha \frac{1}{k} \cdot \frac{P}{40} \cdot H. \quad (1)$$

Здесь

$$P = \Delta x \cdot l \sum_{x=1}^N (C_x - NC_{\phi}) \quad (2)$$

— площадная продуктивность ореола рассеяния ( $m^2 \%$ );  $H$  — целесообразная глубина подсчета;  $k \geq 1,0$  — местный коэффициент остаточной продуктивности ореолов;  $\alpha < 1,0$  — поправочный множитель, учитывающий долю запасов металла в первичном ореоле;  $\Delta x$  — расстояние между точками пробоотбора по профилю;  $l$  — расстояние между профилями литохимической съемки,  $\sum C_x$  — арифметическая сумма содержаний металла по всем точкам в контуре ореола рассеяния,  $C_{\phi}$  — фоновое содержание и  $N$  — число точек, вошедших в подсчет. Величина  $Q_H$  в данном случае отражает полные (геохимические) запасы металла в объеме объекта, величина  $Q_H^*$  — ожидаемые промышленные запасы металла (в т), подсчитанные «полотном» до глубины  $H$ . Успешное использование зависимости (1) требует знания местного значения  $k$ , правильного выбора  $H$  и  $\alpha$ , а также учета степени эрозионного среза выявленного рудопроявления.

Накопленный опыт подтверждает удовлетворительную сходимость прогнозных оценок по вторичным ореолам рассеяния с последующими подсчетами промышленных запасов по данным детальной разведки, при условии полного эрозионного вскрытия месторождений (Досанова и др., 1972). Причинами ошибок могут быть надрудный эрозионный срез месторождения, при котором подсчитанные значения  $P$  существенно занижают оценки, в связи с чем обычно оговаривалась неприменимость формулы

(1) к оценке рудопроявлений в начальной стадии эрозионного вскрытия. При глубоком эрозионном срезе оруденения возможны сильно завышенные оценки прогнозных запасов за счет преувеличенной глубины подсчета  $H$ .

Условие полного околтуривания остаточного ореола рассеяния, определяющее правильность подсчета  $P$  по формуле (2), соблюдается относительно просто. В отдельных случаях при наземных литохимических съемках требуется учет частичного перехода ореола в погребенное состояние путем пропорционального увеличения найденных значений продуктивности открытых ореолов (Досанова и др., 1972) или использования результатов глубинных съемок. Достаточно надежно из опыта работ в каждом конкретном районе для данного металла и характерных типов геохимических ландшафтов определяются и местные значения коэффициента остаточной продуктивности ореолов  $k$ . В итоге, расширение пределов применимости и уточнение геохимических оценок прогнозных запасов требует учета глубины эрозионного среза объектов, введения увязанной с ним поправки в результате подсчета продуктивности ореолов рассеяния  $P$ , более объективного выбора глубины подсчета  $H$  и величины поправочного множителя  $\alpha$ .

Решение этих задач рассматривается ниже в общем виде, применительно к оценке различных типов рудных месторождений. В качестве конкретных примеров, иллюстрирующих методику использования предложенных зависимостей, служат данные многолетних поисковых литохимических съемок в Кавалеровском оловорудном районе Приморского края.

В геологическом строении Кавалеровского района принимают участие осадочные породы верхнепалеозойского и мезозойского возрастов, покровы верхнемеловых и палеогеновых эффузивов от кислого до основного состава и верхнемеловые гранитоидные интрузии. В геолого-структурном отношении район приурочен к зоне Главного синклинория Сихотэ-Алиня, вмещающей основные оловорудные месторождения Приморья (рис. 1).

Месторождения Сихотэ-Алиньской оловорудной зоны — Дубровское, Хрустальное, Арсеньевское, Левицкое, Верхнее, Силинское, Перевальное и другие — принадлежат к сульфидно-касситеритовой формации. Рудные тела этих месторождений, представленные жилами и минерализованными зонами дробления, прослеживаются на глубину более 700 м при мощности 0,15—0,85 м, в раздувах больше. Жилы образуют серии, с глубиной их число увеличивается (Дубровский, 1969; Перваго, 1975).

Оловорудные месторождения района характеризуются четкой гипогенной вертикальной зональностью: промышленные кварц-касситеритовые руды тяготеют к нижним горизонтам месторождений, сменяясь по направлению к поверхности сульфидными полиметаллическими рудами.

Климат Кавалеровского района муссонный, растительность — хвойные и смешанные широколиственные леса с обильным подлеском. Рельеф гористый с абсолютными отметками 200—1000 м, сильно расчлененный, с углами склонов 15—25°, иногда до 40°. Мощность современных щебенистых и песчано-глинистых элювио-делювиальных образований обычно не превышает 1—3 м. По ландшафт-



Рис. 1. Схема геолого-структурного положения Кавалеровского рудного района (заштриховано).

ным условиям район относится к южной горно-таежной зоне (без марзлоты).

Литохимические (металлометрические) съемки с целью поисков оловорудных месторождений были начаты в Кавалеровском районе еще в 1936 г. С 1953 г., после проведения дополнительных опытных работ, они ведутся планомерно в масштабе 1 : 50 000 по сети 500 × 50 м в рамках трапеций международной разграфки и выборочно — в масштабе 1 : 10 000 (сеть 100 × 20 (25) м), иногда крупнее. В начальный период работ в пробах определялись содержания только небольшого числа элементов и с недостаточной чувствительностью, в связи с чем более ранние литохимические съемки требуют частичного повторения.

В результате литохимических съемок были открыты Арсеневское оловорудное месторождение (1957 г.), переоценены Левицкое и Новогорское, выявлены жилы Балаганная и Безымянная Силинского месторождения, а также обнаружено большое число оловорудных проявлений, часть из которых разведывается или еще нуждается в оценке (Куршев, 1974). Очевидно, что наиболее полным выражением оценки этих неразведанных объектов должны служить цифры прогнозных запасов олова.

Сведения о местных значениях коэффициента остаточной продуктивности вторичных ореолов рассеяния олова для ландшафтов Кавалеровского района к настоящему времени накопились в достаточном объеме. На рис. 2 приведен пример определения величины этого коэффициента по данным опробования канавы № 65, вскрывшей оловорудные жилы Летнюю и Декабрьскую Новогорского месторождения.  $M_{р. т. (ист)}$  составляет по этим жилам соответственно 1,2 и 0,25 м % Sn, а в сумме 1,45 м % . Расстояние между жилами не превышает 25 м и по профилю XI они образуют общий ореол рассеяния с количеством металла  $M = 1,36 м % Sn$ , при суммарной продуктивности коренного оруденения  $M_{р. т.} = 1,66 м % Sn$ . После приведения этих цифр к сечениям, отвечающим истинной мощности рудной зоны, имеем

$$k = \frac{M_{ист}}{M_{р. т. (ист)}} = \frac{1,04 м \%}{1,45 м \%} = 0,72.$$

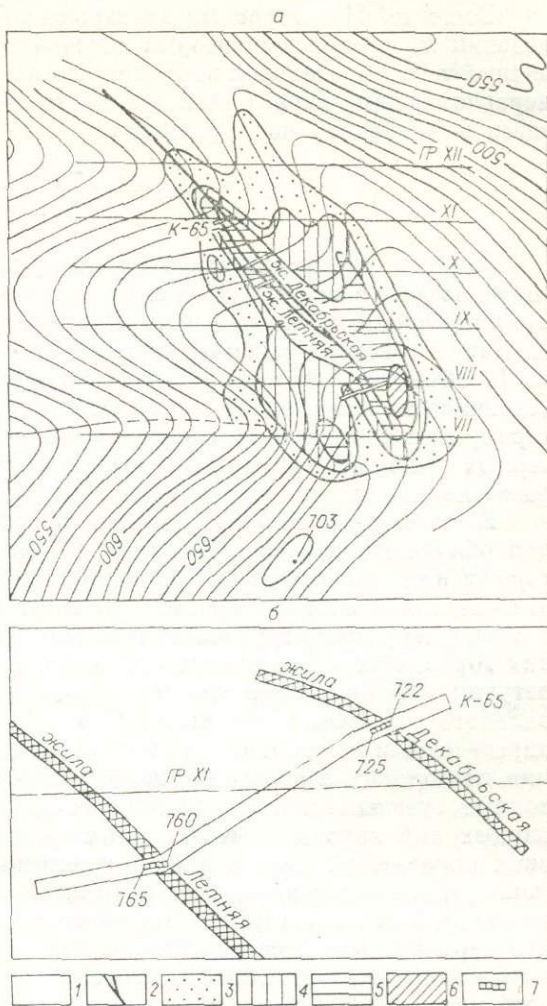


Рис. 2. Новогорское месторождение. Определенные величины коэффициента остаточной продуктивности ореолов ( $k$ ) по профилю XI.

*a* — вторичный ореол рассеяния олова; *b* — план опробования канавы № 65. 1 — песчаники и алевролиты нижнего мела; 2 — рудные жилы. Содержания олова в элювио-делювии 10<sup>-3</sup>%: 3 — от 1 до 2; 4 — от 2 до 6; 5 — от 6 до 20; 6 — от 20 до 60. 7 — борзодовые пробы и их номера.

Всего по Новогорскому месторождению было сделано четыре определения  $k$ , среднее из которых составило  $k_{\text{ср}} = 1,19$ . С учетом наблюдавшейся отрицательной корреляции между  $k$  и  $M_{\text{р.т.}}$ , обусловленной неравномерным характером жильного оруденения, среднее значение здесь вычислялось из выражения

$$k_{\text{ср}} = \frac{\sum M_{\text{ист}}}{\sum M_{\text{р.т. (ист)}}}$$

Заметим, что при неравномерном оруденении среднее геометрическое значение дает завышенную оценку  $k_{\text{ср}}$ . По данным П. А. Куршева, среднее значение этого коэффициента для вторичных ореолов рассеяния олова Кавалеровского района составило  $k_{\text{ср}} = 1,92 \times 1,15 \pm 1$  (62 определения по 16 объектам). Эта цифра не противоречит представлениям о высокой устойчивости касситерита в зоне гипергенеза и о его способности к некоторому накоплению в остаточных ореолах рассеяния. Однако в более северных районах Приморья отмечались условия формирования ореолов рассеяния олова со значениями  $k_{\text{ср}} < 1,0$  (участок Малиновый).

В основу оценки эрозионного среза крутопадающего оруденения для обширного класса эндогенных (в частности, гидротермальных) месторождений положены закономерности зонального рудоотложения — относительное обогащение нижних горизонтов рудных зон более высокотемпературными, труднолетучими компонентами, и накопление в верхних горизонтах и надрудных ореолах более низкотемпературных, легколетучих компонентов в соответствии с хорошо известными рядами зонального отложения элементов. В результате этого численные значения определенным образом выбранных отношений между содержаниями двух или нескольких элементов типоморфно комплекса оруденения ( $v$ ) позволяют судить о положении данного рудного сечения в метрике однотипных ему хорошо изученных месторождений. Выбор этих геохимических показателей зональности оруденения определяется требованием их монотонного изменения в трех-пяти или большем числе точек в интервале от надрудных до подрудных горизонтов эталонных месторождений. Полное вертикальное расстояние между этими горизонтами в контуре первичного ореола основного рудного элемента принимается за 1,0. Для независимости от абсолютной величины средних содержаний элементов в сечении рудной зоны геохимические показатели должны быть безразмерными, они должны быть геохимически понятными, иметь достаточную разрешающую силу и неслучайный характер.

В принятой условной метрике наибольшим значениям  $v$  отвечает интервал от  $Z \geq 0,0$  до  $Z < 0,2$ , т. е. надрудные и верхнерудные уровни, промежуточным значениям  $v$  — собственно рудные интервалы от  $Z \geq 0,2$  до  $Z \leq 0,8$  и минимальным значениям  $v$  — нижнерудные и подрудные интервалы от  $Z > 0,8$  до  $Z \leq 1,0$ .

Для условий Кавалеровского рудного района, взамен одного хорошо изученного месторождения, в качестве эталонных были приняты уровни эрозионного среза четырех детально разведанных оловорудных месторождений: Арсеньевского ( $Z = 0,15$ ), Хрустального (0,30), Дубровского (0,35) и Перевального (0,70). Приведенные цифры эрозионного среза этих месторождений, установленные из геологических соображений, не могут претендовать на высокую точность, однако, несомненно, правильно отражают верхнерудный срез Арсеньевского месторождения, глубокий эрозионный срез Перевального и умеренный срез двух других месторождений.

Отыскание геохимических показателей, характеризующих зональность этих четырех месторождений, как функцию их эрозионного среза  $v = f(Z)$ , было выполнено на ЭВМ по программе «Об2-МГУ» (Соловов и др., 1973) путем отыскания отношений между содержаниями шести

рудных элементов — Sn, Pb, Zn, Cu, As и Sb, монотонно убывающих с глубиной. В качестве входных данных при этом были взяты площадные продуктивности ( $P$  м<sup>2</sup> %) вторичных ореолов рассеяния этих месторождений по данным литохимических съемок прошлых лет<sup>1</sup>. Это позволило по найденным величинам  $\nu$  определять эрозионный срез прочих оловорудных месторождений и рудопроявлений района по параметрам их вторичных ореолов рассеяния, что важно для их оценки уже на ранней стадии выявления. При наличии данных о величинах  $\nu$  для первичного оруденения это потребовало бы знания шести местных коэффициентов остаточной продуктивности вторичных ореолов рассеяния ( $k \geq 1,0$ ), численные значения которых для пяти элементов-спутников еще нуждаются в определении.

Из числа многочисленных монотонных геохимических показателей зональности первого — третьего порядков, выявленных для эталонной последовательности месторождений, было выбрано 16 различных  $\nu$  типа  $\frac{Pb}{Sn}$ ,  $\frac{AsZn}{Sn^2}$ ,  $\frac{SbCu}{Sn^2}$ , имеющих максимальную разрешающую силу и надежный геохимический смысл<sup>2</sup>. По заранее построенным спрямленным графикам этих геохимических показателей (рис. 3) были найдены оценки средних уровней эрозионного среза 35 оловорудных объектов Кавалеровского района (включая эталонные), частично приведенные в табл. 1. Полученные данные указывают на хорошую сходимость частных оценок ( $Z_i$ ) по каждому отдельному геохимическому показателю ( $\nu_i$ ) отражением чего служат малые величины стандартных отклонений ( $\pm 0,01 \pm 0,02$ ) оценок средних ( $\bar{Z}$ ). Возрастают стандартные отклонения до  $\pm 0,04 - \pm 0,06$  только для оценок в заданной метрике глубоких горизонтов Высокогорского и Дубровского месторождений, что объясняется несколько иными, нежели в гипергенных ореолах рассеяния, соотношениями между элементами в сульфидных рудах ( $k(Sn) \neq k(Pb) \neq k(As)$  и т. д.).

В других случаях, когда оценка уровня оруденения ведется без каких-либо отклонений от выбранных условий, большая дисперсия частных значений ( $Z_i$ ) служит указанием на принадлежность объекта к другому генетическому типу (или подтипу), нежели эталонные месторождения. Этот важный признак требует от геохимика обязательного использования для оценки эрозионного среза объектов нескольких геохимических показателей ( $> 5-6$ ), выбор которых обычно обеспечивается исследованием зональности месторождений с помощью ЭВМ (Соловов и др., 1973)<sup>3</sup>.

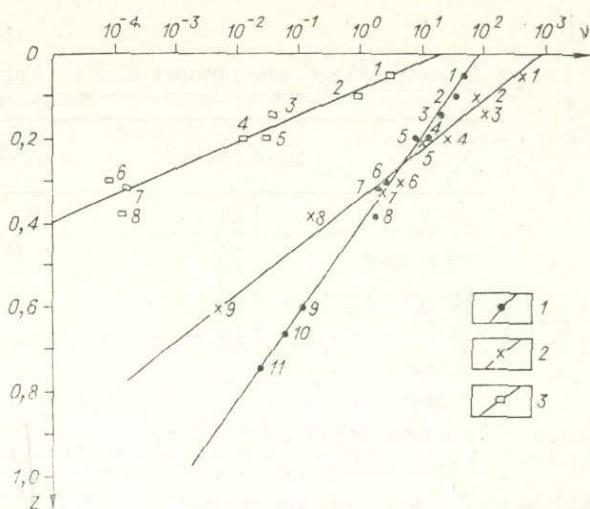


Рис. 3. Графики отношений между содержаниями элементов в зависимости от эрозионного среза и глубины опробования оловорудных проявлений.

1 —  $\frac{Pb}{Sn}$ ; 2 —  $\frac{AsZn}{Sn^2}$ ; 3 —  $\frac{SbCu}{Sn^2}$ . Вторичные ореолы рассеяния месторождений и рудопроявлений: 1 — Ветвистое, 2 — Шифолаза, 3 — Арсеньевское, 4 — Верхнее, 5 — Мирное, 6 — Левичское, 7 — Хрустальное, 8 — Дубровское, 9 — Перевальное. Коренное оруденение, 10 — Высокогорское, IV—V горизонты; 11 — Дубровское; низы жилы Оловяной.

<sup>1</sup> Спектральный анализ имевшихся проб был выполнен заново.

<sup>2</sup> Для практических целей достаточно 8—10  $\nu$ .

<sup>3</sup> В настоящее время для этой цели служит новая программа «Нью-2» (1977 г.).

Таблица 1

Эрозионный срез оловорудных объектов Кавалеровского района  
(вторичные ореолы рассеяния, по 16 v)

Название	При- нято $\bar{Z}$	Оценка
		$\bar{Z} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$
Ветвистое . . . . .	—	0,05 ± 0,01
Шифолаза . . . . .	—	0,10 ± 0,01
Арсеньевское . . . . .	0,15	0,14 ± 0,01
Силинское . . . . .	—	0,17 ± 0,01
Верхнее . . . . .	—	0,20 ± 0,01
Мирное . . . . .	—	0,20 ± 0,02
Темногорское . . . . .	—	0,24 ± 0,02
Высокогорское . . . . .	—	0,29 ± 0,02
Там же, IV—V горизонты *	—	0,54—0,04
Левицкое . . . . .	—	0,30 ± 0,01
Хрустальное . . . . .	0,30	0,32 ± 0,01
Новогорское . . . . .	—	0,32 ± 0,01
Скрытое . . . . .	—	0,38 ± 0,01
Дубровское . . . . .	0,35	0,38 ± 0,01
Там же, ж. Оловянная, IV—V горизонты*	—	0,51 ± 0,06
Перевальное . . . . .	0,70	0,60 ± 0,02
Среднее по району (n=35)		0,22 ± 0,03

\* Коренное оруденение, по 8v.

Располагая данными об уровне эрозионного среза объектов, можно существенно уточнить оценку прогнозных запасов по формуле (1), путем нескольких последовательных операций (Соловов и др., 1975).

Подсчитанные по формуле (2) значения площадной продуктивности вторичного ореола рассеяния основного рудного элемента  $P$  м<sup>2</sup>% способны характеризовать масштаб коренного оруденения только начиная с эрозионного среза  $Z \geq 0,2$ . При более высоком эрозионном срезе, отвечающем значениям  $Z < 0,2$ , найденные величины  $P$  подлежат исправлению согласно зависимости:

$$P^* = \eta P \quad (3)$$

где  $\eta$  — поправочный множитель, учитывающий возрастание продуктивности оруденения в надрудном интервале, от существующего эрозионного среза до уровня  $Z = 0,2$ , начиная с которого оруденение приобретает относительно устойчивую характеристику. Величину этого поправочного множителя  $\eta > 1,0$  можно определить исходя из тех же закономерностей зонального рудоотложения.

Действительно, если продуктивность (или среднее содержание) основного рудного элемента в надрудном интервале постепенно возрастает с глубиной, то часть более низкотемпературных элементов-спутников характеризуется значениями постоянной продуктивности, другие уже в этом интервале обнаруживают убывание продуктивности с глубиной. На рис. 4 (а и б) показаны теоретические графики средних содержаний  $\bar{C}_Z = f(Z)$  трех рудных элементов Sn, Pb, Sb и отношений между ними  $v_Z = \varphi(Z)$ , применительно к модели интервала рудной зоны, изображенного

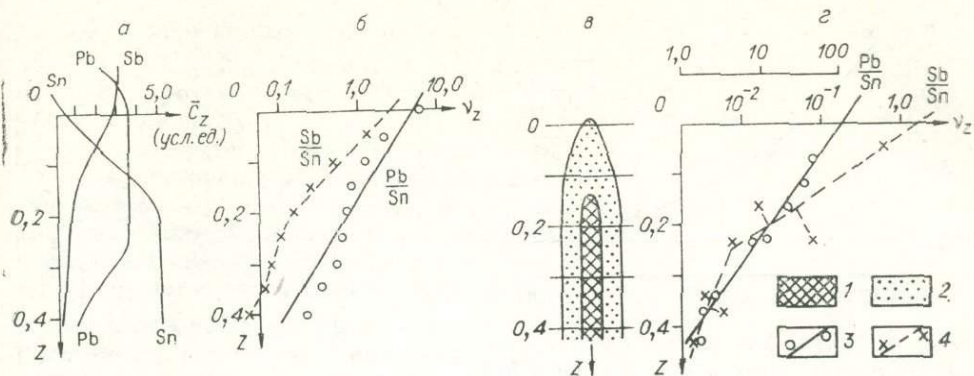


Рис. 4. Графики содержаний Sn, Pb, Sb и отношений между ними в надрудном и верхнерудном интервалах оловорудных месторождений. а, б, в — модель, г — реальные данные по Кавалеровскому району.

1—рудное тело, 2—первичный ореол, 3—вычисленные значения и график Pb/Sn, 4—то же, Sb/Sn.

на рис. 4 (в). Здесь Sn отведена роль основного (полезного) компонента оруденения, средние содержания которого, от устойчивых высоких значений ниже отметки  $Z = 0,2$ , в зоне надрудного ореола падают, приближаясь к фоновым у отметки  $Z = 0,0$ . Два других элемента символизируют распределение низкотемпературных спутников оруденения. В отличие от Sn средние содержания Pb на всем протяжении надрудного интервала имеют устойчивое значение, а содержания Sb, в том же интервале  $0,0 \leq Z \leq 0,2$ , непрерывно падают с глубиной. Соответственно этому убывание с глубиной величины геохимического показателя первого порядка  $v = \frac{Pb}{Sn}$  в интервале  $z \leq 0,2$  обязано только возрастанию средних содержаний (продуктивностей) Sn и, следовательно, является мерой поправочного множителя  $\eta$ . Ниже отметки 0,2 в условиях устойчивых содержаний Sn, продолжающееся убывание численных значений  $v = \frac{Pb}{Sn}$  обязано начавшемуся падению с глубиной средних содержаний Pb. Более быстрое падение с глубиной величины отношений  $\frac{Sb}{Sn}$  в интервале от  $Z \geq 0,0$  до  $Z = 0,2$  обязано сочетанию возрастания средних содержаний Sn с падением содержаний Sb и мерой поправочного множителя  $\eta$  служить не может.

На рис. 4 (г) показаны графики изменения с глубиной величины показателей  $\frac{Pb}{Sn}$  и  $\frac{Sb}{Sn}$  для Кавалеровского рудного района, достаточно близко повторяющие модельные построения (см. рис. 4, б). С учетом этого по реальному графику  $v = \frac{Pb}{Sn}$ , исходя из зависимости  $\eta = v_{Z < 0,2} : v_{Z = 0,2}$ , были найдены значения  $\eta_Z = f(Z)$ , график которых показан на рис. 5. При уровнях эрозионного среза, близких к нулю, значения  $\eta$  быстро возрастают, и определения их становятся неустойчивыми. Поэтому использование поправочного множителя  $\eta$ , следовательно, оценка прогнозных запасов металла при эрозионном срезе объектов  $Z < 0,02$  не рекомендуется, при  $Z \geq 0,2$  множитель  $\eta = 1,0$ . О значении дополнительных точек на графике (см. рис. 5) будет сказано ниже.

Найдя, согласно (3), исправленное значение продуктивности вторичного ореола рассеяния  $P^*$ , путем деления на местный коэффициент  $k$  найдем величину продуктивности коренного оруденения  $P_{p.t}^*$  для интервала  $0,2 \leq Z \leq 0,8$ , ниже которого оруденение постепенно выклинивается. В итоге для оценки геохимических запасов металла в объекте остается только выбрать целесообразную глубину подсчета  $H$ .

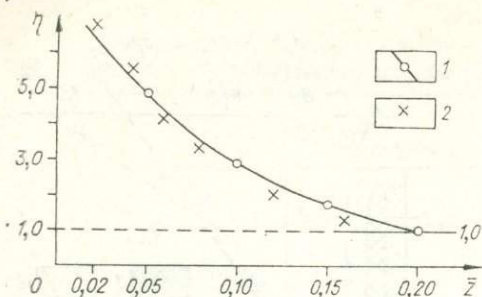
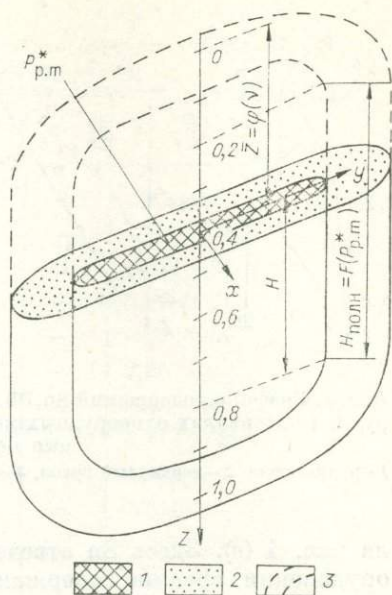


Рис. 5. График для оценки величины поправочного множителя  $\eta = f(\bar{z})$  при малой глубине эрозионного среза оловорудных проявлений Кавалеровского района ( $\bar{z} < 0,2$ ).

1 — основной график; 2 — осредненные значения линейных продуктивностей  $M$  м% Sn по профирианию Арсеньевского месторождения в зависимости от  $\bar{z}$  ( $\eta = \frac{M_{\bar{z} < 0,2}}{M_{\bar{z} = 0,2}}$ ).

Рис. 6. Модель рудного тела жильного типа.

1 — рудное тело; 2 — первичный ореол; 3 — часть рудной зоны, срезанная эрозией.



В действующей инструкции по геохимическим поискам (Инструкция..., 1965) содержатся определенные указания на принципы выбора этой глубины. В частности, для крутопадающих жильных месторождений подсчет прогнозных запасов может вестись «треугольником» на  $1/2$  длины объекта или по данным бурения одиночных скважин. В последнем случае при наличии рудной скважины остается неизвестной полная протяженность оруденения, а при наличии безрудной скважины — глубина выклинивания руд. В целом обоснование глубины подсчета прогнозных запасов в значительной мере носит субъективный характер, а сами величины  $H$ , в силу недостатка других данных, принимаются излишне дискретными (например, 100, 200, 300 м), что геологически не оправдано.

Однотипные по генезису рудные месторождения различного масштаба крупности допустимо рассматривать в качестве геометрических и геохимических фигур подобия. Достаточно очевидно, что в общем случае мелкое по масштабу запасов месторождение характеризуется малой площадью продуктивностью оруденения и малой протяженностью рудного интервала, а крупное месторождение — большой продуктивностью и большой протяженностью оруденения. Поэтому полную протяженность рудного интервала данного объекта целесообразно определять как функцию его продуктивности:

$$H_{\text{полн.}} = F(P_{\text{p.t.}}^*), \quad (4)$$

а конкретную глубину подсчета прогнозных запасов для интервала эрозионных срезов  $\bar{z} > 0,2$  принимать с учетом  $\bar{z}$ , согласно зависимости

$$H = H_{\text{полн.}} \frac{0,8 - \bar{z}}{0,6}, \quad (5)$$

смысл которой иллюстрирует рис. 6. Для принятой модели рудного тела, изображенного на этом рисунке, подсчет запасов до глубины  $H$  ведется «полотном», что для реального рудного тела эквивалентно подсчету «треугольником» на глубину  $2H$ . При эрозионном срезе  $\bar{z} \leq 0,2$  подсчет ведет-

ся по исправленным значениям  $P^*$  на глубину  $H = H_{\text{полн}}$ , при  $\bar{Z} \geq 0,8$  имеем  $H \leq 0$  и промышленных запасов металла ожидать не следует.

Для каждого генетического типа рудных месторождений, развитых в районе поисковых работ, можно, исходя из местных геолого-экономических условий, установить среднюю цифру промышленных запасов металла, отвечающую мелкому месторождению  $Q_{\text{мелк}}^*$ , и полную протяженность его рудного интервала  $H_{\text{мелк}}$ . В непромышленных рудопоявлениях все 100% геохимических запасов металла, очевидно, следует относить к забалансовым рудам, опыт показывает, что в крупных месторождениях только небольшая доля металла сосредоточена в первичном ореоле. Исходя из этого, допустимо считать, что в мелких месторождениях до 50% от геохимических запасов металла находится в забалансовых рудах

( $Q_{\text{мелк}} = 2Q_{\text{мелк}}^*$ ,  $\alpha = 0,5$ ), в первичных ореолах средних по масштабу месторождений — 30—35% ( $\alpha = 0,7$ ) и в первичных ореолах крупных месторождений — порядка 10% металла ( $\alpha = 0,9$ ).

С учетом десятичной классификации месторождений по масштабу промышленных запасов имеем:

$$Q_{\text{мелк}}^* : Q_{\text{средн}}^* : Q_{\text{крупн}}^* = 1 : 10 : 100,$$

или соответственно для геохимических запасов

$$Q_{\text{мелк}} : Q_{\text{средн}} : Q_{\text{крупн}} = 2 : 14,3 : 111,1.$$

Отсюда для геометрических и геохимических фигур подобия, т. е. генетически однотипных объектов, имеем

$$(P_{\text{р.т.}})_{\text{мелк}} : (P_{\text{р.т.}})_{\text{средн}} : (P_{\text{р.т.}})_{\text{крупн}} \approx 1 : 3,7 : 14] \quad (6)$$

$$\text{и} \quad (H_{\text{полн}})_{\text{мелк}} : (H_{\text{полн}})_{\text{средн}} : (H_{\text{полн}})_{\text{крупн}} \approx 1 : 2 : 4 \quad (7)$$

График зависимости  $H_{\text{полн}}$  от  $P_{\text{р.т.}}$ , согласно этих соотношений, показан на рис. 7 и позволяет по величине площадной продуктивности ( $P_i^*$ ) оценить полную протяженность рудного интервала для каждого из объектов, выявленного поисковыми геохимическими съемками. Для этого, исходя из установленных местных величин запасов  $Q_{\text{мелк}}^*$  и полной протяженности рудного интервала  $H_{\text{мелк}}$ , находим площадную продуктивность мелкого месторождения рассматриваемого типа

$$(P_{\text{р.т.}})_{\text{мелк}} = \frac{2Q_{\text{мелк}}^*}{H_{\text{мелк}}} \quad (8)$$

Подсчитанную по результатам детальных литохимических съемок продуктивность вторичного ореола рассеяния пересчитываем с учетом  $k$  и  $\eta$  на уровень коренного оруденения, делим  $P_i^*$  на  $(P_{\text{р.т.}})_{\text{мелк}}$  и по графику определяем  $\frac{H_i}{H_{\text{полн}}}$ . Умножая найденную величину на  $H_{\text{мелк}}$ , находим  $H_{\text{полн}}$ .

По имеющимся данным, согласно (5), определяем  $H_i$  и подсчитываем «плотном» геохимические запасы  $Q_i$  в объекте. Для выбора  $\alpha$  и перехода

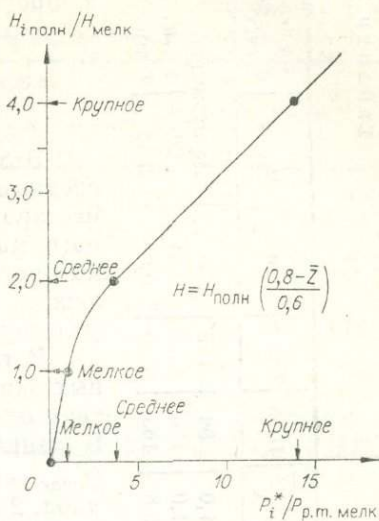


Рис. 7. График для оценки полной протяженности рудного интервала  $H_{\text{полн}} = F(P_{\text{р.т.}})$ .

Примеры подсчета прогнозных запасов олова

Объект	$\bar{Z} \pm \gamma/n$	$\eta$	$P, \text{ усл.} \%$	$k$	$P^*_{\text{р.т. усл.}} \%$	$\frac{P^*_{\text{р.т.}}}{P_{\text{мелк}}}$	$\frac{H_{\text{полн}}}{H_{\text{мелк}}}$	$H_{\text{полн}}, \text{ м}$	$\frac{0,8-\bar{Z}}{6}$	$H, \text{ м}$	$Q_{\text{усл.т}}$	$\alpha$	$Q^*_{\text{усл.т}}$	Оценка $Q^*_{\text{усл.т}} \text{ Sn}$	
														2 тыс.	6 тыс.
А	$0,16 \pm 0,01$	1,5	300	4,0	450	0,45	0,48	60	4,0	60	675	—	Не промышл.		
Б	$0,20 \pm 0,02$	1,0	4400	3,6	1220	1,22	1,2	150	4,0	150	4575	0,54	2470	2 тыс.	
В	$0,32 \pm 0,01$	1,0	2680	4,2	2230	2,23	1,65	206	0,8	165	9200	0,61	5612	6 тыс.	

к прогнозным запасам целесообразно пользоваться эмпирической зависимостью

$$\alpha = 0,432 + 0,227 \lg \left( \frac{Q_i}{Q^*_{\text{мелк}}} \right). \quad (9)$$

Это выражение, отвечающее приведенным выше средним значениям  $\alpha$  для трех классов крупности месторождений, устраняет дискретность поправочного множителя. Окончательные результаты оценки прогнозных запасов, согласно инструкции, подлежат округлению до первой значащей цифры (Инструкция..., 1965).

В табл. 2 приведены примеры подсчета прогнозных запасов металла по геохимическим данным для трех оловорудных объектов Кавалеровского района. В данном случае для района принято (условно):  $Q^*_{\text{мелк}} = 1600 \text{ т Sn}$ ,  $H_{\text{мелк}} = 125 \text{ м}$ , другие данные табл. 2 ясны из вышесказанного.

По предложенной методике, исходя из параметров вторичных ореолов рассеяния, выявленных литохимическими съемками масштаба 1 : 10 000, были проведены подсчеты прогнозных запасов металла по 19 оловорудным объектам Кавалеровского района, из которых 4 по значениям  $\bar{Z}$  и  $P^*_{\text{р.т.}}$  были отнесены в разряд непромышленных рудопроявлений. По остальным 15 объектам результаты оценки приведены в табл. 3 и 4. Рассматривая эти данные, следует отметить удовлетворительную сходимость прогнозных оценок с результатами детальной или предварительной разведки объектов и отсутствие систематических расхождений для класса промышленных месторождений. Имеющиеся отдельные расхождения либо объясняются техническими причинами (Силяинское), либо не выходят за пределы возможных погрешностей.

Прогнозные оценки предложенным методом весьма мало зависят от выбора  $Q^*_{\text{мелк}}$ , если при этом сохраняются геологические представления о форме объектов. Так, например, увеличение  $Q^*_{\text{мелк}}$  в 2 раза ведет для фигуры подобия к росту  $H_{\text{мелк}}$  в  $\sqrt[3]{2} = 1,26$  раза и  $(P^*_{\text{р.т.}})_{\text{мелк}}$  в  $(\sqrt[3]{2})^2 = 1,59$  раза. Однако при этом прогнозная оценка запасов для класса средних объектов изменяется только на 6%. С учетом зависимости  $Q^*_{\text{мелк}}$  от сырьевой конъюнктуры, подобная устойчивость оценок прогнозных запасов представляется весьма важной. Значительно больше колеблются прогнозные оценки при изменениях геометрии объектов, т. е. в зависимости от выбора  $H_{\text{мелк}}$  при данном  $Q^*_{\text{мелк}}$ . Легко убедиться, что, согласно (8), выбор завышенных или заниженных значений  $H_{\text{мелк}}$  приводит к обратному пропорциональному изменению  $(P^*_{\text{р.т.}})_{\text{мелк}}$  и прогрессивному завышению или соответственно занижению прогнозных оценок. Ошибочность выбора  $H_{\text{мелк}}$  при этом тотчас же обнаружится в форме систематических расхождений между

Результаты прогнозной оценки промышленных месторождений

Название	Оценка среза $\bar{z} \pm \sqrt{\frac{S}{n}}$	Соотношение $\frac{Q^*_{\text{прогн}}}{Q_{\text{развед}}}$	Степень сходимости
Арсеньевское	0,14±0,01	1,8	Хорошая
Силинское	0,17±0,01	0,08 *	Плохая
Левицкое	0,30±0,01	0,4	Удовлетворительная
Хрустальное	0,32±0,01	0,6	Хорошая
Дубровское	0,38±0,01	1,0	»

\* Резкое расхождение прогнозной оценки с разведанными запасами объясняется недостаточной достоверностью результатов литохимической съемки (1953—1955 гг.), а также переходом вторичных ореолов рассеяния в погребенное состояние под аллювий ключа Силинского, неучтенное в цифре  $P_{\text{м}^2} \%$ .

прогнозными оценками по геохимическим данным и цифрами промышленных запасов уже разведанных месторождений. Поэтому такие сопоставительные расчеты являются обязательными и при обнаружении систематических ошибок, выбор  $H_{\text{мелк}}$  подлежит корректировке. При наличии опыта геохимических и разведочных работ в районе существенные ошибки в выборе  $H_{\text{мелк}}$  заведомо исключаются путем контроля принимаемых решений по наблюдаемым значениям  $(P_{\text{р.т}})_{\text{мелк}}$ , а также путем учета соотношений (6) и (7) между параметрами реальных объектов всех трех классов крупности.

В отдельных случаях заметное превышение прогнозной оценки, по геохимическим данным, над цифрой учтенных промышленных запасов может указывать на недоразведанность месторождения. Это, в частности, возможно по Арсеньевскому месторождению (см. табл. 3), для которого наличие резерва промышленных руд вполне вероятно.

Очень важным при оценке уровня эрозионного среза выявляемых объектов является вычисление геохимических показателей зональности  $v$  по величинам площадных продуктивностей ореолов рассеяния элемен-

Таблица 4

Результаты прогнозной оценки непромышленных объектов

Название	Оценка среза $\bar{z} \pm \sqrt{\frac{S}{n}}$	$Q^*, \text{ усл. т}$ $S_n$	Примечания
Верхне-Цинковое	0,16±0,01	<0,2	Подтверждена разведкой
Рубежное	0,20±0,02	<0,2	» »
Мирное	0,20±0,02	0,7	Не разведано
Участок Промежуточный	0,20±0,01	<0,2	Подтверждена разведкой
Верхнее	0,20±0,01	0,3	См. примечание
Ивановское	0,24±0,01	3	Разведкой не подтвердилась
Темногорское	0,24±0,02	2	То же
Новогорское	0,32±0,01	2	Сходимость с данными разведки удовлетворительная
Скрытное	0,38±0,01	<0,2	Подтверждено разведкой
Перевальное	0,60±0,02	0,7	Сходимость с данными разведки хорошая

Примечание. Приведенная прогнозная оценка характеризует жилы, выходящие на поверхность, по ним сходимость с результатами разведки удовлетворительная.

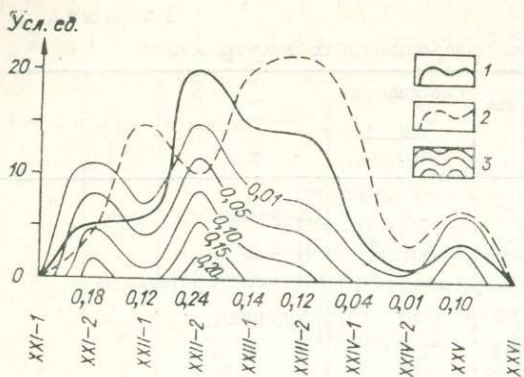


Рис. 8. Изменение степени эрозионного вскрытия по простиранию Арсеньевского месторождения.

Графики линейных продуктивностей вторичных ореолов рассеяния по профилям XXI—XXVI (в м%): 1 — Sn; 2 — Pb; 3 — изолинии  $\bar{Z}$  — реконструкция надрудной части месторождения. Цифры при профилях — оценки  $\bar{Z}$  по величинам  $\nu$  — отношений линейных продуктивностей. Вертикальные масштабы условные.

Эти независимые данные подтверждают надежность поправочного множителя  $\eta$  для учета малой глубины эрозионного вскрытия объектов. В качестве попутного результата проведенных исследований укажем на среднюю глубину эрозионного среза оловорудных месторождений Кавалеровского района, которая по данным 35 определений оценивается величиной  $0,22 \pm 0,03$  (см. табл. 1). Это позволяет ожидать в региональном плане увеличения удельной рудоносности с глубиной, ориентировочно в 1,5 раза по сравнению с уровнем современной поверхности. Эти данные согласуются с общегеологическими представлениями о малом эрозионном срезе Южного Приморья и находят подтверждение в уже отмеченном выше характерном для оловорудных месторождений района увеличении числа жил с глубиной (Перваго, 1975). Учет роста удельной оловоносности будет иметь важное значение при оценке резервных запасов металла для Кавалеровского района в целом. Рассмотрение этого вопроса выходит за рамки поставленной задачи.

Цифры прогнозных запасов, подсчитанные предложенным методом, при наличии правильных представлений о генетическом типе, морфологии и условиях залегания выявленных рудопроявлений, являются несмещен-

тов-индикаторов или, по крайней мере, по суммам линейных продуктивностей трех-пяти профилей, пересекающих ореол. Резкие различия в эрозионном вскрытии по простиранию рудной зоны показывает пример Арсеньевского месторождения (рис. 8). Здесь минимальная оценка эрозионного среза по профилю XXIV — 2 составляет 0,01, а максимальная по профилю XXII — 2 достигает 0,24 при среднем уровне среза для месторождения  $0,14 \pm 0,01$  (см. табл. 1). Очевидно, что при одиночных определениях по любому из профилей возможны существенные ошибки в оценке  $\bar{Z}$ .

В то же время, данные об эрозионном вскрытии по отдельным профилям позволили реконструировать надрудную часть Арсеньевского месторождения, к настоящему времени уже уничтоженную эрозией. Подобные построения (см. рис. 8) представляют несомненный интерес для различных металлогенических выводов. Эти же данные позволили подтвердить ранее сделанный вывод о характере изменений с глубиной содержания Sn, Pb и Sb в надрудной зоне оловорудных месторождений Кавалеровского района. При заданной зависимости геохимического показателя  $\nu = \frac{Pb}{Sn}$  от  $Z$

правильность вывода о поведении этих элементов подкрепляется статистически значимой величиной рангового коэффициента корреляции между содержаниями Sn и глубиной среза ( $r = 0,82$ ), отсутствием корреляции между Pb и глубиной и отрицательной корреляцией содержания Sb с глубиной ( $r = -0,68$ ), в полном соответствии с графиками рис. 4. Вычисленные по графически осредненным значениями линейных продуктивностей ореолов рассеяния Sn Арсеньевского месторождения величины  $\eta = \frac{(M \text{ м\% Sn})_{Z=0,2}}{(M \text{ м\% Sn})_{Z<0,2}}$  для шести разных значений  $\bar{Z}$  показаны на рис. 5.

Эти независимые данные подтверждают надежность поправочного множителя  $\eta$  для учета малой глубины эрозионного вскрытия объектов. В качестве попутного результата проведенных исследований укажем на среднюю глубину эрозионного среза оловорудных месторождений Кавалеровского района, которая по данным 35 определений оценивается величиной  $0,22 \pm 0,03$  (см. табл. 1). Это позволяет ожидать в региональном плане увеличения удельной рудоносности с глубиной, ориентировочно в 1,5 раза по сравнению с уровнем современной поверхности. Эти данные согласуются с общегеологическими представлениями о малом эрозионном срезе Южного Приморья и находят подтверждение в уже отмеченном выше характерном для оловорудных месторождений района увеличении числа жил с глубиной (Перваго, 1975). Учет роста удельной оловоносности будет иметь важное значение при оценке резервных запасов металла для Кавалеровского района в целом. Рассмотрение этого вопроса выходит за рамки поставленной задачи.

Цифры прогнозных запасов, подсчитанные предложенным методом, при наличии правильных представлений о генетическом типе, морфологии и условиях залегания выявленных рудопроявлений, являются несмещен-

ными оценками, равновероятно отклоняясь от истинных в сторону завышения или занижения. Эти прогнозные оценки следует считать хорошо подтвердившимися, если расхождение с последующими подсчетами промышленных запасов не превышает двухкратной величины. Это условие отвечает 5%-ному доверительному интервалу для соотношения

$$Q_{\text{истин}}^* = Q_{\text{прогноз}}^* \cdot 2^{\pm 1} \approx Q_{\text{прогноз}}^* \cdot 1,4^{\pm 2}.$$

При расхождениях между прогнозными и разведанными запасами, не превышающими трехкратной величины, сходимость оценок следует считать удовлетворительной.

Методы подсчета прогнозных запасов по параметрам вторичных остаточных ореолов рассеяния не пригодны для оценок месторождений при пологом и слепом залегании основных рудных тел, при наличии зоны резкого выщелачивания, закарстованности оруденения на выходах и при любых особо сложных условиях оценки с поверхности или структурных условиях локализации оруденения на глубине. Неприменимы эти методы к анализу вторичных наложенных ореолов рассеяния.

Несмотря на существующие ограничения, учет прогнозных запасов при выборе объектов для предварительной разведки является основным условием повышения эффективности поисковых работ. Подтверждение цифр прогноза, а также оценка качества и технологических особенностей руд, естественно, остаются за разведочными работами.

## ВЫВОДЫ

Непрерывный рост стоимости открытия каждого нового промышленного месторождения требует перехода к оценкам прогнозных запасов металла на всех стадиях съемочно-поисковых и разведочных работ в рудных районах. При выборе объектов для предварительной разведки подсчет прогнозных запасов возможен по результатам детальных литохимических съемок и применение этого метода оправдало себя на практике.

Дальнейшее уточнение и расширение области применения оценок прогнозных запасов по параметрам вторичных остаточных ореолов рассеяния требует учета уровня эрозионного среза оруденения ( $\bar{Z} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ ), более объективного выбора глубины подсчета ( $H$ ) и величины поправочного множителя ( $\alpha$ ), учитывающего долю забалансовых руд, а также введения поправочного множителя ( $\eta > 1,0$ ) при оценке объектов в начальной стадии эрозионного вскрытия. Правильность предложенных зависимостей, имеющих общее значение, подтверждается опытом работ в Кавалеровском оловорудном районе Приморья.

Существующие ограничения и приближенный характер оценок не являются препятствием для широкого применения методов подсчета прогнозных запасов.

А. Н. БОГОЛЮБОВ, Н. А. ВОРОШИЛОВ, Л. Н. ВОРОШИЛОВА

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА И ПЕРВЫЙ ОПЫТ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ

Одной из наиболее актуальных проблем геологической службы Советского Союза является укрепление сырьевой базы освоенных промышленностью горнорудных районов. Такие районы, как правило, детально опойскованы, и выявление здесь легкооткрываемых месторождений мало

вероятно, поэтому приходится ориентироваться на поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений, вовлекать в поисковые работы участки, неблагоприятные для проведения поисковых работ из-за развития мощного почвенного слоя, курумных свалов, заболоченности. В таких условиях обычные литохимические поиски могут не дать положительных результатов из-за резкой ослабленности ореолов и потоков рассеяния, которые фиксируются весьма неконтрастными аномалиями рудных элементов или вовсе не обнаруживаются.

Для проведения литохимических поисков в таких сложных условиях рекомендуется использовать термомагнитный геохимический метод (ТМГМ), в основе которого находятся известные явления, а именно:

1. В зоне окисления рудных месторождений, в ореолах и потоках рассеяния большинство рудных элементов имеет прочную связь с гидроокислами железа, которые являются продуктом гипергенного изменения первичных железосодержащих рудных минералов.

2. При термической обработке в условиях ограниченного доступа кислорода гидроокислы железа восстанавливаются до магнитных минералов (магнетит, маггемит, вюсцит), что обеспечивает возможность применения простого способа их извлечения из пробы после ее обжига для последующего анализа на комплекс рудных элементов.

Общезвестно, что железосодержащие рудные минералы являются типоморфными для большинства месторождений цветных, редких и благородных металлов. Наиболее распространенными являются железосодержащие сульфиды (пирит, халькопирит, борнит, арсенопирит, пирротин), карбонаты (сидерит), окислы (магнетит, гематит). В зоне окисления месторождений первичные минералы железа окисляются, превращаясь в водные окислы железа, содержащие механические и химические примеси. Такие гипергенные образования обычно называют лимонитами. Последние образуют псевдоморфозы по первичным минералам, присутствуют в окисленных рудах в виде скрытокристаллических землистых скоплений, прожилков и корочек на зернах других минералов. В окислительных условиях, свойственных зоне формирования вторичных ореолов и потоков рассеяния, железо слабо мигрирует в водах (Перельман, 1966) и гидроокислы железа рассеиваются главным образом механическим путем в составе рыхлых продуктов выветривания горных пород.

Связь рудных элементов с гидроокислами железа отмечалась многими исследователями для разных типов рудных месторождений и различных ландшафтных условий. Например, В. Н. Наумов, Д. Н. Пачаджанов и другие (1969), изучавшие поведение химических элементов в зоне окисления медно-висмутовых месторождений Карамазара, установили значительное обогащение лимонитов медью, висмутом, серебром и другими рудными элементами.

М. Н. Яковлева и Ю. В. Шарков (1971) экспериментально исследовали процесс соосаждения урана с гидроокислами железа. В. В. Бурков и Е. К. Подпорина (1971) отмечают высокую сорбционную способность гидроокислов железа по отношению к некоторым редким элементам. Л. В. Антропова (1969) частично фазовым анализом установила наличие в зоне гипергенеза сульфидных месторождений ферри-форм меди, молибдена, свинца. В ореолах и потоках рассеяния меди, связанных с оловорудными зонами Комсомольского района, в ферри-форме сосредоточено более 50% общего количества меди (Боголюбов и др., 1972). И. М. Константинова и В. В. Поликарпочкин (1968) установили связь с гидроокислами железа мышьяка, молибдена, цинка в потоках рассеяния месторождений Забайкалья. Таким образом, материалы многочисленных работ свидетельствуют о том, что гидроокислы железа являются характерными компонентами рыхлых отложений в пределах развития вторичных ореолов и потоков рассеяния и концентраторами рудных элементов. Понятно, что контрастность слабых литохимических аномалий может быть повышена,

если анализировать на комплекс рудных элементов не валовую пробу, а фракцию рыхлых отложений, обогащенную гидроокислами железа.

Для выделения фракции, обогащенной лимонитами, авторами использована способность железосодержащих минералов изменять магнитную восприимчивость при обжиге. Это явление, впервые отмеченное Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и А. А. Турцевым и позднее изучавшееся другими исследователями (Семенов, Файнберг, 1960; Ворошилов, Сочеванов, 1966), в настоящее время используется в технологическом процессе обогащения окисленных железных руд.

Следует отметить, что для образования магнитных минералов необходимы восстановительные условия. Как показал В. И. Багин (1967), при свободном доступе кислорода гидроокислы железа при обжиге превращаются в гематит по схемам: лепидокрокит  $\rightarrow$  маггемит  $\rightarrow$  гематит; гидрогетит  $\rightarrow$  гетит  $\rightarrow$  гематит. При этом существенного изменения магнитной восприимчивости минералов при обжиге не происходит. Магнетит при обжиге образуется в условиях ограниченного доступа кислорода и при наличии восстановителя. Б. И. Кармазин, Г. В. Губин, П. П. Юров (1969) показали, что максимальной степенью восстановления бурых железняков до магнетита можно добиться, используя углеродсодержащие восстановители.

В условиях ограниченного доступа кислорода воздуха при обжиге лимонитов и лимонитсодержащих рыхлых отложений из зоны развития ореола, связанного с оловорудной зоной, магнитная восприимчивость их возрастает на 2—3 порядка (рис. 1, а, б). Характерно, что на участке, где отсутствуют гидротермальные проявления, наблюдается лишь весьма незначительное повышение магнитной восприимчивости (рис. 1, в).

Процесс работы терромагнитным геохимическим методом (ТМГМ) заключается в следующем: 1. Отбираются обычные литохимические пробы и ситованием выделяется фракция менее 1 мм. 2. Измеряется магнитная восприимчивость фракций проб с размером зерна менее 1 мм ( $\chi$ ). 3. Навеска этой фракции весом около 30 г прокаливается при температуре 800—900°C. 4. После охлаждения на воздухе измеряется магнитная восприимчивость ( $T\chi$ ). 5. Из прокаленной и затем охлажденной пробы магнитным сепаратором или магнитом Сочнева отбирается магнитная фракция, которую, учитывая специфику ее получения, мы называем «терромагнитная фракция». 6. Терромагнитная фракция истирается до пудры. 7. Проводится спектральный или другой вид анализа терромагнитной фракции. 8. Общепринятыми способами проводится статистическая обработка результатов анализа терромагнитной фракции для определения геохимического фона

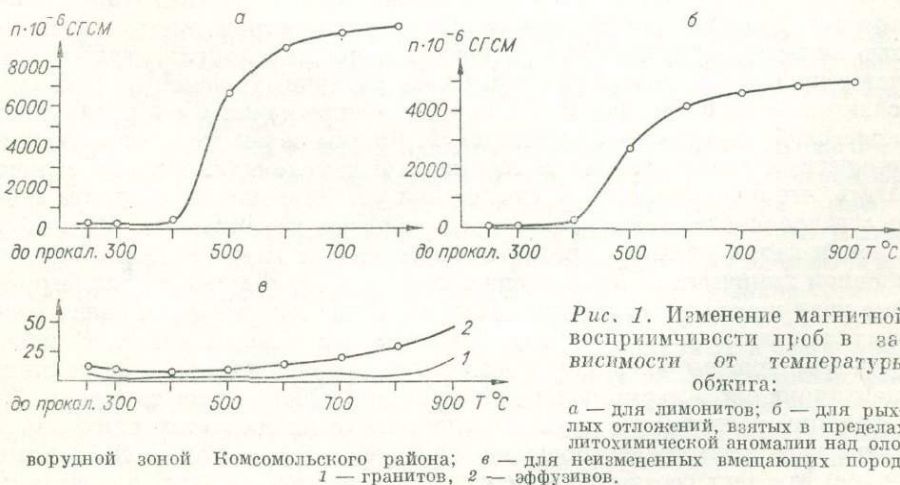


Рис. 1. Изменение магнитной восприимчивости проб в зависимости от температуры обжига:

а — для лимонитов; б — для рыхлых отложений, взятых в пределах литохимической аномалии над оловорудной зоной Комсомольского района; в — для неизмененных вмещающих пород: 1 — гранитов, 2 — эффузивов.

и нижнего предела аномальных концентраций рудных элементов. 9. Строятся графики изменения концентрации рудных элементов по линиям опробования и карты изоконцентраций элементов по участкам, а также карты  $\chi$  и  $T\chi$ . По картам и графикам с учетом геолого-геофизических данных намечаются участки, перспективные на нахождение оруденения, и определяются пути дальнейшего детального исследования аномальных участков с применением горно-буровых работ.

Разработка и опытное применение ТМГМ проводились на оловорудных месторождениях и золоторудных проявлениях Дальнего Востока. Экспериментально устанавливались оптимальные условия ведения работ и отдельных операций, определяющих специфику метода, а именно: величина навески; фракция пробы по крупности зерна; время, температура и другие условия обжига проб; способ выделения терромагнитной фракции. Собственно полевые работы ТМГМ практически ничем не отличаются от обычных литохимических съемок, выполняемых при поисках по ореолам и потокам рассеяния. Необходимо лишь учитывать, чтобы объем отбираемой пробы рыхлого материала обеспечивал получение 30 г навески пробы с крупностью зерна менее 1 мм. Эти навески насыпают в фарфоровые тигли (удобны тигли № 4) и партиями по 15—20 тиглей на противне помещают в муфельную печь, предварительно нагретую до 800—850°C. Опытным путем установлено, что для фракции рыхлого материала с размером зерен менее 1 мм оптимальной температурой прокаливания является 850° и оптимальным временем прокаливания — 20 мин. При снижении температуры обжига до 500—700°C требуется увеличение времени обжига, что снижает производительность работы; увеличение температуры до 950—1000°C приводит к спеканию пробы, что затрудняет последующую магнитную сепарацию. Величина навески выбрана исходя из опыта, чтобы обеспечить достаточный для анализа объем терромагнитной фракции проб, отобранных в пределах ореола или потока рассеяния. В области развития неизмененных горных пород терромагнитная фракция часто вообще отсутствует. Прокаливание проб производится при закрытом муфеле, при этом затрудняется доступ кислорода и благодаря образующимся при фазовых превращениях газам (CO, SO<sub>2</sub> и другим) обеспечиваются восстановительные условия.

На рис. 2 показана корреляция концентраций рудных элементов в керновых пробах оловорудной зоны Северная Комсомольского района и в терромагнитных фракциях тех же проб. Видно, что все рудные элементы в процессе обжига сохраняют тесную связь с терромагнитной фракцией. Концентрации элементов в валовых пробах и терромагнитной фракции практически идентичны; расхождения вызваны в основном ошибками спектрального анализа. Столь тесная связь олова и других рудных элементов с гидроокислами железа обусловлена пространственной взаимосвязью железосодержащих минералов с минералами других рудных элементов в процессе рудообразования. Связь различных элементов с гидроокислами железа в ореолах и потоках рассеяния может быть различной: механической, химической, сорбционной. Формы связи требуют изучения в конкретных геологических и ландшафтных условиях. Однако можно полагать, что олово благодаря химической устойчивости касситерита связано с гидроокислами железа главным образом механически. Медь при окислении халькопирита, вероятно, связывается с гидроокислами железа в основном химически. Об этом свидетельствует значительная доля ферриформы меди в ореолах рассеяния. Несмотря на различие форм связи различных элементов с гидроокислами железа, по данным опытных работ все рудные элементы, входящие в состав руд, ореолов и потоков рассеяния, концентрируются в терромагнитной фракции. Обогащение терромагнитной фракции различными рудными элементами наблюдается примерно в равной мере, поэтому соотношение элементов в терромагнитной фракции примерно отвечает соответствующему соотношению между элементами

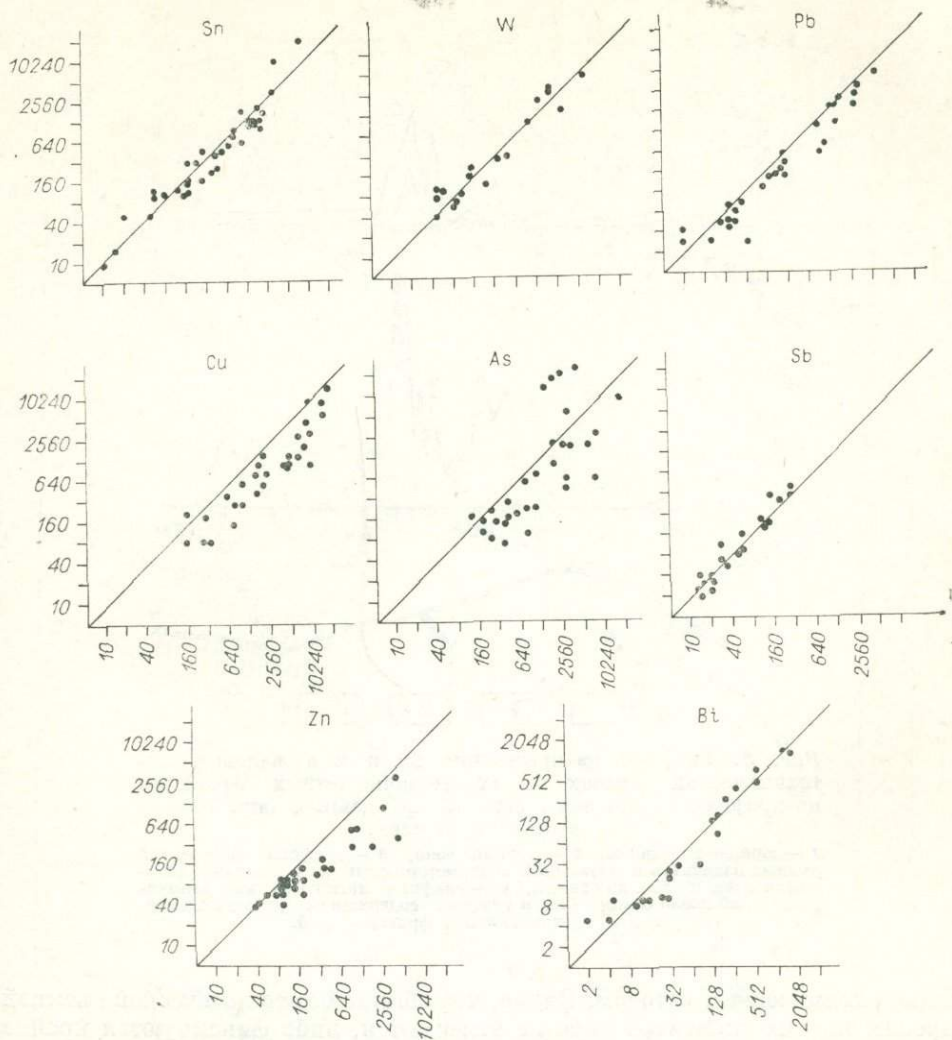


Рис. 2. Корреляции содержаний химических элементов ( $10^{-4}\%$ ) в валовых пробах, отобранных из оловорудных тел Комсомольского района, и термомагнитных фракциях тех же проб. По оси ординат — валовые содержания элементов, по оси абсцисс — содержания в термомагнитной фракции.

в рудных телах и первичных ореолах. Благодаря этому данные ТМГМ могут использоваться для определения типа рудного проявления и вероятной глубины эрозионного среза оруденения с учетом геохимической вертикальной зональности.

Опыт работ на нескольких оловорудных зонах Комсомольского и Кавалеровского района свидетельствует о том, что в термомагнитной фракции концентрация рудных элементов всегда в несколько раз выше, чем в валовых пробах рыхлых отложений, отобранных в области развития ореола или потока рассеяния. Поэтому аномалии рудных элементов в термомагнитной фракции значительно контрастнее, чем в валовых пробах. В условиях, неблагоприятных для формирования вторичных ореолов, аномалии рудных элементов в валовых пробах проявляются слабо и комплекс элементов, присутствующих в аномальных концентрациях, далеко не полностью соответствует комплексу элементов, характеризующему рудные тела и связанные с ними первичные ореолы. На рис. 3 приведен пример четкой фиксации ореола, связанного с оловорудной зоной, термомагнит-

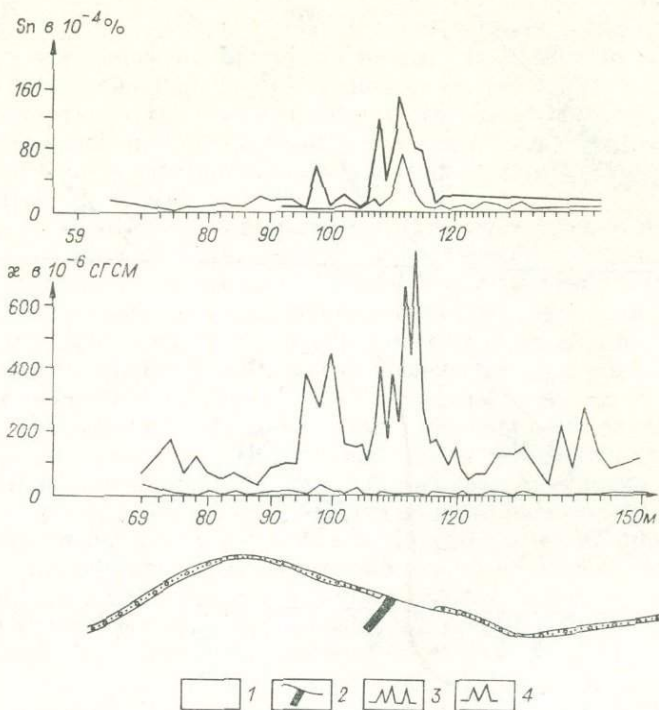


Рис. 3. Графики распределения Sn и  $\chi$  в валовых литохимических пробах и их терромагнитных фракциях по профилю вкрест зоны Лунной по данным опробования почвенного слоя.

1 — юрские песчаники, 2 — рудная зона, 3 — графики содержаний рудных элементов и магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) в валовых литохимических пробах до обжига, 4 — графики магнитной восприимчивости проб после обжига ( $T\chi$ ) и графики содержаний рудных элементов в терромагнитной фракции проб.

ным геохимическим методом. Видно, что обычной литохимической съемкой ореолы многих элементов либо не отмечаются, либо фиксируются крайне ненадежно.

Благодаря тому, что терромагнитный метод как бы концентрирует рудные частицы (селективно выбирает из смеси гидроокислы железа, несущие комплекс рудных элементов), максимальные концентрации рудных элементов в терромагнитной фракции оказываются близкими к концентрациям соответствующих элементов в рудной зоне на уровне эрозионного среза. Преимущества ТМГМ перед обычными литохимическими съемками в фиксации слабых потоков рассеяния также бесспорны. На рис. 4 в качестве примера приведено сопоставление потоков рассеяния свинца, серебра и молибдена на одном из рудопроявлений золота. По валовым пробам песчано-глинистой фракции аллювиальных отложений потоки рассеяния элементов, сопутствующих золоту, отмечаются крайне слабо, в то же время ТМГМ фиксирует потоки рассеяния весьма четко.

В заключение следует отметить, что ТМГМ, вероятно, может с успехом применяться при поисках рудных месторождений самых различных типов. Принципиально работы этим методом можно проводить в любых масштабах, однако в настоящее время наибольшей отдачи следует ожидать от применения метода при детальных работах в рудных районах. Этот метод не следует рассматривать как заменяющий обычные литохимические съемки; его целесообразно применять в тех случаях, когда от обычных литохимических методов трудно ожидать высокой эффективности из-за сложных геологических и ландшафтных условий, когда возможности обыч-

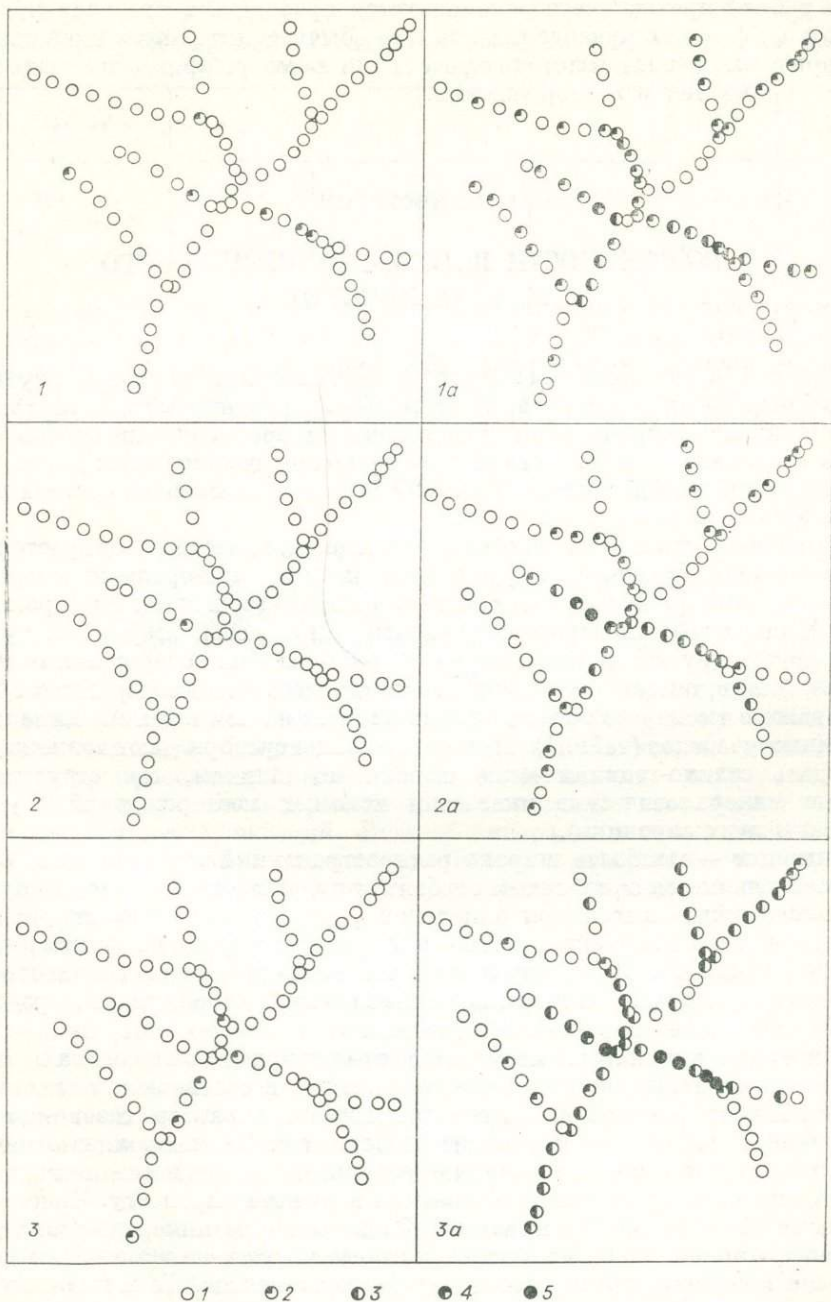


Рис. 4. Фрагмент карты потоков рассеяния на одном из рудопроявлений золото-серебряной формации.

1, 2, 3 — потоки рассеяния Ag, Pb, Mo, выявленные обычной литохимической съемкой, 1a, 2a, 3a — потоки рассеяния, выявленные термомагнитным геохимическим методом. Содержания серебра, свинца и молибдена в  $\mu\cdot 10^{-2}\%$  соответственно: 1) <0,3; <0,50; <5. 2) 0,3—0,6; 50—100; 5—10. 3) 0,6—1,2; 100—200; 10—20. 4) 1,2—2,4; 200—400; 20—40. 5) >2,4; >400; >40.

ных литохимических съемок уже исчерпаны, а перспективы обнаружения скрытых месторождений по геологическим признакам имеются.

Применение ТМГМ в новых районах следует начинать с опытных работ для определения оптимальной методики (сети опробования, величины пробы, времени обжига, способа выделения термомагнитной фракции).

Такие работы прежде всего рекомендуется проводить в пределах рудных районов на флангах рудоносных зон, где обычные литохимические съемки по вторичным ореолам и потокам рассеяния не могут привести к открытию новых рудных тел и месторождений.

А. В. КОСТЕРИН

## ВОЗМОЖНОСТИ ШЛИХО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ

Основой шлихо-геохимического метода поисков является изучение состава отдельных минералов. В отличие от практикуемого в настоящее время шлихового опробования, изучающего минералогические особенности шлиха и являющегося по сути шлихо-минералогическим методом, шлихо-геохимический метод опирается на определение элементного состава шлиха и отдельных минералов.

Выявление аномалий шлихо-геохимическим методом опирается на минералы-концентраторы, гидроокислы железа, минералы-индикаторы, а также рудные минералы и их сростки, попадающие в шлих при промывке проб. Минералы-концентраторы (гранаты, пироксены, амфиболы, турмалин, пирит и другие) характеризуются повышенными содержаниями искомым элементов, особенно в месторождениях: здесь в них содержится в 50—100 и даже в тысячу раз более рудных элементов, чем в тех же минералах безрудных участков (табл. 1). Минералы-концентраторы дают возможность проводить шлихо-геохимические поиски по шлихам, где отсутствуют прямые минералогические указатели искомым месторождений (рудные минералы и их спутники).

Лимонит — наиболее широко распространенный минерал зоны окисления. Он является энергичным сорбентом рудных элементов и их спутников, высвобождающихся при окислении руд; поэтому лимониты рудных зон содержат этих элементов в 100—1000 раз больше, чем лимониты пустых участков (табл. 2). Присутствие рудных лимонитов в шлихе позволяет проводить прямые шлихо-геохимические поиски месторождений, представленных чисто солевыми ореолами рассеяния.

Минералы-индикаторы несут косвенные геохимические сигналы искомым месторождений: определенные содержания и соотношения главных и второстепенных элементов, изотопный состав, характер газовой-жидких включений и прочие геохимические особенности. Это позволяет отличить те из них, которые попали в шлих в результате разрушения месторождений, от тех, которые не имеют отношения к рудному процессу. Чаще всего это самые обычные, всегда присутствующие в шлихе минералы (магнетит, ильменит, циркон, монацит, ортит), которые могут и не выделяться повышенными концентрациями искомым рудных элементов. Так, индикатором

Таблица 1

Содержание олова, вольфрама и ртути в минералах-концентраторах (г/т). По данным В. В. Ляховича (1973) и других

Элемент	Минерал	Безрудные участки	Рудные зоны	Элемент	Минерал	Безрудные участки	Рудные зоны	
Sn	Магнетит	23—33	980—1700	W	Апатит	50—300	700—800	
	Гранат	43—60	630—3900		Hg	Пирит	0,01—9	10—900
	Везувиан	40—80	1000			Барит	0,09—0,7	0,9—80
	Турмалин	10	310—10 000					

Содержание элементов-примесей в лимонитах зоны окисления (г/т). По данным Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба (1964) и др.

Генезис лимонита	Cu	Zn	Pb	W	Mo	Ag
Рудные зоны . . . . .	3200—10 000	500—800	300—4000	3000—10 100	400—600	20—1500
Безрудные участки («фон») . . . . .	70—180	15—200	5—50	0,4	3—20	0,3—1,0

карбонатитов или гидротермальных редкометалльных проявлений являются цирконы с соотношением  $Zr/Hf$ , равным 60—200, и ортиты с повышенным содержанием лантана и церия. Цирконы с малыми величинами соотношения  $Zr/Hf$  (в пределах 3—20) и ортиты с пониженным содержанием лантана и церия характеризуют редкометалльные пегматиты (рис. 1):

Источник циркона	Соотношение $Zr/Hf$
Основные и средние породы . . . . .	45—70
Гранитоиды . . . . .	35—55
Нефелиновые сиениты . . . . .	60—160
Редкометалльные пегматиты . . . . .	3—20
Гидротермальные образования . . . . .	60—200

По соотношению изотопов углерода можно отличить графит, попавший в водотоки из пегматитов, от графита метаморфического — последний несколько «тяжелее». Опираясь на минералы-индикаторы, появляется возможность проводить шлихо-геохимические поиски по шлихам, где отсутствуют какие-либо минералогические или прямые геохимические указатели рудных месторождений. Рудные минералы искомым месторождений (касситерит, вольфрамит, шеелит, золото) и их сростки, попадающие в шлик, также обуславливают появление достаточно контрастных шлихо-геохимических аномалий.

Методике проведения шлихо-геохимических поисков присущи свои особенности, своя специфика, отличные от обычного шлихового опробования. Шлихо-геохимическое опробование проводится по первичным и вторичным ореолам и по потокам рассеяния. Для выявления первичных ореолов используются протоочки, а вторичные ореолы и потоки выявляются по шлихам, получаемым при промывке рыхлых отложений. Исследуются участки, где не обнаружено аномалий другими геохимическими методами, но которые перспективны с общегеологических позиций или по геофизическим данным; опробуются площади, где предполагается наличие слепых рудных тел. Отбор проб производится по водотокам или по сети, с опробованием рыхлых отложений или коренных пород; пробы отбираются из скважин, шурфов и других выработок, пройденных с целью выявления вторичных и первичных ореолов рассеяния. Подвергаются геохимическому исследованию все шлихи, отмываемые при проведении поисково-съемочных работ (а таких шлихов в год по Советскому Союзу берется около полумиллиона). В настоящее время в хранилищах экспе-

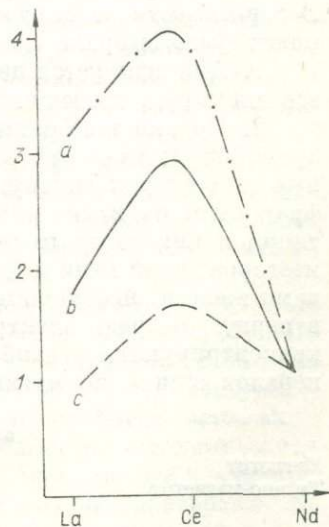


Рис. 1. Соотношение редкоземельных элементов в ортитах различного генезиса ( $Nd = 1$ ).

a — гидротермальные жилы; b — граниты; c — пегматиты.

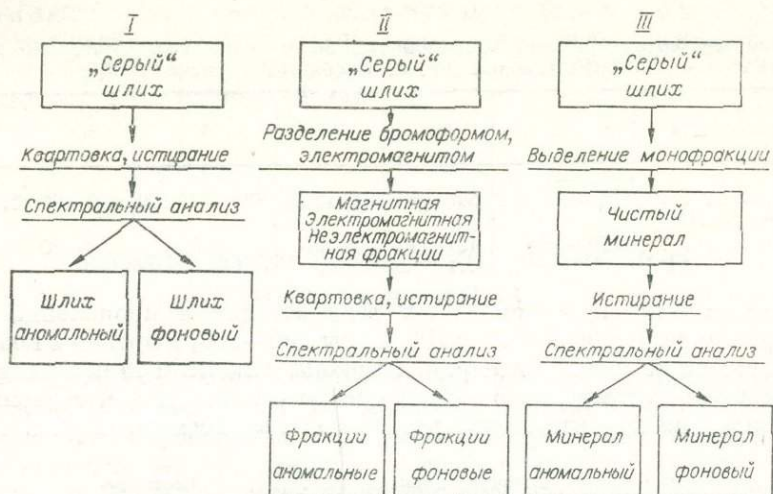


Рис. 2. Схема обработки шлиха.

I — поиски по «серому» шлиху, II — поиски по фракциям, III — поиски по минералам.

диций и геологических управлений скопились миллионы шлиховых проб, описанных лишь минералогически. Эти шлихи необходимо изучить также и геохимически, подвергнув их спектральному анализу.

Как при обычных шлиховых поисках в каждой точке опробования отмывается два стандартных лотка (0,02 м<sup>3</sup>). В некоторых случаях при малом количестве тяжелой фракции (а это видно уже в процессе промывки и доводки шлиха) необходимо промывать большее количество лотков (до 5—10). В случае отбора проб из коренных пород они предварительно дробятся до крупности 0,25—1,0 мм (чем более мелкозерниста порода, тем до меньшей крупности она дробится).

После промывки пробы шлик поступает на геохимический анализ. В зависимости от степени изученности района и от поставленных задач может быть выбрана схема обработки шлиха (рис. 2).

1. Анализируется целиком весь «серый» шлик, что позволяет выявить все типы руд, имеющиеся в районе поисков.

2. Поиски по фракциям: легкая составляющая шлиха отделяется в бромформе; тяжелый остаток делится на магнитную, неэлектромагнитную и электромагнитную фракции. Решение вопроса о том, какую из фракций и на какие элементы анализировать, определяется возможным типом и минеральным составом искоемых рудных тел. Так, при поисках месторождений меди и цинка, представленных на поверхности гидроокислами железа, необходимо анализировать на Zn, Cu и элементы-спутники в первую очередь электромагнитную фракцию, где гидроокислы железа концентрируются в наибольшем количестве. Подразделение обычных минералов шлиха по магнитным свойствам дано ниже:

Магнитная	Фракция электромагнитная	Неэлектромагнитная
Магнетит	Гематит	Сфен
Титано-магнетит	Ильменит	Пирит
	Гранат	Флюорит
	Амфиболы	Рутил
	Пироксены	Пироп
	Монацит	Анализ
	Ксенотим	Апатит
	Лимонит	Барит
	Хромшпинелиды	
	Эпидот	
	Турмалин	

3. Поиски по минералам: из отмытого шлиха на геохимический анализ отбираются отдельные минералы. Это гидроокислы железа, а также возможные минералы-концентраторы и минералы-индикаторы искоемых рудных месторождений, которые анализируются на главные рудные элементы и спутники. Анализ отдельных минералов используется для целенаправленных поисков конкретных месторождений, например, вольфрамовых руд по апатиту.

«Серый» шлик, отдельные фракции шлиха и минералы квартуются, стираются и анализируются спектрально или иным методом на главные рудные элементы и спутники. Определяются фоновые и аномальные содержания элементов в «сером» шлихе, в различных фракциях и в отдельных минералах. Результаты геохимического анализа отдельных минералов, различных фракций и «серого» шлиха изображаются графически в виде шлихо-геохимических карт, которые строятся на схематической геологической основе или в виде накладок. Шлихо-геохимические карты по ореолам рассеяния аналогичны картам литохимическим и строятся сходным образом. Карты по потокам рассеяния аналогичны шлихо-минералогическим картам.

Соединяя лучшие стороны геохимического и «классического» шлихового опробования, шлихо-геохимические поиски обладают большими возможностями. Так, шлихо-геохимический метод выгодно отличается от обычного шлихового опробования тем, что использует все минералы, встречаемые в шлихе: спектрограф «видит» в 100 раз больше, чем глаз минералога. Поэтому он универсален и может выявлять все типы полиметаллических и редкометалльных месторождений: в составе рудных тел всегда имеются устойчивые минералы-концентраторы и минералы-индикаторы, а на выгодах в зоне окисления образуются гидроокислы железа. Шлихо-геохимический метод выделяется чрезвычайно большой чувствительностью до  $10^{-7}$  —  $10^{-11}\%$ . Это достигается тем, что в процессе отмычки шлиха происходит концентрирование рудных компонентов до десяти тысяч раз. Последующее разделение тяжелого остатка шлиха на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции приводит к дальнейшему концентрированию нужного минерала в одной из них. Еще более увеличивает чувствительность опробования анализ отдельных минералов, что позволяет выявлять даже очень слабые аномалии.

Еще одним ценным качеством шлихо-геохимического метода является большая представительность — исследуется 32 кг породы против 25—50 г при литохимическом опробовании. Это особенно важно для выявления механических ореолов рассеяния, которые характеризуются малым количеством зерен при неравномерном их распределении. Например, вероятность попадания в литохимическую пробу минерала размером 0,5 мм при содержании его в ореоле от 0,5 до 2 г/т составляет всего 0,5%. В горных и северных районах, где в ореолах и потоках рассеяния преобладает более крупная фракция рыхлых пород (0,1 мм), шлихо-геохимический метод может успешно конкурировать с литохимией.

В табл. 3 приведена стоимость обработки одной шлихо-геохимической пробы и для сравнения литохимической и обычной шлиховой пробы. По данным табл. 3 видно, что геохимический анализ увеличивает стоимость опробования всего на 28%, но количество получаемой информации увеличивается на один-два порядка. Стоимость взятия и обработки одной шлихо-геохимической пробы в 2—5 раз больше стоимости литохимической пробы. Однако чувствительность шлихо-геохимического метода значительно выше, чем литохимии, поэтому опробование можно производить по разреженной сети. Это резко уменьшает стоимость опробования  $1 \text{ км}^2$ . Если мы примем плотность отбора проб при шлихо-геохимическом методе такой же, как и при обычном шлиховом опробовании, то при всех масштабах поисков шлихо-геохимическое опробование по «серому» шлиху дешевле обычной литохимии, проводимой на тех же площадях. При поисках мас-

Таблица 3

Вид работ	Метод					
	шлихо-геохимический				лито-химический	шлихо-минералогический
	по «серому» шлиху	по фракциям	по минералам	шлихи из хранилиц		
Взятие пробы	2,01	2,01	2,01	—	0,68	2,01
Обработка шлиха	—	2,49	—	—	—	2,49
Полуколичественный минералогический анализ	—	—	—	—	—	2,38
Выделение монофракций	—	—	3,20	—	—	—
Подготовка к спектральному анализу	0,34	0,34 *(1,02) **	0,34	0,34 *(1,02) **	0,34	—
Полуколичественный спектральный анализ	0,29	0,29(0,87)	0,29	0,29(0,87)	0,29	—
Итого . . . . .	2,64	5,43(6,39)	5,84	0,63(1,89)	1,31	6,88

Примечание. Расчет стоимости одной шлихо-геохимической пробы при поисках (в руб.) выполнен по справочнику укрупненных сметных норм (1969): вып. VI, с. 66 и вып. VII, с. 136—148.

\* Расчет для одной фракции шлиха.

\*\* Расчет для трех фракций шлиха: магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной.

штаба 1 : 100 000 стоимость шлихо-геохимических поисков по фракциям или отдельным минералам соизмерима со стоимостью литохимии. При поисках масштаба 1 : 50 000 шлихо-геохимия в любом варианте дешевле литохимии.

## ВЫВОДЫ

Соединяя лучшие стороны геохимического и «классического» шлихового опробования, шлихо-геохимический метод обладает большими возможностями.

1. Шлихо-геохимический метод использует все минералы, встречаемые в шлихе, поэтому она универсальна и может выявлять все типы полиметаллических и редкометальных месторождений, чем выгодно отличается от «классического» шлихового опробования.

2. Шлихо-геохимический метод выделяется огромной чувствительностью, поскольку в процессе взятия шлиха происходит концентрирование до десяти тысяч раз. Это позволяет выявить даже очень слабые аномалии.

3. Шлихо-геохимический метод характеризуется большой представительностью — исследуется 32 кг породы против 25—50 г при литохимии, что особенно ценно для выявления и оконтуривания слабых механических ореолов с неравномерным распределением минералов.

4. Геохимический анализ увеличивает стоимость шлихо-минералогического опробования всего на 28%, но количество получаемой информации увеличивается на один-два порядка.

5. Шлихо-геохимические поиски по «серому» шлиху дешевле литохимии, проводимой на тех же площадях. При поисках по фракциям и отдельным минералам в масштабе 1 : 100 000 шлихо-геохимия по стоимости примерно равна литохимии, а при съемке масштаба 1 : 50 000 — дешевле литохимии.

## ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ЗАБОЛОЧЕННЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ

Общезвестны трудности поисков месторождений полезных ископаемых на болотах. Болота занимают значительные площади таежных и лесостепных ландшафтов Сибири. Заболоченные долины большинства рек и распадков приурочены к разломам, линейным корам выветривания, зонам окисления и выполнены разнообразными дальнепринесенными отложениями. Болотами перекрыты перспективные рудоносные структуры, рудоконтролирующие разломы. Поисковая оценка бурением, горными выработками таких площадей затруднительна и мало эффективна из-за большой мощности рыхлых отложений и торфяников. При поверхностных вариантах геохимических поисков болота обычно остаются не опосредованными.

Для оценки рудоносности заболоченных районов предлагается новый геохимический способ — поиски по железистым осадкам (авторское свидетельство № 409181 на изобретение «Способ геохимических поисков месторождений», Тайсаев, 1974). Железистые осадки широко проявлены на низинных болотах. Весьма слабый сток вод, частое застаивание их в торфяниках приводят к формированию бурых болотных вод, богатых органикой (величина окисляемости достигает 25—70 мг  $O_2$ /л) и железом (от 0,3 до 10 кг/л и более). В водах болот преобладает закисное железо, отношение  $Fe^{2+}:Fe^{3+}$  колеблется от 1,1 до 3, а в торфяных водах на глубине 0,3 м оно достигает 8. Летом поверхностные слои (2—5 см) болотных вод хорошо прогреваются (температура 15—22°C) и характеризуются окислительной обстановкой, обусловленной кислородом, растворенным в воде, и кислородом воздуха. В этих условиях происходит окисление органических веществ до  $CO_2$  и воды, железо образует труднорастворимые соединения и выпадает в осадок. Выпадают они на участках высачивания и движения над- и подмерзлотных вод, на кислородном барьере — при смене восстановительной обстановки окислительной. Интенсивное выпадение железистых осадков происходит и на тех болотах, где вдоль молодых разломов разгружаются холодные железистые воды. В Прибайкалье, Забайкалье и Байкало-Патомском нагорье на выходах таких вод формируются приразломные лимониты (современные и древние).

Железистые осадки богаты органикой (среднее содержание  $C_{орг}$  в сухих пробах равно 12,1%). Зола железистых осадков состоит в среднем на 94% из Fe, Si, Ca и Al (Fe абсолютно преобладает) и на 5% из Mn, P, Ti, Mg, S, K и Na.

Высокие концентрации Ca, P, Mg, S и Mn связаны с биогенной аккумуляцией их. Хорошие природные сорбционные свойства железистых осадков, определяемые наличием в них гидроокислов железа и органических веществ, приводят к обогащению их целым рядом рудных элементов. Ряды кларков концентрации для железистых осадков имеют следующий вид:

Элемент	As	Mn, Mo, Zn, В, Со, Ва, Pb	F, Sn, Cr, Ni, Cu, V, Ag
КК	25	от 7 до 1	от 0,6 до 0,1

Постоянная обогащенность железистых осадков мышьяком, марганцем, цинком, молибденом, бором, несомненно, свидетельствует о возникновении на болотах в соответствующих местах совмещенных кислородно-сорбционных барьеров.

Наиболее высокие концентрации и широкий спектр рудных элементов в железистых осадках болот выделяются на участках ореолов и потоков рассеяния изученных нами редкометалльных, колчедано-полиметаллических и медно-никелевых месторождений Бурятии. Аномалии в железис-

Концентрации рудных элементов (в  $n \cdot 10^{-3}\%$ ) в железистых осадках на участках ореолов различных типов месторождений Бурятии

Месторождение рудопроявление	Количество проб	Zn	Pb	Cu	Ni	Cr	Ag	Mo	Cd
Довыренское медно-никелевое . . . . .	4	<u>170</u>	6	<u>80</u>	<u>500</u>	<u>200</u>	—	—	—
Холоднинское колчеданно-полиметаллическое:									
железистые осадки болот над ледниковыми отложениями мощностью 10—15 м . . . . .	10	<u>130</u>	<u>10</u>	3	5	10	80	0,1	—
железистый источник, приуроченный к разлому . . . . .	2	<u>1500</u>	<u>10</u>	1	2	—	<u>300</u>	0,2	<u>10</u>
Харасанское рудное поле. Зоны:									
штокерковая молибденовая . . . . .	15	<u>25</u>	2	<u>25</u>	2	—	10	<u>4</u>	—
окисления молибденит-халькопиритовых руд . . . . .	5	<u>50</u>	2	<u>15</u>	2	—	<u>60</u>	<u>2</u>	—
окисления золото-полиметаллических руд	35	15	1	1	1	—	<u>300</u>	0,5	—

Примечание. Подчеркнуты аномальные концентрации элементов-индикаторов.

тых осадках отличаются сравнительно полным спектром рудных элементов, характерной парагенетической ассоциацией их, типичной для руд и их первичных ореолов. Аномально высокие концентрации мышьяка, молибдена, меди, цинка, свинца, никеля, кадмия и других металлов в железистых осадках болот представляют важные и прямые поисковые признаки различных типов оруденения (см. таблицу 1). Проявление аномалий в железистых осадках болот не зависит от типа развития (открытого и закрытого) вторичных литохимических ореолов рассеяния. Способ геохимических поисков с опробованием железистых осадков значительно облегчает опробование болот, где проведение поверхностных лито- и гидрохимических поисков неэффективно, а зачастую невозможно.

Сущность способа заключается в том, что при геохимических поисках в пробу отбираются железистые осадки, которые после просушивания и озоления анализируются на широкий круг рудных элементов. По аномально высоким концентрациям элементов-индикаторов оруденения выделяются потоки и ореолы их. Опробованию данным способом подлежат склоновые и низинные болота, устьевые части заболоченных падей. Шаг отбора проб в падах и долинах составляет 250—300 м. Короткие пади протяженностью 300—500 м характеризуются одной пробой. Опробование краевых частей склоновых болот ведется через 100 м. Отдельно опробуются железистые осадки и охры, отлагающиеся из железистых вод зон разломов. Пробы железистых осадков отбираются на болоте, на участках высачивания и движения надмерзлотных вод. Пробы отбираются полиэтиленовой кружкой в чистые матерчатые мешочки размером 10×15 см. Набирается полный мешочек ржаво-бурой студнеобразной пробы железистых осадков. После стекания воды из мешочка проба просушивается, измельчается и с остатками органики озоляется в муфеле в фарфоровых тиглях в течение 2—3 ч при температуре 450—500° С. Озоление ведется до полного выгорания органики при окислительном режиме. Зольность железистых осадков равна 15—18%. Количество золы, необходимой для спектрального анали-

за, равно 150—200 мг. С учетом контрольного анализа и оставления дубликата вес сухой пробы железистых осадков должен составлять 2—4 г, соответственно вес исходной сырой пробы равен 40—50 г.

Предложенный геохимический способ может использоваться при решении следующих задач:

а) для оценки рудоносности заболоченных закрытых районов при поисках масштаба 1 : 100 000—1 : 50 000 в пределах перспективных рудоконтролирующих структур с целью выделения локальных участков под детальные поиски;

б) для оценки заболоченных флангов известных рудных полей, ненадежно опоскованных другими геохимическими методами при поисках масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000;

в) для оценки рудоносности молодых водоносных разломов, перекрытых дальнеприносными отложениями и болотами.

На болотах при выходе надмерзлотных склоновых и трещинных вод, дренирующих зоны оруденения, формируются контрастные аномалии рудных элементов в болотной растительности (осоке, пушице, сфагнуме) и торфяниках. Особенно активно накапливают рудные элементы торфяники, богатые органикой, илами, железистыми осадками. В торфах верховых и низинных болот формируются высококонтрастные аномалии цинка, свинца, молибдена, меди, никеля, мышьяка, кадмия, сопряженные со значительно ослабленными или закрытыми литохимическими аномалиями на площадях развития солифлюкционных, дефлюкционных и ледниковых отложений. На болотах выделяются торфогеохимические ореолы и потоки рассеяния рудных месторождений, перекрытых рыхлыми отложениями мощностью 10—20 м.

В Забайкалье большие площади заняты четвертичными пролювиально-делювиальными, эоловыми, эолово-делювиальными песками и лессовидными супесями, которые перекрывают перспективные рудоконтролирующие структуры и месторождения. Здесь выходы трещинных вод вдоль разломов часто трассируются линейными болотами, лугами и железистыми источниками, в торфяниках и железистых осадках которых формируются наложенные аномалии и рудных элементов погребенного оруденения. Торфогеохимические поиски и поиски по железистым осадкам в этих условиях эффективны для оценки рудоносности разрывных нарушений, большинство которых наследуют древние разломы, контролирующие зоны оруденения.

Поиски по железистым осадкам и торфогеохимические поиски просты в исполнении, надежны, они позволят удешевить поисковые работы и повысить их эффективность на заболоченных площадях.

Б. А. КОЛОТОВ, Е. А. КИСЕЛЕВА

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВЯННЫХ И ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И ВОЗМОЖНОСТИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ИХ ПОИСКОВ

Гидрогеохимические исследования на рудных полях оловянного и вольфрамового оруденения в пределах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР проводятся авторами начиная с 1958 г. За это время благодаря работам геологической службы ПТГУ и СВТГУ накопился значительный фактический материал, включающий результаты анализов десятков тысяч гидрогеохимических проб, отобранных при поисковых и съемочных

работах на территориях в десятки тысяч квадратных километров и при методических и тематических исследованиях на многих десятках различных рудных объектов.

Положительным моментом, с точки зрения практики применения гидрогеохимических методов поисков на больших площадях, является единая методическая основа всех проведенных работ. Основные методические положения были выработаны в начале 60-х годов благодаря тематическим работам на значительном количестве объектов различного генезиса и в разных ландшафтных условиях. Единая методика выполнения работ дает возможность в настоящее время обобщить и интерпретировать накопившийся материал также в едином методическом ключе.

В основу методики гидрогеохимических поисков была положена классификация (Колотов и др., 1970), позволяющая рассматривать три класса поисковых признаков; универсальные, встречающиеся в водах любого типа месторождений ( $Zn$ ,  $Cu$ ,  $\Sigma M$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $As$ ), специальные, встречающиеся в водах совершенно определенных типов минерализации ( $W$  — для вольфрамовых,  $K$  — для золото-серебряных,  $Sn$  — для оловянных и т. д.) и грушковые (промежуточный класс), характерные для вод широких групп месторождений ( $F$  и  $Li$  — для группы редкометалльных месторождений;  $pH$  и  $HCO_3^-$  — для группы сульфидных месторождений и др.). Показано что фундаментом методики гидрогеохимических поисков является класс универсальных поисковых признаков, информативность которых возрастает с укрупнением масштаба работ или ростом специализации территории. Высокая информативность универсальных поисковых признаков ( $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Pb$  и  $SO_4^{2-}$ ) была подтверждена независимыми исследованиями Ю. Г. Иванова с сотрудниками (1971). В результате расчетов, выполненных на ЭЦВМ, ими было показано на примере Фурмановского рудного района Приморья, что среди многих поисковых признаков оловянных месторождений, включающих геологические, геофизические и геохимические критерии, гидрогеохимические признаки (рассматривались  $\Sigma M$  и  $SO_4^{2-}$ ) имеют одни из наиболее высоких показателей информативности.

Методика гидрогеохимического опробования вод при массовых поисках сводится к следующему. Непосредственно на точке опробования выполняется маршрутный комплекс определений с помощью лаборатории «Комар» и отбирается концентрат микроэлементов. Основой концентрирования долгие годы служил  $CdS$  и  $CdS$  в смеси с активированным углем. В настоящее время концентрирование выполняется по разработанному во ВСЕГИНГЕО методу АКХ (Корганова и др., 1973). Концентрат анализируется спектрально полуколичественным или приближенно-количественным методом с расшифровкой спектрограмм на 15—20 элементов. С укрупнением масштаба работ в комплекс определений включались и анализируемые в полевой лаборатории специальные поисковые признаки.

Гидрогеохимические поиски всегда применялись в комплексе с другими видами поисковых работ, наиболее постоянно — со шлиховым и литохимическим по потокам рассеяния. Выявленные перспективные участки подвергались затем детальным работам, включавшим площадные геофизические и литохимические методы поисков и геологическую съемку, а в случае обнаружения рудных тел — крупномасштабные поисково-разведочные работы. Указанным комплексом работ, при обязательном участии гидрогеохимического опробования, были открыты многие перспективные участки, часть которых перешла в настоящее время в разряд оловянных или вольфрамовых месторождений, или крупных рудопроявлений: Восток-2, Лучистое, Зурбаган, Пионерское.

Ниже приводится характеристика гидрогеохимических полей оловянного и вольфрамового оруденения.

Оловянные месторождения Дальнего Востока и Северо-Востока СССР представлены рядом рудных формаций в зависимости от температу-

ры их образования: касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-силикатно-сульфидной. В соответствии с этим рядом возрастает количество сульфидов в рудах и уменьшается значимость высокотемпературных минералов, образованных окисненными (литофильными) и, в частности, редкими элементами с кислородом (Радкевич, 1959). Эти факторы отмечены в связи с тем, что они определяют состав гидрогеохимических полей оловорудных формаций. Гидрогеохимические поля кварц-касситеритовых месторождений характеризуются наличием значительного комплекса элементов, включающих как группу окисленных (Al, Ti, V, Ga, Be, Zr), так и группу халькофильных элементов (Zn, Pb, Cu, As, Mo, Bi). Спецификой группы халькофильных элементов являются во-первых, малые содержания этих элементов в водах, что связано с относительной ограниченностью распространения их в рудах, и, во-вторых, присутствием среди них Mo и Bi (не обнаруживаемых в составе гидрогеохимических полей других рудных формаций) в связи с тем, что они представлены в рудах относительно высокотемпературными сульфидными минералами — молибденитом и висмутином. Гидрогеохимические поля сульфидно-касситеритовых месторождений характеризуются высокими содержаниями халькофильных элементов (Pb, Zn, Cu, As, S,  $(SO_4^{2-})$ , реже Ag, Sb), в то время как окисленные (литофильные) элементы дефицитны в водах. Гидрогеохимическое поле силикатно-сульфидных месторождений по облику является переходным и характеризуется чертами, присущими крайним членам ряда рудных формаций. Из халькофильных элементов значительную роль в формировании ореолов рассеяния начинают играть As и Cu. Поле распространения в водах окисленных элементов часто находится в непосредственной близости от рудного поля.

Кратко остановимся на пространственном взаимоотношении групп литофильных и халькофильных элементов. Как уже упоминалось, гидрогеохимические поля обеих групп пространственно совпадают для кварц-касситеритового типа минерализации и часто лежат в непосредственной близости от рудного поля силикатно-сульфидного типа. Что касается сульфидно-касситеритовой формации, то поле развития в водах литофильных элементов всегда можно зафиксировать на некотором удалении от рудного поля. Часто отмечается пространственное совпадение этого поля с полем развития «биотититов» (Размахнин, 1973). Разрушение «биотититовых ядер» современными процессами в зоне гипергенеза является одним из источников литофильных элементов в водах. Существует еще один тип оловянного оруденения, для которого характерно распространенное совпадение гидрогеохимических аномалий халькофильных и литофильных элементов — оловянное оруденение в эффузивных породах, генетически связанное с субвулканическими телами, некками, трубками взрыва.

Необходимо остановиться на вопросе формирования гидрогеохимических полей литофильных элементов, являющихся результатом гипергенного разрушения пород, для которых характерны относительно повышенные концентрации Ti, V, Ga, Be, Zr, Sn и др. Гидрогеохимические аномалии перечисленных элементов встречаются в пределах: 1) приконтактных (более всего апикальных) частей интрузивных массивов (А. А. Колотов, Б. А. Колотов, 1971); 2) вулканических построек (некков, трубок взрыва и т. д.); 3) рудных полей высокотемпературных редкометалльных и оловольфрамовых месторождений; 4) зон региональных разломов, насыщенных интрузивными телами и излившимися лавовыми потоками (например, Центральный структурный шов Сихотэ-Алиня).

Таким образом, гидрогеохимические аномалии литофильных элементов связаны так или иначе с местами интенсивной высокотемпературной гидротермальной переработки массивов горных пород. Весьма характерными формами миграции именно для перечисленных элементов являются сложные комплексные соединения как в гипергенных (Щербина, 1956),

так и в гидротермальных растворах (Беус, 1963; Ганеев, 1963). С падением температуры по мере взаимодействия с породами прочность высоко-температурных комплексов уменьшается, что приводит к их распаду и высаживанию из растворов литофильных элементов. При выветривании участков гидротермально-измененных пород элементы-литофилы попадают в природные воды, где также формируют комплексные соединения, как это показано в различных работах (Колотов, Эленбоген, 1974).

Минерализация кварц-вольфрамового типа генетически близка рудам кварц-касситеритовой формации и объединяется с ней в кварц-касситерит-вольфрамитовый тип, в котором значимость полезного ископаемого определяется концентрацией и распределением олова или вольфрама. В гидрогеохимическом поле этого типа был обнаружен вольфрам (см. таблицу 1).

Шеелитовый тип вольфрамовых месторождений не был изучен детально, несмотря на то, что при открытии одного из крупных промышленных объектов данного типа зафиксирована рудная гидрогеохимическая аномалия. Показателями ее в связи со значительным количеством сульфидов в рудах были: группа халькофильных элементов, пониженные значения рН и нарушенное в связи с этим (в сторону уменьшения  $\text{HCO}_3^-$ -иона) карбонатное равновесие. Специально отобранные пробы показали наличие водного потока рассеяния вольфрама протяженностью около 4 км.

Достаточно обширный фактический материал по гидрогеохимии оловорудных месторождений убедительно показывает, что оловорудные месторождения всех известных в Приморье формаций в большинстве случаев сопровождаются водными ореолами рассеяния олова. Благодаря ландшафтно-геохимическим особенностям Приморья и минералогической специфике олова фоновые содержания его в водах, как правило, не достигают чувствительности спектрального анализа. Воды участков оловорудной минерализации несут повышенные содержания этого элемента в количестве от следов до  $n \cdot 10$  мкг/л (см. таблицу).

Если рассмотреть такие полярные минералогические типы оловянной минерализации, как кварц-касситеритовый и сульфидно-касситеритовый, то можно отметить для них специфику структуры водных ореолов рассеяния олова. Наиболее высокие содержания олова для месторождений сульфидно-касситеритовой формации приурочены, как правило, к рудным водам. Далее по потоку содержания олова снижаются, а затем при выполаживании долины в пределах накопления рыхлых отложений (касситеритовой россыпи) формируется в ряде случаев новая аномалия олова. В пределах кварц-касситеритовой минерализации россыпь фиксируется более контрастной аномалией олова — до 20 мкг/л (в случае касситерит-сульфидного месторождения эта аномалия может вообще отсутствовать), часто более яркой, чем аномалия, источником которой являются сами кварц-касситеритовые руды. Изложенная закономерность может быть объяснена с точки зрения минералогии и геохимии олова в зоне гипергенеза различных типов месторождений: результатом двойственности свойств самого олова, проявляющего себя как халькофильный и литофильный элемент, различием химических и кристаллохимических свойств и различной устойчивостью минералов олова к процессам выветривания. По-видимому, олово следует признать достаточно хорошим мигрантом в водах (см. таблицу). Возможно, основой хорошей миграционной способности олова в водах является склонность его к комплексообразованию (в частности, известны прочные комплексы с органическими кислотами) и те формы, в которых оно может существовать в водных растворах.

Проведенные С. Р. Крайновым, А. М. Эленбогеном, а также авторами данной статьи расчеты форм миграции олова и вольфрама в водах показали, что в фоновых водах олово будет мигрировать чаще всего в виде положительно заряженных гидроксокомплексов. Если в рудах и вмещающих породах присутствует фтор, (весьма частый случай, поскольку этот элемент активно участвует в переносе олова при

Основные характеристики гидрогеохимических полей оловорудных и вольфрамовых месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока СССР

Рудная формация	Вмещающие породы	Содержания металлов в воде, мкг/л			Компоненты, формирующие гидрохимическое поле	Протяженность ореолов рассеяния, км
		модальные	максимальные	процент встречаемости аномальных содержаний		
<i>Содержания олова</i>						
Кварц-касситеритовая	Алевролиты, песчаники	Сл. —1,5	10—20	6—60	Zn, Cu, As, Be, Mo, F, W, Pb, Bi, Ti, V, La, Zr, Ga, Y, Yb, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , pH 5,8—6,6	0,5—1,5
Касситерит-силикатная	Песчаники, алевролиты, порфириты	Сл. —2,0	10	22	Zn, Pb, As, Cu, Sb, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , pH 6,9—7,5	До 1—2
Касситерит-силикатно-сульфидная	Песчано-сланцевые и кремнисто-сланцевые	Сл.	20	До 37	Zn, Cu, As, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , Aq, pH 6,5—7,6	0,5—1,0
Касситерит-сульфидная	Осадочные, туфогенные, реже эффузивные	Сл. —2,0	10	36	Zn, Cu, Pb, As, (Aq), SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , pH 6,8—7,2	До 1—2
Касситерит-кварцевая	Скарны, песчаники, кремнистые сланцы, туфы кварцевых порфиритов	2	10	22	Zn, Cu, As, Pb, F, Mn, V, Y, Zr, Ba, Ti, Be, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , pH 6,8—7,9	—
Касситерит-силикатная	Известняки, скарны, сланцы	Сл.	15	—	Zn, Cu, Pb, Aq, Sb, Bi, As, Ti, Mn, Al, Cr, V, Ga, Ba, Be, Ni, CO, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	—
Касситерит-сульфидная	Известняки, доломитизированные известняки, сланцы	2	20	—	Zn, Pb, Ti, Cr, Ni, Co, Be, Ba, Mn, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , pH 7,0—7,4	0,5—1
<i>Содержания вольфрама</i>						
Редкометалльные (берилл-молибден-вольфрамовые), связанные с кислыми интрузиями	Осадочные породы	—	—	—	Be, Mo, Zn, Cu, As, Sn, Aq, F, Bi, W, Nb, Y, Yb, Ti, V, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , Zr, La	—
Скарново-шеелитовые	Контакт гранитов и известняков	0,5—1,0	~1	—	Zn, Cu, Aq, As, Sb, Mo	До 5

формировании месторождений (Барсуков, 1957)), переходя в воды, он вытесняет ион гидроксония, формируя в водах зоны гипергенеза гидрофторкомплексы олова либо  $\text{SnF}_6^{2-}$ . Это подтверждает и график зависимости  $\text{Sn}-\text{F}$ , построенный для вод оловянных месторождений. Для сильно окисляющихся сульфидных месторождений возможны формы  $\text{Sn}^{4+}$  и  $\text{SnO}^{2+}$ . Известны комплексы  $\text{SnCl}_2^-$ ,  $\text{SnCl}_3^-$ ,  $\text{SnCl}_4^0$ .

Основной формой миграции вольфрама являются комплексные соединения. В зависимости от pH формируются: в кислых водах  $\text{H}_2\text{WO}_4^0$  либо  $\text{HWO}_4^-$  (для сильно кислых вод полимеризуясь до  $\text{HW}_6\text{O}_{21}^{5-}$  или  $\text{W}_{12}\text{O}_{41}^{10-}$  (Крайнов, 1973)); для нейтральных и щелочных сред  $\text{WO}_4^{2-}$ .

Интерпретация и обобщение накопленного фактического материала позволили наметить основные закономерности формирования гидрогеохимических полей эндогенного оруденения (в том числе оловянного и вольфрамового) и представить «гидрогеохимический образ» рудных полей того или иного минерогенического типа. В частности, слияние двух групп элементов (лито- и халькофильных) в одном гидрогеохимическом поле в случае кварц-касситеритовых и кварц-вольфрамитовых типов и пространственное разделение гидрогеохимических полей этих двух групп, характерное для касситерит-сульфидной минерализации, являются одними из специфических признаков гидрогеохимической специализации рудных формаций.

Кроме этого задача выяснения специализации гидрогеохимических аномалий решалась методом вероятностного прогнозирования с помощью формулы Байеса:

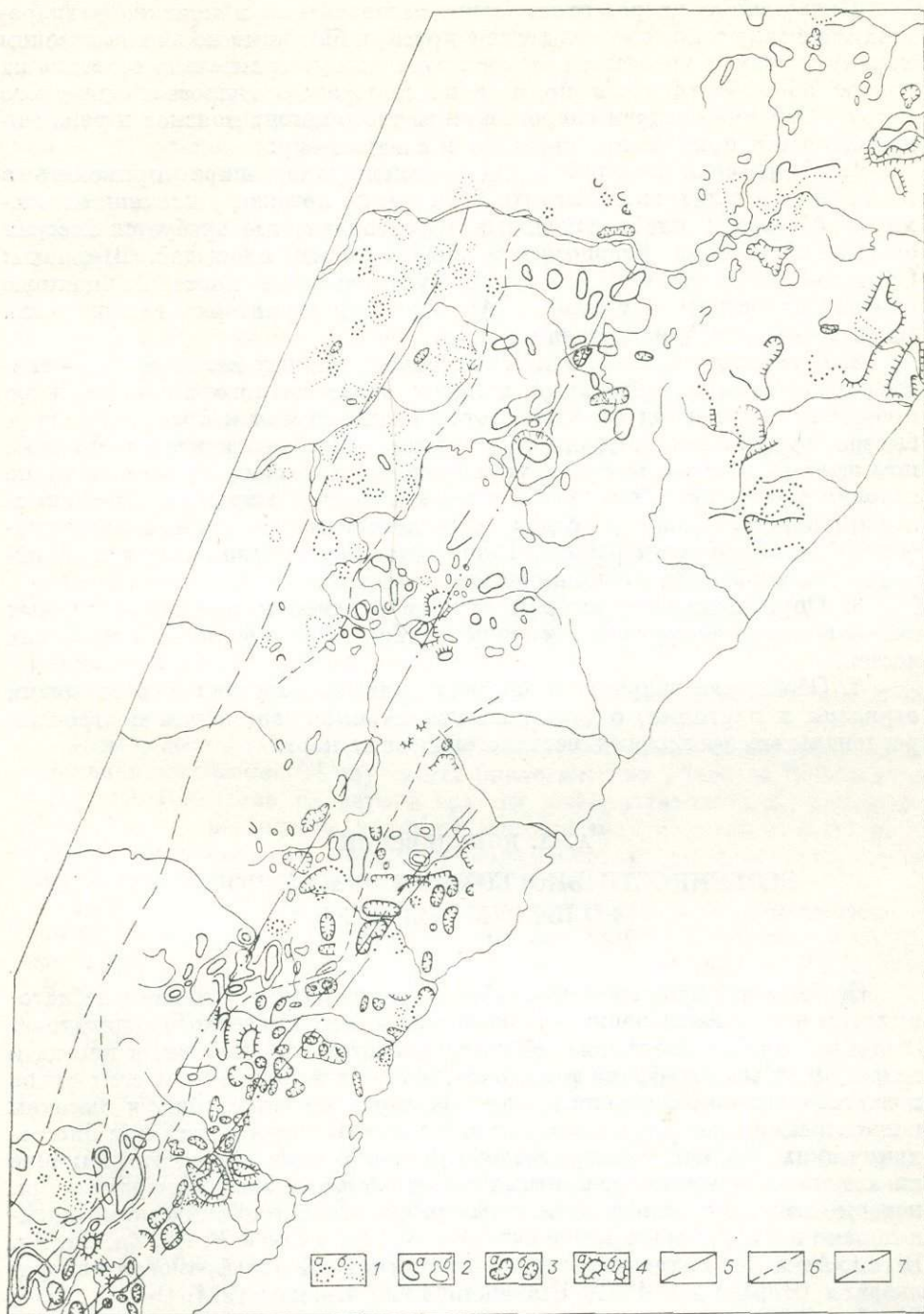
$$P(Bi/A) = \frac{P(Bi) \cdot P(A/Bi)}{\sum_{j=1}^n P(Bi) \cdot P(A/Bi)}$$

которая дает возможность вычислить вероятность соответствия того или иного комплекса гидрогеохимических поисковых признаков (A) определенному типу минерализации (Bi) в известной металлогенической зоне (Киселева, 1971). Вычисленные данные корректировались прочими критериями определения специализации аномалий (известными металлогеническими построениями, наличием и составом магматических комплексов, данными прогнозов других авторов и т. д.).

Гидрогеохимические аномалии, нанесенные на карту с указанием их специализации, придают карте металлогенический характер (см. рисунок). Перспективности участков гидрогеохимических аномалий определялись, исходя из нескольких параметров гидрогеохимических полей: контрастности аномалий отдельных компонентов, являющихся гидрогеохимическими признаками того или иного типа оруденения; площади, занимаемой гидрогеохимическим полем; комплекса компонентов этого гидрогеохимического поля; «информативного веса» каждого компонента (в их общем ряду) относительно возможности связи его с оруденением.

Полученная карта перспективности участков гидрогеохимических аномалий, для которых выяснена специализация их в отношении определенного вида оруденения, носит характер прогнозно-металлогенической и позволяет сделать некоторые выводы, демонстрирующие возможности гидрогеохимического анализа территории в плане комплексного решения вопросов металлогении (см. рисунок).

Анализ карты позволил сделать следующий важный, с точки зрения дальнейших поисковых работ, вывод прогнозного характера: поскольку вероятность пропуска рудной минерализации при гидрогеохимических поисках незначительна (<10%), то с вероятностью более 90% можно утверждать, что основные запасы промышленных руд лежат в пределах гидрогеохимических аномалий, интерпретируемых как рудные. В настоящее время этот вывод постоянно подтверждается на практике благодаря



**Выявление металлогенических закономерностей с помощью гидрохимических данных.**

1—4 гидрогеохимические аномалии: а — весьма контрастные, б — контрастные (1 — редкометальной природы, 2 — оловорудной, 3 — полиметаллической, 4 — золоторудной); 5 — тектонические (структурные) швы; 6 — границы металлогенических областей, выделенные по гидрогеохимическим данным; 7 — осевые линии основных региональных металлогенических структур, проведенные по наиболее контрастным аномалиям соответствующей природы.

открытиям другими методами поисков промышленных рудных тел в пределах контуров гидрогеохимических аномалий (оловорудного тела в пределах перспективного участка Голубой Спотыкач, некоторых других руд в пределах вулканогенного пояса и др.).

Проведенные гидрогеохимические исследования и поисковые гидрогеохимические работы в комплексе с другими близкими по экономическим характеристикам методами поисков позволили утвердительно ответить на вопрос об эффективности применения поискового гидрогеохимического метода. Основные задачи гидрогеохимического метода поисков и рекомендации по его применению сводятся к следующему:

1. Гидрогеохимический метод рекомендуется шире применять в комплексе со шлиховым и литохимическим по потокам рассеяния методами на обширных слабо изученных территориях, где требуется быстрая оценка перспектив рудоносности значительных площадей. Примеры: Охотско-Чукотский и Приморский вулканогенные пояса на наличие близповерхностного оруденения (Au, Ag, Hg); территория вдоль трассы Байкало-Амурской магистрали и т. д.

2. В результате обобщения и переоценки данных металлотрического опробования значительный процент работ данного вида (особенно проведенных в период освоения метода) был отнесен к браку. Заново и быстро оценить эти площади со значительной эффективностью можно с помощью комплекса «гидрогеохимические и литохимические поиски по потокам рассеяния» с тем, чтобы лишь в пределах открытых этим комплексом перспективных участков вести детальные площадные литохимические и геофизические работы. Такой метод переоценки площадей эффективен с точки зрения экономии средств и времени.

3. Опробование территорий рудных районов и отдельных рудных полей с целью оперативной оценки флангов объектов и их глубинных частей.

4. Обобщение гидрогеохимических данных, полученных отдельными отрядами и партиями, с целью получения информации для построения региональных прогнозных металлогенических карт.

А. Л. КОВАЛЕВСКИЙ

## ОСОБЕННОСТИ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД

Особенности накопления вольфрама растениями в основном неблагоприятны для использования его в качестве биогеохимического индикатора. Это обусловлено обычно низкой интенсивностью накопления, а иногда и недоступностью вольфрама растениям, а также наличием у многих видов и частей растений физиологических барьеров по отношению к высоким концентрациям вольфрама в питающей среде. В связи с этим при биогеохимических поисках вольфрамовых руд необходимо обращать внимание на элементы-спутники конкретных типов вольфрамовой минерализации, которые могут быть информативнее вольфрама. Биогеохимическими индикаторами вольфрамовых руд могут быть W, Mo, а также F, Pb, Zn, Sn, As, Bi, Li, Ag и Au, являющиеся частыми спутниками вольфрамовой минерализации (Барабанов, 1961; Быбочкин, 1965; Иванов, 1974; Онтоев, 1974; Щерба, 1960).

Материалы, полученные в последние годы, свидетельствуют о том, что для опробования на вольфрам и другие рудные элементы пригодны не любые, а только информативные биообъекты. Это обусловлено тем, что для всех изученных нами элементов-индикаторов вольфрама — W, Mo, F, Pb, Zn, Sn, Bi, Li, Ag, Au — установлены как неинформативные, так и высокоинформативные биообъекты. При этом наибольшее относительное количество неинформативных биологических объектов установлено для фтора — 91%, а наименьшее — для молибдена. W, Pb, Zn, Li и Ag в этом отношении занимают промежуточное положение.

Согласно предложенным градациям (Ковалевский, 1974), биологические объекты по своей информативности могут быть разделены на четыре группы. Основой для этого деления являются типы нормированных концентрационных кривых в системе почва — биообъект, которые определяются наличием и относительной (в сравнении с фоновым содержанием) предельной концентрацией элемента в изучаемом биологическом объекте. Этими группами биообъектов являются: I. Безбарьерная — количественно информативная; II. Высокобарьерная или гектафоновобарьерная (приближенно-количественная), с предельными концентрациями, превышающими фоновые содержания приблизительно в 100 раз и более); III. Декафоново-барьерная (качественная); IV. Низкобарьерная (фоновобарьерная), предельные концентрации изучаемого элемента которой близки к фоновым и не превышают минимально-аномальных содержаний (рис. 1).

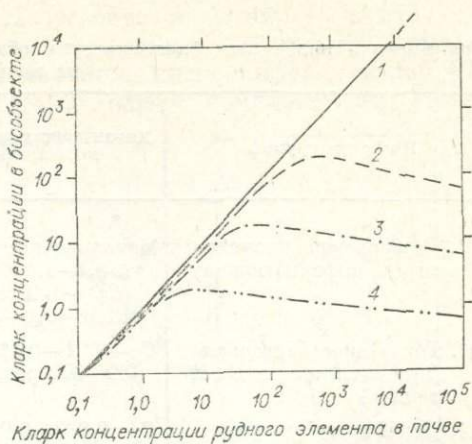


Рис. 1. Типы нормированных концентрационных кривых в системе «питающая среда — биологический объект».

1 — безбарьерный (неограниченного поглощения), количественно-информативный, 2—4 — барьерные типы: 2—высокобарьерный (гектафоновобарьерный), высокоинформативный, приближенно-количественный; 3 — среднебарьерный (декафоновобарьерный), малоинформативный, качественный; 4 — низкобарьерный (фоновобарьерный), пассивный к высоким концентрациям в питающей среде (неинформативный).

Имеющиеся фактические данные позволяют провести первое предварительное разделение 63 изученных биологических объектов Забайкалья и Дальнего Востока на четыре группы информативности на вольфрам (табл. 1). Это разделение является предварительным, так как фоновые содержания вольфрама обычно не определяются при чувствительности спектрального анализа, равной 0,002% и даже  $3 \cdot 10^{-4}\%$ .

Пример, иллюстрирующий наличие контрастных биогеохимических аномалий вольфрама в высокобарьерных биообъектах и отсутствие подобных аномалий в низкобарьерных биообъектах, полученных на Булуктайском вольфрам-молибденовом месторождении, приведен на рис. 2, а концентрационные кривые для системы «почва — биообъект» — на рис. 3.

Опыт изучения количественных барьерных характеристик различных биообъектов по отношению к молибдену, свинцу, бериллию, фтору и другим рудным элементам показывает, что опробование более дробных частей растений, чем это было принято до настоящего времени, позволяет в некоторых случаях выявить более информативные биообъекты, чем средние пробы отдельных органов растений. Так, например, по нашим данным наружный пробковый слой коры деревьев намного информативнее средней пробы коры и особенно внутреннего слоя коры и луба, по отношению к F, Be, Pb и Ag, а верхние части стеблей бобовых трав более информативны на молибден, чем листья, нижние части стеблей или обычно отбираемая средняя проба надземных частей.

Наиболее универсальными элементами-индикаторами вольфрамовой минерализации являются молибден и фтор. Для этих элементов безбарьерные биообъекты существенно различны. По отношению к молибдену — это надземные части большинства видов травянистых растений, в том числе широко распространенные злаки, бобовые, полыни, осоки и другие, а по отношению к высокоим концентрациям фтора — только два из более чем 200 изученных биообъектов, — пробковый слой коры березы плосколистной и наружный слой коры сосны обыкновенной. Сведения об информативности биологических объектов, рекомендуемых для опробования при

## Группировка надземных биологических объектов по индикаторным характеристикам на вольфрам

Название группы	Характеристика объектов над вольфрамоносными рудными телами	Биологические объекты	Количество биообъектов*
I. Безбарьерная (количественно-информативная)	Максимальные содержания в золе ( $C_M$ ) $\geq 0,1-1,0\%$ и превышают фоновые ( $C_F$ ) $\sim 3 \cdot 10^{-4}\%$ в 300 раз и более; РПК=0,1-3,0	1-8	$\frac{8}{13}$
II. Гектафоновобарьерная (приближенно-количественная)	$C_M=0,01-0,1\%$ и превышают $C_F$ в 30-300 раз; РПК=0,03-1,0	9-11	$\frac{7}{11}$
III. Декафоновобарьерная, качественная (малонинформативная)	$C_M=0,002-0,01\%$ и превышают фоновые в 3-30 раз; РПК=0,003-0,1	12-19 12-19 20-31	$\frac{23}{36}$
IV. Фоновобарьерная (неинформативная)	$C_M$ близки к $C_F$ и меньше минимально-аномальных значений; РПК= $=0,0001-0,01$	32-45 32-45 46-63	$\frac{25}{40}$

Примечание. Номера биообъектов: 1-4 — ветви с листьями березы маньчжурской, ивы Радде, клена мелколистного и чубушника тонколистного; 5 — древесина шей кедрового сибирского; 6-8 — надземные части осики лапчатной, крапивы узколистной и льнянки обыкновенной (1-4 и 6-8 — для Дальнего Востока по данным П. В. Иванова, 1972); 9-11 — ветви багульника болотного, березы низкой и кедрового сибирского; 12-13 — ветви жимолости голубой и малины сахалинской; 14-15 — листья ивы и малины; 16 — кора сосны обыкновенной; 17-19 — надземные части костра Иркутского, осики лесной и брусники; 20 — мох зеленый; 21 — моховой покров; 22 — лишайник-олений мох; 23-26 — кора березы плосковетной, лиственницы сибирской, кедровая и ели сибирской; 27-28 — ветви ели, смородины мелкоцветной и курильского чая; 29-31 — листья осины дрожащей, багульника и курильского чая; 32-36 — древесина березы, лиственницы, кедровая, сосны и ели; 37-39 — ветви березы, лиственницы и смородины мелкоцветной; 40-44 — листья (хвои) березы, кедровая, ели, жимолости и смородины; 45 — надземные части кипрея узколистного; 46-48 — ветви таволги средней, шиповника иглистого и калины; 49 — ветви с хвоей можжевельника обыкновенного; 50-53 — дуб березы, лиственницы, кедровая и ели; 54 — листья калины; 55-63 — надземные части аконита бородатого и чекановского, вики однопарной, горошка мышиного и заборного, василисника байкальского, кровохлебки аптечной, марьяных кореньев и снерды тонколистной.

\* Числитель — число биообъектов, знаменатель — их относительное количество в %.

биогеохимических поисках вольфрамовых руд, приведены в табл. 2. Они свидетельствуют о том, что в практике биогеохимических поисков необходимо или сокращать комплекс элементов-индикаторов минерализации

Таблица 2

## Биологические объекты, рекомендуемые для опробования при биогеохимических поисках вольфрамовых руд в Забайкалье

Биологический объект	Элементы-индикаторы (и их характеристика)		
	количественные и приближенно-количественные	качественные	запрещенные
Кора:			
сосны	W, F, Pb, Zn	W, Mo, Ag	Нет
березы	F, Pb, Zn, Ag	W, Mo, Ag	»
лиственницы	Pb, Zn	W, Mo, Ag	F
кедровая	Pb, Zn	W, Mo, Ag	F
Ветви багульника	W, Mo, Pb, Zn	Zn, Ag	F
Злаки	W, Mo, Zn	Pb, Ag	F
Осоки	W, Mo, Ag	Zn, Pb, Ag	F, Pb
Польны	W, Mo, Zn	Pb, Ag	F, Pb, Ag
Бобовые травы	Mo	W, Pb, Zn	F, Pb, Ag
Мхи и лишайники	Mo, Pb, Zn, Ag	W, F	Нет

определенного типа, или, что более целесообразно, отбирать на точке наблюдения не одну пробу растения, как это принято в настоящее время, а две-три пробы, каждая из которых является высокоинформативной к одному из основных элементов-индикаторов или к комплексу их. При поисках вольфрамовой минерализации в лесных ландшафтах можно рекомендовать для отбора две пробы — кору древесного и надземную часть травянистого растения. При этом кора дерева даст количественную информацию в основном об элементах — спутниках вольфрама — F, Pb, Zn, Bi, Li, Be и др., а травянистое растение — о W и Mo и лишь иногда о Pb, Zn и Ag. На заболоченных участках лесных ландшафтов следует отбирать две пробы из коры дерева и мохово-лишайникового покрова, а при отсутствии деревьев — высокоинформативное к вольфраму травянистое растение (осоку или злак) и мохово-лишайниковый покров. В степных ландшафтах на точке наблюдения может отбираться одна проба надземной части доминантного вида с глубокими корнями ( $>1$  м), информативного на W, Mo, Pb, Zn и Ag. Но здесь фтор, как правило, не может использоваться в качестве биогеохимического индикатора, а во многих случаях ненадежными индикаторами становятся свинец и серебро. Очевидно, что выявление высокоинформативных и особенно универсально-информативных биологических объектов имеет большое значение для повышения эффективности биогеохимических поисков вольфрама и опытно-методические работы в этом направлении должны быть продолжены.

Кроме выбора элементов-индикаторов и биологических объектов при биогеохимических поисках необходимо учитывать минеральные формы элементов-индикаторов в корнеобитаемой зоне рыхлого покрова. Параметром, который используется для учета этой зависимости, является растительно-почвенный коэффициент (РПК), равный отношению содержания элемента в золе изучаемой части растения (биообъекте) и в почвенном горизонте питания этим элементом (Ковалевский, 1968, 1974).

Согласно имеющимся данным, значения РПК вольфрама могут изменяться от 0,00003—0,0001 до 10—30, т. е. в  $10^4$ — $10^5$  раз. Они имеют наибольшую величину для легковыветриваемых и вторичных минералов и наименьшую для крупных зерен ( $>3$ —10 мм) вольфрамита и шеелита (табл. 3). В связи с этой зависимостью рудные месторождения, в корне-

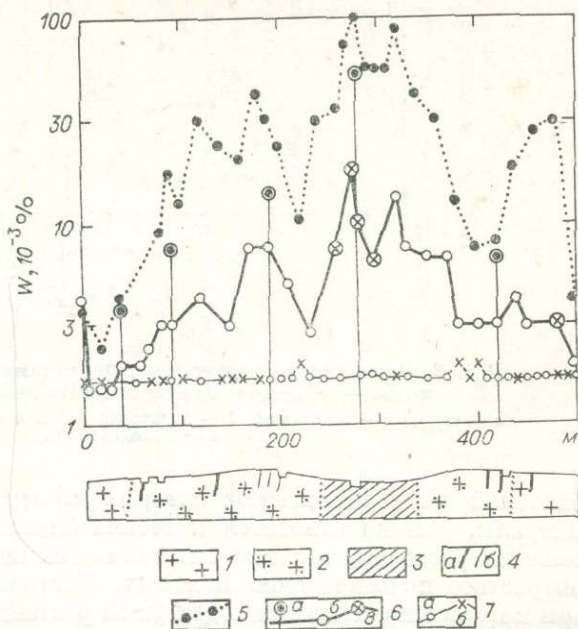


Рис. 2. Распределение вольфрама в почвах и растениях по профилю II на Булукхтайском редкометалльном месторождении.

1 — кварцевые монзонит-сниты, Pz; 2 — брекчи мусковитизированных кварцевых монзонит-снитов с рудной минерализацией; 3 — полимиктовая брекчия трубчатого тела; 4 — рудные прожилковые зоны и жилы: а — молибдена, б — вольфрама; 5 — W в горизонте С почв (0,3—1,0 м); 6 — W в золе информативных биообъектов: а — древесины пней кедра, б — ветви кедра и багульника, в — надземные части костра, осоки и листья ивы; 7 — W в зоне неинформативных биообъектов: а — ветви березы, лиственницы, жимолости и ивы; б — хвоя кедра и листья багульника, березы и жимолости.

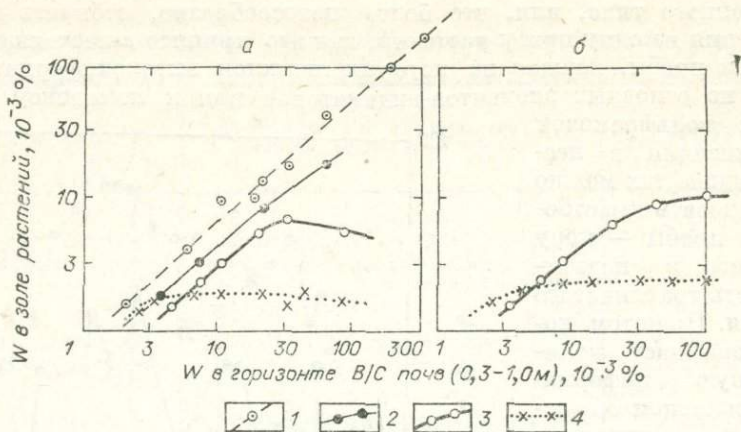


Рис. 3. Зависимости между концентрациями вольфрама в системе почва — растение на Булуктайском месторождении.  
 а — кедр, б — багульник. 1 — древесина пней; 2 — кора пней; 3 — ветви; 4 — листья (хвоя).

обитаемой зоне гипергенеза которых присутствуют легкорастворимые минералы, обычно относятся к весьма благоприятным для выявления с помощью растений, так как биогеохимические ореолы над ними обычно контрастнее почвенно-геохимических. Месторождения, элементы-индикаторы которых практически недоступны растениям, непригодны («запрещены») для выявления с помощью биохимии, так как биогеохимические аномалии над ними, даже в безбарьерных биообъектах, отсутствуют (Ковалевский, 1974<sub>2</sub>). Ориентировочные сведения о значениях РПК вольфрама и его индикаторов, приведенные в табл. 3, показывают, что наиболее интересные типы вольфрамовой минерализации, представленные крупными кристаллами и выделениями вольфрамита и шеелита, могут относиться к группе непригодных для выявления по вольфраму в растениях. Однако, используя в качестве элементов-индикаторов Mo, F, Pb, Zn и другие элементы, типоморфные для конкретных типов руд, и учитывая, что при наличии зон окисления с вторичными минералами вольфрам становится доступным растениям, группа минеральных типов вольфрамовых месторождений и их ореолов, благоприятных для выявления биогеохимическими методами, может быть существенно расширена. Для разделения минеральных типов вольфрамовой минерализации на благоприятные и непригодные для выявления с помощью биогеохимии, необходимы специальные исследования.

Биологические объекты, высокоинформативные на вольфрам и его спутники, имеются во всех ландшафтах с растительным покровом. Поэтому ограничения в практическом применении глубинных биогеохимических поисков месторождений вольфрама следует ожидать в основном из-за непригодности некоторых минеральных типов руд и их литохимических ореолов для выявления этими методами.

Биогеохимические поиски вольфрамовых руд следует вести в соответствии с инструкцией по геохимическим методам... (Инструкция..., 1965) и рекомендациями последних лет (Ковалевский, 1974<sub>1</sub>, 1974<sub>2</sub>). В связи с тем, что во многих случаях площади целесообразного применения биогеохимии распределены мозаично, чередуясь с площадями применения литохимии, эти методы целесообразно компенсировать в варианте литобиогеохимических съемок (Ковалевский, Жбанов, 1972).

Специализированные биогеохимические поиски вольфрама на первых этапах следует ориентировать в основном на детальное опоскование (масштабы 1 : 25 000—1 : 2 000) закрытых участков известных месторож-

Таблица 3

Растительно-почвенные коэффициенты (РПК) высокоинформативных биологических объектов для различных форм элементов-индикаторов вольфрама в почвах

Приближенные величины РПК	Элементы, пример биообъектов, безбарьерных к их высоким концентрациям в почве					
	Zn Кора деревьев	F Кора березы	Mo Наземные части трав	Pb Кора деревьев	Sn	W
					Наземные части осики	
100	Сфалерит, сульфаты	Криолит	Водорастворимые соединения	—	—	—
10	Сфалерит, неминеральные (НМ-) формы	Мелкозернистый флюорит	Вульфенит, молибдит, повеллит, зейрегит, НМ-формы	Англезит, вульфенит, церуссит	Станнин, станинаты, «варламовиты», НМ-формы	Зейрегит, вторичные минералы
1	Формы, сорбируемые гидроокислами железа (Fe-формы)	Среднезернистый флюорит, НМ-формы	Зейрегит, нордизит, Fe-формы, НМ-формы	Fe-формы, НМ-формы	Дисперсный касситерит в сульфидах и кварце, НМ-формы	Зейрегит, вторичные минералы, НМ-формы
0,1	—	Крупнозернистый флюорит	Мелкочешуйчатый молибденит	Мелкозернистый галенит	Мелкозернистый касситерит в кварце	Мелкозернистые первичные минералы
0,01	—	—	Крупные выделения молибденита	Среднезернистый галенит	Среднезернистый касситерит	Среднезернистые первичные минералы
0,001	—	—	—	Крупнозернистый галенит	Крупнозернистый касситерит	Крупнозернистые первичные минералы
0,0001	—	—	—	—	—	Крупные выделения вольфрамита в кварце

Примечание. Прочерки означают, что указанные величины РПК не отмечены.

дений и рудных полей благоприятных минеральных типов, а также их флангов и наиболее перспективных участков, в том числе литохимических, гидрохимических и геофизических аномалий, требующих глубинной оценки, которая может быть сделана с помощью биогеохимии. В дальнейшем они могут применяться для опоискования большинства закрытых ландшафтов в масштабах 1 : 100 000 — 1 : 25 000. При планировании сети наблюдений следует иметь в виду, что биогеохимические аномалии вольфрама и его спутников над маломощными жилами и прожилковыми зонами с видимой мощностью до 10 м локальны — ширина их обычно не превышает 10—40 м. При поисках таких рудных тел необходим шаг опробования растений по профилю порядка 5—20 м. Он уточняется при опытно-методических работах и в процессе проведения производственных поисков. Для увеличения эффективности биогеохимических поисков вольфрама необходима разработка специальной методики анализа золы растений с чувствительностью порядка  $0,3—1 \cdot 10^{-4}\%$ , обеспечивающей определение его фоновых содержаний и минимальных аномалий.

При интерпретации результатов биогеохимических съемок следует иметь в виду, что появление в пределах биогеохимических аномалий элементов-спутников вольфрамовой минерализации (Mo, F, Pb, Zn, Bi, Li, Sn и др.) даже отдельных точек с аномальными концентрациями вольфрама в растениях должно рассматриваться как прямой признак вольфрамовой минерализации. В случаях выявления интенсивных аномалий с концентрациями вольфрама в растениях 0,1—1,0% и более следует иметь в виду, что они должны фиксировать только специфические проявления минерализации, вольфрам которых находится в доступных растениям формах. К ним будут относиться минерализация, представленная молибденсодержащим шеелитом (зейрегитом), весьма склонным к дезинтеграции (Ивашов, 1972), выщелоченные выходы шеелитовых руд, сопровождающиеся остаточным мучнистым шеелитом (Юшкин и др., 1972), а также выветрелые выходы вольфрамовых руд, в зоне окисления которых сохранились вторичные вольфрамовые минералы. Не исключено, что при практическом применении биогеохимическим методом будет выявлены новые типы вольфрамовой минерализации, которые были пропущены другими методами. Из-за значительного влияния минеральных форм и крупности зерен вольфрамовых минералов биогеохимические аномалии вольфрама редко могут интерпретироваться количественно. При проверке биогеохимических аномалий вольфрама необходимо проведение минералогических исследований.

## ВЫВОДЫ

1. Условиями высокой эффективности глубинных биогеохимических поисков вольфрама являются опробование не любых, а только высокоинформативных биологических объектов и применение их при поисках не всех, а только благоприятных минеральных типов руд. При отсутствии этих условий их применение нецелесообразно.

2. В качестве биогеохимических индикаторов вольфрамовых руд кроме вольфрама в растениях следует использовать его спутники, которые часто информативнее самого вольфрама. Наиболее интересными из них являются молибден, фтор, свинец и цинк в базбарьерных биологических объектах.

3. На первых этапах практического использования биогеохимические методы поисков вольфрамовых руд следует применять в основном для детального опоискования наиболее перспективных площадей и участков в масштабах 1 : 25 000—1 : 2 000, закрытых аллохтонными образованиями небольшой мощности. В дальнейшем они могут применяться для опоискования закрытых ландшафтов в масштабах 1 : 100 000—1 : 25 000.

## ЛИТО- И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОДЫ ПРИ ПОИСКАХ НА БОМ-ГОРХОНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Геохимические методы исследования сыграли большую роль при поисковых работах в пределах Бом-Горхонского вольфрамового месторождения и его окрестностей. Этот район расположен в Цагац-Хуртейском хребте Западного Забайкалья и представляет собой горно-таежную область с абсолютными отметками до 1400 м и относительными превышениями 200—300 м. Обнаженность района плохая. Вершины и склоны покрыты сплошным чехлом рыхлых отложений мощностью от 0,5 до 3 м и растительным покровом.

Месторождение было открыто в 1960 г. в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000, при этом металлотметрическое опробование оказало большую помощь при поисковых работах. Для Хилок-Чикойского междуречья практически интересными оказались следующие содержания (в %): вольфрам — следы — 0,001, олово — 0,001 до 0,005, молибден и бериллий — от 0,005 до 0,01. На одном из участков с такими содержаниями, а именно на водоразделе р. Бом-Горхон и руч. Рудного, левого притока р. Мышетая, А. Ф. Скалкиным и Г. М. Макаровым было установлено широкое распространение свалов кварца и грейзенов с вольфрамитом.

Детальное металлотметрическое опробование в масштабе 1 : 50 000 (Ю. П. Скряченко) и 1 : 10 000 (И. Ф. Щербиной, Ю. А. Абакиным, В. Е. Колесниковым, Л. П. Сариним, В. М. Хабаровым, В. П. Сапожниковым, А. Д. Шепелевым) показало, что кварц-вольфрамитовые жилы непосредственно фиксируются аномальными содержаниями вольфрама 0,01—0,03% (Сизых, 1963).

С 1968 по 1972 г. в пределах месторождения проводили детальные геолого-геохимические исследования авторы совместно с М. Г. Корневым и В. Е. Колесниковым. Здесь мы приводим лишь данные опытно-методических работ по комплексному литогеохимическому и биогехимическому опробованию, проведенных на северо-восточном фланге Бом-Горхонского месторождения.

В качестве опытного участка была выбрана магистральная канава № 2092 длиной 320 м, расположенная на северо-западном склоне вершины (крутизна склона 15—20°). Там вскрыта кварцевая жила мощностью 45 см (аз. пад. ЮВ : 140°, угол 25°) с редкометальной минерализацией (молибденит, пирит, гюбнерит, висмутин, сфалерит).

На участке, как и на месторождении, растительность характеризуется повсеместным распространением брусничника, рододендрона даурского, моховой подстилки. Мощность почвенного слоя варьирует в пределах 10—30 см, достигаая максимума 25—30 см под корнями рододендрона. Под гумусом располагается слой суглинка с примесью дресвы мощностью 10—30 см, ниже следуют рыхлые отложения мощностью 1,2—1,5 м, представленные угловатыми обломками гранитов, сиенит-диоритов и кварца, цементированных супесью и дресвой. Количество обломочного материала составляет 60—80%.

Опробовались растения, почва, рыхлый материал и коренные породы. Пробы из почвы и растений отбирались с интервалом 20 м. На каждом интервале отдельно брались: 1) материалы из гумусового горизонта с глубины 7—10 см вместе с растительной подстилкой из-под кустарников и корней деревьев; 2) корни рододендрона даурского; 3) стебли и листья рододендрона; 4) брусничник со стеблем, листьями и корешком.

Из рыхлых отложений отбирались пробы по вертикальным профилям с интервалом 10—20 см. Расстояние между профилями над кварцевой

жилой составляло 0,1 м и на удалении от нее — 20—30 м. Коренные породы опробовались методом пунктирной борозды двухметровыми интервалами, а по гидротермально-метасоматическим породам и рудному телу шаг опробования составлял 5—10 см.

Пробы из почвы и рыхлого материала просушивались на солнце, после чего просеивались через сито с диаметром отверстий 0,5 мм для почвы 2—0,5 мм. Таким образом было получено две фракции: крупная с диаметром от 2 до 0,5 мм и мелкая с диаметром меньше 0,5 мм. Пробы истирались до 150—200 меш.

Собранные растения просушивались на солнце до удаления свободной влаги. Сухая проба помещалась в жестяную кастрюлю и сжигалась на костре до состояния серой золы.

Все пробы анализировались приближенно-количественным методом на широкий круг элементов в арбитражно-контрольной лаборатории ИРГИРЕДМЕТА и лаборатории физических методов анализа Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР. Ниже дано содержание ореолообразующих элементов в пробах из рыхлого материала в различных фракциях (в числителе — содержания элементов в г/г, в знаменателе — % от общего количества проб):

Фракция	Элементы			
	Mo	W	Bi	Ag
<0,5 мм	6—30	6—30	6—30	0,01
	45	22	27	20
от 0,5 до 2 мм	6—30	6—10	6—30	0,01—0,04
	35	33	35	28

Из этих данных видно, что крупная фракция (0,5—2 мм) более представительна на вольфрам, висмут, серебро; мелкая — на молибден.

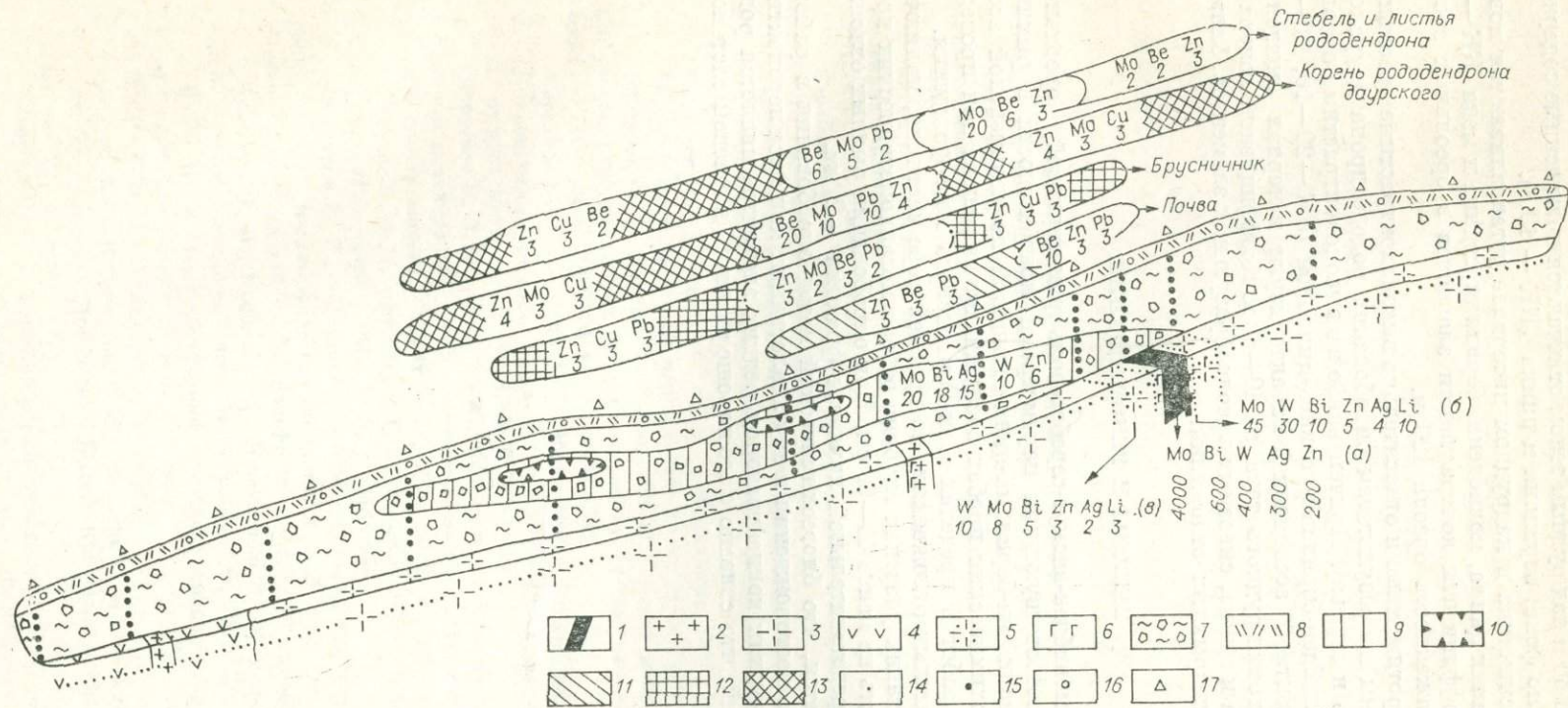
Результаты исследований показали следующее.

Ореол рудного тела характеризуется молибден-висмут-вольфрам-серебро-цинковой (КК соответственно 4000, 600, 400, 300, 200) полиэлементной ассоциацией. Участки гидротермально-измененных пород кварц-мусковитового состава (мощность 5—10 см) определяются молибден-вольфрам-висмут-цинк-серебро-литиевой (КК — 45, 30, 10, 5, 4, 10) ореольной ассоциацией, зоны хлоритизированных и серицитизированных гранитов характеризуются вольфрам-молибден-висмут-цинк-литий-серебряной полиэлементной ореольной ассоциацией (КК — 10, 8, 5, 3, 3, 2). Нетрудно видеть, что наиболее контрастными являются ореолы рудного тела и гидротермалитов кварц-мусковитового состава. В то же время следует учитывать, что мощность ореольных зон невелика и составляет в сумме 60—70 см. Более мощный ореол слабо измененных гранитов (хлоритизация, серицитизация) имеет относительно низкие коэффициенты контрастности. Суммарная мощность ореольной зоны по первичным ореолам составляет 15—20 м, т. е. зона достаточно локальна.

Ореольная зона в рыхлых отложениях соответствует молибден-висмут-вольфрам-цинковой (КК—20, 18, 10, 6) полиэлементной ассоциацией. Протяженность ореольной зоны вниз по склону от выхода кварцевой жилы составляет 160—180 м при мощности от 20 см до 1,2 м (см. рисунок) и не выходит на поверхность, так как сверху перекрыта склоновыми отложениями. Очевидно, в данном сечении ореол в рыхлых отложениях относится к закрытому типу.

В пределах протяженной относительно низкоконтрастной ореольной зоны выделяются локальные ореолы с вольфрам-молибден-висмут-цинк-серебряной (КК — 60, 40, 30, 20, 18) полиэлементной ассоциацией и характеризуют участки рыхлых отложений, в которых количество обломков кварца с рудной минерализацией составляет 10—15%.

Результаты биогеохимических исследований показывают, что почвенный слой беден главными ореолообразующими элементами. В ореоле



Литогеохимические и биогеохимические ореолы над кварцевой жилой на северо-восточном фланге Бом-Горхонского месторождения (канавы № 2092).

1 — кварцевая жила, 2 — дайки мелкозернистых лейкократовых гранитов, 3 — порфиroidные биотитовые граниты, 4 — сиенит-диориты, 5 — серицитизированные и хлоритизированные граниты, 6 — гидротермалиты кварц-мусковитового состава, 7 — рыхлые отложения, 8 — почвенный слой. Вторичные ореолы: 9 — закрытый ореол с молибден-серебро-вольфрам-цинковой полиэлементной ассоциацией, 10 — ореол с вольфрам-молибден-висмут-цинк-серебряной элементной ассоциацией (КК — 60, 40, 30, 20, 18). Биогеохимические ореолы: 11 — почвенный слой, 12 — брусничник, 13 — корень и стебель рододендрона даурского, 14 — точки отбора проб коренных пород, 15 — точки отбора проб из рыхлого материала, 16 — точки отбора проб из почвы и брусничника, 17 — точки отбора проб рододендрона даурского. Первичные ореолы: а — рудного тела, б — гидротермалитов кварц-мусковитового состава, в — хлоритизированных и серицитизированных пород. Под символами ореолообразующих элементов показаны их коэффициенты контрастности.

протяженностью 60 м над рудным телом отмечаются повышенные содержания (относительно фона) бериллия и цинка (КК — 10,3).

В золе брусничника в надрудном интервале устанавливаются повышенные содержания цинка, молибдена, бериллия, свинца и меди (КК — 3, 2, 2, 3, 3). Коэффициенты контрастности элементов в ореольных зонах невысоки, протяженность ореола 120 м.

Наиболее протяженные и относительно высококонтрастные ореольные зоны установлены по результатам опробования рододендрона даурского (корень, стебель и листья). Причем наиболее высококонтрастные ореольные зоны с молибден-бериллий-свинец-цинковой (КК — 20—10, 20—6, 4—3) полиэлементной ассоциацией характеризуют интервал смещений относительно головки рудного тела на 40—60 м. Коэффициенты контрастности молибдена и цинка, сквозных ореолообразующих элементов, близки таковым в ореоле рыхлых отложений.

### ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Наличие молибден-висмут-серебро-вольфрам-цинковой ореольной ассоциации с соответствующими параметрами контрастности в рыхлых отложениях и молибден-бериллий-цинк-свинцовой полиэлементной ассоциации в биогеохимических пробах заслуживает внимания при проведении поисковых работ в пределах Бом-Горхонского месторождения.

Ореолы в рыхлых отложениях, по крайней мере частично, являются закрытыми. На таких участках глубина отбора металлометрических проб должна составлять не менее 40—60 см. При опробовании рыхлых отложений наиболее представительной является фракция —2 мм.

Представляется, что биогеохимический метод опробования в районе Бом-Горхонского месторождения и ему аналогичных является перспективным. Наиболее чутким концентратором редких элементов является рододендрон даурский, что связано с его хорошо развитой корневой системой.

## ЛИТЕРАТУРА

**Амшиянский Н. Н.** Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 200 с.

**Антропова Л. В.** Формы нахождения меди в ореолах рассеяния медно-никелевых месторождений: — В кн.: Методика и техника разведки. № 65. Л., ОНТИ ВИТР, 1969, с. 63—70.

**Багин В. И.** Химическая остаточная намагниченность при температурных превращениях лепидокрокита и гидрогетита. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 2, с. 104—108.

**Барабанов В. Ф.** Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., Изд-во ЛГУ, 1961. 360 с.

**Бардюк В. В., Ивашов П. В.** Биогеохимические ореолы рассеяния олова в условиях муссонного климата юга Дальнего Востока. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 12, с. 125—132.

**Барсуков В. Л.** К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—46.

**Барсуков В. Л.** Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974. 141 с.

**Барсуков В. Л., Волосов А. Г.** Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1370—1380.

**Барсуков В. Л., Волосов А. Г.** Новые пути в разработке геохимических методов прогнозирования оруденения на глубину (на примере оловорудных месторождений). — «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 6, с. 3—10.

**Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Малышева Т. В., Бобр-Сергеев А. А.** Исследование формы нахождения олова в биотите и алюмосиликатном стекле методом массбауэровской спектроскопии. — «Геохимия», 1970, № 6, с. 758—761.

**Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е.** О формах переноса олова в гидротермальных растворах. — «Геохимия», 1966, № 8, с. 943—949.

**Бедокуров Е. И.** Геохимические особенности оловянно-вольфрамовых месторождений древних метаморфических комплексов. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 238—239.

**Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И.** Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972. 230 с.

**Белов Н. В.** Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 95—99.

**Белоус И. Р., Кирикилица С. И., Эдельман А. М.** Геохимические поиски скрытого ртутного оруденения в Донбассе — В кн.: Критерии интерпретации геохимических аномалий. М., «Наука», 1973, с. 3—11.

**Белоусов В. В.** О строении и развитии тектоносферы материков. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Современные проблемы металлогении. М., «Наука», 1967, с. 5—39.

Беус А. А. Об эволюции химического состава высокотемпературных послемагматических растворов.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 276—281.

Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975. 275 с.

Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т., Чолокян П. Г., Стояновский А. А. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965. 113 с.

Боголюбов А. Н., Ворошилов Н. А., Янклович Н. Г. Закономерности формирования потоков рассеяния рудных элементов в горно-таежных условиях.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ. Вып. 2. Ч. 1. Улан-Удэ, 1972, с. 155—157.

Большаков А. П., Птушко Л. И., Савельева Н. Ю. Ртуть в растениях районов ртутного месторождения и ртутного завода в Донбассе.— В кн.: Биологическая роль микроэлементов и их применение в сельском хозяйстве и медицине. Т. 1. Л., «Наука», 1970, с. 98—99.

Брызгалин О. В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1976. 72 с.

Бураго А. И. О зонах выноса некоторых химических элементов на оловорудных месторождениях Приморья.— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 6. М., изд. ИМГРЭ, 1971, с. 52—53.

Бураго А. И., Чуланов Э. И. Количественная оценка оловянного оруденения по первичным ореолам.— «Информ. листок № 97-74», Владивосток, 1974. 3 с.

Бураго А. И., Чуланов Э. И. Номограммы для количественной оценки масштаба оловянного оруденения на глубину.— «Информ. листок № 326-75», Владивосток, 1975<sub>1</sub>. 2 с.

Бураго А. И., Чуланов Э. И. Первичные ореолы оловорудных месторождений Приморья и методы их оценки.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975<sub>2</sub>, с. 40—42.

Бурков В. В., Подпорина В. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 4, с. 55—65.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965. 236 с.

Быховер Н. А. Количественная оценка прогнозных запасов твердых полезных ископаемых.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 10, с. 16—21.

Быховский Л. З., Хмара Н. В. Значение элементов-примесей вольфрамитов и касситеритов при изучении рудных месторождений и районов.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 42—50.

Василенко В. П., Бураго А. И. Поиски скрытых оловорудных месторождений по эндогенным ореолам в Приморском крае.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 45—47.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита, как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 707—710.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных изверженных горных породах земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 558—563.

Ворошилов Н. А., Сочеванов Н. Н. Поиски зон оруденения по изучению магнитной восприимчивости пород и минералов при нагревании.— «Разведка и охрана недр», 1966, № 6, с. 40—46.

Ганеев И. Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 391—395.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1 (Геологическое описание). М., «Недра», 1969. 695 с.

Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова. Л., «Недра», 1974. 224 с.

Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 6. М., изд. ИМГРЭ, 1971. 73 с.

Геохимические методы при поисках ртути и ртутно-сурьмяных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1973. 81 с.

- Гинзбург А. И., Матиас В. В. Использование типоморфизма минералов в поисковых целях.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 26—30.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. III. Кн. 2. М., «Наука», 1971, с. 672—674.
- Говоров И. Н. Геохимические основы металлогении олова.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 85—92.
- Говоров И. Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1973, с. 153—167.
- Говоров И. Н., Левашев Г. Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности.— В кн.: Проблема магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 235—249.
- Говоров И. Н., Левашев Г. Б., Радевич Е. А., Стрижкова А. А. Позднемезозойские гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимическая специфика.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 2, с. 418—421.
- Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—145.
- Говоров И. Н., Степанов Г. Н., Фатьянов И. Н., Филиппова Т. Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах).— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 24—39.
- Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 292 с.
- Голубева Э. Д., Говоров И. Н. Геохимические особенности третичных базальтов Приморья.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток. 1973, с. 158—161.
- Грабовская Л. И., Кузьмина Г. А. Опыт применения биогеохимического метода при поисках редкометалльных месторождений в районе развития сплошной многолетней мерзлоты.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 98—108.
- Гребенников А. М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные рудные формации (на примере Восточного Забайкалья).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 51—59.
- Гребенникова В. И. О геохимической зональности пегматитов Адул-Челопы (Восточное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974. с. 124—128.
- Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование. Автореф. докт. дис. М., 1971. 69 с.
- Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений (методические рекомендации). М., 1974. 211 с.
- Григорян С. В., Зубов М. А., Туманян В. З. О пространственной зональности первичных геохимических ореолов эндогенного оруденения.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 114—121.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 197 с.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—131.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 240—249.
- Деллаглио М. Сравнение гидрогеохимического метода и метода донных осадков при поисках ртути.— В кн.: Геохимические поиски. М., «Мир», 1973, с. 64—71.

Диз Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 26—32.

Досанова Б. А., Соловов А. П. Опыт количественной оценки вторичных ореолов рассеяния в Казахстане.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, «Наука», 1972, с. 126—139.

Дубровский В. Н. Что такое касситеритово-силикатная формация (к вопросу о классификации оловорудных месторождений на формационной основе).— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 278—292.

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.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. ун-та, 1950. 460 с.

Ермаков Н. П. Проблема развития физико-геохимических методов поисков скрытых и закрытых пневматолито-гидротермальных месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрич. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 189—198.

Жариков В. А., Власова Д. К., Перцев Н. Н. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 194—201.

Жданов Г. С. Физика твердого тела. М., Изд-во МГУ, 1962. 502 с.

Знапроевский В. Н. Находка металлической ртути в сосне.— «Труды Иркутск. политехн. ин-та. Серия геол.», 1966, вып. 30, с. 128—131.

Зоненшайн Л. И., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 103—109.

Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индицированность оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1964. 242 с.

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966. 362 с.

Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотитов в гранитоидах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 7, с. 20—31.

Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. М., «Недра», 1971. 261 с.

Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974. 210 с.

Иванов Ю. Г. О вольфрамовых рудных формациях юга Дальнего Востока.— В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 16—30.

Иванов Ю. Г., Иванова А. Ф. Редкие земли в шеелитах Приморья и их значение при поисках и оценке вольфрамового оруденения.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток. 1975<sub>1</sub>, с. 99—100.

Иванов Ю. Г., Иванова А. Ф. Типоморфные микрогеохимические особенности вольфрамитов Приморья и их значение при оценке вольфрамитового оруденения.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975<sub>2</sub>, с. 97—98.

Иванов Ю. Г., Иванова А. Ф. Микрогеохимические особенности апатита и граната — как индикаторы вольфрамового оруденения.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975<sub>3</sub>, с. 100—101.

Иванов Ю. Г., Коногоров Г. С. Количественная оценка информативности поисковых признаков на эндогенное оруденение.— «Сов. геология», 1971, № 2, с. 115—125.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1972. 150 с.

Иванова Г. Ф. Геохимические особенности вольфрамовых месторождений Монголии.— «Геология руд. месторождений», 1974, т. 76, № 6, с. 45—54.

Иванова Г. Ф., Максимок И. Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов.— «Геохимия», 1971, № 9, с. 1110—1122.

**Ивашов П. В.** Гипергенные ореолы вольфрама и молибдена в условиях Дальнего Востока.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ. Вып. 2. Ч. 1. Улан-Удэ, 1972, с. 46—48.

**Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967. 384 с.

**Инструкция** по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965. 227 с.

**Канищева Л. И.** Некоторые данные по распределению элементов-примесей в основных рудных минералах месторождения Нижнего.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1972. с. 49—56.

**Канищева Л. И.** Гипогенная минерализация и зональность оруденения Нижнего олово-подметаллического месторождения.— В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974. с. 209—211.

**Караченцев С. Г., Высоцкий К. А.** Черты редкометальной металлогении севера Урала (вольфрам).— «Труды Зап.-Сиб. научно-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та», 1974, с. 103—123.

**Кармазин Б. И., Губин Г. В., Юров П. П.** Обжигмагнитное обогащение железных руд. М., «Недра», 1969.

**Карпенгер Л. Г., Гаретт Д. Е.** Вольфрам в оз. Серлз-Лейк.— «Бюллетень науч.-техн. информации МГ и ОН СССР». М., Госгеолтехиздат, № 5, 1961.

**Кигаи И. Н.** Лифудзинское оловорудное месторождение. М., «Наука», 1966. 74 с.

**Киселева Е. А.** Об использовании логического анализа при интерпретации гидрогеохимических данных.— «Изв. вузов. Геология и разведка». 1971, № 10, с. 88—93.

**Клюпов Л.** Дрейф материков и конвекция.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 595—602.

**Ковалевский А. Л.** К биогеохимии вольфрама в растениях.— «Геохимия», 1966, № 6, с. 737—744.

**Ковалевский А. Л.** О связи биогеохимии растений с минеральным составом горных пород и руд.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 148—153.

**Ковалевский А. Л.** Биогеохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 143 с.

**Ковалевский А. Л.** Биогеохимические методы поисков золоторудных месторождений. Серия III. М., Изд. ОЦНТИ ВИЭМС, 1974. 34 с.

**Ковалевский А. Л., Жбанов Э. Ф.** О целесообразности проведения комплексных литобиогеохимических съемок.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ. Вып. 2. Ч. 1. Улан-Удэ, 1972, с. 175—177.

**Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др.** Редкометалльные граниты Монголии. М., «Наука», 1971. 239 с.

**Коваль П. В., Кузнецова А. И.** Вольфрам в мезозойских гранитоидах МНР.— «Ежегодник-1974», Иркутск, 1975.

**Козлов В. Д.** Оценка степени потенциальной рудоносности гранитоидов Центрального Забайкалья по геохимическим данным.— «Записки Забайк. филиала Географ. об-ва СССР», Чита, 1973, вып. 1/93, с. 136—138.

**Козлов В. Д., Старченко В. В.** Некоторые геохимические признаки вольфрамоносных интрузий Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 9. Чита, 1972, с. 42—44.

**Колотов А. А., Колотов Б. А.** О гидрогеохимическом облике выветривающихся интрузивных тел в условиях Дальнего Востока.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 9, с. 70—78.

**Колотов Б. А., Кузнецов В. М., Корганова Т. С.** Гидрогеохимические поиски рудных месторождений в условиях Северо-Востока СССР. Магадан, 1971, с. 50—58.

**Колотов Б. А., Рубейкин В. З., Малоглавец В. Г. и др.** Гидрохимические поиски в условиях Приморского края (основные положения и методические рекомендации). Владивосток, 1970. 226 с.

**Колотов Б. А., Эленбоген А. М.** О специфике форм миграции микрокомпонентов в подземных водах.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 1, с. 187—191.

**Коновов О. В.** О составе и некоторых физических свойствах шеелитов Тырныаузского месторождения. — «Вестник МГУ. Геология», 1960, № 2, с. 47—54.

**Коновов О. В., Нестеров И. В.** О формах вхождения  $Mn^{2+}$  в структуру шеелита как возможном типоморфном признаке этого минерала. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1975, с. 364—371. (Тр. III Всесоюз. совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР).

**Константинов Р. М.** Боливийский пояс. — В кн.: Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969, с. 249—256.

**Константинова И. М., Поликарпочкин В. В.** Использование органической фракции илов и железистых пленок на минералах как прием повышения чувствительности наблюдения потоков рассеяния. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 216—217.

**Копылов В. Р., Шауб Ю. Б.** Некоторые результаты опытных магнитотеллурических зондирований в Приморье. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 110—115.

**Корганова Т. С., Полягов В. А., Колотов Б. А., Нечаева Т. П.** Определение микроэлементов природных вод с предварительным групповым концентрированием методом адсорбционно-комплекснообразовательной хроматографии. — «Заводская лаборатория». М., 1973, № 10, с. 1186—1188.

**Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 144—153.

**Костерин А. В.** Геохимические исследования при шлиховых поисках. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 9, с. 123—126.

**Кравченко Э. С., Лахнюк В. С., Гинзбург Г. Ю. и др.** Определение эрозивного среза эндогенных ореолов рудных тел касситерит-сульфидных формаций. — В кн.: Литохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., изд. ИМГРЭ, 1972, с. 35—37.

**Кравченко Э. С., Морозова Т. А.** Геохимическая зональность эндогенных ореолов касситерит-сульфидных месторождений как критерий оценки геохимических аномалий. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 6. М., изд. ИМГРЭ, 1974, с. 35—36.

**Кравченко Э. С., Резников И. П.** Геохимическое прогнозирование скрытого и перекрытого оловянного оруденения в Приморье и результаты его проверки. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 153—154.

**Крайнов С. Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками рудных месторождений). М., «Недра», 1973. 296 с.

**Крайнов С. Р., Рубейкин В. З., Колотов Б. А.** Редкие элементы-гидролизаты в подземных водах и их использование в поисковых гидрохимических исследованиях. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 3, с. 64—74.

**Красный Л. И.** Тихоокеанский пояс — важнейшая планетарная структура. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968, с. 10—21.

**Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.** Геологическое строение дна Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 366 с.

**Куршев П. А.** Результаты поисков оловянных месторождений по вторичным ореолам рассеяния в Кавалеровском рудном районе. — В кн.: Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации (тезисы совещания). Ч. II. Ереван, изд. Межведомственного Совета по геохимическим поискам, 1974, с. 53—54.

**Кушнарв И. П.** Структура рудного поля Джидинского месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 138—140.

**Лебедев В. И.** Вклад советской науки в учение об изоморфизме — «Вестник ЛГУ. Геология», 1967, вып. 1, № 6, с. 28—30.

**Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 214 с.

**Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М.** Закономерности формирования и размещения оловянных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972. 350 с.

Ляхович В. В. Элементы редких земель в аксессуарных минералах гранитоидов.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 37—52.

Ляхович В. В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973. 310 с.

Ляхович В. В., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в аксессуарных минералах гранитоидов.— «Геохимия», 1961, № 6, с. 467—479.

Малахов В. В. Газовый анализ включений в минералах.— В кн.: Геохимия золота. Ч. 2. Владивосток, 1974, с. 120—121.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР, Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—38.

Махинин В. А., Гаврилов В. И. Применение шлихо-геохимического метода при поисках месторождений олова на территории Дальнего Востока.— «Экспресс-информация ОНТИ ВИЭМС. Геология», М., 1970, № 5, с. 7.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1975. 377 с.

Мейгун Г. М. Особенности процесса рудообразования и редкие элементы в рудах свинцово-цинковых месторождений Ключинского рудного района.— «Труды ИМГРЭ», 1963, вып. 10, с. 209—228.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 374 с.

Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 11. Блюгеохимические и геоботанические исследования Л., «Недра», 1972. 280 с.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 2. Л., «Недра», 1974. 256 с.

Мишеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969. 182 с.

Миронова О. Ф. Экспериментальное изучение химических параметров гидротермальных растворов по данным анализа их газовой составляющей. Автореф. канд. дис. М., 1973. 20 с.

Миронова О. Ф., Наумов Г. Б., Фролов Е. В. Хроматографическое определение концентрации газов во включениях минералообразующих сред.— «Геохимия», 1974, № 10, с. 1514—1518.

Моисеенко В. Г., Степанов Г. Н., Малахов В. В. Роль соединений углерода в формировании рудных месторождений Востока СССР.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 79—80.

Москалюк А. А. Определение состава минералообразующих растворов методом водной вытяжки из включений. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1973. 80 с.

Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений.— «Геохимия», 1971, № 6, с. 627—641.

Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений.— «Геохимия», 1975, № 3, с. 387—401.

Наумов В. Н., Пачаджанов Д. Н., Копп А. Н., Буриченко Т. И. Поведение меди, висмута, серебра, свинца и цинка в зоне окисления медно-висмутовых месторождений Восточного Карамазара.— «Геохимия», 1969, № 41, с. 1342—1348.

Никулин Н. Н. Распределение индия, ниобия и скандия в касситеритах Хинганского месторождения.— «Вестник ЛГУ. Геология, география», 1967, вып. 1, № 6, с. 81—86.

Никулин Н. Н. О связи бора и олова на месторождении касситерито-сульфидной формации.— В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Л., 1969, с. 45—53.

Никулин Н. Н. Закономерности распределения индия между касситеритом и существующими с ним минералами.— В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 80—82.

Никулин Н. Н. Способ оценки оловорудных объектов касситерито-силикатной формации по элементам-примесям в касситеритах.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1972, с. 59—60.

Никулин Н. Н., Бакулина Ю. И. Бор — возможный геохимический индикатор при перспективной оценке оловорудных месторождений.— «Методика и техника разведки», 1969, № 64, с. 70—73.

- Овчинников Л. П. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 215—228.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строение первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Огородников В. Д., Васильев В. М., Шевчук Г. М. Некоторые особенности физических свойств массивов кукульбейских гранитов в связи с их рудоносностью. «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 65—70.
- Онтюев Д. О. Зональность вольфрамовых месторождений.— В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1974, с. 89—147.
- Онтюев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1974, 244 с.
- Осинова Г. А., Забарина Т. В., Мукасева Э. Л., Пресич Д. Т. Минеральные парагенезисы и поведение в них элементов-примесей на примере жилы Геофизической Левицкого месторождения в Приморье.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1972. с. 26—37.
- Перваго В. А. Условия формирования и геоэкономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975. 272 с.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1966. с. 378—380.
- Петраченко Р. И. Сравнительная характеристика зональности метасоматитов оруденения на Нижнем и Таухинском олово-полиметаллических рудопоявлениях в вулканитах.— В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 221—222.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Наука, 1972. 271 с.
- Покровский П. В. Редкоземельные элементы в шелитах Урала.— «Геохимия», 1964, № 7, с. 646—649.
- Покровский П. В., Иванов Ю. Г. Редкоземельные элементы в вольфраматах Урала и Приморья.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 98—99.
- Покровский П. В., Червяковская В. В. Редкие земли и иттрий в вольфраматах Урала.— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР-1971. Свердловск, 1972, с. 94—95.
- Поликарпочкин В. В. Перенос твердого материала водными потоками и распределение концентраций в речных механических потоках рассеяния.— В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М., Атомиздат, 1971, с. 74—100.
- Поликарпочкин В. В. Теория вторичных механических ореолов рассеяния и их генетическая классификация.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973, с. 60—80.
- Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т., Абрамов И. И. Ореолы рассеяния в растениях на рудных месторождениях Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Недра», 1965, с. 242—270.
- 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 методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 225—236.
- Попова Н. И., Нечелюгов Т. Н., Разина И. С. Редкие элементы в молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана.— В кн.: Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1967, с. 30—33.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973. 355 с.

- Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. «Труды ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 19. 110 с.
- Радкевич Е. А. Критерии глубинности и зональности.— В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971, с. 5—13.
- Радкевич Е. А., Асманов В. Я., Бакулин Ю. И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., «Наука», 1971, с. 274—275.
- Радкевич Е. А., Берсенев И. И., Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г., Корнебаум В. С., Куренцова Н. А., Смирнов А. М. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, 1967. 104 с.
- Радкевич Е. А., Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурам юга Дальнего Востока.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 25—38.
- Размахнин Ю. Н. Основные черты геохимии метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня и их металлогеническое значение.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 570—577.
- Размахнин Ю. Н. Систематика оловорудных месторождений, локализованных в вулканитах-процилитах Сихотэ-Алиня как основа для их перспективной оценки геохимическими методами.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975<sub>1</sub>, с. 112—114.
- Размахнин Ю. Н. Промышленная оловоносность Сихотэ-Алиня и глубинность материнских интрузий.— В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья.— «Труды ДВПИ», 1975<sub>3</sub>, т. 59, с. 17—32.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня.— «Геол. рудных месторождений», 1973<sub>1</sub>, т. 15, № 1, с. 52—63.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М., Василенко В. П., Лаврик Н. И., Иванов Ю. Г., Антонов П. Н. К вопросу о происхождении двух линий оловорудного процесса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 27—29.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М., Малков И. И. К вопросу об источнике рудного вещества гидротермальных месторождений.— «Геол. журнал», 1973<sub>2</sub>, т. 33, вып. 1, с. 52—63.
- Ранкоров С. К. Конвекция в мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 602—610.
- Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского и Мяо-Чанского районов). М., «Наука», 1970. 363 с.
- Руб М. Г. Рудоносные гранитоиды Советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 109—126.
- Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А., Тронева Н. В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 10, с. 10—27.
- Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—46.
- Руб М. Г., Токубаева Г. П., Чернов Б. С. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного и магматического комплекса одного из районов Приморья.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 207—216.
- Руснов В. А. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., «Наука», 1972. 87 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965. 120 с.
- Саботович Э. В. Изотопная космохимия. М., Атомиздат, 1974. 121 с.
- Сауков А. А., Айдиньян П. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Недра», 1972. 336 с.

**Сафронов Н. И., Соловов А. П.** Применение спектрального анализа при поисках и разведках оловорудных месторождений.— «Разведка недр», 1935, № 24, с. 24—27.

**Свадковская Л. Н.** Петролого-геохимическая характеристика фаций гранитоидов и их автометасоматически измененных разновидностей рудоносной Верхне-Ингодинской интрузии.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 8. Чита, 1971, с. 104—108.

**Семенов А. С., Файнберг Ф. С.** Изменение минерального состава и магнитной восприимчивости железосодержащих пород и руд в зависимости от температуры.— «Уч. зап. ЛГУ. Серия физических и геологических наук», 1960, вып. 12, с. 48—56.

**Сергеев Е. А.** Физико-химический метод поисков рудных залежей.— «Материалы ВСЕГЕИ. Геофизика», сб. 9—10, Л., 1941, с. 3—56.

**Сизых В. И.** Из опыта металлометрического опробования при геологической съемке масштаба 1 : 200 000. Бюллетень ОНТИ, № 1 (45). Госгеолтехиздат, М., 1963, с. 7—10.

**Смирнов С. С.** Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951. 336 с.

**Соловов А. П.** К вопросу об оценке перспективности оруденения по результатам металлометрической съемки.— «Разведка недр», 1952, № 4, с. 48—50.

**Соловов А. П.** Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1959. 265 с.

**Соловов А. П.** Параметры первичного ореола эндогенного месторождения.— «Геол. рудных месторождений», 1966, т. 8, № 3, с. 72—83.

**Соловов А. П.** Оценка гипергенных геохимических аномалий при поисках масштаба 1 : 50 000.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 53—68.

**Соловов А. П., Гаранин А. В.** Оценка уровня эрозионного среза оловорудных проявлений при геохимических поисках.— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 6. М., ИМГРЭ, 1971, с. 15—21.

**Соловов А. П., Гаранин А. В., Голубев В. С.** Теоретические основы геохимических методов поисков слепых рудных тел.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 245—298.

**Соловов А. П., Гаранин А. В., Виль Л. С.** Исследование зональности рудных месторождений с помощью ЭВМ. Алма-Ата. Изд. ОНТИ КазИМС, 1973. 72 с.

**Соловов А. П., Досанова Б. А., Куршев П. А.** Оценка прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния месторождений.— В кн.: Методы количественного прогнозирования. Алма-Ата, Изд. ОНТИ КазИМС, 1975. с. 81—84.

**Соловов А. П., Куршев П. А.** Количественная интерпретация вторичных ореолов рассеяния на примере Кавалеровского рудного района.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 151—152.

**Сотников В. И.** О возможности использования спектров  $Mn^{2+}$  в  $CaWO_4$  для установления их генезиса.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 126—131.

**Сотников В. И., Никитина Е. И.** Молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971, 259 с.

**Сотников В. И., Никитина Е. И.** Особенности состава акцессорного апатита из метасоматитов и гранитоидов различных формационных типов.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 1, с. 189—193.

**Сотников В. И., Никитина Е. И.** О возможностях использования акцессорного апатита как минерала индикатора при шлиховых поисках молибдено-вольфрамового оруденения грейзенового типа. III совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 122—123.

**Суеркулов Э. А.** Сравнительные характеристики гидрохимических и литохимических потоков рассеяния ртути.— «Изв. АН КиргССР», 1970, № 3, с. 37—41.

**Сырицо Л. Ф.** Вольфрамовая минерализация одного из редкометалльных месторождений Забайкалья.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967, с. 41—55.

Таусон Л. В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. «Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1320.

Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974<sub>1</sub>, № 5, с. 113—123.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1974<sub>2</sub>, т. 215, № 2, с. 446—449.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., «Наука», 1977. 355 с.

Таусон Л. В., Анфилов В. П., 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. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261.

Таусон Л. В., Козлов В. Д., Антипин В. С., Шерemet Е. М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации.— В кн.: I Международная геохимическая конференция. Т. 3. Кн. 2. М., «Наука», 1971, с. 642—645.

Тейлер Р. Дж. Происхождение химических элементов. М., «Мир», 1975, с. 102—115.

Томсон И. Н., Констангинов Р. М., Поляков О. П., Иванов И. Б., Есиков А. Д. О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов.— «Изв. АН СССР, Серия геол.», 1964, № 7, с. 23—30.

Трошин Ю. П., Кусакина Л. В. Горизонтальная и вертикальная зональность распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Наука», 1964.

Трошин Ю. П., Михеева Э. И., Алексеева Н. И. Распределение золота, серебра, теллура и селена в сульфидных минералах гидротермальных месторождений Забайкалья различного генезиса.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 2. Чита, 1969, с. 97—102.

Трушков Ю. Н. Типы и особенности оловянно-вольфрамовых россыпей Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964, с. 98—106.  
Усенко С. Ф., Чеботарев М. Р. Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973. 236 с.

Уэрт Ч., Томсон Р. Физика твердого тела. М., «Мир», 1969. 559 с.

Федорчук В. П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы.— «Изв. АН КиргССР. Серия естественных и технических наук», 1960, т. 2, вып. 9 (Геология), с. 149—157.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведка скрытого ртутно-сурьмяного оруднения. М., «Недра», 1964. 286 с.

Ферман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР, 1940. 447 с.

Флеров Б. Л., Дорофеев А. Ф., Бичуе Б. Я., Ганеев А. Ш., Ждаев Ю. Я., Индолев Л. Н. Минералогия и генезис Чыбагалахского месторождения оловоносных скарнов.— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 3—41.

Фурсов В. З. О возможности использования газовой съемки при поисках рудных месторождений.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 126—135.

Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.

Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974. с. 9—26.

Хитаров Н. И., Аругюнян Л. А., Малинин С. Д. О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибдатных растворов при повышенных температурах.— «Геохимия» 1967, № 2, с. 155—160.

Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., «Мир», 1964. 488 с.

Хрусталеv В. К., Кузьмин И. Я. Особенности формирования механических ореолов олова на Витимском плоскогорье.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, 1973, с. 95—97.

Четырбоцкая И. И. Танталоносность вольфрамитов и касситеритов.— «Геол. рудных месторождений», 1966, т. 8, № 3, с. 15—31.

Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., «Недра», 1972. 131 с.

Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 6—15.

Чухров Ф. В. Конвергенция в минералообразовании.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 16—26.

Шило Н. А., Павлов Г. Ф. Главнейшие черты россыпной оловоносности Северо-Востока СССР.— В кн.: Геохимия россыпей. М., «Наука», 1967, с. 53—66.

Шлыгин А. Е. О возможности возникновения «замкнутых систем» при формировании гидротермальных месторождений и ореолов окологорных изменений.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 37—43.

Шмураева Л. Я., Иванов Ю. Г. Минералогическая характеристика вольфрамового месторождения Рудное (Приморье).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1975, с. 323—326.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, АН КазССР, 1960. 381 с.

Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— «Геохимия», 1956, № 5, с. 55—60.

Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голди Б. А., Калинин Е. П., Охотников В. И., Буканов В. В. Металлогенетический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала. Л., «Наука», 1972. 196 с.

Яковлева М. И., Шарков Ю. В. К вопросу о происхождении повышенной радиоактивности гидроокислов железа в коре выветривания.— В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М., Атомиздат, 1971, с. 22—34.

Holman R. H. C., Webb J. B. Exploratory geochemical soil survey at Ruhiza ferberite mine, Uganda.— In: Methods and Case Histories in Mining Geophysics. Canad. Inst. Mining Metallurgy, 1957, p. 353—357.

Hornbrook E. H. W., Jonasson I. R. Mercury in permafrost regions: occurrence and distribution in the Kaminak Lake area, Northwest Territories.— «Geol. Surv. Canada Paper», 1971, v. 71—43. 13 p.

Hosking R. F. G. The search for tin.— «Mining Magazine», 1965, v. 113, N 6, p. 448—461.

Koksoy M., Bradshaw P. M. D. Secondary dispersion of mercury from cinnabar and stibnite deposits, West Turkey.— «Intern. Geochemical Exploration Symposium. Quarterly Colorado School of Mines», 1969, v. 64, N 1, p. 333—356.

Rankama K., Sahama Th. G. Geochemistry. The University of Chicago Press, 1950. 912 p.

Tooms J. S., Kaewbaidhoon S. Dispersion of tin in soil over mineralization at Sungai Lembing, Malaya.— «Bull. Inst. Mining Metallurgy», 1961, N 654, p. 475—490.

Varlamoff N. The bearing of the minerals and ores in the weathering zone and the possibility of geochemical exploration for tin.— In: Intern. Geochemical Exploration Symposium. Quarterly Colorado School Mines, 1969, v. 64, N 1, p. 479—495.

Warren H. V., Delacault R. E., Barakso J. Some observations on the geochemistry of mercury as applied to prospecting.— «Econ. Geol.», 1966, v. 61, N 6, p. 1010—1028.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Геохимия рудных полей и геохимические критерии рудоносности гранитоидов</i>	
<i>Л. В. Таусон.</i> Геохимия полей редкометалльных месторождений . . . . .	3
<i>И. И. Говорова.</i> Глубинная геохимия как основа для региональных металлогенических прогнозов . . . . .	8
<i>Л. В. Таусон, В. Д. Козлов.</i> Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов на вольфрам и олово . . . . .	14
<i>Ф. Р. Апелъцин, Г. П. Тонсубаева.</i> Минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамового оруденения различных формационных типов . . . . .	18
<i>М. Г. Руб, В. А. Павлов, Н. Г. Гладков, И. А. Ашихмина.</i> Особенности состава оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов и использование их при поисках месторождений . . . . .	27
<i>П. В. Коваль, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, А. И. Кузнецова.</i> Региональные закономерности распределения вольфрама в мезозойских магматических породах МНР и его металлогения . . . . .	33
<i>Г. М. Гундобин, Л. Л. Петров.</i> Надынтрузивные ореолы и их поисковое значение (на примере Хапчерагницского района) . . . . .	37
<i>Ю. Н. Размахнин.</i> Генетические черты петрогеохимии регионального и локального метасоматоза оловорудных полей Сихотэ-Алиня . . . . .	41
<i>Минералого-геохимические критерии оценки оловянного и вольфрамового оруденения</i>	
<i>Ф. Р. Апелъцин, Б. С. Чернов, Т. И. Гетманская, С. Б. Могилевкин.</i> Минералого-геохимические особенности вольфрамитовых месторождений Забайкалья и их поисковое значение . . . . .	47
<i>Г. Ф. Иванова.</i> Минералого-геохимические индикаторы типов вольфрамитовых месторождений . . . . .	53
<i>Г. А. Осипова.</i> Определение степени эродированности рудных тел оловянных месторождений по элементам-примесям в касситерите . . . . .	60
<i>М. А. Кудрина.</i> Возможность использования элементов-примесей в шеллитах с генетическими и поисковыми целями . . . . .	63
<i>С. Г. Караченцев.</i> Легкие лантаноиды — показатель формационной принадлежности вольфрамового оруденения. . . . .	78
<i>Е. И. Бедокуров.</i> Геологическое строение и минералого-геохимическая характеристика оловянно-вольфрамовых месторождений кварц-грейзеновой формации . . . . .	84
<i>Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Г. Н. Степанов.</i> Возможности применения физико-химических параметров рудообразования для прогнозной оценки месторождений олова и вольфрама . . . . .	92
<i>С. М. Бойко, Ю. П. Трошин.</i> Состав рудообразующих растворов и редкоэлементный состав минералов как критерий генетического типа месторождений	104

*Ореолы рассеяния и их использование  
при поисках и разведке месторождений*

<i>Б. П. Сапин, С. Г. Петровская, А. М. Спиридонов.</i> Геохимические методы — основа поисков редкометалльных месторождений в районах действующих рудников. . . . .	108
<i>А. И. Бураго, Э. И. Чуланов.</i> Первичные ореолы оловорудных месторождений Приморья и методы их оценки . . . . .	119
<i>Э. С. Кравченко, А. Ф. Болотников, Н. П. Макеев.</i> К изучению геохимической зональности жильных месторождений для целей количественного прогноза оруденения . . . . .	139
<i>В. В. Поликарповкин.</i> Особенности вторичных ореолов и потоков рассеяния олова, вольфрама и ртути . . . . .	142
<i>А. П. Соловов, П. А. Куршев.</i> Опыт оценки прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния. . . . .	150
<i>А. Н. Боголюбов, Н. А. Ворошилов, Л. П. Ворошилова.</i> Физико-химические основы термомагнитного геохимического метода и первый опыт его применения . . . . .	163
<i>А. В. Костерин.</i> Возможности шлихо-геохимического метода поисков . . . . .	170
<i>Т. Т. Тайсаев.</i> Оценка рудоносности заболоченных районов Сибири . . . . .	175
<i>Б. А. Колотов, Е. А. Киселева.</i> Гидрогеохимические особенности оловянных и вольфрамовых месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и возможности гидрогеохимического метода их поисков . . . . .	177
<i>А. Л. Ковалевский.</i> Особенности биогеохимических поисков вольфрамовых руд . . . . .	184
<i>В. И. Сизыт, А. Р. Корнева.</i> Лито- и биогеохимический методы при поисках на Бом-Горхонском месторождении . . . . .	194
<i>Литература</i> . . . . .	195

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ  
И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственный редактор  
*Лев Владимирович Таусон*

Редактор издательства *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *А. М. Картавин, Н. Г. Примогенова*

---

ИБ № 9872

Сдано в набор 19.10.77 г. Подписано к печати 19.05.78 г. МН—00117. Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>, тип. №1.  
Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. 18,9 усл. печ. л., 19 уч. изд. л. Тираж 1450 экз.  
Заказ № 735. Цена книги 2 р. 90 к.

---

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

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Козлов В. Д., Сवादковская Л. Н., Карпов И. К.** Слюды магматитов Забайкалья.

**Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород.**

**Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири.**

**Санин Б. П., Зорина Л. Д.** Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

**Геохимия полей редкометалльных месторождений.** Таусон Л. В. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 3—8.

Геохимические поля редкометалльных месторождений связаны с процессами дегазации потенциально рудоносных на эти элементы интрузий гранитоидов. Аномальные концентрации ореолообразующих элементов в гранитоидах и вмещающих их породах образуются еще на подэпимагматической стадии существования интрузий и особенно в их купольных участках, где наиболее интенсивно проявляются процессы эманационного концентрирования элементов, связанных с легучими. При изучении редкометалльных месторождений необходимо, основываясь на принципе многостадийности формирования первичных ореолов рудных месторождений, выделять в наблюдаемых интегральных ореолах составляющие магматического, пневматолитового и гидротермального этапов, а в последних различать ореолы рудных полей и рудных тел.

УДК 550.42 : 553.3/4(571.6)

**Глубинная геохимия как основа для региональных металлогенических прогнозов.** Говоров И. Н. Геохимические основы поисков и прогнозирования месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 8—14.

В пределах Сихотэ-Алинской области выделено 5 субширотных металлогенических поясов, поперечных по отношению к складчатым структурам: Нижне-Амурский, Северо-Сихотэ-Алинский полиметалльно-оловянный, Бикинский вольфрамовый, Верхне-Уссурийский полиметалльно-оловянный, Южно-Приморский. Возникновение трансструктурной металлогенической зональности связывается с конвективными течениями в субстрате астеносферного слои и внутрикристаллической диффузией рудогенных микроэлементов из минералов перидота в жидкую базальтическую фазу, за счет которой образуются базальтовые астенолиты. Исходя из известной зависимости скорости диффузии от радиуса и заряда ионов, рассчитан порядок перехода рудогенных микроэлементов в расплав и делается вывод о различной геохимической специализации базитового субстрата нижней коры субширотных металлогенических поясов. На основании симметричного положения Бикинской и Аюйско-Ботчинской субширотных зон в конвективной системе Сихотэ-Алиния последние рекомендуется для поисков вольфрамовой и другой, свойственной Бикинской зоне, минерализации. Ил. 1, табл. 1.

УДК (546.78 + 546.811) : 552.321

**Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов на вольфрам и олово.** Таусон Л. В., Розлов В. Д. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 14—18.

Оловянно-вольфрамовое и редкометалльное оруденения генетически связаны с интрузиями гранитоидов трех геохимических типов: 1) плутозитовых редкометалльных лейкогранитов, 2) редкометалльных гранитов щелочного ряда, 3) гранитов моноклинового ряда.

Первые характеризуются высокими концентрациями редких щелочей, Be, Sn, W и др. Из них вольфрамосиловые интрузии отличаются относительно низкими концентрациями в гранитах фтора (0,08—0,1%), в оловяносных гранитах содержания фтора резко повышены (0,2—0,4% и более). Редкометалльные граниты щелочного ряда сопровождаются преимущественно вольфрамитовым и молибденитовым оруденением и характеризуются умеренным концентрированием гранитофильных редких элементов. Геохимический тип гранитоидов моноклинового ряда в целом выделяется высокими концентрациями Ba и Sr при повышенных содержаниях фтора. Отдельные интрузии этого типа сопровождаются скарновым шеелитовым и касситерит-сульфидным оруденениями.

Ил. 1.

УДК 552.321.4/. 3 : 553.463

**Минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамового оруденения различных формационных типов.** Апельцин Ф. Р., Токубаева Г. П. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 18—26.

Рассмотрены особенности гранитоидов полей вольфрамового оруденения и их отличия от непродуктивных интрузивов тех же комплексов. Среди известных типов эндогенного оруденения отмечены главные отличия месторождений олово-вольфрамового, молибден-вольфрамового и полиметаллического-вольфрамового формационных типов.

Рудоносные гранитоиды в полях вольфрамового оруденения каждого типа отличаются определенными петрографическими и минералого-геохимическими признаками, обусловленными особенностями режима формирования пород в магматическую и постмагматическую стадии.

Ил. 1, табл. 1.

УДК 550.84(553.45 + 553.463)

**Особенности состава оловяносных и вольфрамосных магматических комплексов и использование их при поисках месторождений.** Руб М. Г., Павлов В. А. Геохимические основы поисков и прогнозирования месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 27—33.

Среди оловяносных и вольфрамосных магматических комплексов выделяется два генетических типа: существенно калиевые дифференцированные гранитоидные комплексы, с которыми связываются месторождения касситерит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формаций, и существенно калиевые более интенсивно дифференцированные многофазные гранитоидные комплексы, развитые в районах проявления оловяно-рудных месторождений касситерит-силкатной и вольфрамовые месторождения шеелитовой формаций. Оба комплекса четко различаются по геохимическим признакам, которые следует учитывать при поисках оловянных и вольфрамовых месторождений разных генетических типов. Наличие в рудоносных гранитоидах, их надинтрузивных зонах и ореолах рассеяния биогита с повышенным содержанием фтора и микровключениями рудных минералов, а также самостоятельных выделений касситерита, тантало-ниобатов, шеелита, апатита с повышенным содержанием вольфрама, рутила и циркона с микровключениями касситерита можно использовать как прямые поисковые критерии, указывающие на возможность обнаружения танталового, оловянного и вольфрамового оруденения.

Ил. 4, табл. 1.

Региональные закономерности распределения вольфрама в мезозойских магматических породах МНР и его металлогения. Коваль П. В., Коваленко В. П., Кузьмин М. И., Кузнецова А. П. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 33—37.

Проанализирован обширный материал по распределению вольфрама в мезозойских интрузивных породах Монголии, с которыми связаны известные в настоящее время рудопроявления и месторождения вольфрама. Установлено, что геохимическая специфика рудных поясов и районов вольфрамового оруденения кварц-гнейзовой формации состоит в том, что здесь сочетаются: 1) ассоциация стандартного и литий-фтористого потенциально рудоносных геохимических типов гранитоидов; 2) высокие колебания значений средних содержаний вольфрама в отдельных интрузиях; 3) благоприятные для гидротермального вольфрамитового оруденения гипабиссальные и малоглубинные фации интрузий.

Главным фактором, определяющим генеральную картину регионального распределения вольфрама являются различия в интенсивности магматической дифференциации сиалического вещества в отдельных зонах ореола магматизма. Важнейшая роль в этом процессе принадлежит флюидной фазе магм.

Ил. 1, табл. 1.

Надынтрузивные ореолы и их поисковое значение (на примере Ханчэнганского района). Гундобин Г. М., Петров Л. Л. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 37—41.

Установлены два этапа привноса  $F$ ,  $Sn$  и  $Li$  в надынтрузивную толщу — эманационный и гидротермальный. С эманационным этапом связан в основном привнос летучих компонентов. Основная масса рудных элементов привносится в надынтрузивную толщу позднее (в гидротермальном этапе). При этом, если интенсивность выноса фтора на раннем этапе становления интрузии слабо зависит от структурно-морфологических особенностей интрузии, то для позднего гидротермального этапа эта зависимость проявляется отчетливо.

Закономерное изменение концентраций фтора, лития, олова, а также других рудных элементов в надынтрузивном 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 надынтрузивную толщу. Следствие этого — резкое снижение (относительно магматических амазаций) отношений элементов в ореолах, которые могут быть использованы в качестве показателя для исследуемых площадей.

Ил. 1, табл. 3.

Генетические черты петрогеохимии регионального и локального метасоматоза оловорудных полей Сихотэ-Алиня. Размахнин Ю. Н. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 41—46.

Установлена ассоциативная группа петрогенных элементов из  $K$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Mg$ ,  $Al$ ,  $Ca$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $P$ , концентрация которых в тыловой зоне (биотитов) догратитных региональных метасоматитов Сихотэ-Алиня максимальна; во внутренних зонах колонии она минимальна, а во внешней зоне опять заметно выражен рост их концентраций. Этот факт рассматривался как доказательство генетической связи зон регионального метасоматоза. Природа последнего связывается с движением к поверхности мантийно-симатических (сквозьмагматических по Д. С. Коржинскому) растворов и их щелочно-кислотной эволюцией. Последняя подчеркивается как упомянутой сменой концентраций элементов ассоциативной группы, так и поведением  $Si$ ,  $Na$  и общего кислорода. В очагах последующей постгратитной (гидротермальной) переработки пород тыловой зоны (биотитов), несущих микрорудное обогащение  $Sn$ , ярко выражена картина выноса упомянутой ассоциативной группы и  $Sn$  и накопление  $Si$ . Осаждение элементов упомянутой ассоциативной группы вместе со  $Sn$  рассматривается как причина появления халькофильной ветви оловорудного процесса, несущей главное промышленное оруденение.

Ил. 4.

Минералого-геохимические особенности вольфрамовых месторождений Забайкалья и их поисковое значение. Анельдин Ф. Р., Чернов Б. С., Гатманская Т. И., Могиловский С. В. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 47—53.

Отмечается развитие в районах Забайкалья вольфрамовых месторождений преимущественно двух формационных групп: молибден-вольфрамовой и олово-вольфрамовой. Первые пространственно ассоциируют с наиболее богатыми калием гранитами гуджирского комплекса, а вторые сопутствуют поздним фазам гранитов, обогащенным фтором, в массивах кукуйбейско-харальгинского комплекса. В ореолах продуктивных на вольфрамовое оруденение гранитоидов перечисленных типов выявляется особый комплекс минералогических и геохимических индикаторов, находящихся свое отражение в особенностях состава литогеохимических ореолов.

Табл. 2.

УДК 550.84 : 553.463

**Минералого-геохимические индикаторы типов вольфрамитовых месторождений. Иванова Г. Ф.** Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 53—60.

Рассмотрены минералого-геохимические индикаторы типов вольфрамитовых месторождений Монголии. Выделены четыре типа вольфрамитового оруденения: грейзеновый топаз-цинквалдитовый с ферритовой и касситеритовой минерализацией, грейзеновый кварц-мусковитовый с вольфрамитовой и молибденитовой минерализацией, жильный юберит-сульфидный, жильный кварц-вольфрамитовый, иногда с наложенной сульфидной минерализацией. Наибольшие различия геохимической специфики оруденения проявляются на ранних наиболее выс котемпературных этапах рудного процесса. При установлении связи оруденения с геохимическими типами гранитов наиболее информативными геохимическими характеристиками рудных ассоциаций являются уровни концентрации тантала, в меньшей мере ниобия и редких земель в вольфрамитах, лития и фтора в слюдах. Количественный геохимический подход к изучению гранитов, метасоматитов и рудных ассоциаций вольфрамитовых месторождений позволяет в ряде случаев предсказать ведущий комплекс элементов, определяющих специфику оруденения.

Табл. 3.

УДК 550.84 : 553.45/44 43 (571.63)

**Определение степени эродированности рудных тел оловянных месторождений по элементам-примесям в касситеритах. Осипова Г. А.** Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений, Новосибирск. «Наука», 1978, с. 60—68.

На основании закономерного изменения содержания элементов-примесей в касситерите с глубиной, выведены геохимические формулы глубинности, позволяющие определять степень эродированности (или искусственного вскрытия) сульфидно-касситеритовых жил. Описана методика применения формул на примере одной из жил Дубровского месторождения, вскрытой в верхней и нижней частях горными выработками. Подчеркивается, что рекомендуемый к проверке метод не претендует на универсальность, а является вспомогательным к комплексу всех остальных геологических методов.

Ил. 1, табл. 4.

УДК 550.84 : 549.761.53

**Возможности использования элементов-примесей в шеелитах с генетическими и поисковыми целями. Кудрина М. А.** Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений, Новосибирск, «Наука», 1978, с. 68—78.

Исследования по распределению элементов-примесей в шеелитах позволяют получить определенные критерии по его типохимии.

Насыщенность молибденом шеелитов может в определенной мере являться характеристикой принадлежности данного месторождения к той или иной рудной формации. По величине ниобий-танталового отношения можно судить о величине кислотности-щелочности рудообразующих растворов.

Полученная информация в свою очередь косвенно указывает на генетические особенности образования шеелитсодержащих руд и связь их с рудообразующими магматическими породами особого состава. Располагая данными по типохимии шеелита можно более правильно судить о генетической природе оруденения и выдвигать площади для поисков.

Табл. 9.

УДК 550.84 : 553.463

**Легкие лантаноиды — показатель формационной принадлежности вольфрамового оруденения. Караченце С. Г.** Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений, Новосибирск, «Наука», 1978, с. 78—84.

Изучение редкоземельных элементов в вольфрамитах Севера Урала показало, что при развитии рудного комплекса в ряду формаций происходит накопление редких земель и итрия. Ведущую роль при этом играют цериевые редкие земли. Однако внутри каждой формации более поздние генерации вольфрамитов обогащаются иттрием и итриевыми землями.

Выявленный в ряду формаций «неодимовый сдвиг» может использоваться для определения формационной принадлежности вольфрамового оруденения.

Ил. 1, табл. 6.

УДК 553.2 : 549 : 550.84 : 553.45,463

**Геологическое строение и минералого-геохимическая характеристика оловянно-вольфрамовых месторождений кварц-грейзеновой формации. Бедокуров Е. И.** Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 84—92.

Рассмотрены месторождения оловянно-вольфрамовых руд кварц-грейзеновой рудной формации, приуроченные к активизированному сводовому поднятию древней платформы; выявлены особенности строения и состава рудных тел, описана минералогия, поведение основных минералов рудных тел и рудообразующих элементов, сопутствующих элементов, а также элементов-спутников в рудных телах и в основных рудных минералах. Отмечена тесная связь месторождений с редкометальной минерализацией в апрогритях. Рекомендовано уделять более серьезное внимание поискам оловянно-вольфрамовой минерализации кварц-грейзеновой формации в пределах активизированных участков древних платформ или срединных массивов типа Ханкайского, Буреинского (во внутренних частях Тихоокеанского рудного пояса) и др.

Ил. 3, табл. 2.

Возможности применения физико-химических параметров рудообразования для прогнозной оценки месторождений олова и вольфрама. Лаврик Н. И., Моисеенко В. Г., Степанов Г. Н. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 92—104.

На типовых рудных месторождениях олова и вольфрама Приморья, представленных касситерит-сульфидной, скарново-шеслит-сульфидной и кварц-вольфрамитовой формациями изучались физико-химические условия образования руд. Температуры формирования месторождений определялись методами декристаллизации и гомогенизации, солевой состав растворов — методом тройной водной вытяжки, а состав газовой фазы включений — с помощью газовой хроматографии. рН определяли по диаграммам, основанным на зависимости рН-раствора от активности  $\text{HCO}_3^-$ -ионов и концентрации растворенной углекислоты или температур минералообразования. Окислительно-восстановительный потенциал рассчитывался по схеме с учетом равновесия между окисленной ( $\text{CO}_2$ ) и восстановленной ( $\text{CH}_4$ ) формами углерода. Комплексное изучение параметров гидротермальных растворов на рудных месторождениях различных генетических типов позволяет проводить прогнозную оценку гидротермальных месторождений. По соотношению восстановленных и окисленных форм углерода можно определить уровень эрозивного среза рудных тел, а по сумме данных термобарогеохимического анализа дать формационный анализ рудных месторождений.

Ил. 5, табл. 11.

Состав рудообразующих растворов и редкоэлементный состав минералов как критерий генетического типа месторождений. Бойко С. М., Трошин Ю. П. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 104—107.

Месторождения различного генетического типа Забайкалья характеризуются определенными особенностями состава рудообразующих растворов. Особенно показательным

является отношение  $\frac{\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-}{\text{F}^-}$ . Для месторождений Мо оно более 100, для Ас — первые

десятки, Sn и W — единицы. Средние содержания элементов-примесей в сульфидах из изученных месторождений также заметно различаются в одноименных минералах. Показательным является отношение Sb/Vi. Для месторождений Мо оно составляет 10—300, в месторождениях Sn — 1—1,5, для вольфрамовых — 0,010—0,0п. Отличия наметаются и для других элементов. Установленные закономерности могут быть использованы в поисковой геохимии.

Табл. 3.

Геохимические методы — основа поисков редкометалльных месторождений в районах действующих рудников. Санин Б. П., Петровская С. Г., Спиридонов А. М. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 108—118.

Показана необходимость применения комплекса геохимических методов для поисков глубокозалегающих месторождений, прогнозирования оруденения на разведываемых месторождениях, а также детального исследования последних в районах действующих рудников. Приводится пример такого исследования, проведенного на молибденовом месторождении в Западном Забайкалье. Рассматривается установленная вертикальная зональность распределения элементов в ореолах рудных тел, которая выражается последовательным рядом элементов Мо—W—Cu—Ag, горизонтальная зональность месторождения в целом, проявляющаяся в смещении площадного ореола надрудных элементов (в том числе W) на юг месторождения, в область, где происходит погружение штокверка. Показана зональность распределения летучих (В, F) и щелочных элементов, которые фиксируют наличие на глубине гранитных и рудных тел. Делается вывод о том, что использование выявленных особенностей геохимической зональности помогает в поисках новых месторождений.

Ил. 6, табл. 3.

Первичные ореолы оловорудных месторождений Приморья и методы их оценки. Буряго А. П., Чуланов Э. И. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 119—138.

Описаны первичные ореолы наиболее типичных оловорудных месторождений Приморья, выявлены особенности их строения и состава в зависимости от минерального типа месторождения и степени пространственной дифференциации основных ореолообразующих химических элементов. Установлено, что по направлению падения рудного тела изменение линейной продуктивности первичного ореола олова аппроксимируется логарифмическим уравнением первой степени; изменение аналогичного параметра по отдельному рудному телу или группе рудных тел — логарифмическим уравнением второй степени; зависимость между значениями линейных продуктивностей рудных тел и ореолов олова на уровне с максимальным оловянным оруденением описывается функцией по форме графика близкой кубической параболы. На основе выявляемых эмпирических закономерностей и функциональных зависимостей выработан метод прогнозной количественной оценки в различной степени эродированного оловянного оруденения на глубину по результатам изучения поверхности. Составлены монограммы для оперативной оценки оловянного оруденения графическим способом.

Ил. 9, табл. 4.

К изучению геохимической зональности жильных месторождений для целей количественного прогноза оруденения. Кравченко Э. С., Болотников А. Ф., Макеев Н. П. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 139—142.

Продолжен метод количественной оценки параметров оруденения. Направление наибольшей изменчивости зонального признака есть направление наибольшей изменчивости условий рудоотложения и, в первую очередь, температуры и давления. Любые зональные признаки не будут устойчивы на всем протяжении жильных тел. Поэтому успех количественного прогноза, построенный на методе аналогии, во многом зависит от выбора эталонного сечения. Формальное нахождение «места» исследуемого пересечения осуществлялось с помощью центрального метода факторного анализа в модификации анализа матриц Q-корреляций. Задача прогноза формулировалась как определение возможной глубины оруденения и рудной продуктивности ниже данного пересечения в сравнении с эталонным сечением. Достоверность прогноза оценивалась путем сравнения расчетных данных с разведочным и на основе прогноза сделан вывод о существовании на жильных оловорудных месторождениях Монау и Пионерском в районе Северного Сихотэ-Алиня геохимической зональности, обусловленной законом распределения Берглю-Нернста.

Ил. 1, табл. 4.

УДК 550.84.092.2 : (546.811 + 546.78 + 546.49)

Особенности вторичных ореолов и потоков рассеяния олова, вольфрама и ртути. Поликарпичи В. В. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 142—150.

На основе рассмотрения свойств олова, вольфрама, ртути и их минералов характеризуются особенности вторичных ореолов и потоков рассеяния этих металлов. Вследствие химической устойчивости минералов в зоне гипергенеза для них характерно образование механических ореолов и потоков рассеяния, а также россыпей. Коэффициент водной миграции олова и вольфрама меньше 0,1, водные ореолы и потоки рассеяния их фиксируются, но неустойчивы и более трудны для установления, чем литохимические. Коэффициент водной миграции ртути довольно высокий (>1, до 10), но ее водные ореолы-потоки мало контрастны. Образуются отчетливо выраженные биогеохимические ореолы этих металлов, иногда с довольно высокими их содержаниями. Для ртути характерны газовые ореолы.

Табл. 3.

УДК 550.842.092.2 : 553.044 : 553.45(571.61/64)

Опыт оценки прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния. Соловов А. П., Куршев П. А. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 150—163.

Для повышения эффективности поисковых работ в рудных районах необходимо выбор объектов для предварительной разведки подчинять оценке их прогнозных (геологических) запасов металла. Принятые «Инструкцией по геохимическим поискам» (1965) методы подсчета прогнозных запасов по параметрам вторичных остаточных ореолов рассеяния оправдали себя на практике, однако нуждаются в дальнейшем уточнении. Предложен метод определения целесообразности глубины подсчета прогнозных запасов с учетом площадной продуктивности ореола рассеяния и уровня эрозийного среза оруденения. Для оценки оруденения в начальной стадии эрозийного вскрытия и учета ожидаемой доли забалансовых руд приводятся поправочные множители, уточняющие прогнозные оценки. Обсуждаются причины возможных ошибок и условия, ограничивающие подобные подсчеты.

Использование предложенных зависимостей иллюстрируется опытом работ в Кавалеровском оловорудном районе Приморья.

Ил. 8, табл. 3.

УДК 550.849,

Физико-химические основы термоманнитного геохимического метода и первый опыт его применения. Боголюбов А. И., Ворошилов Н. А., Ворошилова Л. Н. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 163—170.

Термоманнитный геохимический метод (ТМГМ) основан на двух явлениях. Во-первых, на связи рудных элементов (меди, свинца, цинка, серебра, сурьмы, висмута, олова и др.) в зоне окисления месторождений, во вторичных ореолах и потоках рассеяния с гидроксидами железа. Во-вторых, на явлении фазового перехода гидроокислов железа при обжиге в условиях недостатка кислорода в магнитные минералы (магнетит, маггемит, вюстит). Методика работ заключается в отборе мелкой (<1 мм) фракции рыхлых отложений (около 30 г), в обжиге ее при температуре 800—900°C, отделения из прокаленной и охлажденной пробы магнитной фракции и ее анализа на группу рудных элементов спектральным или другим методом. Метод испытывался на нескольких оловорудных месторождениях, рудопроявлениях золота и на поисковых площадях и показал высокую эффективность выявления рудных зон в сложных ландшафтных условиях. ТМГМ рекомендует принять при значительной мощности алювиально-ледовальных отложений и почвенного покрова, развитии крупноплощевых осей в условиях, где обычные литохимические поиски по ореолам и потокам рассеяния малоэффективны.

Ил. 4.

**Возможности пшлого-геохимического метода поисков.** Костерин А. В. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с 170—174.

В отличие от пшлогового опробования пшлого-геохимия опирается на определение элементного состава пшлага и отдельных минералов. Основой метода служат минералы-концентраторы, лимониты и минералы-индикаторы, наличие которых в пшлхе позволяет проводить поиски даже и при отсутствии в пшлхе рудных минералов.

Пшлого-геохимические поиски включают отбор проб из рыхлых отложений и коренных пород; геохимический анализ «серого» пшлага, различных его фракций и отдельных минералов; построение пшлого-геохимических карт, определение фоновых содержаний элементов в различных фракциях пшлага и отдельных минералов.

Пшлого-геохимия выгодно отличается от «классического» пшлогования универсальностью, а от литохимии большей чувствительностью и представительностью. Стоимость пшлого-геохимии сопоставима со стоимостью литохимии, проводимой на тех же площадях.

Ил. 2, табл. 5.

**Оценки рудоносности заболоченных районов Сибири.** Тайсаев Т. Т. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 175—177.

Предложен новый геохимический способ поисков на болотах по железистым осадкам (авторское свидетельство № 409181). Сущность способа заключается в том, что при поисках отбираются железистые осадки, которые после просушивания и озонения анализируются на широкий круг рудных элементов. По аномальным концентрациям элементов-индикаторов оруденения выделяются потоки и ореолы их.

На болотах эффективны также и торфогеохимические поиски, выявляющие наложенные аномалии на выходах надмерзлотных и трещинных вод.

Табл. 1.

**Гидрогеохимические особенности оловянных и вольфрамовых месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и возможности гидрогеохимического метода и поисков.** Колотов Б. А., Киселева Е. А. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 177—184.

На основе единой методики обобщены результаты многолетних гидрохимических исследований, позволившие наметить основные закономерности формирования гидрогеохимических полей эндогенного оруденения (в том числе оловянного и вольфрамового). Установлено, что одним из следственных признаков признаков гидрогеохимической специализации рудных формаций является слияние двух групп элементов (лито- и халькофильных) в одном гидрогеохимическом поле в случае кварц-касситеритовых и кварц-вольфрамитовых типов и пространственное разделение гидрогеохимических полей этих двух групп в случае касситерит-сульфидной минерализации. Задача выяснения специализации гидрогеохимических аномалий решалась тем же методом вероятностного прогнозирования с помощью формулы Байеса. Составлена прогнозно-металлогеническая карта перспективности участков гидрогеохимических аномалий, анализ которой позволил сделать следующий вывод, подтвержденный практикой: с вероятностью более 90% можно утверждать, что основные запасы промышленных руд лежат в пределах гидрогеохимических аномалий, интерпретируемых как рудные. В целом, проведенные гидрогеохимические исследования утверждают высокую эффективность применения поискового гидрогеохимического метода.

Ил. 1, табл. 1.

**Особенности биогеохимических поисков вольфрамовых руд.** Ковалевский А. Л. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 184—190.

В качестве биогеохимических индикаторов вольфрамовых руд кроме вольфрама в растении рекомендуются использовать его спутники — молибден, фтор, свинец и цинк, в безбарьерных биологических объектах необходимым условием высокой эффективности глубоких биогеохимических поисков вольфрама является опробование только высокоинформативных биологических объектов (кора сосны, березы, лиственницы, кедра, ветви багульника, злаки, осоки и др.). На первых этапах практического использования биогеохимические методы поисков вольфрамовых руд следует применять на наиболее перспективных площадях и участках в масштабе 1 : 25 000 — 1 : 2 000, закрытых аллохтонными образованиями небольшой мощности.

Ил. 3, табл. 3.

**Геохимические и биогеохимические методы при поисках на Бом-Горхонском месторождении.** Сизых В. К., Корнева А. Р. Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 191—194.

Литогеохимическими исследованиями выявлены полихронные поля аномальных концентраций редких элементов и пределах Бом-Горхонского гранитоидного массива. Молибденовые зоны сопровождаются молибден-серебряной ореолой ассоциацией, грейзеновые зоны — вольфрам-висмут-серебро-лигнеловой, продуктивные кварц-гюбнерит-сульфидные жилы — вольфрам-серебро-висмутовой. Они могут быть типowymi для кварц-гюбнерит-сульфидных месторождений Джидда-Хилок-Нерчинского вольфрам-золото-молибденового пояса. Биогеохимические исследования показали, что чутким концентратором редких элементов является рододендрон даурский.

Ил. 3, табл. 2.

Цена 2 р. 90 к.

2841