

- ка и диагностика сульфоантимонитов свинца. М.: Наука, 1973.
13. *Мозгова Н.Н., Бортников Н.С.* О нестехиометрии игольчатых сульфоантимонитов свинца. 26 сессия МГК, Париж, 1980. Докл. сов. геологов. Геохимия. минерал. М., 1980.
 14. *Скорняков П.И.* Висмутсодержащая разновидность буланжерита из Штурмовского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии Северо-Востока СССР. 1949, N 5.
 15. *Чулева Т.Н., Новороссова Л.Е.* О висмутсодержащем буланжерите. — В кн.: Экспериментально-методические исследования рудных минералов. М.: Наука, 1965.
 16. *Успенская М.Е., Щибрик В.И.* О находке менегенита и последовательности образования сульфоантимонитов свинца в рудах месторождений Бестюбе (Центральный Казахстан). — Вестник МГУ. Геология, 1976, N 1.
 17. *Grundmann G., Hübner G.* Chalkostibit von Abfoltersbach und Nikolsdorf (Osttirol). — Karinthin, 1973, N 68.
 18. *Новикова Т.И.* Сульфосоли меди и особенности размещения их на площади Зеравшано-Гиссарского рудно-сурьмяного пояса. — Минералогия Таджикистана. Душанбе, 1979, N 4.
 19. *Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Сендерова В.М.* О халькостибите из Терекская (Киргизская ССР). — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, N 3.
 20. *Гамянин Г.Н.* Параганезисы рудных минералов золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района — Геология и геофизика, 1965, N 7.
 21. *Бадалова Р.П., Рябева Е.Г., Дубакина А.С.* Халькостибит — первая находка в Узбекистане. — Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, 1980, N 33.
 22. *Груздев В.С., Прушинская Э.Я., Спиридонов Э.М.* и др. Сурьмянистый пирит. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, N 2.
 23. *Диагностические свойства рудных минералов.* М.: Недра, 1975.
 24. *Костов Р.* Бертьерит из Рибиново (Юго-Западные Родопы) — новый минерал Болгарии. — Списание БЪЛГ. геол. дружество, 1979, т. 40, N 3.
 25. *Тимофеевский Д.А.* О сульфоантимонитах свинца и серебра группы овихитов месторождений Восточного Забайкалья. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1967, ч. 96, N 1.
 26. *Индолев Л.Н., Невойса Г.Г., Паринова З.Ф.* Новые данные о сульфоантимонитах свинца и серебра из месторождений Западного Верхоянья. — В кн.: Минералогия эндоген. месторожд. Якутии. Новосибирск: Наука, 1974.
 27. *Свешникова О.Л.* О находке овихита в рудах месторождения Южное (Приморье). — В кн.: Новые данные о минералах СССР. вып. 28. М.: Наука, 1979.
 28. *Казаченко В.Т., Чубаров Н.М., Романенко И.М.* Новый сульфоантимонит свинца и серебра одного из полиметаллических месторождений Приморья. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979.

УДК 549:549.623.5:553.3.064.34:546.78/79

Т.И. ГЕТМАНСКАЯ, Н.В. ДОБРОВОЛЬСКАЯ, И.И. КУПРИЯНОВА, В.К. ПОЛИТОВ

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ СЛЮД ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА И БЕРИЛЛИЯ И МАГНЕТОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ЕЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Слюды входят в качестве постоянной составной части в грейзены самых различных типов и характеризуются переменным составом, закономерно изменяющимся по мере развития постмагматического минералообразования [1]. Поэтому изучение вариаций их состава в разной обстановке может служить для распознавания генезиса грейзенов и сопутствующего им оруденения. Железистость слюд является информативным типоморфным свойством и для ее экспрессного определения разработан метод, основанный на измерении магнитной восприимчивости минералов.

МАГНЕТОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mn})$ В СЛЮДАХ

Обычное для слюд содержание железа и марганца определяет их принадлежность к парамагнитным веществам. Лишь единичные разности с минимальным содержанием железа проявляют диамагнитные свойства. Литературные данные о магнитных свойствах слюд немногочисленные и проведены на небольшом количестве образцов. На примере 5 образцов [2] рассмотрена зависимость

магнитной восприимчивости слюд от содержания ионов — магнитофоров (железа, марганца) и проведено сопоставление измеренных и расчетных значений χ . Отмечено, что магнитная восприимчивость исследованных слюд подчиняется закону Кюри—Вейсса, т.е. $\chi = c/(T-\theta)$, где χ — магнитная восприимчивость, C — константа Кюри, T — абсолютная температура, θ — постоянная Вейсса, определяемая обменным и спин-орбитальным взаимодействием в данной кристаллической структуре. Исследование магнитной восприимчивости триоктаэдрических слюд (флогопита, биотита, лепидомелана) показало, что χ колеблется в пределах от $0,64 \cdot 10^{-6}$ до $78,8 \cdot 10^{-6}$ см³/г [3]. В той же работе указано, что образцы с большим содержанием Fe²⁺ характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости, чем образцы с аналогичным содержанием Fe³⁺. Это противоречит общепринятым представлениям, поскольку ион Fe³⁺, имеющий пять неспаренных электронов, создает более высокий магнитный момент $P_{эфф} = 5,92 \mu_B$, чем йон Fe²⁺ с четырьмя неспаренными электронами, для которого $P_{эфф} = 4,9 \mu_B$ [4].

В работах [5, 6] показана возможность определения по магнитной восприимчивости суммарного содержания железа и марганца для магнезиально-железистых силикатов (биотитов, амфиболов, пироксенов) и других групп минералов. Однако при определении суммарного содержания FeO + MnO в минералах по χ неизбежна ошибка, вызванная различием эффективных магнитных моментов для Fe²⁺ ($P_{эфф} = 4,9 \mu_B$) и для Mn²⁺ ($P_{эфф} = 5,92 \mu_B$).

В задачу наших исследований входило установление количественной зависимости между содержанием парамагнитных ионов (Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺) и величиной магнитной восприимчивости слюд.

Измерение удельной магнитной восприимчивости проводилось методом Фарадея на специальных магнитных весах чувствительностью $2 \cdot 10^{-4}$ г, что позволяло работать с навесками 5—30 мг. Чувствительность метода — 10^{-8} Cu [7]. Магнитная восприимчивость определялась при комнатной температуре в полях различной напряженности ($H=5500, 8800, 13000, 14800$ эрстед). Это давало возможность обнаружить возможные в слюдах микроростки сильно магнитных фаз, так как у них, в отличие от парамагнетиков, наблюдается зависимость χ от H . Для большей части образцов изученных слюд (флогопита, мусковита, фенгита, маргарита) зависимости χ от H не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии в них включений сильномагнитных минералов и вхождении ионов железа и марганца в кристаллическую решетку слюд в таком количестве, что между ними отсутствует взаимодействие.

В табл. 1, 2 приведены средние значения, χ , вычисленные из четырех измерений каждого образца, проведенных с точностью ± 1 отн.%. Для биотитов, у которых отмечается зависимость χ от H , указаны интервалы колебаний магнитной восприимчивости от максимального значения при $H=5500$ эрстед до минимального при $H=14800$ эрстед. Магнитная восприимчивость изученных слюд (73 образца) колеблется в широких пределах от $-0,32 \cdot 10^{-6}$ до $93,5 \cdot 10^{-6}$ см³/г. Отрицательное значение $\chi = -0,32 \cdot 10^{-6}$ см³/г у маргарита указывает на отсутствие или низкое содержание (ниже предела чувствительности метода 0,2%) в минерале парамагнитных ионов. Особенно высокие значения магнитной восприимчивости отмечены у биотитов, в которых содержание FeO+Fe₂O₃ превышает 15—20%.

Для сопоставления с экспериментальными данными магнитная восприимчивость изученных слюд рассчитана по формуле:

$$\chi = 423,6 \cdot 10^{-9} \cdot \sum \frac{C_i P_{эфф}^2}{M_i} [8],$$

где C_i — концентрация парамагнитного иона, $P_{эфф}$ — его эффективный магнитный момент, M_i — атомная масса того же иона.

Для относительно маложелезистых разновидностей (флогопита, мусковита, фенгита, маргарита) экспериментальная магнитная восприимчивость хорошо

Таблица 1
Расчет магнитной восприимчивости диоктаэдрических слюд по содержанию в них парамагнитных ионов

№ пп	Минерал, образец	$\chi \cdot 10^6$ расчетное	$\chi \cdot 10^6$ опытное	$\Sigma(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ в пересчете на FeO по χ	$\Sigma(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ по x/a
Мусковит					
1	34-127	2,35	2,53	1,63	1,63
2	34-47	2,99	2,62	2,11	2,11
3	34-68	3,42	2,64	2,42	2,42
4	109-30	2,54	2,70	1,80	1,80
5	Сг33-48	3,07	2,86	1,47	1,70
6	С-273	3,09	3,13	1,40	1,67
7	34-55	3,57	3,21	2,52	2,52
8	34-556	3,71	3,24	2,48	2,58
9	МА-206	3,97	3,45	2,31	2,40
10	Б-179	3,86	3,47	1,32	2,03
11	Б-179	3,86	3,47	1,25	1,96
12	ВВ-5	4,51	4,35	2,63	2,78
13	С-2916	5,31	4,45	2,62	3,00
14	С-294	5,34	4,70	2,76	2,97
15	Квц-5	5,82	4,94	3,28	3,39
16	Сг-130-3	5,63	5,07	2,73	3,04
17	VI-II	6,08	6,25	4,30	4,37
18	Квс-3-3	7,22	6,78	3,92	4,12
19	Д-240	6,86	6,81	4,01	4,33
20	425-28	8,69	8,80	5,22	5,42
21	Ко-13	9,32	9,59	5,49	5,90
22	425-19	11,26	9,77	5,82	6,37
23	С-527	11,3	10,9	6,68	6,93
Фенгит					
24	427	5,49	4,76	2,63	2,97
25	Ш-703	11,9	11,0	6,67	7,07
26	Ш-568	13,4	13,2	7,79	8,39
Маргарит					
27	109-13	0,46	0,32	0,33	0,42
28	34-147	0,86	0,50	0,55	0,59

согласуется с расчетными значениями, вычисленными по данным содержания парамагнитных ионов, определенных химическим анализом. Расхождение не превышает $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, т.е. ± 6 отн. %. Таким образом, полученная нами хорошая согласованность расчетных и экспериментальных результатов для флогопита, мусковита, фенгита и маргарита указывает на линейную зависимость их магнитной восприимчивости от содержания парамагнитных ионов с учетом их различной парамагнитной природы.

Расхождение между $\chi_{\text{экс}}$ и $\chi_{\text{расч.}}$ до $9,0 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (до ± 15 отн. %) в протолитионитах и биотитах можно объяснить возникновением обменного взаимодействия между парамагнитными ионами. Аналогичное явление отмечалось нами в турмалинах [9] при высоких значениях $\chi = 25 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ и при соответствующей концентрации парамагнитных ионов выше 15 вес. %. Следовательно, при высоких значениях χ слюды уже нельзя рассматривать как магниторазбавленную систему, и при расчете магнитной восприимчивости необходимо принимать во внимание величину постоянной Вейсса каждого образца.

Поскольку во флогопитах содержание окиси марганца (0,09—0,48%), как правило, на порядок ниже содержания железа (3,04—13,54%), влияние марганца на магнитные свойства можно пренебречь, считая, что все вариации в значениях

Т а б л и ц а 2

Расчет магнитной восприимчивости триоктаэдрических слюд по содержанию в них парамагнитных ионов

№ пп	Минерал, образец	$\chi \cdot 10^6$ расчетное	$\chi \cdot 10^6$ опытное	$\Sigma(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в пересчете на FeO по χ	$\Sigma(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ по x/a
Флогопит					
1	Крб-17	5,03	5,18	3,04	3,12
2	34-6	5,70	6,15	3,56	3,60
3	Чр-26	6,23	6,43	4,03	4,05
4	34-116	7,73	8,47	5,05	5,11
5	34-55a	9,90	9,81	7,00	7,00
6	78-8	10,0	10,1	6,19	6,34
7	Крб-12	9,51	10,2	5,63	5,84
8	ВВ-12	10,1	10,5	6,67	6,77
9	78-4	10,0	10,6	6,17	6,34
10	ВВ-4	10,5	10,8	6,12	6,29
11	34-46	11,0	10,8	7,74	7,74
12	Квс-2	10,7	11,0	6,29	6,56
13	Квс-3-2	11,0	11,4	6,50	6,64
14	34-47a	11,6	11,5	7,62	7,62
15	ПМ-13	10,9	11,8	7,60	7,60
16	1—4	11,7	11,9	7,21	7,41
17	34-38	12,6	12,7	8,92	8,92
18	140-86	11,9	12,8	7,39	7,57
19	140-31	12,7	13,3	7,64	7,84
20	Кв-1	14,7	15,0	9,06	9,28
21	Эшт-28	15,9	16,6	9,95	10,19
22	Эшт-19	16,5	16,9	10,27	10,57
23	105-11	17,8	18,0	10,97	11,24
24	109-34	17,6	18,2	11,04	11,30
25	23-8	19,2	20,7	12,29	12,50
26	Эшт-9	22,2	22,7	13,54	13,89
27	Эшт-15	22,6	23,2	13,89	14,30
28	Ш-694	21,7	22,6		13,90
29	Сар-43	21,9	24,2		12,83
30	У20-20	22,0	25,3		13,82
Протолитионит					
31	Ш-497	23,4	25,5		15,33
32	186	24,7	27,4		13,46
33	Кт-16	24,5	27,9		15,58
34	У17-11	26,4	28,2		15,51
35	163	26,7	29,3		14,21
36	Ш-454	29,8	30,6		18,32
37	У18-79 зел.	30,3	32,5		17,17
38	У18-79 кор.	35,4	37,4		18,13
39	М-641	31,2	38,5		20,15
Биотит					
40	710	29,8	32,5		17,73
41	У1447	44,7	46,8		30,00
42	709	28,3	48,9—37,7		16,58
43	n-459	53,6	62,4		33,58
44	701	27,4	73,4—46,1		15,96
45	шч-58	41,9	93,5—63,8		26,63

магнитной восприимчивости флогопитов обусловлены, главным образом, различной концентрацией FeO и Fe₂O₃.

На рис. 1 приведен график зависимости измеренной магнитной восприимчивости флогопита только от общего содержания железа в пересчете на FeO. Разброс точек на графике обусловлен в основном неточным определением общего железа

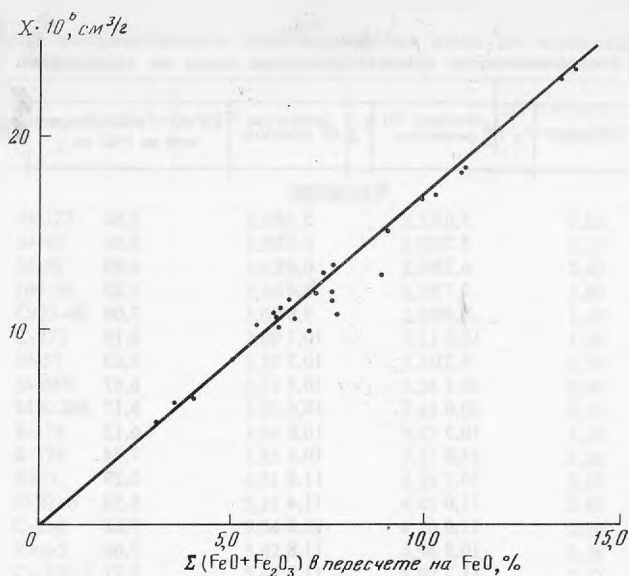


Рис. 1. Зависимость магнитной восприимчивости триоктаэдрических слюд от содержания в них парамагнитных ионов

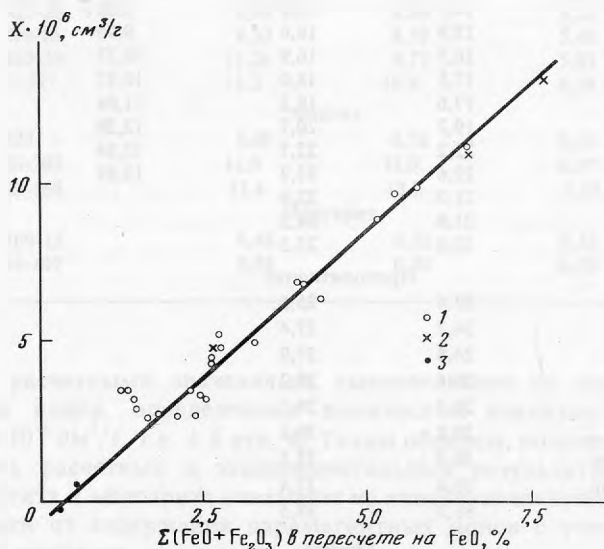


Рис. 2. Зависимость магнитной восприимчивости диоктаэдрических слюд от содержания в них парамагнитных ионов

1 — мусковит, 2 — фенит, 3 — маргарит

в флогопитах количественным спектральным анализом (обр. 34-38; 34-46; 34-47а, 34-55а, 34-127а, ПМ-13).

Для образцов мусковита, фенгита, маргарита также отмечается линейная зависимость магнитной восприимчивости от содержаний $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (в пересчете на FeO) (рис. 2), но с большим разбросом точек, чем для флогопита в области малых значений χ . Очевидно, для слюд этого ряда необходимо учитывать влияние на магнитные свойства и марганца, поскольку его содержание соизмеримо с содержанием железа.

Линейная зависимость между χ и концентрацией железа в флогопите, мусковите, фенгите и маргарите дает возможность решать обратную задачу: по величине магнитной восприимчивости определять содержание железа в этих минералах. Для химически проанализированных образцов слюд (флогопита, мусковита, фенгита, маргарита) был рассчитан коэффициент корреляции (r) между измеренными значениями магнитной восприимчивости и суммарным содержанием железа, пересчитанным на FeO . Для флогопита $r = 0,98$ при доверительном интервале $r = 0,99-0,96$, уравнение регрессий имеет вид $\chi = 1,67 \cdot 10^{-6} C_{\text{FeO}} - 0,27^{-6}$, т.е. содержание железа равно: $C_{\text{FeO}} = 0,60\chi \cdot 10^{-6} + 0,16$. Коэффициент корреляции для мусковита, фенгита и маргарита $r=0,98$ при доверительном интервале $r=0,99-0,96$; уравнение регрессии имеет вид: $\chi=1,72 \cdot 10^{-6}$, $C_{\text{FeO}}=0,22^6$, и содержание железа определяется уравнением: $C_{\text{FeO}}=0,58\chi \cdot 10^{-6} + 0,13$.

По приведенным уравнениям в флогопите, мусковите, фенгите и маргарите можно определить суммарное содержание железа с точностью от 0,5 до 10% отн. %. Следует отметить, что магнетохимический метод определения содержаний железа в слюдах по величине магнитной восприимчивости чувствительнее количественного спектрального анализа и приближается по точности к химическому анализу. Преимуществом магнетохимического метода является маленькая (5—30 мг) навеска минерала для измерения χ , сравнительно небольшая трудоемкость определений, а также возможность различать конституционные и механические примеси железа в слюдах.

ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ СЛЮД В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В задачу исследований входило проследить, как меняется железистость слюд во времени и в пространстве в различных типах грейзеновых месторождений. Было приведено изучение железистости слюд из последовательных минеральных ассоциаций на бериллиевых, вольфрамовых и комплексных месторождениях различных типов.

Месторождения стадии раннего отложения

Эволюцию состава слюд в ходе формирования отдельного месторождения можно проследить на примере одного из месторождений флогопит-маргарит-бериллового типа, которое относится к маргарит-плагноклаз-флогопитовой фации грейзенов стадии раннего отложения [10, 11]. Оно залегает в боковом экзоконтакте крупного глубоко эродированного гранитного массива среди вмещающих пород ультраосновного и основного состава. Бериллиевое оруденение связано с двумя типами рудных тел: слюдитовыми зонами и берилл-мусковит-плагноклазовыми жилами. Слюдитовые зоны сложены расланцованными и разлинзованными флюорит-флогопитовыми породами (слюдитами) с обломками (будинами) берилл-плагноклазовых и берилл-мусковитовых жил и прожилков. Берилл-мусковит-плагноклазовые жилы также сопровождаются ореолами флюорит-флогопитовых метасоматических пород, но относительно меньшей мощности.

Схематично последовательность формирования рудных тел представляется следующим образом. Взаимодействие рудообразующих растворов с ультраосновными вмещающими породами вызвало их оталькование и слабую флогопитизацию, а сами растворы при этом обогащались магнием и обеднялись кремнеземом и калием. В результате приоткрывавшиеся трещины были выполнены плагноклазом с небольшим количеством кварца. В дальнейшем происходило образование мощных околосильных флогопитовых пород. Обусловленное этим изменение состава растворов привело к замещению плагноклаза альбитом, а затем развитие берилл-

флюорит-мусковитовой минеральной ассоциации. На заключительной стадии минералообразования данного месторождения интенсивно проявились растворение берилла и замещение его рыхлыми агрегатами бертрандита с адуляром и фенгитом.

Морфология выделений флогопита определяется структурно-текстурными особенностями метасоматических пород. В нерассланцованных слюдитах флогопит обычно образует сноповидные и веерообразные сростки из пластинок длиной до 1 см, при рассланцевании размер пластинок уменьшается до 1—5 мм.

В берилл-мусковит-плаггиоклазовых и берилл-мусковитовых жилах мусковит встречается в виде пластинчатых выделений до 2—3 см в диаметре, часто образующих сноповидные сростки. В полостях и трещинах наблюдаются друзы тонкопластинчатых кристаллов. Кроме того, мелкочешуйчатые (1 мм и меньше) агрегаты мусковита слагают узкие (около 1 см) внутренние метасоматические зоны около жил среди диоритов и диоритовых порфиритов. Среди ультраосновных пород подобные внутренние зоны шириной 0,5—2 см сложены мелкочешуйчатым (0,01—0,02 мм) фукситом. Среди прилегающей флогопитовой зоны фуксит часто встречается в виде более крупных (до 0,5—1 см) пластинчатых или таблитчатых порфиробласт.

Мелкочешуйчатые агрегаты фенгита развиваются в пустотах и трещинах среди плаггиоклаза и мусковита, вблизи участков интенсивного выщелачивания и бертрандитизации берилла. Выделения фенгита часто имеют почковидную и сферолитовую форму.

Сопоставление содержания железа (особенно в сумме с магнием) в слюдах из трех последовательных минеральных ассоциаций показывает резкое его уменьшение от ранних ассоциаций к более поздним (рис. 3).

На Шумиловском Sn-W-месторождении выделяется три последовательные генерации слюд из метасоматических пород. Месторождение относится к кварц-протолитионит-топазовой фации грейзенов [12].

Шумиловский куполовидный выступ гранитоидов имеет изометричную форму, пологую кровлю и вскрыт на значительной площади порядка 20 км². В апикальной зоне купола лейкократовые граниты основной фазы прорваны комплексом малых тел и даек мелкозернистых гранитов, аплитов, гранит-порфиров, обогащенных фтором, литием, рубидием. Основная грейзеновая зона месторождения вскрыта на глубине 90—100 м в зоне экзоконтакта гребневидного выступа мелкозернистых литий-фтористых гранитов. Зона имеет сложное зональное строение, обусловленное развитием нескольких фаций грейзенов, единичных кварц-топазовых жил и прожилков с вольфрамитом, касситеритом, висмутином. Установлена следующая метасоматическая зональность: гранит — кварц-микроклин-хлоритовая порода — слюдисто-кварцевый грейзен — слюдисто-топаз-кварцевый грейзен — кварц-топазовый грейзен. Эволюция метасоматического процесса отразилась на составе слюд.

Наиболее ранний протолитионит — мелкочешуйчатая слюда коричневого цвета с содержанием FeO, Fe₂O₃, MnO — 14,2—19,95 вес. % и Li₂O—1,82—2,13 вес. %. Наиболее железистая разновидность характерна для штокшайдера, где крупночешуйчатый протолитионит ассоциирует с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Детальное изучение структуры протолитионита методом электронографии было проведено Б.Б. Звягиным и А.П. Жухлистым в лаборатории ИГЕМа. По их данным протолитиониты, несмотря на значительную вакантность октаэдров ($Y = 2,61—2,81$), сохраняют все структурные особенности триоктаэдрических слюд и относятся к полиципной модификации 1M (3T). В протолитионитах из двух образцов выявлено наличие двух фаз: основной триоктаэдрической 1M(3T) и диоктаэдрической 2M₁, что связано с зональным строением пластинок этих слюд вследствие замещения протолитионита более поздними генерациями слюд.

Параметр a_0 в протолитионите колеблется от 9,19 до 9,16 Å. По мере увеличения интенсивности метасоматического замещения и повышения содержания топаза в грейзенах протолитионит замещается светло-серой слюдой, состав которой

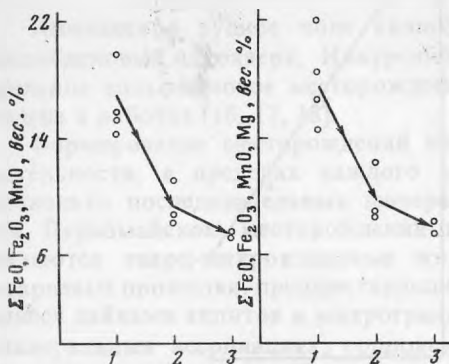


Рис. 3. Флогопит-маргарит-берилловый тип месторождений

1 — флогопиты из слюдитов с бериллом, 2 — мусковиты из мусковит-плагиоклазовых жил, 3 — фенгит из дуэляр-берtrandитовой ассоциации

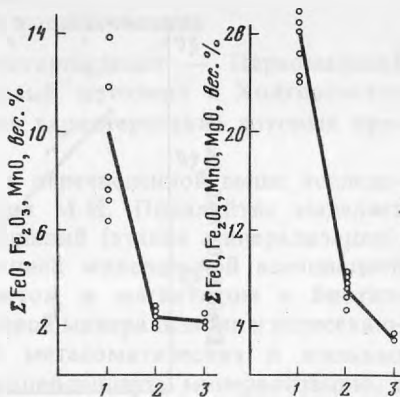


Рис. 4. Топаз-касситерит-вольфрамовый тип месторождений. Шумиловское месторождение

1 — протолитиониты из топаз-кварцевых грейзенов, 2 — литиево-железистые мусковиты из топаз-кварцевых грейзенов, 3 — фенгиты из слюдясто-кварцевых околожилных грейзенов

близок к известным составам литиевых мусковитов [13], но отличается от них высоким содержанием двухвалентных катионов и большей кремнеземистостью. Эти особенности состава явились основанием для выделения их в особую группу литиевых фенгит-мусковитов [14], интерпретируемых как изоморфные смеси диоктаэдрических мусковитового (80—40%), селадонитового (10—25%) и триоктаэдрического железо-литиевого (до 30—40%) компонентов. Слюды этого состава образуются при двух типах замещения: 1) $2R^{3+} \rightarrow R^{2+} + Si$ — свойственный слюдам ряда мусковит-селадонит и 2) $4R_{VI}^{2+} + 5\Box_{VI} = 6Li + 3R^{2+}$; частично замещение идет за счет заполнения октаэдрических позиций, поскольку количество октаэдрических катионов превышает $2(2.03-2.46)$, а количество двухвалентных катионов превышает таковое, необходимое для данного содержания кремния при вхождении селадонитового компонента. По структурным особенностям литиевые фенгиты относятся к слюдам диоктаэдрическим, с элементами триоктаэдричности, $2M_1$ или представлены сочетанием двух модификаций $2M_1$ и $3T$ при преобладании $2M_1$. Содержание Li_2O —0,73—1,25%, $\Sigma FeO + Fe_2O_3 + MnO$ — 7,30—11,16%. Сопоставления химического состава последовательных генераций слюд свидетельствует о постепенном понижении содержания железа и одновременно лития, рубидия и фтора по мере понижения температуры (рис. 4). Эволюция состава сопровождается уменьшением параметров a_0 кристаллической решетки слюд, степенью заполнения октаэдрических позиций и сменой их политипных модификаций [15].

Месторождения стадии кислотного выщелачивания

На Спокойнинском вольфрамовом месторождении, которое относится к мусковит-кварцевой фации грейзенов, выделено четыре генерации мусковита. Месторождение связано с лейкократовыми гранитами основной фазы стандартного геохимического типа. Апикальная зона куполовидного выступа интрузива сложена интенсивно грейзенизированными гранитами, содержащими пологие тела мусковит-кварцевых и кварцевых грейзенов. С удалением от кровли массива грейзены постепенно сменяются слабо грейзенизированными альбитизированными гранитами. Нижние горизонты массива сложены микроклинизированными гранитами с мусковитом. В верхних горизонтах месторождения среди мусковит-кварцевых грейзенов развиты маломощные зонки и прожилковые обособления грейзенов

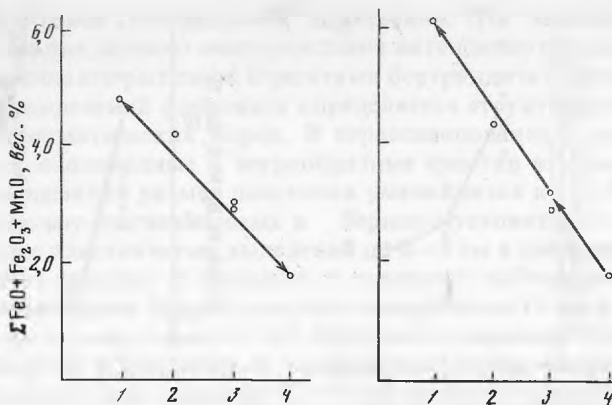


Рис. 5. Кварц-мусковит-вольфрамитовый тип. Спокойнинское месторождение

Мусковит из штокшейдера (1), из среднезернистого апогранита (2), из кварц-мусковитовых грейзенов (3), из слюдяного грейзена (4)

стадии сопряженного отложения мусковитового и полевошпат-мусковитового состава. На контакте гранитов с вмещающими породами локализовано крупное кварц-полевошпатовое пегматоидное тело — штокшейдер.

Мусковит I генерации образует мелкочешуйчатые агрегаты и единичные пластинки коричневатого-серого цвета в мелко-среднезернистых аляскитах II фазы, слагающей Спокойнинский гранитный купол. Как правило, мусковит I частично замещен менее железистой разновидностью мусковита II, отличающегося более светлой серой окраской; замещение начинается с краевых частей чешуек и постепенно распространяется к центру, образуя зональные разновидности. Интенсивность замещения в гранитах увеличивается по направлению к кровле массива, и в апикальной центральной и восточной его частях мусковит представлен II генерацией светло-серого цвета. В грейзенизированных гранитах и кварц-мусковитовых грейзенах развит мусковит II генерации с мелкими реликтами I и частичным замещением III — наиболее поздней генерацией мусковита яблочно-зеленого цвета. Интенсивность замещения мусковита II третьей генерацией усиливается в кварц-мусковитовых грейзенах. В грейзенах сопряженного отложения мусковитового, альбит-мусковитового состава развита только яблочно-зеленая III генерация мусковита.

Мусковит широко развит во всех последовательных минеральных ассоциациях, состав его эволюционирует от железистого в ранних ассоциациях до маложелезистого, близкого к теоретическому составу в наиболее поздних его генерациях (рис. 5). Высокие содержания железа (в меньшей мере магния) не сопровождаются замещением в тетраэдрическом слое и связаны, вероятно, с частичным заполнением вакансий в октаэдрической позиции ($\gamma > 2$).

Размещение мусковитов нескольких генераций в пространстве подчиняется и согласуется с зональным размещением последовательных минеральных ассоциаций на месторождении. В нижних горизонтах купола и на его западном фланге развит наиболее железистый мусковит I генерации, в различной степени замещенный мусковитом II генерации. В средних горизонтах в гранитах — мусковит I—II, в грейзенах II—III с очень мелкими реликтами I генерации. В верхних горизонтах, центральной и восточной части купола развит преимущественно мусковит III с реликтами II генерации.

Месторождения стадии позднего выщелачивания

Джидинское рудное поле включает три месторождения — Первомайский молибденовый штокверк, Инкурский вольфрамовый штокверк и Холтосонское жильное вольфрамовое месторождение, детальная характеристика которых приведена в работах [16, 17, 18].

Формирование месторождений происходило в перечисленной выше последовательности, в пределах каждого месторождения М.И. Повилайтис выделяет несколько последовательных минеральных ассоциаций (этапов минерализации). На Первомайском месторождении наиболее ранней минеральной ассоциацией являются кварц-микроклиновые жилы с биотитом и магнетитом и биотит-кварцевые прожилки, предшествующие молибденовой минерализации и пересекающиеся дайками аплитов и микрогранитов. В метасоматических и жильных минеральных ассоциациях, сопровождающих молибденовую минерализацию, а также в прожилках Инкурского и жилах Холтосонского месторождений развиты маложелезистые мусковиты, характерной особенностью их является необычно высокое содержание MnO (0,40—1,07%) и MgO (1,03—3,08%) (рис. 6).

Постгрейзеновые месторождения

Изучение состава слюд из последовательных минеральных ассоциаций в более низкотемпературных постгрейзеновых месторождениях беризитовой формации показало обратную тенденцию их эволюции, а именно повышение железистости слюд по мере развития процесса. Состав слюды изучался на примере бериллиевого месторождения Сибири сульфидно-фенакит-берtrandитового типа [19]. Месторождение размещается далеко за пределами материнского интрузива и приурочено к толще нижнепалеозойских карбонатных пород, прорванных крупной дайкой гранит-порфиров, а также серией маломощных кулисообразно расположенных тел жильных гранитов.

Рудные прожилково-метасоматические зоны наследуют направление даек гранитов, зон разлинзования в доломитах и размещены вдоль контактов пород с различными физико-механическими свойствами. Эволюция метасоматического

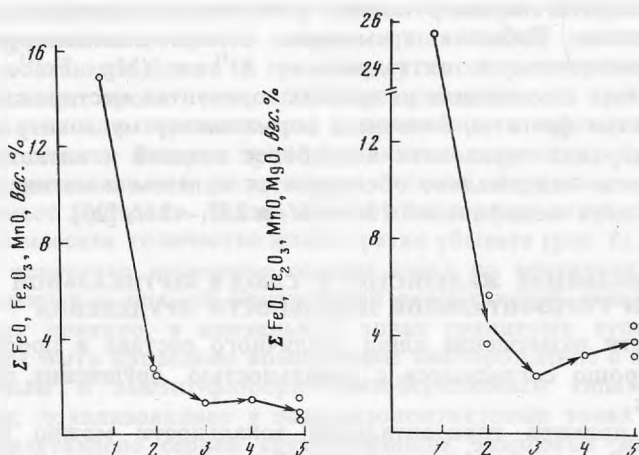


Рис. 6. Молибденит-гюбнеритовый тип месторождений. Джидинское рудное поле

1 — биотит из кварц-микроклин-молибденовых прожилков Первомайского месторождения, 2 — мусковит из мусковит-полевошпатовой околожильной породы Первомайского месторождения, 3 — мусковит из флюорит-мусковитового грейзена Первомайского месторождения, 4 — мусковит из слюдяного прожилка Инкурского месторождения, 5 — мусковит из кварц-гюбнеритовых и жил Холтосонского месторождения

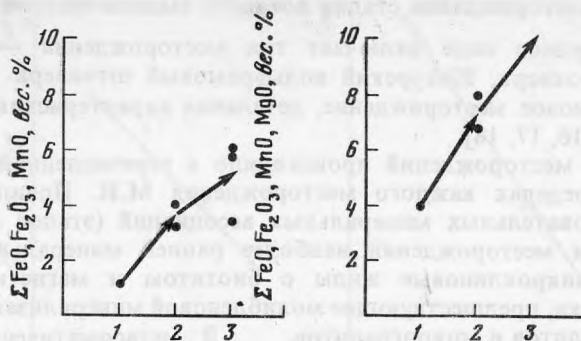


Рис. 7. Сульфидно-фенакит-берtrandитовый тип месторождений

Фенгит из флюорит-берилловых прожилков (1), флюорит-слюдистых зон (2) и хлорит-серицит-флюоритовых зон (3)

процесса и неоднородность вмещающих пород обусловили сложный минеральный состав руд и многообразие минеральных ассоциаций, в размещении которых устанавливается следующая закономерность: в диапазоне 300 м по вертикали прослеживается их смена от высокотемпературных к более низкотемпературным. На нижнем горизонте месторождения развиты прожилковые и метасоматические руды, состав которых варьирует в зависимости от характера вмещающей среды. Альбит-эпидот-флюоритовые руды с фенакитом и гельвином в известковых скарнах и диоритах; кварц-мусковит-флюоритовые и мусковит-флюоритовые с бериллом в дайках гранит-порфиров и участках чередования кварц-серицитовых сланцев и диоритов. На промежуточном горизонте в основном распространены турмалин-флюоритовые руды с фенакитом, хризобериллом и сульфидами (пиритом, арсенопиритом, сфалеритом и галенитом). В верхнем горизонте месторождения развиты хлорит-серицит-флюоритовые руды с берtrandитом, эвклазом, галенитом и буланжеритом. Околорудные изменения, сопутствующие берtrandит-фенакитовой минерализации, носят низкотемпературный характер и относятся к процессу березитизации.

Слюды широко развиты во всех минеральных ассоциациях и по особенностям химического состава относятся к высококремнистым разновидностям мусковита—фенгитам. Избыток кремнезема в них компенсируется широко проявленным замещением в октаэдрах — Al^{3+} — $(Mg, Fe)^{2+}$. В наиболее ранних минеральных ассоциациях на нижних горизонтах месторождения развиты наиболее железистые фенгиты, близкие к нормальному мусковиту модификации $2M_1$ (рис. 7), в верхних горизонтах в наиболее поздней и низкотемпературной ассоциации фенгиты максимально обогащаются железом и магнием и представлены сочетанием двух модификаций $1M-2M_1$ и $2M_1-2M_2$ [20].

ИЗМЕНЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ СЛЮД В ВЕРТИКАЛЬНОЙ И ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Закономерности размещения слюд различного состава в пространстве подчиняются и хорошо согласуются с зональностью оруденения, проявленной на месторождении.

В качестве примера горизонтальной зональности можно привести одно из месторождений магнетит-флюорит-хризобериллового типа, грейзены которого относятся к флюорит-магнетит-протолитионитовой фации ранней стадии отложения [11, с. 48—54].

Месторождение расположено в экзоконтактовой части гранитного массива. В составе массива выделяются граниты главной фазы внедрения, подразделяемые на более глубинную и апикальную фации и граниты дополни-

тельной фазы. В составе слюд из разных фаз и фаций обнаруживаются существенные различия. Граниты главной интрузивной фазы относятся к лейкократовым разностям, от крупно- до среднезернистой структуры. Биотит представлен пластинчатыми выделениями длиной 2—3 мм в промежутках зерен полевых шпатов и кварца, в тесном прорастании со сфеном и другими акцессорными минералами. Граниты дополнительной интрузии представлены еще более лейкократовыми разностями мелко- и среднезернистой, часто порфиroidной структуры. В них главным темноцветным минералом является протолитионит, присутствующий в виде довольно редких мелких (0,5—2 мм) чешуек.

Рудные бериллиеносные тела месторождения связаны с залежами гранитвезувиановых скарнов и представлены темными магнетитсодержащими породами фестончато-полосчатой текстуры. Полосчатые породы подразделяются на несколько разновидностей, из которых наиболее распространенной и богатой бериллием является протолитионит-флюорит-магнетитовая порода с хризобериллом. Протолитионит образует мелкочешуйчатые агрегаты в тесной ассоциации с флюоритом, магнетитом, хризобериллом, турмалином. Чешуйки протолитионита обычно насыщены мелкими включениями флюорита (до ситовидной структуры).

В пределах этого же месторождения развиты полевошпатовые и кварцевые прожилки с бериллом и протолитионитом, которые сопровождаются ореолами грейзенизации вмещающих пород. Грейзены состоят из флогопита (во внутренних зонах — протолитионита), флюорита, полевых шпатов, кварца. В составе прожилков главными минералами являются калиевый полевой шпат и альбит, затем — протолитионит. Нередко встречаются также флюорит, эпидот, берилл, турмалин, кварц, топаз, мусковит.

Протолитионит образует в зальбандах прожилков сплошные оторочки шириной до 1—1,2 см, сложенные сноповидными сростками, которые расположены перпендикулярно контактам или ориентированы произвольно. Размер отдельных пластинок 0,5—1 см, обычно они имеют извилистые очертания с тесными взаимными прорастаниями и многочисленными включениями флюорита и полевого шпата. Встречаются также скелетные формы протолитионита среди агрегатов полевого шпата. Последовательность образования минералов в прожилках схематично представляется следующей: К—шпат—альбит—протолитионит (мусковит)—флюорит I—кварц-топаз—берилл—флюорит II. Пространственная зональность выражена в том, что скарны и полосчатые магнетитовые породы в целом располагаются ближе к гранитному массиву, а прожилковые зоны — несколько дальше; кроме того, по мере удаления от гранитного массива в горизонтальном или вертикальном направлении, в прожилках уменьшается количество полевого шпата, протолитионита, везувиана, граната, эпидота, аксинита, но увеличивается роль кварца, топаза, берилла, а место протолитионита занимает мусковит. Таким образом, в составе слюд по мере удаления от гранитного массива количество железа резко убывает (рис. 8).

Наиболее отчетливо изменение состава слюд по вертикали устанавливается на месторождениях с прямой контрастной вертикальной зональностью, расположенных, как правило, в апикальных зонах гранитных куполов. В качестве примера может быть приведено комплексное месторождение с кварц-касситерит-вольфрамитовым и амезит-флюорит-хризоберилловым типами оруденения в Средней Азии, локализованное в эндо-экзоконтактовых зонах гранитного массива. Оно представлено серией крутопадающих кварцевых жил с вольфрамитом, касситеритом в апикальной зоне массива и метасоматическими телами слюдисто-флюоритового состава с бериллиевой минерализацией среди известняков и доломитов в экзоконтактовой зоне массива. Кварцевые жилы вскрыты на глубину 400 м. В вертикальном разрезе устанавливаются следующие изме-

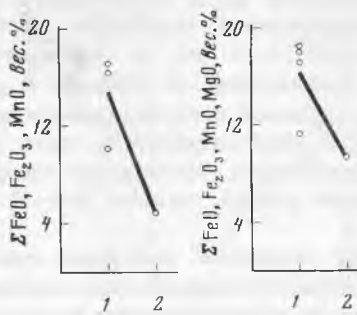


Рис. 8

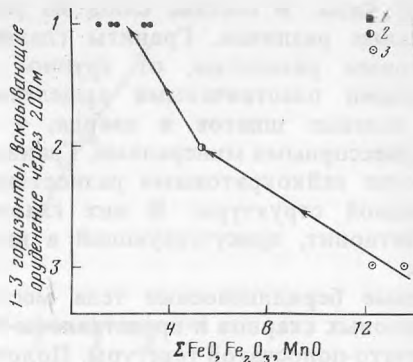


Рис. 9

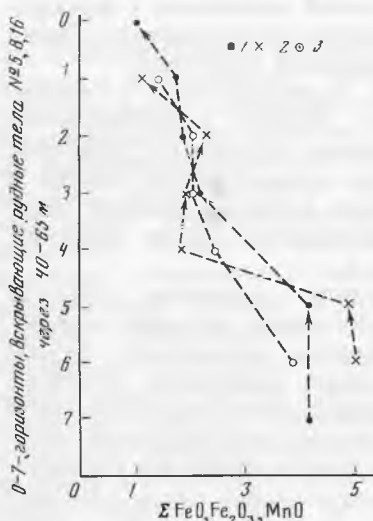


Рис. 10

Рис. 8. Магнетит-флюорит-хризоберилловый тип месторождений

1 — протолитиониты из магнетит-хризоберилловых тел, 2 — мусковиты из кварцевых прожилков с бериллом

Рис. 9. Комплексное месторождение с кварц-касситерит-вольфрамитовым и амезит-флюорит-хризоберилловым типами руденения

1 — мусковит из мусковит-флюоритовых грейзенов с хризобериллом в породах кровли, 2 — мусковит из кварц-вольфрамовых жил в гранитах, 3 — ди-триоктаэдрическая слюда из околожильных слюдисто-топазных грейзенов в гранитах

Рис. 10. Кварц-касситерит-вольфрамитовый тип месторождений. Иультинское месторождение

Мусковит из рудных тел Водораздельной зоны (1), рудного тела 5 (2), рудного тела 16 (3)

нения состава рудных жил, околорудных и площадных метасоматических изменений.

В нижних горизонтах жилы сложены плотным серым кварцем с молибденитом, мелкозернистым гребенчатым кварцем с мелкопластинчатым вольфрамитом, ортоклазом, апатитом, арсенопиритом. Жилы сопровождаются оторочками грейзенов ортоклаз-слюдистого, кварц-слюдистого и слюдисто-топаз-кварцевого состава. Вмещающие граниты интенсивно микроклинизированы. Слюда в грейзеновых оторочках и жилах представлена высокожелезистой разновидностью промежуточного состава ряда биотит—мусковит, условно названной "ди-три"-слюдой (12—16 вес. % железа и 0,5—1 вес. % магния). Высокие содержания железа и в меньшей мере магния в этом случае сопровождаются слабыми замещениями в тетраэдрическом слое и связаны с частичным заполнением вакансий в октаэдрической позиции [15].

С уменьшением глубины в жилах исчезают такие минералы как ортоклаз, апатит, арсенопирит; сокращается распространенность топаза, "ди-три"-слюда сменяется светло-зеленым мелкочешуйчатым мусковитом с содержанием железа 5%. В околожильных оторочках развиты кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-флюоритовые грейзены. Площадные изменения представлены широким развитием кварц-карбонат-серицитовых пород с флюоритом и пиритом.

В надинтрузивной зоне среди карбонатных пород развивается флюорит-бериллиевая минерализация. Наиболее распространены руды, залегающие среди известняков и доломитов. Подчиненным распространением пользуются мусковит-флюорит-эвклаз-хризоберилловые руды, развивающиеся по скарным и флюорит-топаз-мусковит-фенакит-берилловые — по дайкам гранит-порфиоров. Мусковит во всех минеральных ассоциациях по химическому составу относится к мало-железистой разновидности. И так, от глубоких горизонтов к верхним наблюдается резкое уменьшение количества железа в составе слюд (рис. 9).

Закономерное изменение железистости мусковита по вертикали было установлено на Иульгинском оловянно-вольфрамовом месторождении, на котором зональность руд и сопровождающих минеральных ассоциаций проявлена довольно неотчетливо.

Месторождение приурочено к надкупольной зоне небольшого штока гранитов, осложняющего кровлю Иульгинского гратитного массива. Рудные кварц-касситерит-вольфрамитовые тела, залегающие в метаморфизованных песчаниках и песчано-глинистых породах, представляют собой мощные протяженные жилы, группирующиеся в несколько зон. Наиболее насыщена рудными телами Водораздельная зона северо-восточного простирания и в целом вертикального падения. Из этой зоны изучались слюды практически со всех горизонтов. В плоскости рудных тел расстояние от верхнего горизонта месторождения до кровли гранитов составляет 400 м. В этом направлении намечается увеличение содержания касситерита в жилах (по отношению к содержанию вольфрамит), увеличение содержаний Та и Nb в касситерите и вольфрамите, а также развитие таких минералов, как топаз и альбит — в основном в нижних горизонтах рудных тел, вблизи контакта гранитов.

Мусковит широко развит в виде линз и гнезд среди кварцевой жильной массы, а также в приальбандовых оторочках. Тесно ассоциирует с кварцем, топазом, иногда флюоритом и альбитом. Протяженность рудных тел по падению 250—400 м, содержание железа ($FeO + Fe_2O_3 + MnO$) увеличивается от верхних к нижним горизонтам в 2,5 раза (от 1,5—2 вес.% до 4—5 вес.%).

Установлено уменьшение железистости мусковита в образцах, отобранных с различных горизонтов из трех разных тел (рис. 10).

ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ СЛЮД КАК ПРИЗНАК ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ И ОЦЕНКИ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ

В основу определения формационной принадлежности месторождений положено расчленение грейзенового процесса на три стадии: раннего отложения, кислотного выщелачивания и позднего отложения [21]. Каждой стадии грейзенизации соответствует определенный минеральный тип грейзенов, включающий некоторую группу фаций грейзенов. Последним можно сопоставить типы редкометалльных руд и месторождений.

Важность определения типа грейзенов для оценки эрозионного среза рудных полей и рудных районов связана с тем, что в расположении образований различных стадий грейзенизации наблюдается отчетливо выраженная пространственная зональность по отношению к гранитным интрузивам. Гипсометрически самое низкое место в боковых экзоконтактах занимают грейзеновые залежи стадии раннего отложения (например, флогопит-маргарит-берилловые или магнетит-флюорит-хризо-берилловые месторождения). При эрозионном срезе на уровне таких месторождений на глубину в данном рудном районе нельзя ожидать грейзеновых месторождений других типов.

Месторождения стадии кислотного выщелачивания чаще всего локализируются

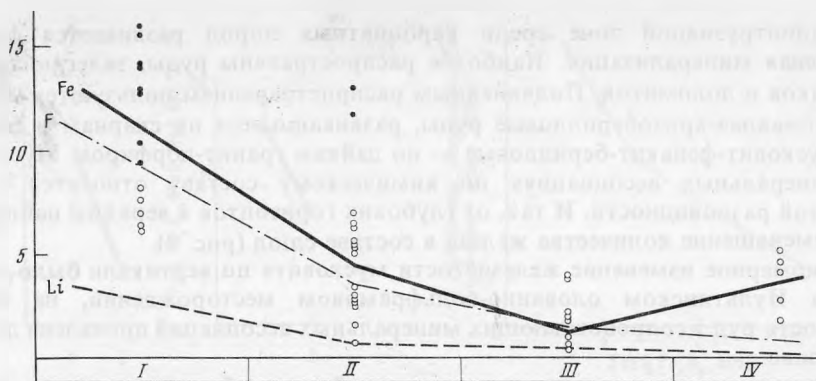


Рис. 11. Содержание железа, лития и фтора в слюдах из месторождений различных типов I—IV — стадии грейзенизации. I — раннего отложения, II — кислотного выщелачивания, III — позднего отложения; IV — постгрейзеновые отложения. Типы месторождений соответствующих стадий: I — флогопит-маргарит-берилловый, магнетит-флюорит-хризоберилловый, топаз-касситерит-вольфрамитовый; II — кварц-касситерит-вольфрамитовый, кварц-мусковит-вольфрамитовый, висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый; III — мусковит-флюорит-берилловый, аметит-флюорит-хризоберилловый, молибденит-гюбнеритовый; IV — флюорит-бертрандит-фенакитовый, сульфидно-фенакит-бертрандитовый, сульфидно-ферберит-шеелитовый

в апикальной части гранитных интрузивов или непосредственно в надинтрузивной зоне. Если такие месторождения обнаружены на вершинах возвышенностей, то в понижениях рельефа или в тектонически приподнятых блоках могут быть вскрыты месторождения стадии раннего отложения.

При наличии в рудном районе месторождений стадии позднего отложения в надинтрузивной зоне, с большой вероятностью, можно предсказать, что в нижележащем гранитном интрузиве будут находиться месторождения стадии кислотного выщелачивания с соответствующим комплексом полезных компонентов. Месторождения же ранней стадии отложения на доступной глубине, как правило, отсутствуют вовсе или невелики по масштабам.

В связи с изложенным понятна важная роль признаков, позволяющих определить формационную принадлежность месторождений. Одним из важных критериев в этом плане может служить состав слюд грейзенов и жильных образований. Как было показано, железистость мусковитов в ходе грейзенового процесса изменяется волнообразно: с минимальным содержанием в мусковитах из месторождений стадии позднего отложения и некоторым его повышением в постгрейзеновых месторождениях (березиты и т.п.). Если принять во внимание также относительную распространенность ди- и три-октаэдрических слюд в грейзенах разных стадий, эта закономерность проявится еще более отчетливо (рис. 11). В дополнение к этому следует учитывать, что содержания лития и фтора в слюдах убывают с понижением температуры рудообразования.

Помимо указанной общей закономерности, в эволюции состава слюд не менее важное значение имеет изменение состава слюд в ходе формирования конкретных (отдельных) месторождений.

Таким образом, железистость слюд является важным типоморфным свойством, закономерно изменяющимся по мере развития постмагматического минералообразования. Эта зависимость проявляется как при рассмотрении всех этапов постмагматического процесса, так и при анализе последовательности рудообразования каждого конкретного месторождения. При четко проявленной зональности отложения железистость слюд резко изменяется в вертикальном или горизонтальном направлении.

Вследствие этого железистость слюд в сочетании с другими их свойствами

позволяет судить о последовательности минералообразования в различных пространственно-временных масштабах, об эрозионном срезе рудных зон в пределах месторождения и конкретного рудного тела, а также об их формационной принадлежности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куприянова И.И., Новикова М.И., Шацкая В.Т. Слюдь. — В кн.: Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976, с. 149—162.
2. Gabenisch B., Babkine J. Contribution a l'etude des proprietes magnetiques de quatre familles de mineraux silikates: piroxenes, amphiboles, epidotes et phullites. — Bull. Acar. et Soc. Lorraines sci., 1969, vol. 8, N 2, p. 96—103.
3. Hood C., Custer Richard L.P. Mass magnetic susceptibilities of some fohocahedral micas. — Amer. Miner., 1967, vol. 52, N 11—12, p. 1643—1648.
4. Вонсовский С.В. Магнетизм. Магнитные свойства диа-, пара-, ферро-, антиферро- и ферримангнетиков. М.: Наука, 1971.
5. Vernon R.H. Magnetic susceptibility as a measure of total Fe plus Mn in ferromagnesian silicates. — Amer. Miner., 1961, vol. 46, N. 9—10, p. 1141—1153.
6. Семенов Е.И., Андрус Ю.И., Максимюк И.Е. и др. Содержание железа и марганца в парамагнитных минералах и магнитная восприимчивость. — В кн.: Минералогические исследования, вып. 3. М.: ИМГРЭ, 1973.
7. Добровольская Н.В. Применение магнитных характеристик слабомагнитных минералов для решения ряда минералогических задач. Автореферат ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1972.
8. Дорфман Я.Г. Магнитные свойства и строение вещества. М.: Изд-во техн. теор. лит., 1965.
9. Кузьмин В.И., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование в поисково-оценочных работах. М.: Недра, 1979, с. 176—198.
10. Куприянова И.И. Рудоотложение и околожильные изменения на некоторых бериллиевых месторождениях штокверкового типа. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 160—167.
11. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. 244 с./ Авт.: А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова, М.И. Новикова, В.Т. Шацкая, Е.П. Шпанов.
12. Гетманская Т.И., Чернов Б.С. Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС, с. 68—132.
13. Foster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas. — U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 354-E, 1960.
14. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 229 с.
15. Куприянова И.И., Звягин Б.Б., Гетманская Т.И. и др. Особенности состава и структуры слюд редкометалльных грейзеновых месторождений. В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 26. М.: Наука, 1977, с. 77—93.
16. Бесова М.В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Ид-во АН СССР, т. 1, 1939.
17. Кушнарев И.П. Об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — В кн.: Геология и горное дело, N 16. Металлургиздат, 1947.
18. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Тр. ИГЕМ, вып. 24, 1960.
19. Гетманская Т.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И. и др. Бериллиевая минерализация в одном из полиметаллических рудных районов Сибири. — Геология руд. месторождений, 1970, N 4, с. 16—26.
20. Врублевская З.В., Гетманская Т.И., Звягин Б.Б. Политипные модификации фенгитов флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, N 8, с. 147—151.
21. Куприянова И.И. Особенности формирования бериллиевой минерализации, связанной с гранитами. — В кн.: Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1977, с. 99—160.