

В.И.Сотников

А.Н.Берзина

РЕЖИМ ХЛОРА И ФТОРА В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.И.Сотников

А.Н.Берзина

**РЕЖИМ ХЛОРА И ФТОРА
В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ
СИСТЕМАХ**

Научный редактор В.Н.Шарапов

НОВОСИБИРСК 1993

Сотников В.И., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах / СО РАН, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Науч. ред. В.Н.Шарапов.- Новосибирск, 1993. - 132 с.

ISBN 5-7623-0596-1

Рассматривается по результатам изучения состава биотитов и апатитов и экспериментальным данным по распределению в них хлора и фтора эволюция летучих при становлении магматитов и развитие рудообразующего процесса на медно-молибден-порфириновых месторождениях юга Сибири. Дается оценка fHCl и fHF на разных стадиях развития рудно-магматического процесса, обсуждаются генетические взаимоотношения гранитоидов плутонов и порфириновых магматитов, характер связи оруденения с магматизмом и факторы, приводящие к реализации потенциальной продуктивности магматических расплавов.

Монография представляет интерес для специалистов в области магматизма, геохимии и рудообразования.

Ил. 41, табл. 32, библиогр. 94 назв.

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *Ю.Г.Щербаков*, канд. геол.-мин. наук *В.И.Гаврилов*

ISBN 5-7623-0596-1

© Объединенный институт
геологии, геофизики
и минералогии СО РАН,
1993

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из актуальных проблем в развитии теории рудообразования является построение генетических моделей рудно-магматических систем (РМС). Для познания условий зарождения и функционирования РМС и факторов, способствующих реализации их потенциальной рудопродуктивности, важно исследовать режим летучих компонентов. Среди последних особого внимания заслуживают галогены (особенно хлор), во многом влияющие на процессы экстрагирования и миграции рудных компонентов.

Развертыванию работ в этом направлении способствовало широкое внедрение в практику геолого-геохимических исследований рентгеноспектрального микрозондового анализа. Были получены многочисленные данные по содержанию и распределению хлора и фтора в породообразующих и аксессуарных минералах магматических и метасоматических пород в рудных районах месторождений различных формационных типов. Однако во многих случаях эти данные еще фрагментарны и не характеризуют весь эндогенный рудообразующий процесс в целом. В частности, это касается и промышленно важной группы медно-молибден-порфировых месторождений.

В предлагаемой монографии на основании изучения состава фтор- и хлорсодержащих минералов (биотита и апатита) и экспериментальных данных по их синтезу рассматриваются особенности режима хлора и фтора на всех стадиях развития медно-молибден-порфировых РМС. Объектами исследования были месторождения юга Сибири, характеризующиеся различными соотношениями меди и молибдена и связанные с развитием порфировых магматитов разной основности: существенно молибденовые (Шахтаминское, рудопоявления Станового хребта), медно-молибденовые (Сорское, Жирекенское) и молибденово-медные (Аксугское). Учитывая, что для медно-молибден-порфировых месторождений обычно характерно проявление штоко- и дайкообразных тел порфировых пород и сопровождающих их рудно-метасоматических образований среди более ранних по времени становления гранитоидных плутонов, оценка режима летучих компонентов проводилась для всех магматитов рассматриваемых рудных узлов. Особое внимание обращалось на возможные генетические соотношения между вмещающими фанеритовыми гранитоидами плутонов и порфировыми магматитами (в частности, учитывалась геологически обсуждаемая проблема петрогенетической автономности порфировых

образований), длительное полиритмичное развитие рудоносного порфирового комплекса и характер связи оруденения с магматизмом (роль порфировых интрузивов в рудно-метасоматическом процессе).

В работе в качестве исходных использовались материалы, собранные авторами, а также полученные в результате совместных исследований с Г.И.Добрянским (Аксугское месторождение) и Ю.П.Кастрыкиным (рудопроявления Станового хребта). Микрозондовые анализы выполнены Е.Н.Нигматулиной и Л.В.Усовой. При разработке программы для расчета физико-химических параметров на ЭВМ авторы пользовались консультациями Л.В.Миловой.

Работа выполнена по проекту "Геомодель" Государственной научной программы "Университеты России".

Глава 1. ХЛОР И ФТОР В МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.

1.1. Хлор и фтор в гранитоидных рудно-магматических системах

Летучие компоненты в значительной степени определяют развитие рудно-магматических процессов, играя важную роль в экстрагировании, переносе и концентрации рудного вещества. В связи с этим в последнее время при разработке генетических моделей рудообразующих систем и, в частности, при анализе потенциальной рудоносности магматических образований большое внимание уделяется исследованию генетической истории летучих компонентов в магматическом и постмагматическом процессах. При этом особая роль отводится хлору и фтору, заметно влияющим на экстрагирование и перенос многих рудных компонентов. Сведения о поведении этих летучих компонентов в процессе развития рудно-магматических систем отдельных групп месторождений, в частности месторождений медно-молибден-порфировой формации, в настоящее время относительно ограничены. Поэтому важное значение приобретают изучение особенностей распределения хлора и фтора в минералах пород рудоносных магматических комплексов и оценка на этой основе их режима в рудно-магматических процессах.

Многими исследователями [2, 14, 15, 17, 29, 63, 65, 66, 94] предполагается, что одной из главных причин возникновения различных магм и связанных с ними рудоносных флюидов является изменение режима летучих компонентов. Фтор и хлор обнаружены практически во всех типах горных пород, изучению их геохимии посвящено большое число работ [44, 67, 70, 71, 84, 85, 91 и др.], в которых важное значение отводится анализу состава основных фтор- и хлорсодержащих минералов гранитоидов: биотитов, амфиболов, апатитов, что позволяет реконструировать режим летучих в магматических расплавах и рудоносных флюидах [75, 77, 78, 83, 86, 90].

Изучением состава галогенсодержащих минералов в различных типах гранитоидов Урала и ряда других районов СНГ занимались И.Н.Бушляков, В.В.Холоднов [10-12, 14, 68, 69]. Ими установлено, что содержание галогенов в минералах является индикатором флюидного режима и физико-химических условий происхождения горных пород, а также их рудоносности. Ю.П.Трошин и др. [61-63] изучали флюидный режим формирования гранитоидов различных геохимических типов. Ими приводятся рассчитанные количественные оценки фугитивностей O_2 , H_2O , HF и HCl при образовании гранитоидов, и выявлена прямая корреляция между содержанием воды в биотите и концентрацией ее в расплаве. Сводка работ по составу биотитов в магматических и метаморфических породах дана Е.Н.Ушаковой [66, 67]. Установлено увеличение содержаний фтора от более основных пород к кислым и от древних к молодым.

Оценка концентраций HCl и HF в гидротермальном флюиде, равновесном с различными типами магматических и метасоматических пород, выявление особенностей флюида (в частности, отношение HCl к HF) в контакте с породами различного петрохимического состава и генезиса, изучение режима HCl и HF в ходе

эволюции от высокотемпературных этапов к низкотемпературным проведено М.А.Коржинским [32] по результатам исследования состава апатита.

Что касается оценки флюидного режима формирования гранитоидов медно-молибденовых месторождений с использованием составов породобразующих и акцессорных минералов, то по месторождениям СНГ такие данные единичны [3-7, 14, 34, 42, 50, 51, 53, 55, 60, 62]. Для зарубежных месторождений подобные исследования представлены шире. Известны работы Р.П.Тэйлора [89] по сравнительной геохимии биотитов медно-молибденовых месторождений Бакыркей (Турция) и Лос-Пеламбрес (Чили). Наиболее высокие концентрации хлора (0,43%) и фтора (1,43%) установлены в биотитах месторождения Лос-Пеламбрес, где содержание гипогенной меди превышает 0,8%. На месторождении Бакыркей, где количество меди варьирует в пределах 0,1-0,2%, максимальные концентрации хлора и фтора составляют 0,22 и 0,42 мас.% соответственно. Р.П.Тэйлором показано, что с изменением гидротермально-флюидной среды меняется концентрация галогенов в биотитах обоих месторождений. Наиболее высокие содержания хлора связываются с активной гидротермальной деятельностью магматического происхождения, а высокие концентрации фтора - с гидротермальной активностью флюидов метеорной природы.

На медно-порфириновом месторождении Санта-Рита (шт. Нью-Мексико, США [77]) выявлены различия в составе биотитов из порфирирового штока и гидротермально измененных зон. Мольная доля фтора возрастает от магматического к вторичному и к жильному биотиту; обратная тенденция характерна для хлора. Полученные данные показывают, что флюидная фаза отделялась от расплава при температуре 745 °С и давлении около 1 кбар. Калишпатизация происходила при 670-580 °С и давлении 220-20 кбар, аргиллизация - при 310-370 °С.

Многие исследователи месторождений [34, 74, 92 и др.] отмечают рост содержаний фтора и снижение хлора в биотитах и апатитах в процессе магматической дифференциации. Изучение фтора в слюдах молибденового месторождения Гендерсон (шт. Колорадо, США [76]) подтвердило связь максимальной активности фтора с молибденовой минерализацией. Корреляция отношения F к Cl в темноцветных минералах и апатитах с геохимическим профилем руд (соотношение молибдена и меди) устанавливается и для многих других медно-молибден-порфирировых месторождений [52].

1.2. Экспериментальные данные по F-,Cl-содержащим минералам

1.2.1. Экспериментальные данные по биотитам

Фтор и хлор в слюдах замещают анион гидроксила. В синтетических триоктаэдрических слюдах ОН-группы могут полностью замещаться фтором, природные биотиты также могут быть близки к этому. Хлор замещает группу ОН в значительно меньшей степени. Отношение Cl к $(F + Cl + OH)$ в биотитах редко превышает 0,1 (обычно меньше 0,05). Степень замещения галогенами ОН-группы в слюдах зависит от нескольких независимых факторов. Наиболее важные из них [80]: 1) активность ионов галогенов или их кислот во время кристаллизации; 2) катионное

окружение в октаэдрическом слое; 3) температура гидроксил-галогенного обмена; 4) посткристаллизационные эффекты (изменение флюидами или подземными водами).

Модель выражения обменного равновесия между биотитом и силикатным расплавом или водно-флюидной фазой может быть записана следующим образом:



где Г - галоген (F или Cl), Би - соответствующий состав биотита.

Константа равновесия для этого выражения может быть представлена уравнением

$$K = \frac{a_{\text{ГБи}} a_{\text{Н}_2\text{О}_{\text{фл}}}}{a_{\text{ОНБи}} a_{\text{НГ}_{\text{фл}}}} = \frac{(\gamma X)_{\text{ГБи}} a_{\text{Н}_2\text{О}_{\text{фл}}}}{(\gamma X)_{\text{ОНБи}} a_{\text{НГ}_{\text{фл}}}}, \quad (2)$$

где γ и X - коэффициенты активности и мольные доли указанных компонентов в биотитовом твердом растворе. Предполагая, что чистые фазы H_2O и НГ находятся в стандартном состоянии при давлении 1 бар и интересующей нас температуре, активности H_2O и НГ (HF или HCl) можно заменить фугитивностями.

Допуская идеальное смешение ОН , F и Cl в биотитах, окончательно получаем выражение

$$\lg K = \lg \frac{X_{\text{ГБи}}}{X_{\text{ОНБи}}} + \lg \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}}{f_{\text{НГ}}} \quad (3)$$

Если константа равновесия известна, то, используя значения $X_{\text{ГБи}}/X_{\text{ОНБи}}$ или $X_{\text{ClБи}}/X_{\text{ОНБи}}$, можно рассчитать $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$ или $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}$. Необходимо иметь в виду, что эти обменные выражения не могут характеризовать абсолютную активность или фугитивность HF или HCl , а только отношение к $f_{\text{H}_2\text{O}}$ [80]. Д.Муноз [80] предлагает использовать термин "относительная активность" и "относительная фугитивность" для отношения активностей и фугитивностей галогенных кислот и воды.

Эксперименты по F-ОН-обмену в биотитах. Д.Муноз и С.Лудингтон [81] исследовали F-ОН - обмен в серии твердых растворов биотитов:



С учетом экспериментальных данных ими рассчитаны константы равновесия реакций для биотитов различного состава:

$$\text{аннит } (\text{KFe}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2) : \quad \lg K = 2552/T - 0,31 + 0,0181(P-1)/T; \quad (5)$$

$$\text{сидерофиллит } (\text{KFe}_{2,5}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2) : \quad \lg K = 2341/T - 0,2 + 0,0107(P-1)/T; \quad (6)$$

$$\text{флогопит } (\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2) : \quad \lg K = 3088/T + 0,41 + 0,0093(P-1)/T, \quad (7)$$

где T - температура (K), P - давление (бар). По этим результатам был построен график зависимости состава биотита от температуры (рис. 1). Положение между кривыми $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ для флогопита и аннита-сидерофиллита определяется мольной долей флогопита в биотите и ориентировочной оценкой температуры образования породы. Температура формирования породы может быть определена различными способами: по расплавленным включениям, графическим методом (пересечение кривой устойчивости $f_{\text{H}_2\text{O}}-T$ с кривой солидуса системы рассматриваемого состава), который дает температуру кристаллизации при условии $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ и др. Кривые солидуса с учетом содержания SiO_2 и F в породе приводятся в работе [87].

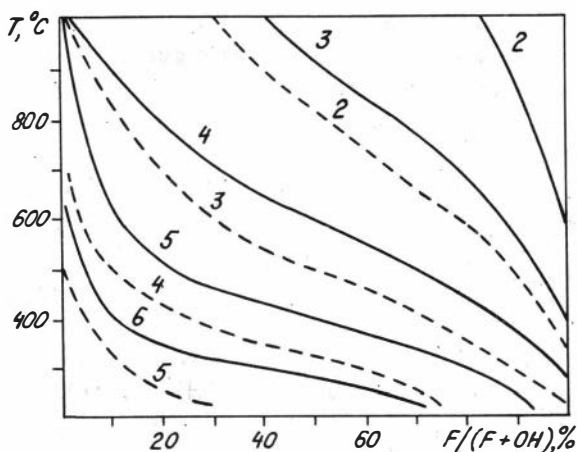


Рис. 1. Зависимость содержания фтора в биотите от температуры и $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$ во флюиде [81] (сплошные линии - значения $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ для флогопита, штриховые - для аннита-сидерофиллита).

Константа равновесия реакции (4) для биотита произвольного состава может быть представлена в виде [78]:

$$\begin{aligned} \lg K &= 2100/T + 1,523X_{\text{Ph}} + 0,416X_{\text{An}} + 0,2X_{\text{Sid}} = \\ &= \lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) + \lg(X_{\text{FБи}}/X_{\text{ОНБи}}). \end{aligned} \quad (8)$$

Отсюда следует, что

$$\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) = 2100/T + 1,523X_{\text{Ph}} + 0,416X_{\text{An}} + 0,2X_{\text{Sid}} - \lg(X_{\text{FБи}}/X_{\text{ОНБи}}), \quad (9)$$

где X_{Ph} , X_{An} , X_{Sid} - соответственно мольные доли флогопита, аннита и сидерофиллита в биотите.

Для расчета X_{Ph} , X_{An} , X_{Sid} предложены [76] формулы

$$X_{\text{Ph}} = \text{Mg} / \sum_{\text{окт}}; \quad (10)$$

$$X_{\text{Sid}} = ((3\text{-Si}/\text{Al})/1,75)(1 - X_{\text{Ph}}) \quad (11)$$

$$X_{\text{An}} = 1 - (X_{\text{Ph}} + X_{\text{Sid}}), \quad (12)$$

где $\sum_{\text{окт}}$ - сумма катионов в октаэдрической позиции.

Эксперименты по Cl-OH-обмену в биотитах. Д.Муноз и А.Свенсон [82] определили константу равновесия для выражения (1), когда $\Gamma = \text{Cl}$. Эксперименты проводились при давлении 1 кбар и температуре 445-575 °C для синтетического аннита. Синтетический флогопит при тех же условиях содержит хлора менее 0,1%, что слишком мало, чтобы вычислить константу равновесия для обмена Cl-OH. Тем не менее на основании объединения результатов экспериментов по аннитам с данными по природным обогащенным хлором биотитам с различными отношениями Mg/Fe была получена полуколичественная модель Cl-OH-обмена в биотите:

$$\lg K = 5151/T - 5,01 - 1,93X_{\text{Ph}} \quad (13)$$

Отсюда следует:

$$\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}) = -5151/T + 5,01 + 1,93X_{\text{Ph}} + \lg(X_{\text{ClБи}}/X_{\text{ОНБи}}). \quad (14)$$

Объединив данные по Cl-OH- и по F-OH-обмену, Д.Муноз и А.Свенсон [82] рассчитали константу равновесия для реакции



Константа равновесия равна:

$$\lg K = 3051/T - 5,34 - 3,13X_{\text{Ph}} \quad (16)$$

Из этого следует:

$$\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}) = 3051/T - 5,34 - 3,13X_{\text{Ph}} + \lg(X_{\text{ФБи}}/X_{\text{СлБи}}). \quad (17)$$

Расчеты по устойчивости ассоциации биотит-магнетит-кальцит. Д.Уонз и Х.Эйгстер [93] опубликовали экспериментальные данные по устойчивости биотитов серии флогопит-аннит. Соотношение окисного и закисного железа и общая железистость биотита оказались функционально связанными с температурой, давлением и фугитивностью кислорода. Экспериментальные данные по железистости были получены для давления 1035 и 2070 бар. Кривые устойчивости буферных систем, по Д.Уонзу и Х.Эйгстеру, рассчитываются для любых давлений, температур и фугитивности кислорода (табл. 1, рис.2). Все это позволяет экстраполировать результаты на область от 0 до 3 кбар и менее надежно на область более высоких давлений.

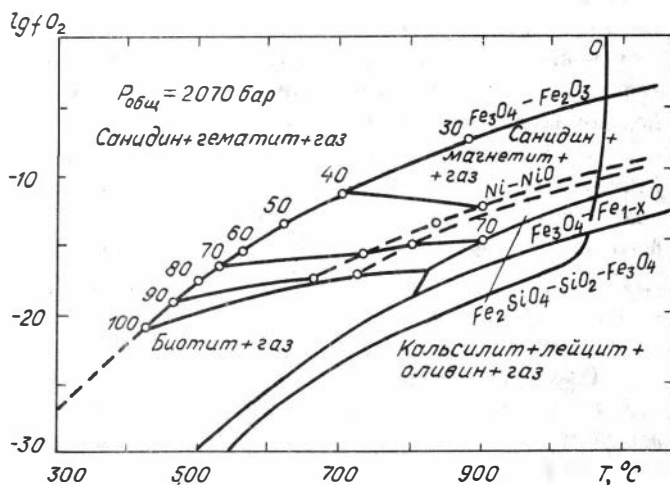
Т а б л и ц а 1

Летучесть кислорода для кислородных буферов

Буфер	$\lg f_{\text{O}_2} = -A/T + B + C(P-1)/T$		
	A	B	C
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$	24912	14.41	0.019
$\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_{1-x}\text{O}$	32730	13.12	0.083
NiO-Ni	24709	8.94	0.046
$\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$	27300	10.30	0.092

Примечание: T - температура, К; P - давление, бар.

Рис. 2. Стабильность биотитов различного состава как функция температуры и фугитивности кислорода. Цифрами обозначены линии констант $100\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ для биотитов в парагенезисе биотит-санидин-гематит, кривой 0 - максимум стабильности флогопита.



Состав биотита может быть представлен тройной системой флогопит (KMg₃AlSi₃O₁₀(OH)₂)-аннит (KFe₃²⁺AlSi₃O₁₀(OH)₂)-оксианнит (KFe₃³⁺AlSi₃O₁₂(H₋₁)) (рис. 3). На диаграмме нанесены экспериментальные данные по биотитовым твердым растворам для каждой исследованной буферной системы [93].

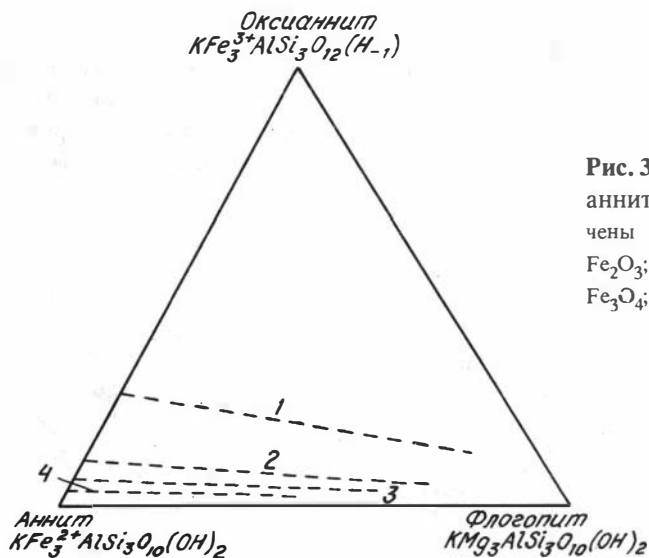
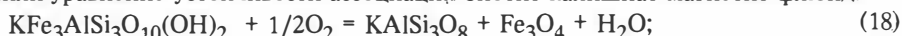


Рис. 3. Тройная система флогопит-аннит-оксианнит (цифрами обозначены буферные линии: 1 - Fe₃O₄ - Fe₂O₃; 2 - Ni-NiO; 3 - Fe₂SiO₄-SiO₂-Fe₃O₄; 4 - Fe_{1-x}O-Fe₃O₄).

С помощью экспериментальных и расчетных данных Д.Уонз и Х.Эйгстер [93] получили уравнение устойчивости ассоциации биотит-калишпат-магнетит-флюид:



$$\lg f_{H_2O} = 7409/T + 4,25 + 1/2 \lg f_{O_2} + 3 \lg X_{An} - \lg a_{KAlSi_3O_8} - \lg a_{Fe_3O_4} \quad (19)$$

где T - температура (К); X_{An} - мольная доля аннита в биотите; $a_{KAlSi_3O_8}$ и $a_{Fe_3O_4}$ - активности калиевого полевого шпата и магнетита. Активность магнетита и калиевого полевого шпата принимается равной мольной доле их в магнетите и полевом шпате, соответственно.

Таким образом, зная составы биотита и сосуществующих с ним магнетита и калиевого полевого шпата и имея данные по ориентировочным температурам кристаллизации пород, можно рассчитать следующие физико-химические параметры флюидов, находившихся в равновесии с биотитом: температуру, f_{HCl}/f_{HF} , f_{H_2O}/f_{HF} , f_{H_2O}/f_{HCl} , f_{O_2} . По уравнению (19) можно оценить f_{H_2O} во флюиде на этапе формирования биотита. Используя коэффициенты фугитивности, величины f_{H_2O} можно преобразовать в P_{H_2O} [8, 35].

Из-за ряда объективных причин величины f_{O_2} , f_{H_2O} , так же как и другие параметры по летучим компонентам, следует считать полуколичественными. На величину f_{O_2} влияет несоответствие в отношении f_{O_2} - T , полученном разными авторами [75] для индивидуальных кислородных буферов. Отсутствуют необходимые параметры смешения для биотитовых твердых растворов. Имеется относительно

ограниченная информация, позволяющая точно описать термодинамику смешения галогенов с гидроксидом биотитов. Поскольку мольная доля галогенов в биотитах значительно меньше чем гидроксила, допустимой может быть идеальная модель смешения. Для биотитов с небольшим количеством ОН предположение об идеальности может оказаться неподходящим. Опыты по распределению Fe и Mg между биотитом и надкритическим хлоридным раствором [88] подтверждают, что твердый раствор биотита при температурах выше 500 °C близок к идеальному.

Как было отмечено выше, сравнивать лучше отношение летучестей $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}$, $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$, а не абсолютные значения этих параметров, так как в результате указанных допущений и отклонений от идеальности последние величины могут быть несколько искаженными.

1.2.2. Экспериментальные данные по апатитам

Апатит - широко распространенный минерал. В качестве аксессуарного в том или ином количестве он встречается практически во всех типах магматических пород. Данные по распределению апатита в породах различного состава свидетельствуют о том, что как ранний продукт кристаллизации он образуется в небольшом количестве [14]. Основная масса фосфора при дифференциации уходит в остаточные расплавы, характеризующиеся значительными количествами окислов тяжелых металлов (Fe, Ti, Cu и др.), а также летучих компонентов (вода, фтор и др.). Поэтому фосфор фиксируется в виде апатита преимущественно на более поздних этапах кристаллизации, нередко в ассоциации с рудными минералами. Количество апатита в породах может возрастать в связи с развитием некоторых гидротермально-метасоматических процессов.

Состав природных апатитов разнообразен. В его структуре ионы F, Cl и OH тесно связаны и замещают друг друга. Известны и практически чистые крайние его члены - фторапатит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$), хлорапатит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$) и гидроксилapatит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$). Термодинамическими исследованиями установлено [16], что поле устойчивости фторапатита значительно шире, чем хлор- и гидроксилapatита. Поэтому фторапатит более распространен в земной коре. С повышением температуры стабильность фторапатита сокращается, возрастает вероятность образования хлорапатита.

Возможность использования анионного состава апатита в качестве индикатора концентраций HCl и HF во флюиде для различных эндогенных процессов экспериментально показана М.А.Коржинским [30,31].

Исследования в системе HCl-H₂O-apatit. Для данной системы изучено обменное равновесие:



Константа этого равновесия:

$$K_p^{\text{Cl/OH}} = \frac{f_{\text{HCl}} a_{\text{OH}_{\text{Ап}}}}{f_{\text{H}_2\text{O}} a_{\text{Cl}_{\text{Ап}}}}, \quad (21)$$

где f_{HCl} ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) - летучесть HCl (H₂O) в газовой фазе, $a_{\text{Cl}_{\text{Ап}}}$ ($a_{\text{OH}_{\text{Ап}}}$) - активность хлористого (гидроксильного) минала в апатитовом твердом растворе.

Константа распределения выражается следующим образом:

$$K_D^{Cl/OH} = (X_{HCl} X_{OH_{Aп}}) / (X_{H_2O} X_{Cl_{Aп}}). \quad (22)$$

Допускается идеальность апатитового твердого раствора ($a_{Cl_{Aп}} = X_{Cl_{Aп}}$).

Результаты экспериментов М.А.Коржинский [30-32] представил в виде линейных уравнений, отражающих температурную зависимость $K_D^{Cl/OH}$.

$$\lg K_D^{Cl/OH} = \lg (X_{HCl} X_{OH_{Aп}} / (X_{H_2O} X_{Cl_{Aп}})) = 0,00333 T - 6,74, \quad (23)$$

($K_D^{Cl/OH}$ от давления не зависит), а также в виде уравнений, отражающих температурную и барическую зависимость константы обменного равновесия $K_p^{Cl/OH}$:

$$\lg K_p^{Cl/OH}_{p=1\text{кбар}} = \lg (f_{HCl} X_{OH_{Aп}} / (f_{H_2O} X_{Cl_{Aп}})) = 0,00276 T - 6,0; \quad (24)$$

$$\lg K_p^{Cl/OH}_{T=973\text{К}} = \lg (f_{HCl} X_{OH_{Aп}} / (f_{H_2O} X_{Cl_{Aп}})) = 0,0855 P - 3,38. \quad (25)$$

Поправка по давлению при определении величины $K_p^{Cl/OH}$ рассчитывается по уравнению

$$K_p^{Cl/OH} = 0,0855 P. \quad (26)$$

Из уравнений (23)-(25) следует:

$$\lg (X_{HCl} / X_{H_2O}) = 0,00333 T - 6,74 + \lg (X_{Cl_{Aп}} / X_{OH_{Aп}}); \quad (27)$$

$$\lg (f_{HCl} / f_{H_2O})_{p=1\text{кбар}} = 0,00276 T - 6,0 + \lg (X_{Cl_{Aп}} / X_{OH_{Aп}}); \quad (28)$$

$$\lg (f_{HCl} / f_{H_2O})_{T=973\text{К}} = 0,0855 P - 3,38 + \lg (X_{Cl_{Aп}} / X_{OH_{Aп}}). \quad (29)$$

Исследования в системе HF-H₂O-apatit. Для этой системы изучено обменное равновесие:



Экспериментальные результаты могут быть представлены в виде линейного уравнения, отражающего температурную зависимость константы обменного равновесия $K_p^{F/OH}$:

$$\lg K_p^{F/OH} = \lg (f_{HF} X_{OH_{Aп}} / (f_{H_2O} X_{F_{Aп}})) = 0,0085 T - 13,25, \quad (31)$$

($K_p^{F/OH}$ от давления не зависит), а также в виде уравнений, отражающих температурную зависимость константы распределения $K_D^{F/OH}$ при различных P:

$$\lg K_D^{F/OH}_{p=1\text{кбар}} = \lg (X_{HF} X_{OH_{Aп}} / (X_{H_2O} X_{F_{Aп}})) = 0,0096 T - 14,4; \quad (32)$$

$$\lg K_D^{F/OH}_{p=4\text{кбар}} = \lg (X_{HF} X_{OH_{Aп}} / (X_{H_2O} X_{F_{Aп}})) = 0,0096 T - 15,2; \quad (33)$$

$$\lg K_D^{F/OH} = 0,0096 T - 14,4 - 0,267 (P-1). \quad (34)$$

Из уравнений (31) и (34) следует:

$$\lg (f_{HF} / f_{H_2O}) = 0,0085 T - 13,25 + \lg (X_{F_{Aп}} / X_{OH_{Aп}}); \quad (35)$$

$$\lg (X_{HF} / X_{H_2O}) = 0,0096 T - 14,4 - 0,267 (P-1) + \lg (X_{F_{Aп}} / X_{OH_{Aп}}). \quad (36)$$

Исследования в системе HCl-HF-апатит. С учетом распределения компонентов в системах HCl-H₂O-апатит и HF-H₂O-апатит можно представить их соотношение в системе HCl-HF-апатит:

$$\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}})_{P=1 \text{ кбар}} = -0,00574 T + 7,25 + \lg(X_{\text{ClAp}}/X_{\text{FAp}}); \quad (37)$$

$$\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}})_{T=973\text{K}} = -0,0855 P + 1,6 + \lg(X_{\text{ClAp}}/X_{\text{FAp}}); \quad (38)$$

$$\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}) = -0,0063 T + 7,66 + 0,267 (P-1). \quad (39)$$

Таким образом, по составу анионной части апатита и физико-химическим условиям его формирования можно оценить состав флюида, сосуществующего с этим минералом.

1.3. Отбор материала для исследования и обработка результатов анализов

Для изучения распределения фтора и хлора в минералах, а также выяснения физико-химических параметров формирования гранитоидов на рассматриваемых месторождениях отбирались биотиты, апатиты, полевые шпаты и магнетиты из различных типов пород. При этом особое внимание обращалось на степень изменения породы. Последняя первоначально оценивалась в полевых условиях (наличие следов окварцевания, аргиллизации, серицитизации, рудно-метасоматических прожилков и др.), а затем контролировалась по шлифам и химическим анализам.

В шлифах устанавливалось время выделения изучаемого минерала по отношению к другим породообразующим минералам, степень его изменения. Особенно сильно подвергается гидротермальным преобразованиям биотит. При этом резко изменяется состав его анионной части. Апатит более устойчив.

Состав минералов исследовался с помощью микроанализатора в ОИГГМ СО РАН. Некоторые данные о составе минералов были заимствованы из литературных источников.

Содержание воды в биотитах и апатитах определялось расчетным путем в связи с тем, что материала для химического анализа было недостаточно. Содержание FeO и Fe₂O₃ в биотитах Жирекенского месторождения определено химическим анализом. Расчет двух- и трехвалентного железа в магнетите производился по методу И.Кармихаэля [73].

2.1. Геологические особенности месторождения

Аксугское молибденово-медное месторождение находится на севере Восточной Тувы и располагается в пределах Аксуг-Соругской ветви Кандатского глубинного разлома, находясь на сопряжении ее с разломом северо-западного простирания [9]. Месторождение приурочено к Аксугскому гранитоидному массиву у северной границы Даштыг-Ойского грабена, выполненного девонскими вулканогенно-осадочными образованиями.

Центральную часть месторождения занимает шток плагиогранит-порфиров, который прорывает диориты и кварцевые диориты. С учетом геологических, структурно-текстурных особенностей и данных о вещественном составе пород Г.И.Добрянским [7] в районе месторождения выделяются три интрузивных ритма: первый - габбро (I фаза), диориты (II фаза), кварцевые диориты (III фаза), тоналиты и плагиограниты (IV фаза); второй ("порфировый") - кварцевые диоритовые порфириты (I фаза), порфиroidные тоналиты (II фаза), кварц-плагиоклазовые порфиры (III фаза); третий - гранодиориты, граниты, аплиты. Авторы допускают возможность выделения в дальнейшем этих ритмов в самостоятельные магматические комплексы.

По данным Г.И.Добрянского [7], породы I фазы первого ритма - габбро - распространены незначительно в виде небольших (до 200 м) ксенолитов среди кварцевых диоритов (рис. 4). Представлены массивными неравномернозернистыми, среднезернистыми разностями. Состав (%): плагиоклаз - 50-60, роговая обманка - 35-43, клинопироксен - 1-3, биотит - 3, акцессорные минералы (апатит, магнетит, сфен) - 2.

Породы II фазы - диориты - распространены в северо-восточной части массива. Это среднезернистые породы, обычно неравномернозернистые и порфиroidные. Состав (%): плагиоклаз - 52-53, роговая обманка - 28-30, биотит - 3-4, кварц - 8-10, акцессорные (магнетит, апатит, сфен) - 1,5-2.

III фаза сложена кварцевыми диоритами двух разновидностей, различающихся по наличию или отсутствию клинопироксена и некоторыми структурно-текстурными особенностями. Пироксеновые кварцевые диориты составляют 65% площади массива. Представлены они обычно неравномернозернистыми, слабопорфиroidными разностями. В их составе отмечаются (%): плагиоклаз - 55-65, клинопироксен - 2-3, роговая обманка - 10-13, биотит - 5-10, калиевый полевой шпат - 2-4, кварц - 2-8, акцессорные (магнетит, апатит, циркон) - 1-5. Роговообманковые кварцевые диориты распространены в центральной части массива. Это среднезернистые и неравномернозернистые породы. Минеральный состав их относительно прост и выдержан (%): плагиоклаз - 55-60, роговая обманка - 23-28, биотит - 5-7, кварц - 10-15, калиевый полевой шпат - 3-4, акцессорные (магнетит, апатит, циркон, сфен) - 1-2. Для кварцевых диоритов характерна отчетливо выраженная порфиroidная по роговой обманке и плагиоклазу структура.

IV фаза представлена тоналитами и плагиогранитами. Тоналиты, обладая устойчивым минералогическим и химическим составом, порфиroidным сложением,

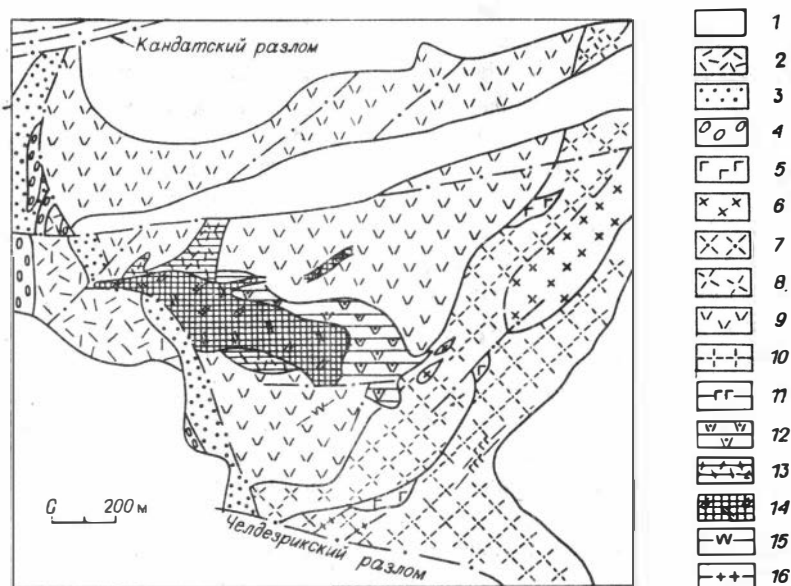


Рис. 4. Схема геологического строения Аксугского месторождения (по Г.И.Добрянскому [7]:

1 - четвертичные отложения; 2-4 - вулканогенно-осадочные образования нижнего девона: 2 - риолит-дацитовые, риолитовые порфиры, 3 - песчаники красноцветные, 4 - конгломераты. Аксугская серия: 5-10 - первый ритм: 5 - габбро, 6 - диориты, 7 - пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, 8 - роговообманковые кварцевые диориты, 9 - тоналиты однородные, 10 - дайки плагиогранитов; 11-14 - второй ритм: 11 - дайки кварцевых диоритовых порфиритов, 12 - порфиридные тоналиты, 13 - кварц-плагиоклазовые порфиры I, 14 - кварц-плагиоклазовые порфиры II; 15, 16 - третий ритм: 15 - дайки гранодиоритов, 16 - дайки гранитов и аплитов.

варьируют по степени кристалличности и наличию (или отсутствию) элементов пойкиллитовой структуры. С учетом этих особенностей выделяются две фациальные разновидности тоналитов. Преимущественно развиты более зернистые (1-2 мм) тоналиты с пойкиллитовой структурой (тоналиты I), занимающие периферийное положение относительно мелкозернистых однородных разновидностей (тоналиты II). Тоналиты I - это мелко-среднезернистые, порфиридные породы. Сложены они (%): плагиоклазом - 60-80, роговой обманкой - 13-18, биотитом - 2, кварцем - 20-23, калишпатом - 3-4, аксессуарными (апатит, циркон, сфен, магнетит) - 1. Тоналиты II отличаются отсутствием пойкиллитовых структур и меньшей степенью кристалличности. К этой же фазе отнесены плагиограниты, слагающие маломощные (до 1-1,5 м) незначительной протяженности дайки субширотного простирания.

Ко второму интрузивному ритму (порфириновому) отнесены породы, имеющие отчетливо выраженный субвулканический облик, характеризующиеся порфиривыми, реже порфиридными структурами, дайкообразной и штокообразной формой

образуемых ими тел. С телами этих порфиров пространственно и во времени связано медно-молибденовое оруденение.

Наиболее яркой отличительной особенностью кварцевых диоритовых порфиритов (I фаза) является обязательное присутствие вкрапленников кварца вне зависимости от основности пород. Во вкрапленниках кроме кварца отмечаются также плагиоклаз и роговая обманка. Общее количество фенокристаллов составляет 3-15 % объема породы. Порфиroidные тоналиты II фазы в плане образуют тела сложной серповидной формы, окаймляющие шток порфиров с юго-востока на северо-запад. Для них характерно наличие крупных (4-7 мм) фенокристаллов кварца.

Среди порфировых пород III фазы, образующих многочисленные дайки и штоки, четко обособляются две группы порфиров, различающиеся структурно-текстурными особенностями, - "мелковкрапленные" (I) и "крупновкрапленные" (II). В наименее измененных разностях порфиров I отчетливо проявлена порфиroidная структура, обусловленная наличием изометричных фенокристаллов кварца (1-3 мм), короткопризматических индивидов и сростков плагиоклаза (до 3 мм), а также роговой обманки (1-2 мм). Количество порфировых выделений в породе составляет 40-70 %. Основная масса сложена агрегатом кварца (40-50 %), плагиоклаза (25-35 %), калишпата (15-20 %), незначительного количества роговой обманки и биотита. По минеральному составу эти породы соответствуют ряду тоналит-плагиогранит-порфиров. Порфиры II слагают центральную часть месторождения. Порфиroidные выделения в них (40-60 % объема породы) представлены изометричными (часто с правильной огранкой) кристаллами кварца, плагиоклаза, роговой обманки. По минеральному составу и петрохимическим характеристикам породы соответствуют ряду тоналит-плагиогранит-адамеллит-порфиров.

Породы третьего ритма - гранодиориты, граниты и аплиты - слагают мелкие тела и дайки, ориентированные в разных направлениях. Гранодиориты-мелкозернистые породы с порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения (до 3 мм) представлены плагиоклазом, кварцем и роговой обманкой. Граниты - слабопорфиroidные породы, имеющие состав (%): кварц - 32-35, калишпат - 35-40, плагиоклаз - 25-30, биотит - 5-7, аксессуарные (апатит, сфен, циркон, ортит) - 1. Аплиты - тонкозернистые породы с аплитовой структурой. По минеральному составу они аналогичны вышеописанным гранитам.

Основное рудное тело месторождения имеет форму усеченного асимметричного пологого конуса [33] с толстой северной и тонкой южной стенками, в центральной безрудной части которого заключено кварцевое "ядро". Рудная минерализация приурочена к штоку порфиров и локализуется в серицит-кварцевых метасоматитах, образованных как по порфирам, так и по вмещающим их диоритам и гранодиоритам. В северной части штокверка вблизи Аксугского разлома локализована субширотная Северная залежь богатых молибденово-медных руд. С формированием порфиров I связывается [19] образование бедного по качеству молибденит-пирит-халькопиритового оруденения в том виде, в каком оно развито на южном и восточном флангах месторождения. Последующее внедрение порфиров II происходило по наклонной вдоль трещинной зоны крутопадающего близширотного Аксугского разлома. Это привело к преобразованию ранее сформированного в висячем боку тела порфиров оруденения с обогащением его вдвое-втрое за счет расположенных ниже

рассеянных бедных руд и широкому развитию наложенных, преимущественно халькопирит-борнитовых руд.

Породы третьего ритма - дайки гранитов и аплитов - постоянно содержат вкрапленность, реже крупные гнезда и прожилки пирит-халькопиритового состава.

Наиболее ранним процессом гидротермального метасоматоза является пропилитизация пород Южной залежи [19]. Здесь же широко развиты кварц-полевошпатовые прожилки, часто с пиритом и халькопиритом. Вторую группу измененных пород составляют кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты по тоналитам и порфирам. Они вмещают основной объем руд месторождения. Калиевые метасоматиты во внутренней зоне месторождения отсутствуют, хотя в качестве внешнего ореола кварц-кальцикатовые прожилки развиты в породах раннего ритма.

На месторождении выделяются пять стадий минерализации [33]: кварц-пиритовая с гематитом; кварц-молибденитовая с пиритом и халькопиритом; кварц-халькопиритовая с борнитом, пиритом, молибденитом; полисульфидная с блеклой рудой, энаргитом, галенитом и сфалеритом; пострудная кварц-кальцитовая.

2.2. Фтор и хлор в апатитах пород

Апатит представляет собой характерный аксессуарный минерал пород аксугской серии. Для определения содержаний летучих элементов отбирались апатиты из всех пород серии от габбро до гранитов. Особое внимание при отборе обращалось на степень гидротермального преобразования породы и наличие рудной минерализации, существенно влияющих на изменение анионного состава апатита. Все породы месторождения в какой-то степени подвергались гидротермально-метасоматическим преобразованиям, особенно породы второго (рудноносного) ритма. Породы каждой фазы в зависимости от их местоположения относительно рудной зоны имеют различную степень гидротермальных изменений. Все это учитывалось при отборе апатита.

Апатит представлен прозрачными или полупрозрачными бесцветными кристаллами. В породах третьего ритма он совершенно прозрачен. В порфиридных тоналитах и порфирах часто отмечаются полупрозрачные, замутненные разности минерала с признаками растворения. Иногда наблюдается зеленоватый, желтоватый или розоватый оттенок его зерен. Максимальный размер кристаллов до 2 мм. Для аксугской серии характерны кристаллы дипирамидально-призматического габитуса. Обычно присутствуют грани призмы, дипирамиды, часто в комбинации с пинакоидом.

Кристаллизовался апатит в основном на позднемагматической стадии и приурочен к промежуткам между породообразующими минералами, но изредка встречаются его ранние кристаллы, включенные в плагиоклаз.

В зернах апатита редко наблюдаются мелкие газово-жидкие включения, обычно мало пригодные для термобарогеохимических исследований. Были встречены единичные включения, по которым удалось произвести измерения температуры гомогенизации. Получены следующие температуры (°C): для газово-жидких включений в апатите из диоритов - 335-600, порфиринов - 380-490,

калишпатизированных гранитов - 280-420 (в последних отмечаются включения с углекислотой). Большинство включений имеют размеры меньше 5 мкм и гомогенизируются в жидкую фазу.

Основная масса апатитов имеет существенно фтористый состав (табл. 2). Содержание фтора в них составляет 1,5-3,3 %; в сильно гидротермально измененных породах количество фтора достигает 3,5-3,7 %. Концентрация хлора варьирует от 0,14 до 1,3 %, а в измененных породах снижается до 0,04-0,05 %. Наиболее обогащены хлором при относительно пониженных концентрациях фтора апатиты из пород ранних фаз каждого магматического ритма.

При микроскопическом исследовании апатитов была выявлена неравномерность распределения фтора и хлора по зонам кристаллов (табл. 3). В апатитах из неизмененных или слабо преобразованных пород в центре кристалла отмечаются пониженные количества фтора (1,64-2,8 %). В таких зернах апатитов, как правило, содержание фтора к периферии постепенно повышается (до 3-3,5 %). Зональность в распределении хлора проявляется менее четко. Чаще всего концентрация хлора незначительно уменьшается к периферии или его распределение остается более или менее равномерным. При этом отношение F/Cl к периферии возрастает.

В зернах апатита из пород, испытавших гидротермальное преобразование, наблюдается незакономерное или близкое к равномерному распределение фтора и хлора. В таком апатите содержание фтора во всех зонах кристалла, как правило, выше 3 %. Концентрация хлора нередко снижается до 0,05 %. Очевидно, в данном случае отражается разная степень влияния постмагматического процесса на состав перекристаллизованного апатита. Отмечаемое иногда уменьшение отношения F к Cl на периферии зерен свидетельствует, по-видимому, об определенной инверсии, имеющей место на каком-то интервале эволюции рудно-метасоматического процесса. Подобная тенденция (уменьшение содержаний фтора в апатитах при снижении температуры их образования) установлена для относительно низкотемпературного гидротермального апатита из латитовых порфиров месторождения Бингхем, США [86]. Как свидетельствуют экспериментальные данные, подобная инверсия в распределении фтора в гидротермальных апатитах наблюдается при 400-500 °C [79]. При температурах более 500 °C концентрация фтора в них понижается с дальнейшим ростом температуры, а при более низких - увеличивается.

Из-за малого количества газово-жидких включений в апатитах и их очень мелких размеров не удалось проследить зональность в изменении температур гомогенизации от центра кристалла к периферии. Если предполагать, что центральная часть апатита более высокотемпературная, чем периферийная, то, используя упомянутые выше экспериментальные данные [79], можно сделать вывод о том, что большинство рассматриваемых апатитов (те, которые имеют "прогрессивную" тенденцию в распределении фтора и хлора: от центра кристалла к периферии - снижение концентрации хлора и рост фтора) образовались при температуре выше 500 °C - это позднемагматический апатит, а имеющие "регрессивную" тенденцию в распределении фтора и хлора (апатиты из гидротермально измененных пород; частично или полностью преобразованные или новообразованные) подверглись воздействию или сформировались из более низкотемпературных гидротермальных растворов (T = 400 °C).

Т а б л и ц а 2

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом
(месторождение Аксуг)

Номер		Состав апатита, %		H ₂ O	$\lg \frac{X_{HCl}}{X_{HF}}$	$-\lg \frac{X_{HCl}}{X_{H_2O}}$	$-\lg \frac{X_{HF}}{X_{H_2O}}$
п/п	образца	F	Cl				
1	2	3	4	5	6	7	8
П Е Р В Ы Й Р И Т М							
Габбро (I фаза)							
1	2374	2.23	0.51	1.07	1.90	4.81	6.71
2	2374	1.64	1.13	1.29	2.38	4.54	6.92
3	2414	2.80	0.24	0.69	1.48	4.94	6.42
4	2414/1	2.32	0.35	1.07	1.72	4.96	6.69
5	2414/2	2.89	0.42	0.52	1.70	4.58	6.28
6	2414/2	2.04	0.56	1.21	1.98	4.82	6.80
7	2414/2	2.13	0.51	1.16	1.92	4.84	6.76
8	2414/2	2.66	0.25	0.82	1.52	4.99	6.51
9	S-0480	2.12	0.27	1.29	1.65	5.16	6.81
10	S-0480	2.10	0.49	1.20	1.91	4.87	6.78
11	S-0480	1.92	0.60	1.31	2.04	4.82	6.86
12	2414/1*	2.85	0.10	0.71	1.09	5.33	6.43
13	2414/1*	2.98	0.11	0.60	1.11	5.21	6.32
14	S-0480*	2.78	0.12	0.77	1.18	5.29	6.47
Диориты (II фаза)							
15	2363	2.62	0.36	0.79	1.68	4.83	6.51
16	2363	2.67	0.38	0.74	1.70	4.77	6.47
17	2363	2.88	0.36	0.56	1.64	4.67	6.31
18	2363	2.52	0.47	0.84	1.81	4.73	6.54
19	2363	2.29	0.30	1.12	1.66	5.05	6.72
20	2391	1.64	0.37	1.67	1.90	5.14	7.03
21	2391	2.62	0.40	0.77	1.73	4.77	6.50
22	2391	3.00	0.30	0.48	1.54	4.69	6.23
23	2391	1.84	0.76	1.31	2.16	4.71	6.87
24	2391	2.92	0.35	0.52	1.62	4.66	6.28
25	2391/1	1.85	0.47	1.44	1.95	4.96	6.92
26	2391/1	1.95	0.62	1.27	2.04	4.79	6.84
27	2391/1	1.76	0.81	1.35	2.21	4.70	6.91
28	2391/1	2.16	0.50	1.14	1.91	4.84	6.75

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8
29	2391/2*	3.43	0.18	0.15	1.26	4.41	5.67
30	2391/2	1.89	0.58	1.35	2.03	4.84	6.88
31	2391/2	1.59	0.82	1.50	2.25	4.74	7.00
32	2391/2	2.44	0.62	0.82	1.95	4.60	6.56
Кварцевые диориты, пироксен-роговообманковые (III фаза)							
33	2330	3.12	0.34	0.35	1.58	4.49	6.08
34	2330	1.75	0.98	1.27	2.29	4.59	6.89
35	2330	1.76	1.32	1.10	2.42	4.40	6.82
36	2330	1.94	0.91	1.14	2.21	4.57	6.79
37	2330	1.95	1.07	1.05	2.28	4.47	6.75
38	2385	2.53	0.16	0.97	1.34	5.26	6.61
39	2385	2.74	0.13	0.80	1.22	5.27	6.49
40	2385	2.86	0.55	0.49	1.83	4.42	6.25
41	S-0494 Γ	2.44	0.88	0.69	2.10	4.38	6.48
42	S-0494 Γ	2.04	1.08	0.95	2.27	4.43	6.70
43	S-0494 Γ	1.81	1.09	1.16	2.32	4.51	6.83
44	S-0494 Γ	1.77	1.04	1.23	2.31	4.55	6.87
45	S-0494 Γ	1.96	0.86	1.14	2.18	4.60	6.79
46	S-0494 Γ	1.79	1.29	1.08	2.40	4.40	6.81
Кварцевые диориты, роговообманковые (III фаза)							
47	2352	3.39	0.13	0.22	1.13	4.69	5.82
48	2352	3.15	0.16	0.41	1.25	4.89	6.14
49	2352	2.94	0.16	0.60	1.28	5.06	6.34
50	2352/1	3.15	0.20	0.39	1.35	4.77	6.12
51	2352/1	2.51	0.19	0.97	1.42	5.19	6.62
52	2352/1	3.24	0.27	0.28	1.46	4.49	5.96
53	2358	2.80	0.53	0.54	1.82	4.49	6.32
54	2358	3.58	0.37	0.00	1.51	-	-
55	2358	1.56	0.43	1.71	1.98	5.08	7.07
Тоналиты (IV фаза)							
56	248	2.72	0.14	0.82	1.25	5.24	6.50
57	248	3.08	0.32	0.39	1.56	4.57	6.14
58	248	3.08	0.14	0.49	1.20	5.02	6.23
59	248/1	3.09	0.18	0.47	1.31	4.89	6.20
60	248/1	2.63	0.17	0.88	1.35	5.19	6.55

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8
61	248/1	3.00	0.11	0.58	1.11	5.20	6.31
62	2312	2.85	0.13	0.71	1.20	5.21	6.42
63	2312	2.36	0.33	1.05	1.69	4.98	6.67
64	2312	3.08	0.28	0.43	1.50	4.65	6.16
65	2323	2.32	0.27	1.12	1.61	5.09	6.71
66	2323	2.52	0.37	0.88	1.71	4.86	6.57
67	S-0462	2.79	0.17	0.73	1.33	5.12	6.45
68	S-0462	2.90	0.15	0.65	1.26	5.11	6.37
69	S-0462	3.12	0.12	0.47	1.13	5.06	6.20
70	S-0462	2.82	0.17	0.71	1.32	5.10	6.43
71	S-0462	2.71	0.31	0.75	1.60	4.86	6.46

Плаггиограниты (IV фаза)

72	253	2.90	0.17	0.64	1.31	5.05	6.37
73	253	3.04	0.26	0.47	1.47	4.73	6.21
74	253	2.76	0.20	0.75	1.40	5.05	6.46
75	254	2.48	0.36	0.92	1.70	4.89	6.60
76	254	2.75	0.49	0.62	1.79	4.58	6.37
77	254	2.77	0.25	0.71	1.50	4.93	6.44

ВТОРОЙ РИТМ

Кварцевые диоритовые порфириды (I фаза)

78	43-582	2.51	0.34	0.90	1.67	4.90	6.58
79	43-582	2.67	0.25	0.80	1.51	4.99	6.50
80	43-582	3.50	0.31	0.02	1.49	3.34	4.84
81	43-582	2.60	0.23	0.88	1.49	5.06	6.55
82	43-583	2.73	0.26	0.75	1.52	4.94	6.46
83	43-583	2.98	0.30	0.50	1.55	4.70	6.25
84	43-583	2.54	0.38	0.86	1.72	4.83	6.55
85	43-583	2.32	0.39	1.04	1.77	4.91	6.68
86	43-583	2.67	0.23	0.82	1.48	5.03	6.51
87	43-593	2.24	0.33	1.16	1.71	5.02	6.74
88	43-593	1.94	0.47	1.37	1.93	4.94	6.87
89	43-593	2.20	0.22	1.25	1.54	5.23	6.78
90	43-593	2.43	0.39	0.95	1.75	4.87	6.62
91	43-593	3.34	0.60	0.02	1.80	3.05	4.86
92	43-593	3.17	0.67	0.15	1.87	3.80	5.68

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8
93	63-335*	2.67	0.14	0.86	-1.26	5.27	6.53
94	63-335	2.00	0.28	1.40	1.69	5.18	6.87
95	63-335	2.37	0.28	1.07	1.61	5.06	6.68
96	63-335*	3.18	0.14	0.39	1.19	4.93	6.12
97	63-336*	2.64	0.16	0.88	1.32	5.22	6.55
98	63-336	3.14	0.23	0.39	1.41	4.71	6.12
99	63-336	2.64	0.22	0.84	1.46	5.06	6.53
100	63-336	2.64	0.27	0.82	1.55	4.96	6.52
101	63-372	3.10	0.34	0.37	1.58	4.52	6.10
102	63-372	2.66	0.38	0.75	1.70	4.77	6.47
103	63-372	2.64	0.21	0.86	1.44	5.09	6.53
104	63-372	3.58	0.32	0.00	1.51	-	-

Тоналиты порфиroidные (II фаза)

105	2353	3.36	0.23	0.19	1.38	4.39	5.78
106	2353	2.84	0.22	0.67	1.43	4.96	6.39
107	2353	3.50	0.25	0.06	1.40	3.80	5.20
108	2353	3.14	0.28	0.37	1.49	4.59	6.09
109	2353	2.87	0.23	0.64	1.45	4.92	6.37
110	2353/1	3.05	0.28	0.45	1.51	4.68	6.19
111	2353/1	2.92	0.31	0.54	1.57	4.73	6.30
112	2353/1	3.02	0.30	0.47	1.54	4.67	6.21
113	2353/1	2.73	0.35	0.71	1.65	4.78	6.43
114	2353/2	2.93	0.17	0.62	1.31	5.03	6.34
115	2333*	3.11	0.04	0.50	0.65	5.59	6.24
116	2333	2.77	0.32	0.67	1.61	4.81	6.41
117	2333	3.09	0.17	0.47	1.28	4.91	6.20
118	2333*	3.19	0.11	0.41	1.08	5.04	6.13
119	2337*	2.86	0.07	0.73	0.93	5.49	6.43
120	2337	2.99	0.14	0.58	1.21	5.09	6.31
121	2337	2.69	0.22	0.80	1.46	5.04	6.50
122	2337*	3.17	0.09	0.43	1.00	5.16	6.16
123	2338*	2.83	0.07	0.75	0.94	5.51	6.45
124	2338*	3.12	0.06	0.49	0.83	5.39	6.22
125	2338*	3.36	0.07	0.28	0.86	5.06	5.93
126	2338/1	3.14	0.31	0.36	1.54	4.53	6.07
127	2338/1	3.35	0.28	0.17	1.46	4.27	5.74
128	2338/1	3.11	0.16	0.45	1.25	4.93	6.19
129	2338/1	3.28	0.29	0.24	1.49	4.38	5.87
130	2338/1	2.55	0.33	0.88	1.65	4.90	6.56

Продолжение табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8
131	2338/2	2.14	0.16	1.33	1.42	5.40	6.82
Кварц-плагиоклазовые порфиры I (III фаза)							
132	2379	2.85	0.16	0.69	1.29	5.11	6.41
133	2379	2.85	0.16	0.69	1.29	5.11	6.41
134	2379	2.85	0.16	0.69	1.29	5.11	6.41
135	S-0491 ^{a*}	3.50	0.08	0.15	0.90	4.71	5.62
Кварц-плагиоклазовые порфиры II (III фаза)							
136	2334	2.84	0.06	0.75	0.87	5.57	6.44
137	2334	3.08	0.12	0.50	1.13	5.10	6.23
138	2334	2.87	0.18	0.65	1.34	5.04	6.39
139	2334 [*]	3.08	0.04	0.54	0.66	5.61	6.27
140	2334 [*]	3.21	0.06	0.41	0.81	5.31	6.13
141	2334/1	3.26	0.18	0.30	1.28	4.71	6.00
142	2334/2	2.77	0.18	0.75	1.36	5.10	6.46
143	2334/2	3.54	0.12	0.09	1.07	4.31	5.39
144	2334/2	2.10	0.10	1.40	1.22	5.62	6.85
145	2334/2	3.14	0.12	0.45	1.12	5.05	6.18
146	2335	3.33	0.18	0.24	1.28	4.61	5.89
147	2335	3.38	0.19	0.19	1.29	4.48	5.78
148	2335	2.67	0.10	0.88	1.12	5.42	6.54
149	2335	2.59	0.12	0.94	1.21	5.37	6.59
150	S-0494	3.34	0.09	0.28	0.97	4.97	5.94
151	S-0494	3.55	0.13	0.07	1.11	4.19	5.30
152	S-0494	2.92	0.12	0.65	1.16	5.21	6.37
153	S-0497 ^a	3.51	0.16	0.09	1.20	4.22	5.43
154	S-0497 ^a	2.78	0.11	0.79	1.14	5.33	6.47
155	S-0497 ^{a*}	3.45	0.08	0.19	0.91	4.84	5.75
156	S-0468 [*]	3.37	0.05	0.28	0.71	5.21	5.93
157	S-0468 [*]	3.48	0.05	0.17	0.70	5.01	5.72
158	S-0468 [*]	3.11	0.06	0.50	0.83	5.40	6.23
159	S-0468 [*]	3.01	0.05	0.60	0.76	5.56	6.32
160	S-0468 [*]	3.61	0.07	0.04	0.83	4.27	5.10
161	S-0488 [*]	3.56	0.05	0.09	0.69	4.77	5.47
162	S-0488 [*]	3.49	0.05	0.17	0.70	4.99	5.69
163	S-0488 [*]	3.54	0.08	0.11	0.90	4.58	5.48
164	S-0488 [*]	3.47	0.04	0.19	0.60	5.14	5.75
165	2430 [*]	3.56	0.05	0.09	0.69	4.77	5.47

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8
166	2430*	3.65	0.05	0.09	0.68	4.01	4.69
ТРЕТИЙ РИТМ							
Гранодиориты							
167	2319*	2.53	0.10	1.00	1.14	5.48	6.62
168	2319*	2.62	0.14	0.92	1.27	5.29	6.56
169	2319*	2.86	0.15	0.69	1.26	5.14	6.40
170	2319	1.97	1.22	0.95	2.33	4.37	6.71
171	2319	1.97	0.99	1.07	2.24	4.51	6.76
172	2319	2.54	0.37	0.86	1.71	4.85	6.56
173	2319	2.42	0.52	0.90	1.87	4.72	6.59
Граниты							
174	7с*	2.82	0.07	0.77	0.94	5.51	6.45
175	7с*	3.18	0.06	0.45	0.82	5.34	6.16
176	7с*	3.32	0.04	0.32	0.62	5.38	6.01
177	S-0474 ^б	2.42	0.66	0.82	1.98	4.58	6.56
178	S-0474 ^б	2.76	0.30	0.69	1.58	4.85	6.43
179	S-0474 ^б	1.59	0.32	1.76	1.85	5.22	7.07
180	S-0474 ^б	2.75	0.37	0.67	1.67	4.74	6.41
181	S-0474 ^б	3.02	0.28	0.47	1.51	4.71	6.22
Аплиты							
182	2302	2.48	0.39	0.92	1.74	4.85	6.59

П р и м е ч а н и е. Звездочкой отмечен гидротермально преобразованный апатит. Расчеты произведены для $T = 500$ °C и $P = 1$ кбар.

Изменение состава зерен апатита от центра к периферии фиксирует эволюцию флюида во времени. В зоне воздействия метасоматизирующих и рудоносных растворов позднемагматический апатит подвергался значительным преобразованиям. Первичный состав минерала изменялся, нарушалась зональность в распределении летучих компонентов; апатит обогащался фтором и обеднялся хлором. В этой же ситуации появлялся новообразованный апатит, отражающий в своем составе особенности наложенных растворов.

Расчет $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ во флюиде, сосуществующем с апатитом, был проведен для $T = 500$ °C и $P = 1$ кбар (рис. 5). Приведены параметры флюида, сосуществующего с

Т а б л и ц а 3

Распределение фтора и хлора по зонам кристалла апатита (Аксугское месторождение)

Номер п/п образца		Порода (участок месторождения)	Зона крис- талла	Состав апатита, %		X_F/X_{Cl}
1	2			3	4	
1	2363	Габбро (восточный фланг)	А	2.89	0.42	12.84
			Б	2.04	0.56	6.80
			В	2.13	0.51	7.79
2	2363	Ксенолит диоритов в кварцевых диоритах (центральная часть)	А	2.62	0.36	13.58
			Б	2.67	0.38	13.11
			В	2.88	0.36	14.93
3	2391	Диориты (восточный фланг)	А	1.64	0.37	8.27
			Б	2.62	0.40	12.22
			В	3.00	0.30	18.66
4	2358	Кварцевые роговообманковые диориты (центральная часть)	А	2.80	0.53	9.86
			Б	3.58	0.37	19.05
			В	1.56	0.43	6.77
5	S-0462	Тоналиты однородные (северный фланг)	А	2.79	0.17	30.63
			Б	2.90	0.15	36.08
			В	3.12	0.12	48.52
6	43-582	Кварцевые диоритовые порфириты (центральная часть)	А	2.51	0.34	13.78
			Б	2.67	0.25	19.93
			В	3.50	0.31	21.07
7	43-583	То же	А	2.73	0.26	19.59
			Б	2.98	0.30	18.54
			В	2.54	0.38	12.47
8	2338	Порфириовидные тоналиты (центральная часть)	А	2.83	0.07	75.45
			Б	3.12	0.06	97.04
			В	3.36	0.06	105.5
9	2319/1	Гранодиориты (южная часть)	А	1.97	1.22	3.01
			Б	1.97	0.99	3.71
			В	2.54	0.37	12.81
10	7с	Граниты (южная часть)	А	2.82	0.07	75.18
			Б	3.18	0.06	98.91
			В	3.32	0.04	154.89

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
11	2353	Дайка порфиroidных тоналитов в кварцевых диоритах (центральная часть)	А	3.36	0.23	27.26
			Б	2.84	0.22	24.09
			В	3.50	0.25	26.13
12	2353/1	То же	А	3.05	0.28	20.33
			Б	2.92	0.31	17.58
			В	3.02	0.30	18.79
13	2338/1	"- "	А	3.14	0.31	18.9
			Б	3.35	0.28	22.33
			В	3.11	0.16	36.27
14	S-0468	Сильно измененные порфиры II (центральная часть)	А	3.37	0.05	125.78
			Б	3.48	0.05	129.88
			В	3.11	0.06	96.73
15	S-0468	То же	А	3.56	0.05	132.87
			Б	3.49	0.05	130.26
			В	3.54	0.08	82.58
16	2430	"- "	А	3.56	0.05	132.87
			Б	3.70	0.06	139.0
			В	3.65	0.05	136.23

Примечание. Зоны кристалла: А - центр, Б - промежуточная зона, В - периферия.

апатитом из различных пород месторождения (см. табл. 2). Для отдельных групп пород наблюдаются значительные колебания этого отношения. В целом же от ранних фаз к поздним довольно отчетливо прослеживается тенденция снижения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. В этом же направлении возрастает $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, уменьшается $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$.

По эволюции $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ во флюиде в процессе магматической дифференциации выделяются три области (см. рис. 5), соответствующие трем описанным выше интрузивным ритмам. Начало каждого следующего ритма характеризуется повышением отношения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ по сравнению с завершающими фазами предыдущего ритма.

На других изученных месторождениях и рудопроявлениях (Жирекен, Шахтама, рудопроявления Становика) содержание хлора в хлорсодержащих минералах рудоносного порфиroidного комплекса по сравнению с вмещающими гранитоидами возрастает довольно отчетливо. На месторождении Аксуг это различие выражено заметно слабее. Последнее, скорее всего, связано с некоторым наложением гидротермального изменения (окварцевание, серицитизация, хлоритизация), более проявившегося в породах второго (рудоносного) ритма. Как было отмечено выше, апатит из измененных пород месторождения характеризуется значительным снижением концентрации хлора и возрастанием содержаний фтора, что фиксируется

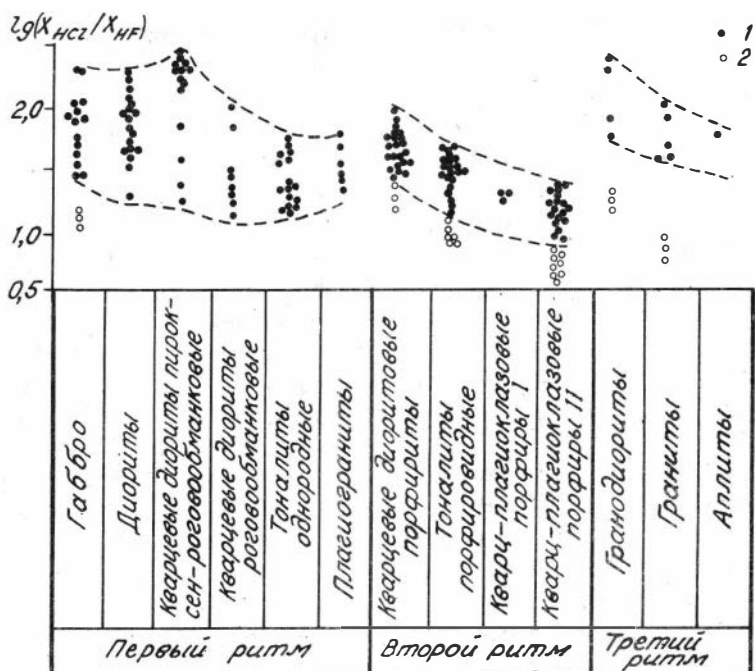


Рис. 5. X_{HCl}/X_{HF} во флюиде, сосуществующем с позднемагматическим (1) и метасоматическим (2) апатитом в породах Аксугского месторождения.

уменьшением отношения X_{HCl} к X_{HF} во флюиде. Поэтому можно считать, что полученные параметры по режиму флюида для пород второго ритма занижены.

Для третьего интрузивного ритма устанавливается резкое возрастание X_{HCl}/X_{HF} во флюиде. Это в определенной степени обусловлено тем, что гидротермальным изменением в большей степени затронуты породы первого и особенно второго ритмов, проявившиеся до формирования основного концентрированного оруденения, а интрузивные же образования третьего ритма сопровождаются только незначительной прожилковой и реже вкрапленной халькопиритовой минерализацией и слабым гидротермальным изменением (в основном калишпатизацией). Поэтому, вероятно, параметры X_{HCl}/X_{HF} , полученные для третьего ритма, наиболее близко отражают флюидный режим на позднемагматическом этапе становления подобных гранитоидных образований.

При сравнении состава флюида, сосуществующего с позднемагматическим апатитом порфировых пород второго ритма (после которых проявляется основная рудная минерализация на месторождении), с составом рудообразующего раствора, рассчитанным с учетом особенностей преобразованного (новообразованного) при гидротермальном процессе апатита, видно, что в последнем более низкое отношение X_{HCl} к X_{HF} (см. рис. 5, табл. 2). Минимальные значения этого параметра ($lg(X_{HCl}/X_{HF}) = 0,66$) зафиксированы для наиболее гидротермально преобразованных

кварц-плагиоклазовых порфиров III фазы, которые непосредственно предшествуют максимальному оруденению. Для позднемагматического апатита этих же порфиров характерно $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}) = 0,97-1,34$.

Еще большие различия по $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ устанавливаются для гранитоидов третьего ритма и наложенных на них метасоматических образований. Так флюиды, сосуществующие с позднемагматическими апатитами гранитов и метасоматическим апатитом их преобразованных разностей, характеризуются средними значениями $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}})$, соответственно 1,72 и 0,79.

Выводы. Полученные на основе анализа анионного состава акцессорного апатита данные о режиме HCl и HF при формировании Аксугского месторождения в целом свидетельствуют о преимущественно хлоридном профиле флюидов. Если предположить, что мольная доля воды во флюиде близка к единице, то, используя данные табл. 2, получаем, что мольная доля HCl во флюиде, сосуществующем с апатитом, составляла в среднем около 10^{-5} , а мольная доля HF - приблизительно $10^{-6}-10^{-7}$.

Ранние порции позднемагматического флюида обладали наиболее повышенными концентрациями HCl. Постепенно роль HCl во флюиде снижалась, а HF возрастала. Зональное распределение фтора и хлора в кристаллах позднемагматического апатита отражает эту тенденцию, которая объясняется менее прочной по сравнению с фтором связью хлора с силикатным расплавом. С более активным переходом хлора во флюидную фазу связано обогащение фтором поздних порций расплава и отделившегося от них флюида.

Выявленные соотношения концентраций HCl и HF во флюиде подтверждают предположение о возможности выделения на месторождении трех магматических ритмов. В начале каждого ритма роль HCl во флюиде больше по сравнению с завершающими образованиями предыдущего ритма. Развитие магматизма в пределах каждого ритма характеризуется качественно близкой эволюцией режима летучих компонентов в позднемагматических флюидах.

Рудоносный флюид имеет наиболее низкое отношение X_{HCl} к X_{HF} .

2.3. Фтор и хлор в биотитах пород

Биотит на данном месторождении в основном магматический; среди породообразующих минералов он выделялся одним из последних. Зерна его размером до 2-3 мм занимают промежутки между зернами плагиоклаза, кварца. Биотит сильно хлоритизирован; в связи со значительной преобразованностью пород на месторождении Аксуг он здесь менее информативен, чем апатит. Удалось отобрать лишь несколько его зерен, пригодных для микрозондового исследования. Это - биотит из габбро, диоритов, пироксеновых кварцевых диоритов, роговообманковых кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов, тоналитов порфиroidных, кварц-плагиоклазовых порфиров I, гранодиоритов и гранитов. Не удалось найти биотит, пригодный для исследования, в кварцевых диоритовых порфиридах, кварц-плагиоклазовых порфирах II и аплитах.

В биотитах месторождения незначительны содержания хлора - 0,01-0,27 %. Минимальные количества его зафиксированы (табл. 4) в биотитах габбро, диоритов, роговообманковых кварцевых диоритов, тоналитов и гранитов; максимальные - в пироксеновых кварцевых диоритах, плагиогранитах, порфиroidных тоналитах, кварц-плагиоклазовых порфирах. Минимальные концентрации фтора отмечены в биотитах из габбро, диоритов; максимальные - в пироксеновых кварцевых диоритах, порфиroidных тоналитах и кварц-плагиоклазовых порфирах.

Т а б л и ц а 4
Состав биотитов из гранитоидов Аксугского месторождения

Номер п/п образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Сумма	
П Е Р В Ы Й Р И Т М															
Габбро (I фаза)															
1	2374	36.2	4.43	13.47	22.93	0.08	8.72	не опр.	0.18	9.59	0.27	0.04	3.73	0.12	99.52
Диориты (II фаза)															
2	2391	34.58	4.76	12.58	21.64	0.08	15.16	не опр.	0.17	9.08	0.83	0.09	3.58	0.37	102.18
3	2391/1	34.00	4.40	12.33	17.98	0.10	17.25	0.05	0.20	8.84	0.43	0.06	3.70	0.19	99.15
4	2363	34.75	3.96	13.41	18.30	0.24	16.43	не опр.	0.15	9.38	0.75	0.19	3.59	0.36	100.79
Пироксеновые кварцевые диориты (III фаза)															
5	2385	36.90	3.63	12.85	14.66	0.20	15.35	0.17	0.30	9.08	1.15	0.20	3.40	0.53	97.36
Роговообманковые кварцевые диориты (III фаза)															
6	2352	36.73	4.06	12.26	18.60	0.10	13.43	0.11	0.21	9.25	0.85	0.01	3.53	0.36	98.78
Тоналиты (IV фаза)															
7	2323	34.7	3.96	13.79	18.79	0.54	15.48	не опр.	0.06	8.96	0.50	0.01	3.73	0.21	100.31
Плагиограниты (IV фаза)															
8	254	34.08	2.25	17.97	16.20	0.19	13.30	0.06	0.20	8.96	1.04	0.23	3.42	0.49	97.42
9	254/1	36.45	3.54	13.84	17.40	0.37	13.76	0.02	0.08	9.09	0.41	0.27	3.68	0.23	98.68
В Т О Р О Й Р И Т М															
Тоналиты порфиroidные (II фаза)															
10	2353	37.32	4.10	12.67	15.74	0.36	15.86	не опр.	0.17	8.63	1.50	0.22	3.28	0.68	99.17
Кварц-плагиоклазовые порфиры (III фаза)															
11	2430	36.78	3.53	12.66	19.77	0.11	12.51	0.02	0.17	9.52	0.93	0.14	3.46	0.42	99.18
12	2430/1	35.39	4.32	11.17	17.79	0.19	14.80	0.06	0.20	8.96	1.04	0.23	3.38	0.49	97.04
Т Р Е Т И Й Р И Т М															
Гранодиориты															
13	2319	34.75	3.96	13.41	18.30	0.24	16.43	не опр.	0.15	9.22	0.75	0.16	3.59	0.35	100.61
Граниты															
14	7с	35.30	3.12	14.49	21.25	0.25	14.88	не опр.	0.06	8.09	0.90	0.09	3.58	0.40	101.61

Из-за малого количества анализов трудно сопоставлять распределение летучих компонентов в биотитах с данными по апатитам. Можно только приблизительно оценить некоторые параметры флюида, сосуществующего с биотитом (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Параметры флюида, сосуществующего с биотитом (Аксугское месторождение)

п/образца	Номер	Состав биотита		$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{f_{\text{HF}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	Т, °С	
		X_{ph}	F/(F+OH), %				по биотиту	по включениям
П Е Р В Ы Й Р И Т М (вмещающий комплекс)								
Габбро (I фаза)								
1	2374	0.40	3	0.71	3.26	3.97	950	1050-1070
Диориты (II фаза)								
2	2391	0.56	10	0.76	3.06	3.82	850	930-1080
3	2391/1	0.63	5	0.94	3.42	4.36	780	930-1080
4	2363	0.62	3	0.19	3.69	3.88	890	930-1080
Пироксеновые кварцевые диориты (III фаза)								
5	2385	0.63	14	0.40	3.47	3.87	785	-
Роговообманковые кварцевые диориты (III фаза)								
6	2352	0.56	10	1.04	2.76	3.80	850	930-970
Тоналиты (IV фаза)								
7	2323	0.60	2	1.43	2.85	4.28	755	940-1000
Плагиограниты (IV фаза)								
8	254	0.57	13	0.05	3.60	3.65	895	-
В Т О Р О Й Р И Т М (рудноносный порфировый комплекс)								
Кварцевые диоритовые порфиры (I фаза)								
9	254/1	0.59	5	0.37	3.90	4.27	790	-
Тоналиты порфировидные (II фаза)								
10	2353	0.64	9	0.57	3.27	3.84	740	870-990
Кварц-плагиоклазовые порфиры (III фаза)								
11	2430	0.53	11	0.60	3.18	3.78	825	600-970
12	2430/1	0.54	13	0.52	3.30	3.82	790	600-970
ТРЕТИЙ РИТМ								
Гранодиориты								
13	2319	0.62	13	0.22	3.44	3.66	880	720-870
Граниты								
14	7с	0.56	3	0.84	2.99	3.83	830	-

П р и м е ч а н и е. X_{ph} - мольная доля флогопита в биотите.

Температуры формирования биотитов, полученные расчетным путем (см. табл. 5), несколько ниже температур образования пород, определенных по расплавленным включениям [20]. Последнее объясняется, очевидно, более ранним относительно биотита выделением плагиоклаза и кварца, в которых изучались расплавленные включения.

Отношение летучестей $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$ при формировании биотита было ниже, чем при кристаллизации апатита. Учитывая, что позднемагматический апатит выделяется после биотита, можно считать, что на поздних стадиях развития магматических образований во флюиде возростала роль H_2O относительно HF. Максимальная летучесть HCl на стадии выделения биотита зафиксирована при формировании плагиогранитов и гранодиоритов.

Выводы. В результате широко проявившихся на месторождении Аксуг метасоматических процессов темноцветные минералы в значительной степени преобразованы. В силу этого биотит здесь является менее информативным, чем апатит. Его можно использовать только для оценки общей картины флюидного режима в процессе кристаллизации биотита (определение температур и некоторых других физико-химических параметров). Для выявления различий между гранитоидами рудоносного и рудовмещающего комплексов (первый и второй магматические ритмы) использовать биотит сложно, так как уже небольшие изменения минерала заметно сказываются на содержании в нем хлора и фтора, которые являются элементами, обычно фиксирующими эти различия.

3.1. Геологические особенности месторождения

Жирекенское медно-молибденовое месторождение находится в Восточном Забайкалье в северо-восточной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской консолидации. Приурочено оно к Бушулейскому массиву, который расположен в зоне сочленения Амананско-Бушулейского регионального разлома северо-западного простирания. В строении рудного поля участвуют породы двух магматических комплексов [34]: нижнемезозойского амананского и верхнемезозойского жирекенского вулканоплутонического. Некоторые исследователи объединяют их в единый амананский комплекс.

Амананский комплекс на месторождении представлен биотитроговообманковыми гранитами и гранодиоритами (массивные, крупно-среднезернистые порфиroidные породы). Количественный минеральный состав их подвержен заметным колебаниям (%): плагиоклаз (N 14-27) 38-43, ортоклаз 26-29, кварц 21-29, биотит 4-5, амфибол 1-3, акцессорные минералы (апатит, магнетит, сфен, циркон) 1-2. Порфиroidные выделения размером 1-1,5 см представлены калиевым полевым шпатом. Количество вкрапленников составляет 20-25 %.

Жирекенский рудоносный комплекс представлен гранит-порфирами и сходными между собой мелкозернистыми гранитами I и II. В составе гранитов (%): плагиоклаз (N 18-23) 35-46, калиевый полевой шпат 26-29, кварц 17-35, биотит 1-6, акцессорные минералы (циркон, апатит) 1-4. Проявляются в виде штокообразного тела и отдельных даек (преимущественно граниты II).

Гранит-порфиры залегают в основном в форме даек, часто являющихся апофизами паукообразного штока. Наибольшая мощность даек - 20-30 м, протяженность по простиранию - 400-500 м. Состав гранит-порфиroidов (%): плагиоклаз (N 10-15) около 25, ортоклаз 40, кварц 30, биотит 2, акцессорные минералы (циркон, апатит) 1.

Пространственная ориентация даек совпадает с направлением трещин разных систем в гранитах рудного поля. При этом дайки контролируются главным образом нарушениями близмеридионального и близширотного простираний, к месту пересечения которых и приурочено месторождение (рис. 6).

На месторождении широко проявлены эксплозивные брекчии, представленные крутопадающими трубо-, линзо- и жилообразными телами, тяготеющими к зонам повышенной трещиноватости в амананских гранитоидах [59]. Мощность брекчиевых тел колеблется от сантиметров до первых десятков метров. В постоянной пространственной ассоциации с брекчиями находятся дайковые тела гранит-порфиroidов. Брекчий сложены в различной степени преобразованными обломками пород, непосредственно вмещающих брекчиевые тела, и цементирующим материалом, представляющим собой те же тонко подробленные и перетертые породы.

Многочисленные трещины и участки брекчирования в гранитоидах служили путями движения гидротермальных растворов и местами отложения рудных минералов. Здесь широко проявились метасоматические преобразования, среди

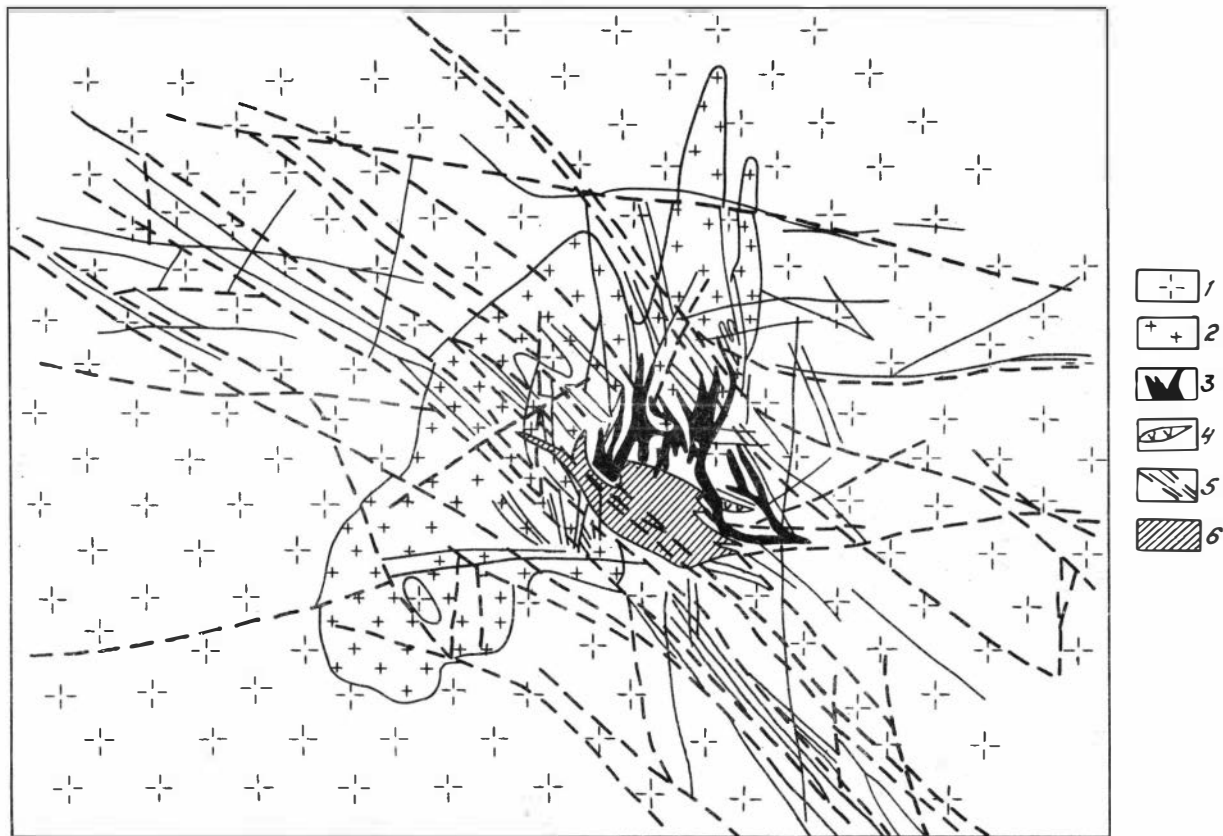


Рис. 6. Схема геологического строения Жирекенского месторождения:

1 - гранитоиды амананского комплекса (Т - J_1); 2-4 - субвулканический комплекс (J_1): 2 - мелкозернистые граниты, 3 - гранит-порфиры, 4 - диоритовые порфиристы; 5 - тектонические нарушения; 6 - рудная зона.

которых наиболее развиты калишпатизация и аргиллизация при подчиненной роли альбитизации, мусковитизации и серицитизации [35].

Процесс калишпатизации привел к образованию сложной сети зон в разной степени калишпатизированных гранитов, распространенных преимущественно в центральной части месторождения на площади около 0,5 км² и прослеженных на глубину до 600 м. Изменение выразилось в метасоматическом замещении темноцветных минералов, плагиоклаза и кварца калиевым полевым шпатом. Калишпатизацией охвачены породы, наиболее близко расположенные к штокам мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, а также апикальные части самих штоков [24]. Калишпатизированные породы окружают штоки и уходят на глубину более 500 м. Тот факт, что порфировые породы подвергаются также интенсивным изменениям, свидетельствует о том, что основные постмагматические преобразования проявились после их внедрения. Об этом же свидетельствует четкая приуроченность рудных тел месторождения к экзоконтактам порфировых штоков.

Аргиллизацией в разной степени охвачены все породы месторождения, но в большей степени мелкозернистые граниты. Процесс аргиллизации проявился в замещении плагиоклаза и темноцветных минералов агрегатом каолинита, диккита и карбоната. Геологические особенности проявления аргиллизации среди амананских гранитов свидетельствуют в пользу того, что изменение гранитов было обусловлено воздействием растворов, связанных с развитием и становлением более поздних гранитоидов жирекенского комплекса [34]. Слабое проявление аргиллизации отмечается и в связи со становлением гранитоидов амананского комплекса: слабо аргиллизированные амананские граниты в виде ксенолитов встречены среди неизмененных гранитоидов жирекенского комплекса.

Серицитизированные породы распространены значительно меньше, чем аргиллизированные и калишпатизированные. Серицитизация развивается преимущественно по мелкозернистым гранитам.

Формирование окварцованных пород, кварцевых жил и прожилков на месторождении было неоднократным [34]. Выделяются разновозрастные образования, связанные со становлением гранитов амананского комплекса, субвулканических (жирекенских) мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Наиболее интенсивный процесс окварцевания связан с субвулканическими образованиями. В этот период были сформированы многочисленные кварцевые жилы, прожилки и кварцевый цемент рудной брекчии. На этот же период приходится и основная рудная минерализация.

Промышленные руды месторождения - прожилково-вкрапленные и брекчиевые. Пространственно рудное тело тяготеет к зоне эндо- и экзоконтакта субвулканического интрузива порфировых пород. Наиболее богатые участки приурочены к узлам пересечения систем трещиноватости различного направления. Размещение молибденового оруденения в большинстве случаев обусловлено пространственным развитием кварц-калишпатовых метасоматитов. Медная минерализация, основная часть которой образовалась позже молибденовой, пространственно распространена значительно шире [36]. Ее локализация контролируется зоной разломов северо-западного направления.

Рудная минерализация парагенетически связывается с верхнемезозойским

вулканогенно-интрузивным комплексом, имеющим средне-верхнеюрский возраст [34, 36]. Это доказывается тесной временной и пространственной связью магматических пород и оруденения. По данным Е.А.Алекторовой [1], возраст гранит-порфиоров и ассоциирующего с ними молибденового оруденения составляет 160-175 млн лет. Л.В.Фирсовым (лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР) для пород жирекенского комплекса получено 165 ± 2 и 145 ± 5 млн лет.

По результатам исследований газовой-жидких включений [34] максимальные температуры зафиксированы для кварца из калишпатизированных гранит-порфиоров (600-430 °С). В калишпатизированных гранитах включения гомогенизируются в интервале 510-390 °С, в кварц-калишпатовых метасоматитах - 450-400 °С. Преобладают двухфазовые включения. Гомогенизация происходит, в основном, в газовую фазу. В многофазных включениях давление в момент гомогенизации более 1600-1800 атм. В аргиллизированных гранитах и гранит-порфирах включения гомогенизируются в жидкую фазу при 430-220 °С. В трехфазных включениях с галитом давление в момент гомогенизации равно 220-110 атм. Температуры, при которых происходило брекчирование на Жирекене, превышали 400-500 °С.

Резкое снижение давления при развитии эндогенного процесса на Жирекенском месторождении отмечалось и А.В.Пизньюром [39, 40]. Им зафиксировано понижение давления от 2200 атм в ранний период формирования взрывных брекчий до 1100-800 атм в период кислотного выщелачивания и до 600-500 атм во время выделения сульфидов свинца и цинка.

3.2. Фтор и хлор в биотитах пород

С целью изучения химического состава отбирался биотит из гранитоидов, эксплозивных брекчий и метасоматически измененных пород. Он является характерным породообразующим минералом месторождения, содержится во всех породах в достаточно большом количестве, что позволило получить представительный материал для характеристики каждой группы пород. Исследовалось также приконтактовое флюидное воздействие внедрившихся интрузивов на вмещающие породы. Для этого в пределах месторождения по профилям было изучено изменение состава биотита в эндо- и экзоконтакте интрузивов-рудоносного комплекса, залегающих среди амананских гранитов, а также контактирующих друг с другом.

На месторождении Жирекен отмечаются два генетических типа биотита: магматический и метасоматический. Первый представлен идиоморфными и гипидиоморфными зернами размером 1-2 мм в амананских гранитах и гранит-порфирах и 0,5-1,5 мм в мелкозернистых гранитах. Иногда биотит разьедается более поздним кварцем. В гранитоидах, претерпевших гидротермальное изменение, магматический биотит частично перекристаллизован с образованием по краям и вдоль трещинок мелкозернистого агрегата. Местами происходит его полная перекристаллизация с образованием скоплений вторичного мелкозернистого биотита. Конфигурация этих скоплений напоминает очертания выделений магматического биотита в неизмененных породах. Метасоматический биотит также

развивается по трещинам в кварце и полевых шпатах, образуя вытянутые зонки и прожилки, иногда радиально-лучистые скопления, распределяется в породе неравномерно и тяготеет к участкам пород с проявлением калишпатизации. Более значительна роль метасоматического биотита в кварц-биотит-калишпатовых образованиях, формирующихся при гидротермальном изменении гранитоидов, где он представлен крупными скоплениями с размером зерен 2-5 мм.

Существуют некоторые различия в химическом составе биотитов из различных пород месторождения. Особенно проявляются они при наложении гидротермальных процессов. Максимальные содержания Fe_2O_3 зафиксированы в биотитах из амананских гранитов, минимальные - из гранит-порфиров. В биотитах из гидротермально-измененных пород часто устанавливаются повышенные количества магния, максимальные концентрации фтора и минимальные - хлора (табл. 6).

Содержание фтора в биотитах месторождения от 0,67 до 2,45 %, хлора от 0,03 до 0,22 %. Концентрации фтора в биотитах из амананских гранитов составляют 1,55-1,76 %, хлора - 0,07-0,17 %. В мелкозернистых гранитах I рудоносного комплекса содержание фтора в биотитах снижается до 1,33-1,54 %; хлор остается практически на том же уровне - 0,03-0,18 %. При переходе от мелкозернистых гранитов I к мелкозернистым гранитам II отмечается небольшой рост концентраций фтора (до 1,62-1,63 %). Содержание хлора в биотитах последних пород составляет 0,10-0,11 %. Биотиты гранит-порфиров характеризуются наиболее повышенными концентрациями хлора (в большинстве случаев выше 0,15 %) и минимальными количествами фтора (0,67-1,26 %).

В биотитах из гидротермально измененных пород содержание фтора в целом возрастает, а хлора снижается. Но иногда количество легучих остается на том же уровне, что и в неизмененных породах. По-видимому это связано с тем, что в последнем случае не весь магматический биотит испытал гидротермальное воздействие. Максимальные содержания фтора зафиксированы в биотитах из кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов (2,22 %), где биотит является новообразованным минералом. Этот же биотит характеризуется максимальными содержаниями окиси магния (17,22 %) и минимальными - окиси железа (13,01 %). Богаты фтором биотиты из взрывных брекчий (1,58-2,45 %). В них отмечаются пониженные концентрации хлора (0,05-0,09 %; в единичных случаях до 0,10-0,14 %).

В целом более четкие различия в составе биотитов устанавливаются по фтору, чем по хлору. Вероятно, это связано с незначительными содержаниями последнего в данном минерале.

Заслуживает внимания увеличение содержания хлора и снижение фтора в биотитах гранит-порфиров по сравнению не только с амананскими гранитами, но и с мелкозернистыми гранитами, относящимися к тому же жирекенскому рудоносному комплексу. В то же время при переходе от мелкозернистых гранитов I к мелкозернистым гранитам II отмечается довольно отчетливое возрастание отношения F к Cl, что вполне соответствует направленному развитию магматического очага (рис. 7). В биотитах взрывных брекчий и гидротермально измененных пород это отношение еще более возрастает. Следует отметить, что в взрывных брекчиях месторождения широко проявлена калишпатизация, которая, очевидно, и повлияла на рост содержания фтора в биотитах. Гидротермально измененные породы

Т а б л и ц а 6. Состав биотитов из гранитоидов Жирекенского месторождения

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Амананские граниты (в пределах месторождения)															
S-0511 ^Г	38.66	3.76	12.98	10.48	5.37	0.02	14.57	0.14	0.07	9.30	1.73	0.08	3.23	0.74	99.83
S-0511 ^Г	37.29	4.03	12.69	11.19	5.74	0.27	13.87	0.08	0.07	9.27	1.76	0.07	3.14	0.76	98.73
S-0511 ^Г	37.58	3.69	12.72	11.61	5.96	0.20	13.36	0.01	0.10	9.74	1.55	0.09	3.23	0.67	99.17
П-18	38.08	3.79	13.67	11.09	5.69	0.11	13.20	0.09	0.11	9.25	1.68	0.17	3.20	0.74	99.38
(за пределами месторождения)															
П-1	37.99	3.93	12.86	13.43	3.67	0.34	13.38	0.05	0.11	9.31	0.90	0.14	3.53	0.41	99.23
Жирекенский (рудноносный) комплекс															
Мелкозернистые граниты (I фаза)															
S-0509 ^а	38.69	4.05	12.82	12.06	4.31	0.22	14.79	0.13	0.01	9.92	1.33	0.18	3.42	0.60	101.33
S-0509 ^а	36.87	4.08	12.78	12.21	4.36	0.31	15.62	0.04	0.04	9.55	1.45	0.12	3.32	0.64	100.11
П-2	37.15	3.59	13.55	11.24	4.01	0.48	14.99	0.05	0.12	8.82	1.40	0.11	3.31	0.61	98.21
Мелкозернистые граниты (II фаза)															
S-0509 ^Г	36.60	4.38	12.39	12.14	4.33	0.26	15.29	0.02	0.04	9.22	1.63	0.10	3.20	0.71	98.89
S-0511	37.53	4.17	12.93	12.09	4.32	0.29	13.96	0.10	0.10	9.46	1.62	0.11	3.22	0.71	99.20
S-0516	36.89	4.17	13.49	13.05	4.66	0.25	14.84	0.03	0.02	9.41	1.62	0.10	3.28	0.70	101.11
Гранит-порфиры															
S-0512 ^Д	37.03	4.12	13.18	14.39	3.20	0.26	13.80	0.11	0.10	8.71	0.86	0.11	3.54	0.39	99.03
S-0525	37.51	4.19	12.61	12.88	2.86	0.26	14.74	0.05	0.05	9.95	0.92	0.08	3.54	0.40	99.24
S-0525 ^а	37.84	4.06	14.08	13.26	2.95	0.08	13.91	0.13	0.06	9.45	0.95	0.06	3.58	0.41	100.00
П-6	37.99	3.96	13.30	12.40	2.75	0.25	14.42	0.09	0.15	9.35	1.12	0.15	3.45	0.50	98.88
П-10	37.84	3.75	13.08	13.50	3.00	0.19	13.98	0.05	0.30	9.02	0.67	0.22	3.61	0.33	98.88
П-16	37.94	3.86	13.05	12.63	2.80	0.22	14.67	0.01	0.19	9.68	1.26	0.19	3.39	0.57	99.31
S-0512 ^Г /1	37.90	3.96	13.14	13.04	2.90	0.18	14.23	0.06	0.23	9.21	0.67	0.16	3.64	0.32	99.00
S-0512 ^Г /2	38.29	3.82	13.17	13.13	2.92	0.16	14.34	0.10	0.27	9.01	0.91	0.22	3.55	0.43	99.45

Окончание табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S-0517 ^Г	38.89	3.72	13.37	13.08	2.90	0.22	14.28	н/о	0.22	9.34	1.14	0.19	3.49	0.52	100.32
S-0525	38.03	3.93	13.36	12.13	2.69	0.18	13.97	0.03	0.20	9.46	0.93	0.16	3.51	0.43	98.15
Гидротермально измененные породы															
S-0516 ^а /1	37.72	3.76	13.22	16.37 [*]	-	0.27	15.01	0.14	0.10	9.21	1.54	0.03	3.33	0.65	100.05
S-0516 ^а /2	37.70	3.75	13.72	16.69 [*]	-	0.25	15.27	0.05	0.01	9.04	1.70	0.09	3.28	0.73	100.81
S-0516 ^б	37.29	3.94	13.58	16.82 [*]	-	0.26	14.15	0.08	0.07	9.19	1.63	0.10	3.25	0.71	99.65
S-0519 ^В	37.96	4.29	14.99	9.22 [*]	-	0.06	17.43	0.09	0.18	9.78	2.11	0.09	3.13	0.91	98.43
S-0521 ^а	37.11	3.93	13.56	16.06 [*]	-	0.15	14.87	0.10	0.05	9.70	1.96	0.10	3.11	0.85	99.85
S-0525 ^б	37.03	4.14	13.07	16.54 [*]	-	0.11	14.69	0.07	0.18	9.34	1.96	0.09	3.10	0.84	99.47
S-0525 ^В	37.77	4.59	13.05	15.95 [*]	-	0.17	14.25	0.14	0.11	9.03	1.90	0.06	3.15	0.81	99.36
S-0516 ^В	37.35	3.85	13.44	17.11 [*]	-	0.25	14.53	0.08	0.02	9.67	1.44	0.08	3.36	0.62	100.57
K-1	37.20	3.87	13.25	15.45 [*]	-	0.24	14.53	н/о	0.16	9.74	1.59	0.14	3.23	0.70	98.70
K-11/6	37.43	4.22	12.85	15.46 [*]	-	0.21	14.24	н/о	0.28	9.39	1.42	0.21	3.28	0.64	98.34
K-11/6	37.79	4.28	13.29	15.49 [*]	-	0.20	14.36	н/о	0.32	9.61	1.61	0.20	3.24	0.73	99.68
S-0505 ^б	39.93	3.15	12.40	13.01 [*]	-	0.12	17.22	0.08	0.07	9.09	2.22	0.08	3.09	0.95	99.51
Эксплозивные брекчии															
S-0510 ^Г /1	37.43	4.14	12.50	16.66 [*]	-	0.20	14.75	0.09	0.09	9.75	1.86	0.09	3.15	0.80	99.91
S-0510 ^Г /1	38.85	3.86	13.21	15.38 [*]	-	0.19	15.02	0.10	0.06	9.67	1.99	0.14	3.16	0.87	100.77
S-0510 ^Г /2	38.32	3.89	13.47	14.95 [*]	-	0.18	13.88	0.07	0.11	9.17	2.04	0.10	3.07	0.88	98.35
S-0517 ^Д	37.58	4.32	13.49	15.59 [*]	-	0.14	14.81	0.11	0.00	9.82	1.58	0.05	3.31	0.68	100.12
S-0522 ^а /1	38.14	3.47	13.96	11.72 [*]	-	0.10	17.46	0.08	0.11	10.08	2.45	0.08	2.98	1.05	99.58
S-0522 ^а /2	38.66	3.03	12.39	13.49 [*]	-	0.24	16.13	0.11	0.13	9.75	2.10	0.08	3.05	0.90	98.28
S-0522 ^б	36.32	3.73	13.60	16.36 [*]	-	0.26	14.58	0.19	0.19	9.76	1.91	0.07	3.09	0.82	98.74
S-0522 ^б /2	37.45	4.17	13.05	15.94 [*]	-	0.16	14.70	0.28	0.15	9.61	2.14	0.05	3.06	0.91	100.26
S-0522 ^б /3	36.85	4.18	13.02	15.11 [*]	-	0.14	13.96	0.13	0.20	9.07	1.80	0.06	3.12	0.77	97.70

П р и м е ч а н и е. FeO и Fe₂O₃ определены химическим анализом. Звездочкой отмечено FeO, определенное на микроанализаторе (сумма двух- и трехвалентного железа в пересчете на двухвалентное); гидротермально измененные породы: S-0516^а/1, S-0516^а/2, S-0516^б - аргиллизированные мелкозернистые граниты; S-0519^В, S-0521^а, S-0525^б, S-0525^В, K-1, K-11/6 - аргиллизированные гранит-порфиры, S-0516^В - калишпатизированный мелкозернистый гранит; S-0505^б - биотит-калишпатовый метасоматит.

разделяются на две области (см. рис. 7). Как было отмечено выше, это, очевидно, связано с тем, что гидротермальная проработка затрагивает не всю породу полностью и часть зерен биотита сохраняет свой первоначальный состав (отношение F к Cl остается близким к неизменным породам).

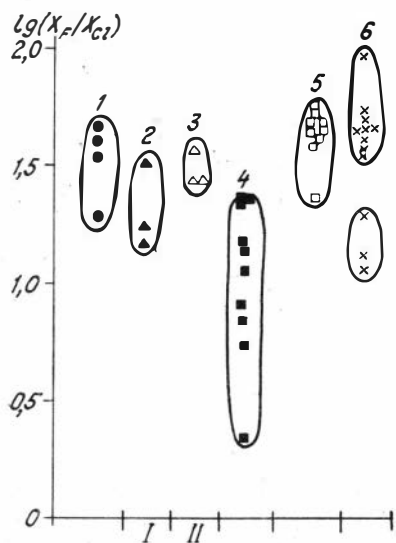


Рис. 7. Соотношение фтора и хлора в биотитах Жирекенского месторождения:

1 - амананские граниты; 2,3 - мелкозернистые граниты I (2) и II (3) фаз; 4 - гранит-порфиры; 5 - взрывные брекчии; 6 - гидротермально измененные породы.

Температура кристаллизации биотита и отношение фугитивностей H_2O и HF (f_{H_2O}/f_{HF}) получены с учетом экспериментальных данных [81] (рис. 8, табл. 7). В табл. 7 приведены также данные термобарогеохимических исследований расплавных включений в кварце и плагиоклазе, выполненные А.Г.Поливеевым (ИГиГ) и использованные при построении рис. 8 (положение точек между кривыми $\lg(f_{H_2O}/f_{HF})$ определяется мольной долей флогопита в биотите, данные взяты из табл. 8). При небольшом изменении величин $F/(F+OH)$ и $Mg/(Mg+Fe)$ в биотитах точки состава минерала из определенных пород укладываются на графике в одну линию. Для биотита из неизмененных амананских гранитов (за пределами месторождения, см. табл. 7, обр. П-1) величина $F/(F+OH)$ составляет 11 %, для тех же гранитов на площади месторождения она возрастает до 19-21 %, для мелкозернистых гранитов I - до 16-17 %, для мелкозернистых гранитов II - до 19 %, для гранит-порфиров - самая низкая - 8-15 %.

Для оценки температуры кристаллизации биотита важно знать состав первичного (не измененного последующими гидротермальными процессами) минерала. Как было показано выше, при гидротермальном изменении концентрация фтора в биотитах возрастает и соответственно увеличивается $F/(F+OH)$, что на диаграмме (см. рис. 8) отражается значительным сдвигом точек в область более

Таблица 7

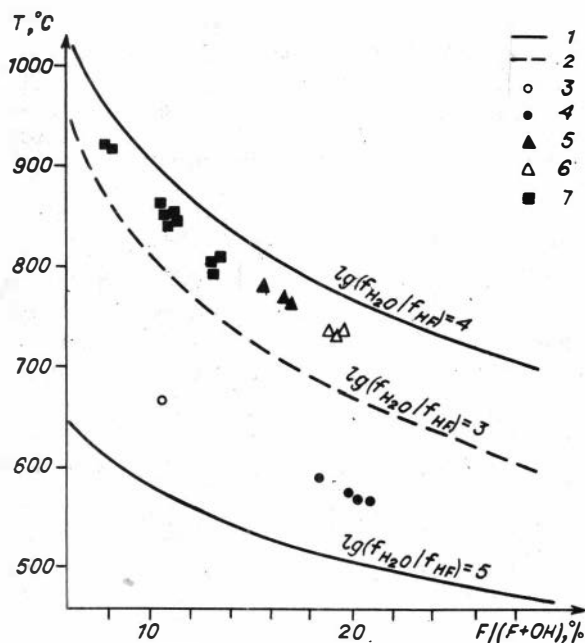
Физико-химические параметры формирования гранитоидов Жирекенского месторождения

п/п	Номер образца	Состав биотита		$-\lg f_{\text{O}_2}$	$f_{\text{H}_2\text{O}}$, бар	$P_{\text{H}_2\text{O}}$, бар	$P_{\text{H}_2\text{O}}^*$, бар	$-\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{f_{\text{HF}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$T^{\circ}\text{C}$	
		X_{ph}	$\text{F}/(\text{F}+\text{OH})$, %								по биотиту	по включениям
Амананские граниты												
1	S-0511Г	0.63	20	16.95	418	640		2.12	2.07	4.19	565	
2	S-0511Г	0.60	21	16.68	700	1300		2.23	1.91	4.14	564	
3	S-0511Г	0.58	19	15.77	1529	3040	1300-4800	2.06	2.07	4.13	584	620-690
4	П-18	0.59	20	16.25	1010	2020		1.82	2.30	4.12	573	
5	П-1	0.59	11	15.71	625	850		1.34	2.86	4.20	664	
Рудоносный комплекс												
Мелкозернистые граниты (I фаза)												
6	S-0509a	0.64	16	12.20	2635	3370		0.57	3.24	3.81	778	
7	S-0509a	0.62	17	12.70	1753	2350	800-1400	0.80	3.00	3.80	760	730-760
8	П-2	0.64	17	12.61	1633	2160		0.79	3.02	3.81	766	
Мелкозернистые граниты (II фаза)												
9	S-0509Г	0.63	19	13.24	1429	1960		0.97	2.83	3.79	736	
10	S-0511	0.61	19	13.08	2025	2810		0.98	2.79	3.77	735	720-740
11	S-0516	0.61	19	13.00	2226	3120		1.04	2.73	3.77	738	
Гранит-порфиры												
12	S-0512Д	0.59	10	11.77	2960	3410		0.51	3.32	3.83	860	
13	S-0525	0.63	11	12.11	1527	1830		0.61	3.26	3.87	851	
14	S-0525a	0.61	11	12.14	1869	2250		0.76	3.08	3.84	845	
15	П-6	0.63	13	12.95	953	1120		0.49	3.35	3.84	810	
16	П-10	0.61	8	10.79	4066	4200	910-1020	-0.05	3.94	3.89	918	790-850
17	П-16	0.63	15	13.46	657	750		0.48	3.34	3.82	787	
18	S-0512 ^F /1	0.62	8	10.80	3789	3900		0.08	3.82	3.90	920	
19	S-0512 ^F /2	0.62	11	12.05	1916	2280		0.17	3.69	3.86	852	
20	S-0517Г	0.62	13	12.95	1119	1360		0.41	3.42	3.83	808	
21	S-0525	0.63	11	12.19	1415	1690		0.32	3.54	3.86	847	

Примечание. X_{ph} - мольная доля флогопита в биотите. $f_{\text{H}_2\text{O}}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ вычислены с учетом состава биотита, $P_{\text{H}_2\text{O}}^*$ - определено при изучении расплавных включений.

Рис. 8. $\lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ и температура кристаллизации биотита из неизменных пород Жирекенского месторождения:

1, 2 - кривые устойчивости флогопита (1) и аннита-сидерофиллита (2); 3-7 - биотит из амананских гранитов за пределами (3) и в пределах (4) месторождения, из мелкозернистых гранитов I (5) и II (6) фаз, из гранитпорфиров (7).



низких температур. Поэтому для определения температуры кристаллизации биотита и других физико-химических параметров формирования гранитоидов месторождения использовался биотит только из неизменных или, в крайнем случае, слабо преобразованных пород. Последнее контролировалось просмотром многочисленных шлифов и привлечением химических анализов пород. Полученные температуры можно принимать в качестве минимальных температур формирования гранитоидов (биотит кристаллизуется одним из последних).

По состоянию в биотитах (см. табл. 8) долей флогопита - $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, аннита - $\text{KFe}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ и оксианнита - $\text{KFe}_3^{3+}\text{AlSi}_3\text{O}_{12}(\text{H}_{-1})$ определено положение точек их состава между буферами гематит-магнетит (Fe_2O_3 - Fe_3O_4) и никель-бунзенит (Ni - NiO) (рис. 9). Для этих биотитов были найдены $\lg f_{\text{O}_2}$ с учетом температуры их кристаллизации и положения между буферами (рис. 10). Данные по летучести кислорода при формировании гранитоидов приведены в табл. 7. Летучесть воды была рассчитана по формуле (19) на основе экспериментальных данных [93] с учетом состава калиевого полевого шпата (табл. 9) и магнетита (табл. 10), сосуществующих с биотитом. Как видно из таблиц, магнетит гранитоидов представлен практически чистой разновидностью с незначительной примесью TiO_2 , MgO , Al_2O_3 ; средняя активность его близка к единице. Калиевые полевые шпаты гранитоидов содержат: K_2O - от 11,35 до 15,56 %, Na_2O - 1,40-3,99 %, незначительное количество BaO и CaO . В табл. 11 приведены данные по активности калишпатов и магнетитов, импользованные для расчета фугитивности H_2O .

Таблица 8

Доля аннита, флогопита и оксианнита в биотитах Жирекенского месторождения

Номер образца	X_{An}	X_{PDO}	X_{Ph}	Номер образца	X_{An}	X_{PDO}	X_{Ph}
Амананские граниты				Гранит-порфиры			
S-0511 ^Г	0.27	0.13	0.60	S-0512 ^Д	0.34	0.07	0.59
S-0511 ^Г	0.28	0.13	0.58	S-0525	0.31	0.06	0.63
S-0511 ^Г	0.28	0.13	0.59	S-0525 ^а	0.33	0.07	0.60
П-18	0.28	0.13	0.59	П-6	0.31	0.06	0.63
П-1	0.33	0.08	0.59	П-10	0.33	0.07	0.60
Мелкозернистые граниты				П-16	0.31	0.63	0.06
(I фаза)				S-0512 ^Г /1	0.32	0.06	0.62
S-0509 ^а	0.29	0.09	0.62	S-0512 ^Г /2	0.32	0.06	0.62
S-0509 ^а	0.28	0.09	0.63	S-0517 ^Г	0.32	0.06	0.62
П-2	0.27	0.09	0.64	S-0525	0.31	0.06	0.63
Мелкозернистые граниты							
(II фаза)							
S-0509 ^Г	0.28	0.09	0.63				
S-0511	0.30	0.10	0.61				
S-0516	0.30	0.10	0.61				

Примечание. Мольные доли: X_{An} - аннита, X_{PDO} - оксианнита, X_{Ph} - флогопита.

Отношение фугитивностей при образовании биотита рассчитывалось по формулам (9), (14), (17) (см. табл. 7). Результаты свидетельствуют о том, что амананские граниты формировались при более низких температурах (560-660 °С по составу биотитов и 620-690 °С по расплавленным включениям) и характеризуются минимальными значениями летучести кислорода ($\lg f_{O_2}$ от 15,7 до 16,95). "Относительные фугитивности" HF и HCl были ниже по сравнению с гранитоидами рудоносного комплекса: $\lg(f_{HF}/f_{H_2O}) = -(4,12-4,20)$; $\lg(f_{HCl}/f_{H_2O}) = -(1,31-2,23)$. Параметры формирования гранитоидов месторождения, рассчитанные по биотитам, приведены на рис. 11.

Среди гранитоидов рудоносного комплекса повышенной ролью HCl во флюиде характеризуются гранит-порфиры ($\lg(f_{HCl}/f_{H_2O})$ от 0,05 до 0,76). По сравнению с другими породами комплекса для них возрастает f_{HCl}/f_{HF} .

Полученные параметры формирования гранитоидов, если их анализировать в возрастной последовательности, подтверждают изложенную [34] точку зрения о возможности выделения на месторождении двух магматических комплексов. Если рассматривать породы рудоносного комплекса в качестве поздних дифференциатов

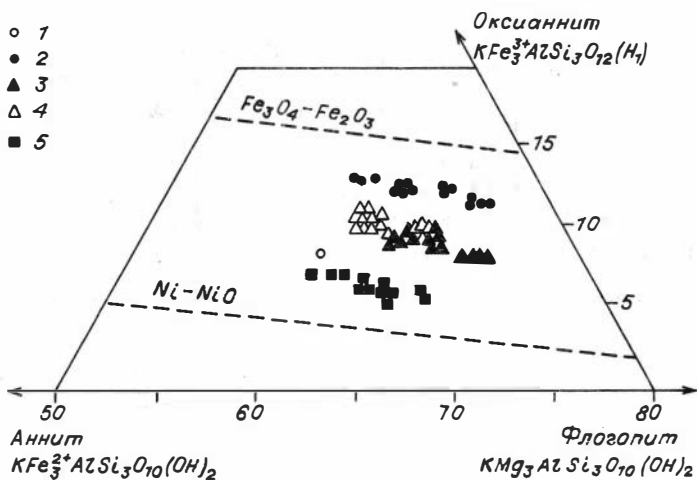


Рис. 9. Состав биотитов из гранитоидов Жирекенского месторождения:

1,2 - из амананских гранитов за пределами (1) и в пределах (2) месторождения; 3,4 - из мелкозернистых гранитов I (3) и II (4) фаз; 5 - из гранит-порфиоров.

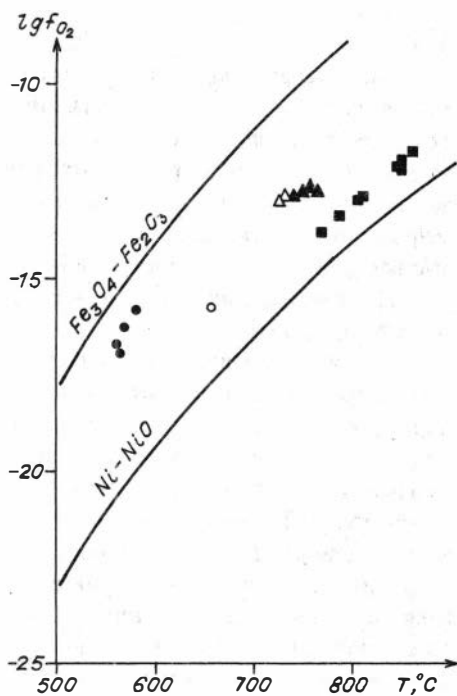


Рис. 10. Соотношение температуры и фугитивности кислорода при кристаллизации биотитов Жирекенского месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 9.



Рис. 11. Параметры флюида, сосуществующего с биотитом гранитоидов Жирекенского месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 9.

амананских гранитоидов, то следовало бы, скорее всего, ожидать последовательного снижения температур кристаллизации от ранних образований к поздним. В данном же случае температуры, напротив, возрастают от 560-660 °С для амананских гранитов до 730-780 °С для мелкозернистых гранитов и 780-920 °С для гранит-порфиров. При дифференциации следовало бы ожидать также снижения роли HCl во флюиде и возрастания HF, так как хлор менее прочно связан с силикатным расплавом, чем F и быстрее улетучивается. Выявленные же соотношения указывают на максимальную роль HCl при формировании гранитоидов рудоносного комплекса (особенно в случае гранит-порфиров).

Заслуживают внимания увеличение температур кристаллизации и возрастание содержания хлора в биотитах и роли HCl во флюиде при формировании гранит-порфиров не только по сравнению с амананскими гранитами, но и с мелкозернистыми гранитами, относящимися к тому же жирекенскому комплексу. В то же время при переходе от мелкозернистых гранитов I к мелкозернистым гранитам II отмечается небольшое снижение температур кристаллизации (с 760-780 до 735-740 °С) и рост доли HF во флюиде, что соответствует направленному развитию магматического очага. Это обстоятельство вызывает особый интерес в связи с тем, что как мелкозернистые граниты, так и гранит-порфиры находятся в тесной пространственной и временной ассоциации с оруденением, проявляясь соответственно в пред- и внутрирудный периоды развития процесса. По-видимому, между последними существуют сложные, скорее всего парагенетические, связи на уровне промежуточных магматических очагов. При этом мелкозернистые граниты и

Т а б л и ц а 9

Состав калишпатов из гранитоидов Жирекенского месторождения

N образца	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма	X _{Cels}	X _{Ab}	X _{Ksp}	X _{An}
Амананские граниты											
П-1	0.66	2.00	13.38	0.03	18.42	65.28	99.77	1.2	18.3	80.4	0.2
П-18	0.17	1.40	14.47	0.00	18.45	66.03	100.52	0.3	12.8	86.9	0.0
S-0511Г	0.58	1.86	13.38	0.03	18.84	66.38	101.07	1.1	17.2	81.5	0.2
Рудоносный комплекс											
Мелкозернистые граниты (I фаза)											
П-2	0.39	3.34	12.20	0.02	18.48	65.62	100.05	0.7	29.2	70.1	0.1
S-0509 ^a	0.37	1.41	14.46	0.01	18.37	65.05	99.67	0.7	12.8	86.5	0.1
S-0509 ^a	0.21	1.37	14.56	0.00	18.25	65.43	99.82	0.4	12.5	87.2	0.0
Мелкозернистые граниты (II фаза)											
S-0509 ^б	0.05	1.55	14.04	0.03	18.05	65.55	99.27	0.1	14.3	85.4	0.2
S-0509 ^б	0.00	3.99	11.35	0.12	18.10	65.15	98.71	0.0	34.6	64.8	0.6
Гранит - порфиры											
П-6	0.18	2.40	13.20	0.03	18.57	65.36	99.74	0.3	21.5	78.0	0.1
П-10	0.78	2.29	13.01	0.07	18.49	64.80	99.44	1.4	20.7	77.5	0.4
П-16	0.21	1.67	14.09	0.04	18.53	65.86	100.40	0.4	15.2	84.2	0.2
S-0512Г	0.73	2.67	12.28	0.09	18.99	66.61	101.37	1.3	24.4	73.8	0.5
S-0514Д	0.92	1.59	13.73	0.05	18.94	66.13	101.36	1.7	14.7	83.4	0.3
S-0512Г	0.56	2.59	12.31	0.10	18.93	66.74	101.23	1.0	23.9	74.6	0.5
S-0517Г	0.26	2.39	12.53	0.14	19.00	66.78	101.10	2.5	22.2	76.6	0.7

Примечание. X_{Cels}, X_{Ab}, X_{Ksp}, X_{An} - доли (%) целзиана (Ba[Al₂Si₂O₈]), альбита (Na[AlSi₃O₈]), калишпата (K[AlSi₃O₈]), анорита (Ca[Al₂Si₂O₈]) в калиевом полево шпате.

гранит-порфиры имеют элементы определенной петрогенетической автономности в рамках развития единой рудномагматической системы (возможна их связь с разными камерами или с различными частями сложно построенного магматического очага).

Для эксплозивных брекчий, калишпатизированных и аргиллизированных пород месторождения по данным гомогенизации газово-жидких включений [34] предполагаются следующие температуры формирования (°C): эксплозивного

Т а б л и ц а 10

Состав магнетитов из гранитоидов Жирекенского месторождения

Номер образца	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	Ульвошпинелевый базис					Сумма	Ильменитовый базис					Сумма
					FeO Usp	FeO Cr-sp	Fe ₂ O ₃ Mt	FeO Mt	X _{Mt}		FeO Ilm	FeO Cr-sp	Fe ₂ O ₃ Mt	FeO Mt	X _{Mt}	
Амананские граниты																
П-1	0.34	0.14	93.05	0.04	0.54	0.10	68.47	30.80	0.99	100.90	0.23	0.10	68.69	30.91	1.00	100.45
S-0511 ^Д	0.07	0.15	99.33	0.02	0.09	0.11	69.00	31.04	1.00	100.48	0.03	0.11	69.05	31.07	1.00	100.49
S-0511 ^Б	0.13	0.22	92.71	0.00	0.23	0.16	68.40	30.77	1.00	99.91	0.12	0.16	68.49	30.81	1.00	99.92
Рудоносный комплекс																
Мелкозернистые граниты (I фаза)																
S-0509 ^А	1.32	0.54	91.08	0.05	2.28	0.38	65.51	29.47	0.97	99.55	1.10	0.38	66.39	29.87	0.98	99.64
П-2	0.09	0.18	92.51	0.00	0.16	0.13	68.33	30.74	1.00	99.63	0.08	0.13	68.39	30.77	1.00	99.63
Мелкозернистые граниты (II фаза)																
S-0509 ^Б	0.09	0.22	92.43	0.07	0.04	0.16	68.34	30.75	1.00	99.66	0.00	0.16	68.37	30.76	1.00	99.66
Гранит-порфиры																
S-0525	0.26	0.54	92.07	0.01	0.45	0.38	67.60	30.41	0.99	99.65	0.22	0.38	67.77	30.49	0.99	99.67
П-10	0.21	0.18	92.40	0.07	0.25	0.13	68.18	30.67	1.00	99.69	0.06	0.13	68.32	30.74	1.00	99.71
П-16	0.09	0.22	92.94	0.00	0.16	0.16	98.62	30.87	1.00	100.13	0.08	0.16	68.68	30.90	1.00	100.13
П-6	0.12	0.18	95.45	0.05	0.13	0.13	68.31	30.73	1.00	99.64	0.02	0.13	68.39	30.77	1.00	99.65

П р и м е ч а н и е. FeO* - общее железо в магнетите, определенное микрозондовым анализом (сумма двух- и трехвалентного железа в пересчете на двухвалентное). FeO_{Usp}, FeO_{Cr-sp}, FeO_{Mt}, FeO_{Ilm} - FeO, которое вошло соответственно в ульвошпинель, хромшпинелиды, магнетит, ильменит (пересчеты по ульвошпинелевому и ильменитовому базису, выполненные по методу [74]; X_{Mt} - мольная доля чистого магнетита (FeFe₂O₄) в магнетите.

Т а б л и ц а 11

Средние активности калишпата и магнетита в гранитоидах Жирекенского месторождения (для расчета фугитивности H_2O)

Активность	Амананские граниты	Мелкозернистые граниты		Гранит-порфиры
		I фаза	II фаза	
a_{Mt}	1.0	0.985	1.0	0.998
a_{Ksp}	0.83	0.81	0.75	0.78

Т а б л и ц а 12

Физико-химические параметры формирования explosивных брекчий и гидротермально измененных пород Жирекенского месторождения

Параметры	Explosивные брекчий	Калишпатизированные граниты	Аргиллизированные гранитоиды
$T, ^\circ C$	475-450	585-530	390-355
$-\lg(f_{HCl}/f_{H_2O})$	3.06-2.86	2.06-2.21	3.36-3.86
$\lg(f_{HCl}/f_{HF})$	1.45-1.66	2.14-2.03	1.58-1.25
$-\lg(f_{HF}/f_{H_2O})$	4.51-4.52	4.20-4.24	4.94-5.11

брекчирования - 500-400, калишпатизации - 600-400, аргиллизации - 430-220. С учетом этих данных точки составов биотитов из гидротермально измененных пород и explosивных брекчий, взятые из табл. 6, нанесены на диаграмму $T - F/(F + OH)$ (рис. 12). Исходя из состава биотитов и уравнений (9), (14), (17), получены следующие физико-химические параметры (табл. 12): explosивное брекчирование протекало при температурах 475-450 $^\circ C$, калишпатизация - 585-530 $^\circ C$, аргиллизация - 390-355 $^\circ C$ (это, очевидно, температурный уровень преобразования биотита при аргиллизации). Процесс аргиллизации по сравнению с калишпатизацией характеризуется снижением роли HCl во флюиде и увеличением HF. Роль последней во флюиде заметно возрастает при переходе от неизмененных гранитоидов месторождения к explosивным брекчиям, калишпатизированным и аргиллизированным гранитоидам.

Приконтактные изменения в гранитоидах. Важную информацию об эволюции магматогенных флюидов дает изучение приконтактных зон интрузивных тел, результаты которого могут быть использованы для оценки непосредственной роли конкретных интрузивов в рудно-метасоматическом процессе и в целом характера связи оруденения с магматизмом. Для этого в пределах месторождения по профилям изучалось изменение состава биотитов в эндо- и экзоконтакте интрузивов жирекенского рудоносного комплекса, контактирующих с амананскими гранитоидами, а также между собой.

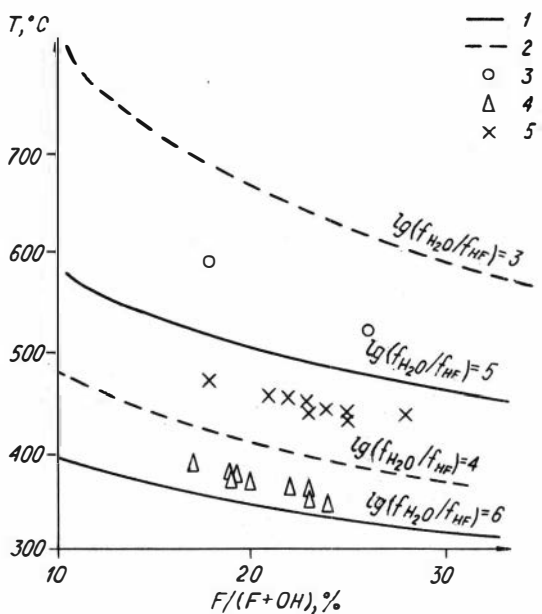


Рис. 12. $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ и температура кристаллизации биотита из гидротермально измененных пород и эксплозивных брекчий Жирекенского месторождения:

1,2 - кривые устойчивости флогопита (1) и аннита-сидерофиллита (2); 3-5 - биотит из калишпатизированных (3), аргиллизированных (4) гранитоидов и эксплозивных брекчий (5).

Мелкозернистые граниты I - амананские граниты. В эндоконтактной зоне мелкозернистых гранитов I устанавливается повышение в биотите содержания фтора и сокращения хлора (рис. 13, табл. 13). На рис. 13-18 по приконтактовым изменениям стрелками показано приближение к контакту. В табл. 13-17 цифрами и буквой обозначено положение относительно контакта. С удалением от контакта цифра возрастает, а буквой "А" обозначена порода, взятая с площади месторождения на значительном удалении от контакта и не испытывавшая приконтактового влияния. Для эндоконтактной зоны мелкозернистых гранитов I отмечается снижение $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и незначительный рост $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$.

Заметные преобразования испытывает биотит амананских гранитов в экзоконтакте гранитов I. Непосредственно вблизи контакта он относительно обеднен фтором, однако содержание этого компонента здесь выше, чем в биотите амананских гранитов с площади месторождения, незатронутых приконтактовым влиянием мелкозернистых гранитов. С удалением от контакта количество фтора возрастает, достигая максимума через несколько сантиметров, затем снижается до уровня, характерного для амананских гранитов в рудоносной зоне. Подобное распределение фтора свидетельствует о его привносе под воздействием мелкозернистых гранитов I в узкой приконтактной области. По интенсивности этот привнос был, очевидно, более значительным чем в рудно-метасоматической зоне, однако общие масштабы его были ничтожными.

Общая концентрация хлора в биотитах экзоконтактной зоны по сравнению с амананскими гранитами месторождения ниже, но непосредственно в контакте с мелкозернистыми гранитами I его содержание несколько увеличивается, что фиксирует, по-видимому, определенный привнос.

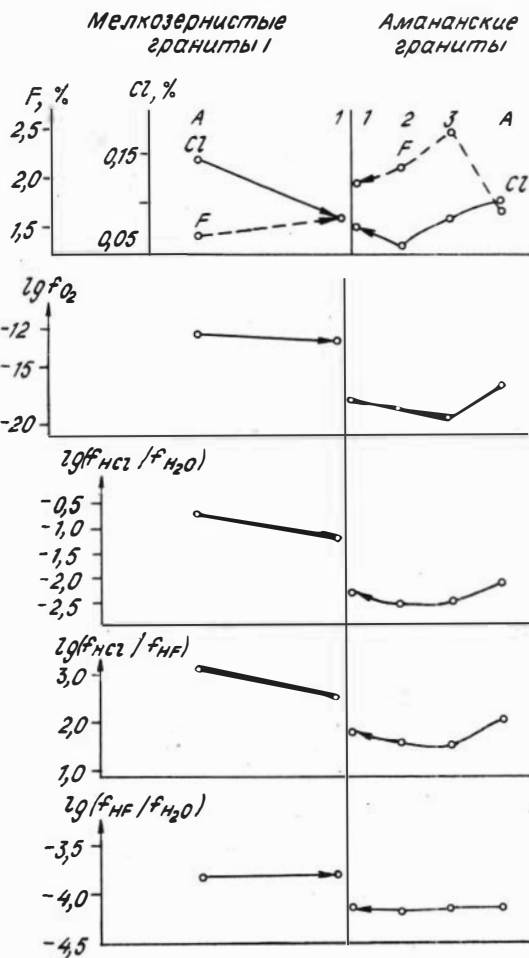


Рис. 13. Изменение состава биотитов и физико-химических параметров флюидов в контакте мелкозернистые граниты I - амананские граниты (на рис. 13-18 по горизонтали - относительное расстояние от контакта; см. текст).

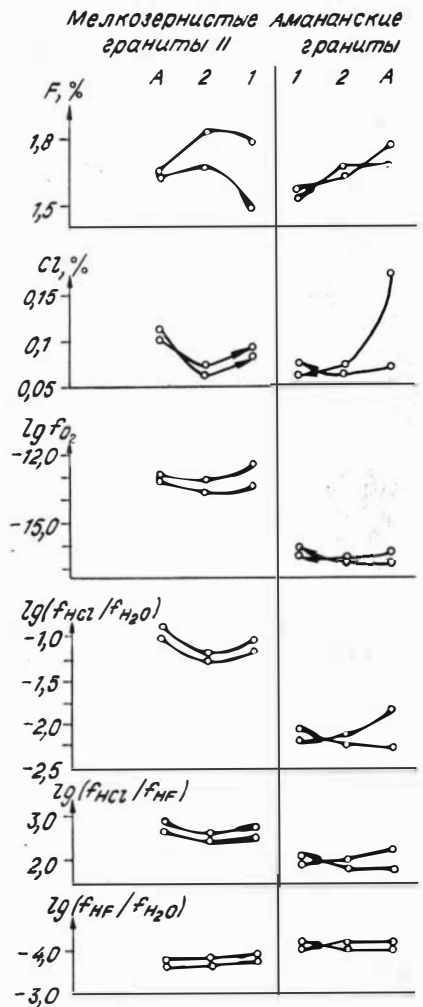


Рис. 14. Изменение состава биотитов и физико-химических параметров флюидов в контакте мелкозернистые граниты II амананские граниты.

Узкая приконтактовая область характеризуется сосуществующими с биотитом флюидами с пониженными относительно амананских гранитов месторождения значениями f_{HCl}/f_{H_2O} , f_{HCl}/f_{HF} . При этом непосредственно в зоне контакта f_{HCl}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{HF} повышаются, но во всех случаях эти параметры ниже, чем для мелкозернистых гранитов I.

Т а б л и ц а 13

Физико-химические параметры формирования пород и состав биотитов в контакте мелкозернистые граниты I - амананские граниты

Параметры	Мелкозернистые граниты I		Амананские граниты			
	Положение относительно контакта					
	А	1	1	2	3	А
F, %	1.39	1.59	1.92	2.06	2.42	1.68
Cl, %	0.14	0.08	0.07	0.05	0.08	0.10
T, °C	768	738	546	536	515	570
$-\lg f_{\text{O}_2}$	12.50	13.10	17.77	18.43	19.18	16.42
$-\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}})$	0.72	1.17	2.30	2.52	2.49	2.06
$\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}})$	3.09	2.59	1.85	1.67	1.65	2.09
$-\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}})$	3.81	3.76	4.15	4.19	4.15	4.15

Мелкозернистые граниты II - амананские граниты. По сравнению с более крупным телом мелкозернистых гранитов I исследовалась маломощная (20 см) дайка мелкозернистых гранитов II. Последнее, по-видимому, сказалось на степени приконтактных преобразований. Для гранитов II намечается сокращение содержания хлора и некоторое возрастание фтора с приближением к контакту (табл. 14, рис. 14). Однако это проявляется менее четко и не всегда однозначно. При этом по сравнению с центральными частями гранитов II отношение F к Cl здесь практически всегда выше. Непосредственно вблизи контакта отмечается возрастание $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$.

В биотитах амананских гранитов экзоконтакта наблюдается тенденция снижения концентрации хлора, слабее проявленная (непосредственно в контакте) и для фтора.

Мелкозернистые граниты II - мелкозернистые граниты I. В эндоконтакте дайки гранитов II относительно соседних участков иногда устанавливается незначительное обогащение биотита хлором (с максимумом на удалении 2-3 см от контакта) и слабое повышение фтора в зоне контакта (рис. 15, табл. 15). Однако по отдельным профилям около контакта фиксируется сокращение содержания хлора. Когда граниты II внедряются в брекчированные граниты I, то отчетливо наблюдается уменьшение концентраций хлора и возрастание фтора с приближением к контакту (рис. 16).

Непосредственно в контакте дайки гранитов II заметно снижается $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$. Максимальные значения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ характерны для участков, отстоящих на 2-3 см от контакта.

Во вмещающих дайку мелкозернистых гранитах I по трем исследованным профилям отмечается неоднозначное распределение хлора в биотитах, что объясняется слабым приконтактным воздействием дайки. Наряду с увеличением

Т а б л и ц а 14

Физико-химические параметры формирования пород и состав биотитов
в контактовой зоне мелкозернистые граниты П - амананские граниты

Параметры	Мелкозернистые граниты П			Амананские граниты		
	Положение относительно контакта					
	А	2	1	1	2	А
F, %	1.63	1.83	1.78	1.56	1.64	1.76
	1.62	1.64	1.47	1.51	1.65	1.68
Cl, %	0.10	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07
	0.11	0.06	0.08	0.07	0.06	0.17
T, °C	736	713	718	579	572	564
	738	734	754	583	571	573
-lgf _{O2}	13.24	13.64	13.51	16.27	16.51	16.68
	13.00	13.13	12.63	16.12	16.54	16.25
-lg(f _{HCl} /f _{H2O})	0.97	1.26	1.17	2.16	2.13	2.23
	1.04	1.23	1.05	2.05	2.22	1.82
lg(f _{HCl} /f _{HF})	2.82	2.48	2.59	2.00	2.00	1.91
	2.73	2.54	2.74	2.08	1.94	2.30
-lg(f _{HF} /f _{H2O})	3.79	3.74	3.76	4.16	4.13	4.14
	3.77	3.77	3.79	4.13	4.16	4.12

содержания хлора к контакту наблюдаются и случаи значительного снижения его концентрации. Для фтора более типичны несколько пониженные количества в зоне контакта. В случае брекчированной зоны биотиты экзоконтактовых гранитов I заметно обогащаются F при снижении содержания Cl, что является, очевидно, следствием более активного эманационного воздействия со стороны гранитов II в условиях повышенной проницаемости среды.

Для экзоконтактовой зоны с приближением к дайке сначала фиксируется уменьшение значений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, а затем их возрастание до максимальных величин, которые близки к параметрам, рассчитанным для ближайшего эндоконтакта дайки. Биотиты из эндоконтактовой зоны дайки калишпатизированных гранитов II характеризуются устойчивым возрастанием содержания фтора с приближением к контакту (от 1,63 до 2,11 %) и незначительным спадом концентраций хлора (от 0,10 до 0,08 %).

Г р а н и т - п о р ф и р ы - а м а н а н с к и е г р а н и т ы. К контакту гранит-порфирового тела в биотите наолюдается отчетливое увеличение количества фтора при снижении содержаний хлора (рис. 17, табл. 16). В этом же направлении резко уменьшаются $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, незначительно возрастает $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$.

Аналогичная тенденция (менее проявленная) отмечается для всех указанных параметров и в экзоконтактовой зоне вмещающих амананских гранитов.

Мелкозернистые граниты I мелкозернистые граниты II

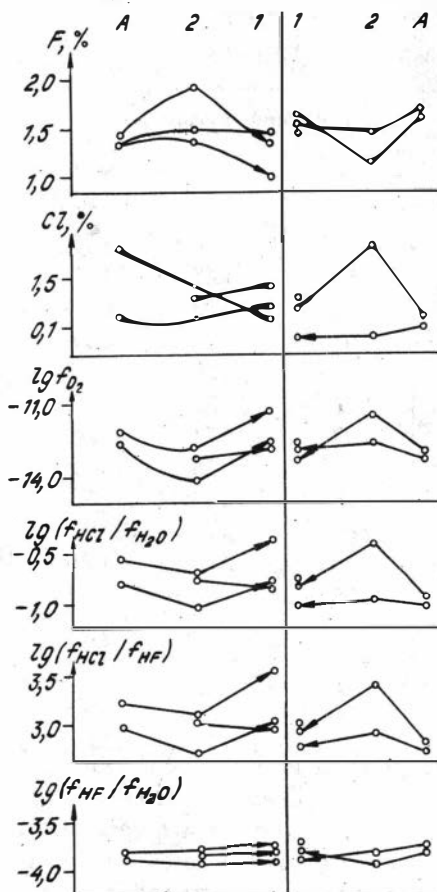


Рис. 15. Изменение состава биотитов и физико-химических параметров флюидов в контакте мелкозернистые граниты I - мелкозернистые граниты II.

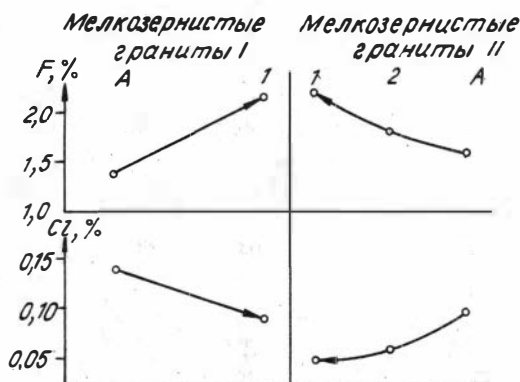


Рис. 16. Изменение состава биотитов в контакте брекчированных мелкозернистых гранитов I и II.

Биотиты амананских гранитов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу и минерализованные мелкозернистые граниты I, характеризуются возрастанием содержания фтора и сокращением хлора (рис. 18, табл. 17). К контакту снижаются значения f_{HCl}/f_{H_2O} , f_{HCl}/f_{HF} .

На основании анализа изменения состава биотитов в зонах взаимодействия рассмотренных интрузивных образований можно сделать следующее заключение.

Интервал приконтактного флюидного воздействия интрузивов рудоносного магматического комплекса ограничивается обычно несколькими сантиметрами, что согласуется с широко развитым представлением о "сухих" контактах этих массивов. Интенсивность флюидного воздействия (а также, очевидно, интервал) возрастает в зависимости от масштабов внедрившегося интрузива и проницаемости вмещающей среды. Она заметно усиливается в приконтактных брекчированных зонах.

В эндоконтакте внедрившихся интрузивов обычно отмечают обогащение

биотита фтором и обеднение хлором, что объясняется, по-видимому, большой дегазацией приконтактных участков с преимущественной потерей хлора, а также поступлением сюда поздних более фтористых флюидов (в эндоконтактных зонах чаще проявляется калишпатизация, которая сопровождается развитием биотита с повышенным содержанием фтора).

Т а б л и ц а 15

Физико-химические параметры формирования пород и состав биотитов в контактовой зоне мелкозернистые граниты II — мелкозернистые граниты I

Параметры	Мелкозернистые граниты I			Мелкозернистые граниты II		
	Положение относительно контакта					
	A	2	1	1	2	A
F, %	1.33	1.90	1.36	1.52	1.47	1.63
	1.40	1.49	1.45	1.62	1.13	1.62
		1.45	1.00	1.49		
Cl, %	0.18	0.11	0.12	0.09	0.09	0.10
	0.11	0.14	0.11	0.12	0.18	0.11
		0.13	0.14	0.13		
T, °C	778	717	772	744	755	736
	760	752	766	741	810	738
		758	838	753		
-lgf _{O2}	12.20	14.02	12.49	12.95	12.59	13.24
	12.70	13.13	12.74	13.22	11.53	13.00
		12.82	11.23	12.80		
-lg(f _{HCl} /f _{H2O})	0.57	1.05	0.77	1.01	0.98	0.97
	0.80	0.76	0.83	0.86	0.42	1:04
		0.73	0.35	0.79		
lg(f _{HCl} /f _{HF})	3.24	2.74	3.03	2.80	2.94	2.82
	3.00	3.04	3.00	2.97	3.42	2.73
		3.11	3.55	3.00		
-lg(f _{HF} /f _{H2O})	3.81	3.79	3.80	3.81	3.92	3.79
	3.80	3.80	3.83	3.83	3.84	3.77
		3.84	3.90	3.79		

Изменение состава биотитов вмещающих пород в экзоконтактной зоне является суммарным результатом воздействия внедрившихся интрузивов. По большинству профилей вблизи контакта в биотите наблюдается увеличение концентраций фтора при снижении содержаний хлора, что в целом соответствует ситуации, характерной и для ближайшего эндоконтакта. На некотором удалении от контакта во вмещающих породах иногда фиксируется биотит с аномально

повышенным содержанием хлора, что может, вероятно, рассматриваться в качестве реликтов раннего "хлорного ореола" [49], сохранившихся после воздействия более фтористых флюидов.

Т а б л и ц а 16

Состав биотитов и физико-химические параметры в контакте гранит-порфиры - амананские граниты

Параметры	Гранит-порфиры		Амананские граниты	
	Положение относительно контакта			
	А	1	1	А
F, %	0.94	1.79	1.89	1.68
Cl, %	0.15	0.09	0.07	0.10
T, °C	850	723	552	570
$-\lg f_{O_2}$	12.12	15.00	17.20	16.42
$-\lg(f_{HCl}/f_{H_2O})$	0.38	1.10	2.34	2.06
$\lg(f_{HCl}/f_{HF})$	3.48	2.56	1.76	2.09
$-\lg(f_{HF}/f_{H_2O})$	3.86	3.76	4.10	4.15

Т а б л и ц а 17

Состав биотитов и физико-химические параметры в контакте амананских гранитов с кварц-молибденитовой жилой и минерализованными мелкозернистыми гранитами I

Параметры	Контакт с кварц-молибденитовой жилой			Контакт с минерализованными мелкозернистыми гранитами I		
	Положение относительно контакта					
	А	2	1	А	2	1
F, %	1.68	1.90	1.99	1.68	1.51	2.16
Cl, %	0.10	0.07	0.03	0.10	0.09	0.07
T, °C	570	549	543	570	680	531
$-\lg f_{O_2}$	16.42	17.53	17.74	16.42	16.43	18.49
$-\lg(f_{HCl}/f_{H_2O})$	2.06	2.26	2.61	2.06	1.97	2.43
$\lg(f_{HCl}/f_{HF})$	2.09	1.90	1.50	2.09	2.22	1.87
$-\lg(f_{HF}/f_{H_2O})$	4.15	4.16	4.11	4.18	4.19	4.21

Экзоконтактовое воздействие рудно-метасоматических образований (кварц-молибденитовые жилы, прожилково-вкрапленные зоны) также приводит к росту в биотите содержания фтора и снижению хлора. При этом отношение F к Cl достигает здесь максимальной величины.

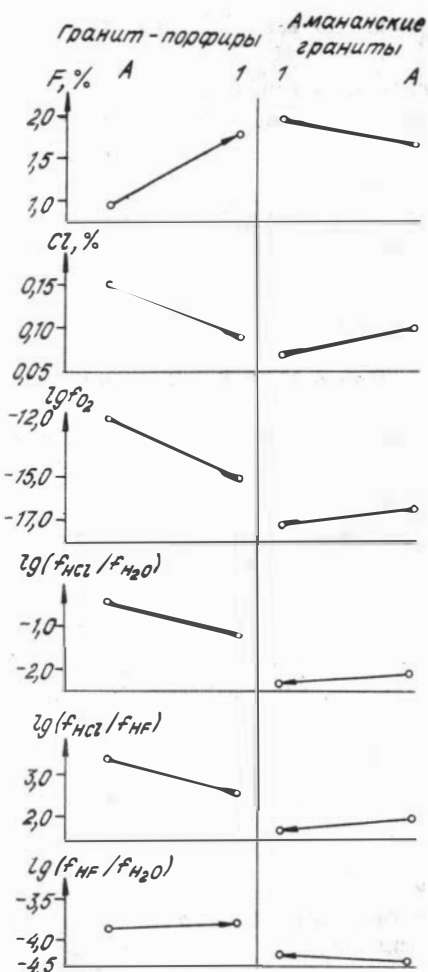


Рис. 17. Изменение состава биотитов и физико-химических параметров флюидов в контакте гранит-порфиры - амананские граниты.

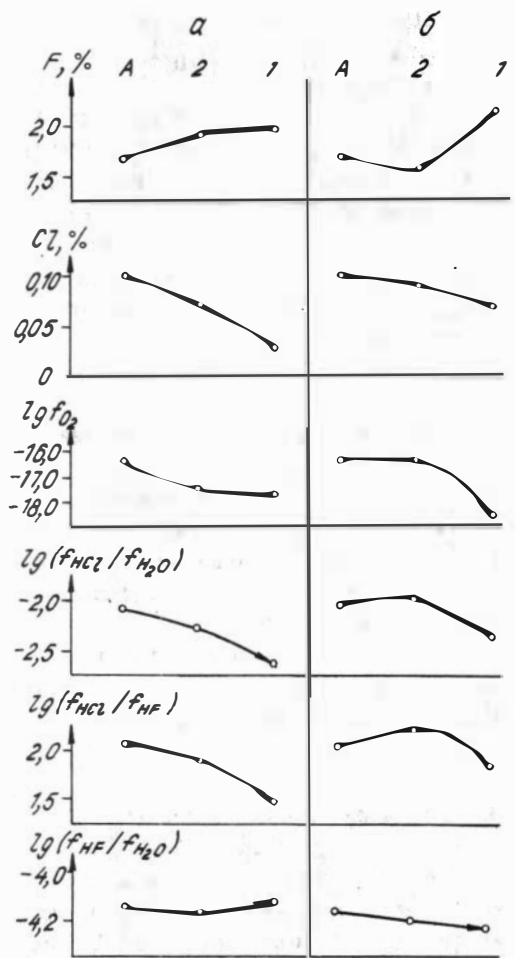


Рис. 18. Изменение состава биотитов и физико-химических параметров флюидов:

а, б - амананские граниты в контакте с кварц-молибденитовой жилкой (а) и минерализованными мелкозернистыми гранитами I (б).

Сосуществующие с биотитом флюиды в эндоконтактных зонах рассмотренных интрузивов обычно характеризуются пониженными значениями f_{HCl}/f_{HF} и f_{HCl}/f_{H_2O} . В случае мелкозернистых гранитов II (дайкообразное тело), обогащенных калием и по времени приближенных к рудному процессу, иногда фиксируется возрастание f_{HCl}/f_{HF} около контакта или на некотором удалении от него. В экзоконтакте также отмечается преимущественно снижение этих параметров относительно вмещающих пород на удалении. Но в непосредственном контакте с гранитами II замечены случаи роста f_{HCl}/f_{HF} .

Для экзоконтактов рудной жилы и минерализованной зоны наиболее отчетливо снижение значения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$.

Оценка интенсивности флюидного воздействия интрузивных образований рудоносного комплекса по фтору и хлору на уровне рудоотложения свидетельствует в пользу парагенетической связи оруденения с магматизмом. Основная рудогенерирующая роль остается за более глубинным источником.

Выводы. Полученные по результатам анализа состава биотитов физико-химические параметры формирования гранитоидов Жирекенского месторождения подтверждают точку зрения о петрогенетической автономности пород малых интрузий (рудоносных) и возможности выделения на месторождении двух магматических комплексов.

Гранитоиды рудоносного комплекса характеризуются повышением роли HCl во флюиде.

Между магматическими образованиями рудоносного комплекса существуют, видимо, сложные парагенетические связи (возможна их связь с разными камерами или с различными частями сложно построенного магматического очага).

При эксплозивном брекчировании (с проявлением калишпатизации) и гидротермальном изменении пород (калишпатизации, аргиллизации) во флюиде возрастает роль HF и снижается HCl. Рудоносные растворы характеризуются повышенной фтористостью.

Характер изменения состава биотитов в приконтактных зонах малых интрузивов рудоносного (жирекенского) комплекса свидетельствует в пользу парагенетической связи оруденения с магматизмом.

3.3. Фтор и хлор в апатитах пород

Апатит встречается во всех породах месторождения в качестве аксессуарного минерала в количестве 1-2 %, представлен прозрачными и полупрозрачными кристаллами (размерами до 0,1-0,2 мм) с комбинацией призмы и пирамиды, образуется в основном на позднемагматической стадии. Газово-жидкие включения в нем встречаются редко. Как правило, они мелкие и мало пригодны для изучения. По единичным включениям были замерены температуры гомогенизации от 300 до 500°C с гомогенизацией как в жидкую так и в газовую фазы. Для апатита из эксплозивных брекчий на основе изучения изменения цветового характера люминесценции его в ультрафиолетовых лучах предполагаются температуры образования 400-500°C [54].

Гидротермальный апатит образует крупные (до 3-4 мм) прозрачные и полупрозрачные зеленоватого цвета кристаллы. Он располагается в виде мелких прожилков в породе, часто в ассоциации с молибденитом. В таком апатите обнаружены крупные (до 0,11 мм), как правило, двухфазные газово-жидкие включения округлой или удлинённой формы с гомогенизацией при $T=450-500^\circ\text{C}$ в жидкую, а чаще газовую фазу.

Апатиты месторождения отличаются высокие содержания фтора (обычно 2,5-3,5 %) и относительно небольшие количества хлора (от 0,02 до 0,34 %, только в единичных случаях до 0,85-1,28 %) (табл. 18).

Таблица 18

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом
(Жирекенское месторождение)

Номер п/п образца		Зона кристалла апатита	Состав апатита, %			$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HF}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$
			F	Cl	H ₂ O			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рудовмещающий комплекс								
Амананские граниты (за пределами месторождения)								
1	П-1		3.32	0.21	0.13	1.31	5.87	4.56
2	П-1		2.58	0.24	0.48	1.55	5.46	3.91
3	П-1		2.85	0.17	0.37	1.20	6.42	5.22
4	П-1		2.61	0.20	0.47	1.42	6.57	5.15
Амананские граниты (в пределах месторождения)								
5	S-0511Б	А	3.03	0.22	0.27	1.35	6.24	4.89
6	S-0511Б	Б	3.93	0.11	-	1.10	-	-
7	S-0511Б	В	3.91	0.10	-	1.10	-	-
8	S-0511Б		2.79	0.19	0.39	1.39	6.45	5.06
9	S-0511Б		2.78	0.20	0.39	1.39	6.45	5.06
10	S-0511Г	А	4.05	0.12	-	1.10	-	-
11	S-0511Г	Б	4.06	0.13	-	1.10	-	-
12	S-0511Г	В	3.60	0.10	0.02	1.10	4.99	3.89
13	S-0511Г		4.40	0.04	-	0.49	-	-
14	S-0511Г		3.79	0.05	-	0.79	-	-
15	S-0511Г		3.59	0.05	0.04	0.80	5.29	4.49
16	П-18		3.97	0.15	-	1.10	-	-
Жирекенский рудоносный комплекс								
Мелкозернистые граниты (I фаза)								
17	П-2		3.83	0.04	-	1.57	-	-
18	П-2		2.81	0.11	0.40	0.91	6.46	5.55
19	П-2		2.95	0.02	0.36	0.89	6.40	5.51
20	П-2		3.24	0.05	0.21	0.85	6.84	5.99
21	К-12		2.86	0.18	0.36	1.38	6.39	5.01
22	К-12		2.82	0.11	0.40	0.91	6.68	5.77
Мелкозернистые граниты (II фаза)								
23	S-0509Б	А	3.36	0.10	0.14	0.83	5.92	5.09
24	S-0509Б	Б	3.54	0.07	0.06	0.81	5.47	4.66
25	S-0509Б	В	3.40	0.06	0.13	0.83	5.86	5.03
26	S-0509Б		2.62	0.05	0.51	0.94	6.60	5.66
27	S-0509Б		2.86	0.15	0.37	1.20	6.42	5.55
28	S-0509Б		2.85	0.11	0.38	0.90	6.44	5.54
Гранит-порфиры								
29	П-6		3.70	0.12	-	1.10	-	-
30	П-6		2.90	0.18	0.34	1.38	6.37	4.99
31	П-10		3.02	0.34	0.24	1.58	6.18	4.60
32	П-10		3.36	0.19	0.11	1.31	5.80	4.49
33	П-10		2.83	0.36	0.32	1.60	6.35	4.75
34	П-10		2.36	0.34	0.56	1.69	6.69	5.00
35	К-11/2		1.47	1.28	0.74	2.44	7.00	4.56
36	К-11/2		3.27	0.09	0.18	1.15	6.04	4.89

Окончание табл. 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9
37	K-11/2		2.89	0.11	0.36	1.20	6.39	5.19
38	K-11/2		2.19	0.85	0.50	2.10	6.67	4.57
39	K-3		2.48	0.21	0.53	1.44	6.63	5.19
40	K-3		3.03	0.29	0.25	2.48	6.21	4.73
41	K-3		3.29	0.26	0.13	1.44	5.88	4.44
42	K-3		2.97	0.27	0.43	1.40	6.47	5.07
43	П-16		3.88	0.14	-	1.10	-	-
44	П-16		2.81	0.07	0.41	0.91	6.46	5.55
45	П-16		3.05	0.09	0.29	1.18	6.27	5.09
Эксплозивные брекчии								
46	S-0517Д	А	3.81	0.28	-	1.41	-	-
47	S-0517Д	Б	4.56	0.06	-	0.79	-	-
48	S-0517Д	В	4.94	0.09	-	0.79	-	-
49	S-0517Д	А	3.12	0.17	0.24	1.34	6.17	4.83
50	S-0517Д	Б	4.00	0.11	-	1.10	-	-
51	S-0517Д	В	3.89	0.10	0.03	1.10	4.99	3.89
52	S-0508		4.36	0.06	2	0.79	-	-
53	S-0508		3.25	0.05	0.20	0.85	6.07	5.22
54	S-0508		2.99	0.03	0.34	0.89	6.35	5.46
55	S-0517Д		4.30	0.09	-	0.79	-	-
56	S-0517Д		2.85	0.06	0.40	0.91	6.47	5.56
57	S-0517Д		3.78	0.04	-	0.79	-	-
58	S-0517Д		2.82	0.05	0.41	0.91	6.47	5.56
Гидротермально измененные породы								
59	K-25	А	3.72	0.18	-	1.28	-	-
60	K-25	Б	3.11	0.20	0.23	1.33	6.16	4.83
61	K-25	В	3.63	0.08	0.01	0.80	4.99	4.19
62	K-25	Г	3.95	0.01	-	-0.21	-	-

П р и м е ч а н и е. Зоны кристалла апатита: А - центральная, Б - промежуточная, В, Г - периферийная; К-25 - гидротермальный апатит. Расчеты произведены для $T = 500$ °С и $P = 1$ кбар.

Максимальные концентрации фтора зафиксированы в апатитах из эксплозивных брекчий с проявлением калишпатизации. В них количество хлора составляет, как правило, менее 0,1 %. В то же время в брекчиях иногда отмечаются относительно повышенные содержания хлора (0,17-0,28 %). Очевидно, такой апатит более отражает флюидный режим процесса эксплозивного брекчирования, который обычно характеризуется повышенной ролью хлора [56].

В апатитах из амананских гранитов, находящихся за пределами месторождения, содержание фтора составляет 2,58-3,32 %, что понижено по сравнению с апатитами из аналогичных пород на площади месторождения, где количество фтора колеблется от 2,78 до 4,40 %. Содержание хлора соответственно равно 0,17-0,24 и 0,05-0,22 %. В последнем случае при большом разбросе концентраций хлора преобладают пониженные значения.

Апатиты мелкозернистых гранитов I и II фазы рудоносного жирекенского

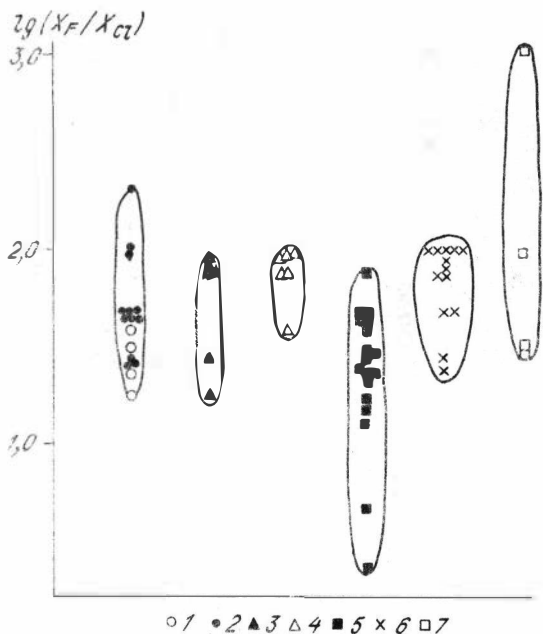
комплекса по количеству хлора в целом сходны с апатитами из амананских гранитов месторождения, а количество фтора в них обычно ниже.

Апатит из гранит-порфиров по содержаниям фтора близок к апатитам мелкозернистых гранитов (2,36-3,7 %). Иногда отмечаются пониженные его концентрации (1,47-2,17 %). Содержания хлора в апатитах гранит-порфиров максимальны для месторождения, иногда доходят до 0,85-1,28 %. Они даже выше, чем в апатитах из амананских гранитов за пределами рудной зоны.

Распределение фтора и хлора в апатитах месторождения (рис. 19) в целом близко к таковому в биотитах (см. рис. 7). В апатитах из гранитоидов рудоносного жирекенского комплекса отношение F к Cl снижено по сравнению с апатитами амананских гранитов. Минимальные значения F/Cl отмечаются в апатитах из гранит-порфиров. В апатитах эксплозивных брекчий F/Cl близки к таковым для апатитов из мелкозернистых гранитов. Для гидротермального апатита в отдельных случаях зафиксированы максимальные значения F/Cl.

Рис. 19. Соотношение фтора и хлора в апатитах Жирекенского месторождения:

1, 2 - из амананских гранитов за пределами (1) и в пределах (2) месторождения; 3, 4 - из мелкозернистых гранитов I (3) и II (4) фаз; 5 - из гранит-порфиров; 6 - из эксплозивных брекчий; 7 - из гидротермально измененных пород.



При микрондовом исследовании кристаллов апатита была выявлена зональность в распределении фтора и хлора от центра зерна к периферии, сходная с зональностью в апатитах месторождения Аксуг. Как правило, к периферии содержание хлора снижается, а фтора - возрастает (см. табл. 18). Более четко это проявляется для хлора, концентрации которого к периферии нередко уменьшаются в 2-3 раза. Наиболее заметные изменения содержаний фтора и хлора отмечаются в зернах апатита из эксплозивных брекчий. Это может быть связано с высокой

проницаемостью среды в зонах эксплозивного брекчирования и поступлением сюда поздних обогащенных фтором растворов.

Расчет физико-химических параметров флюида, сосуществующего с апатитом, проводился для температуры 500 °С и давления 1 кбар (результаты расчета см. в табл. 18).

Максимальные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ получены для флюида, сосуществующего с апатитом гранит-порфиров: $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}})$ от 0,91 до 2,44. Для флюида, сосуществующего с амананскими гранитами месторождения, мелкозернистыми гранитами I и мелкозернистыми гранитами II, отношения X_{HCl} к X_{HF} близки (рис. 20). В целом наблюдается незначительное повышение $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}})$ от амананских гранитов месторождения (0,49-1,39) к мелкозернистым гранитам I (0,85-1,57) и небольшое снижение к мелкозернистым гранитам II (0,81-1,20).

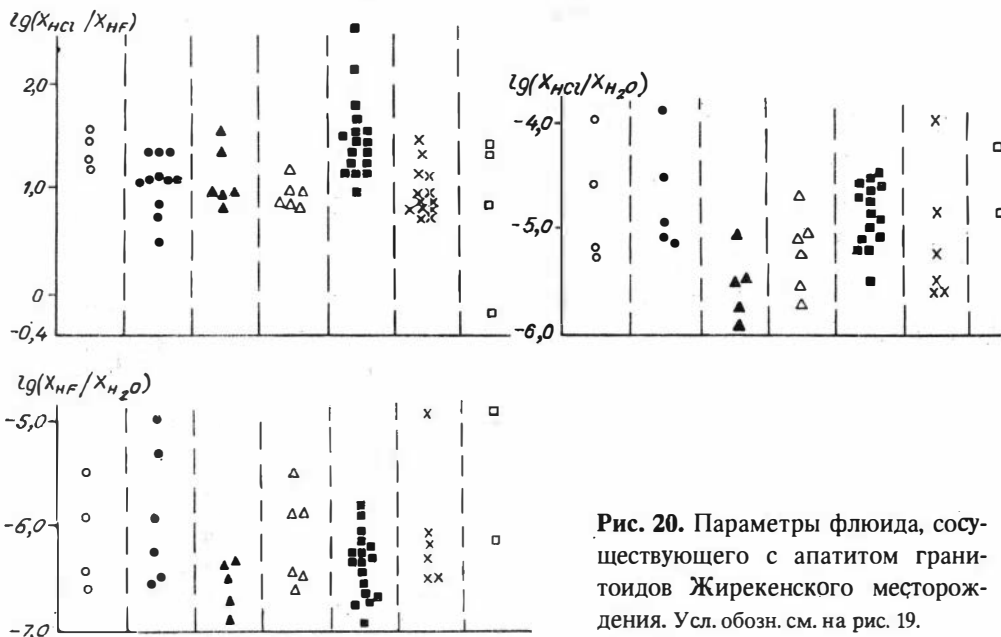


Рис. 20. Параметры флюида, сосуществующего с апатитом гранитоидов Жирекенского месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 19.

Значения $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}) = 0,79-1,41$, полученные для флюида, сосуществующего с апатитом эксплозивных брекчий, в участках проявления калишпатизации близки к таковым для амананских гранитов месторождения и мелкозернистых гранитов.

Для гидротермального апатита, находящегося в ассоциации с молибденитом, получены параметры $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, близкие к флюиду, сосуществующему с апатитом эксплозивных брекчий. Флюид, сосуществующий с апатитом (периферийная часть кристалла), сильно обеднен HCl. Для него зафиксированы самые низкие для месторождения значения $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}) = -0,21$. Поздние гидротермальные растворы имели существенно фтористый профиль.

Параметры $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, полученные по апатитам, очевидно, менее

достоверно отражают флюидный режим для данного месторождения, чем параметры $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. Это связано с тем, что апатит здесь сильно обогащен фтором, вследствие чего в нем понижено количество воды, а иногда (по расчетным данным) она практически отсутствует. При небольших содержаниях воды в апатите (менее 0,1 %) расчетные параметры $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ резко возрастают. Поэтому, вероятно, апатиты с повышенным содержанием фтора (более 3,5-3,6 %) и пониженным количеством воды (менее 0,1 %) использовать для расчета $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ не следует. По ним можно определять лишь $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. На данном месторождении, видимо, непригодны для таких расчетов апатиты амананских гранитов, эксплозивных брекчий и гидротермальный апатит.

По апатитам из гранитоидов рудоносного комплекса получены следующие параметры флюидов. Максимально обогащены HF флюиды, сосуществующие с апатитом из мелкозернистых гранитов II (см. рис. 20): $\lg(X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}})$ от -6,60 до -5,47. Наибольшие концентрации HCl получены для флюида гранит-порфиоров: $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}})$ от -5,55 до -4,4. При предположении, что мольная доля воды во флюиде была близка к 1, мольная доля HCl составляла 10^{-4} - 10^6 , мольная доля HF - 10^{-5} - 10^{-7} .

Выводы. Данные о режиме HCl и HF при формировании Жирекенского месторождения, полученные на основе анализа анионного состава акцессорного апатита, в целом подтверждают результаты, полученные по биотитам.

Расчетные данные по соотношению HCl и HF во флюиде, сосуществующем с апатитом из гранитоидов амананского комплекса и рудоносного жирекенского комплекса, близки к параметрам, полученным по биотитам. Повышенной ролью HCl характеризовался флюид, сосуществующий с апатитом пород рудоносного комплекса. Максимальные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ зафиксированы для флюида, сосуществующего с апатитом гранит-порфиоров.

Зональное распределение фтора и хлора в кристаллах апатита свидетельствует об обогащении ранних флюидов HCl. Поздние порции расплава и отделявшегося от него флюида были относительно обогащены HF.

Растворы имели преимущественно хлоридный профиль: мольная доля HCl в них составляла 10^{-4} - 10^{-6} , мольная доля HF была близка к 10^{-5} - 10^{-7} .

Рудоносный флюид на поздних стадиях был значительно обогащен HF.

Апатиты из гранитоидов за пределами месторождения и апатиты из аналогичных пород на его площади различаются по анионному составу. В последних возрастают концентрации фтора и снижается роль хлора. Это может объясняться влиянием объемной калишпатизации, характеризующейся повышенной активностью фтора в метасоматизирующих растворах и приводящей к перекристаллизации акцессорного апатита изменяющихся пород.

4.1. Геологические особенности месторождения

Шахтаминское молибденовое месторождение находится в северном обрамлении Восточно-Забайкальского прогиба, в тектонической зоне широтного простираия, контролирующей массивы мезозойских (J_2 - J_3) гранитоидов, а также прорывающие их штоки и дайки позднеюрского возраста [34]. Большая часть района месторождения сложена гранитоидами средне-верхнеюрского шахтаминского и палеозойского аленуевского комплексов.

К шахтаминскому комплексу относятся трещинные плутоны умеренно кислого состава, развитые преимущественно в зоне мезозойской складчатости. В.В. Сидоренко [45] относит многочисленные дайки и небольшие штокообразные тела различного состава к заключительной стадии формирования шахтаминского комплекса. Н.И. Тихомиров и др. [23] выделяют их в самостоятельный нерчинско-заводской комплекс. Имеются и другие взгляды на выделение в районе магматических комплексов. В.И. Сотников [34] относит малые тела порфировых пород, которые развиты в Шахтаминском рудном районе и с которыми ассоциирует молибденовое оруденение, к рудоносному порфировому комплексу.

Интрузивы шахтаминского комплекса имеют размеры от нескольких до 300 км². Расположение их контролируется разрывными нарушениями и ослабленными зонами различного простираия, образовавшимися после главной фазы юрской складчатости. Нередко к этим же структурам приурочены и верхнеюрские малые интрузивы [23].

Вмещающими породами для месторождения являются гранитоиды крупного Шахтаминского массива. В пределах массива и вмещающих его пород широко распространены дайки и штоки порфировых пород, которые расположены в полосе субширотного простираия, проходящей через центральную часть района (рис. 21).

Для Шахтаминского массива характерно неоднородное строение. Он сложен в основном гранодиоритами и гранитами, граносиенитами, в меньшей степени диоритами, диорито-сиенитами, монцодиоритами, габбро. Гранодиориты, граносиениты и граниты связаны между собой постепенными переходами. Породы более основного состава составляют приблизительно 5 % общей площади массива. Они приурочены преимущественно к краевым (северо-западной и северной) частям массива, располагаясь в виде серии мелких тел площадью 0,5-0,6 км². Граниты, гранодиориты и граносиениты в большинстве случаев имеют с диоритами и монцодиоритами резкие, иногда явно рвущие контакты. В диоритах нередко встречаются инъекционные прожилки гранитов. Изредка наблюдаются постепенные переходы диоритов в другие породы массива. Лейкократовые граниты составляют интрузивное тело площадью в 4,5 км² на юге района. Менее крупные тела лейкогранитов встречаются в небольшом количестве также преимущественно в южной части массива. Они имеют явно секущие интрузивные контакты.

Биотит-рогообманковые граниты, гранодиориты и граносиениты обладают средне- и неравномернозернистым, нередко порфировидным строением. Главными

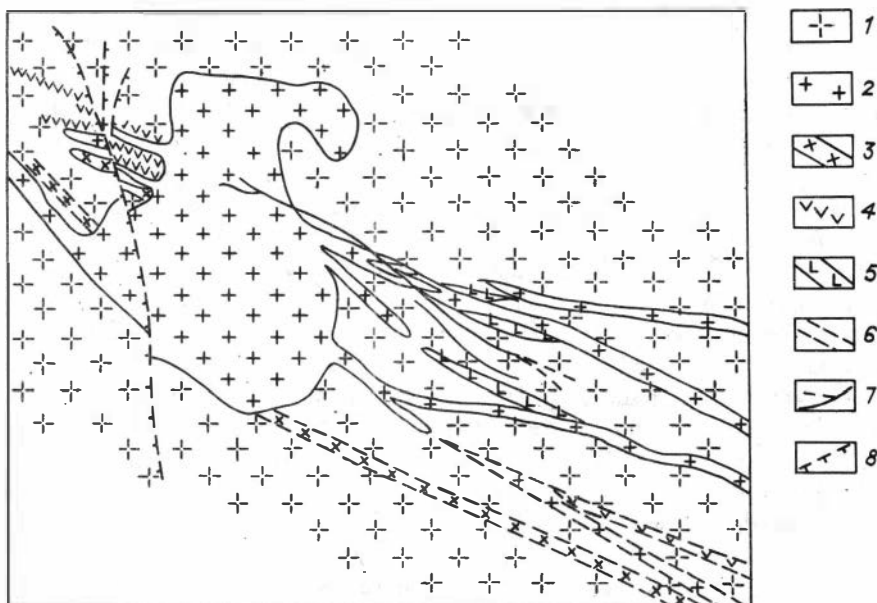


Рис. 21. Геологическое строение штока гранит-порфиров (Шахтаминское месторождение):

1 - гранитоиды Шахтаминского плутона (J_2); 2-6 - субвулканический комплекс (J_3): 2 - гранит-порфиры, 3 - гранодиорит-порфиры, 4 - диоритовые порфиры, 5 - лампрофиры, 6 - дайки сложного строения; 7 - рудные жилы; 8 - разрывные нарушения.

минералами пород являются [45] (%): плагиоклаз - 25-53, калиевый полевой шпат - 19-35, кварц - 15-29, биотит - 5-9, амфибол - 4-13, акцессорные (апатит, сфен, циркон, магнетит и изредка ортит и ильменит) - 0,4-1,7.

Диориты, диорито-сиениты и монцодиориты связаны взаимопереводами и имеют неравномернозернистое, иногда порфировидное строение. Состоят из плагиоклаза (42-63 %), калиевого полевого шпата (5-27 %), кварца (2-18 %), моноклинного и ромбического пироксенов (5-25 %), амфибола и биотита (6-17 %), акцессорных апатита, сфена, реже циркона - (1-3 %).

Лейкократовые граниты - неравномернозернистые породы, часто порфировидные. Главными минералами их являются калиевый полевой шпат (43-46 %), кварц (30-36 %), плагиоклаз (18-20 %) и биотит (2-3,5 %), иногда совместно с амфиболом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом, встречается ортит, турмалин.

Породы рудоносного порфирового комплекса главным образом биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, часто связаны взаимными переходами. Подчиненное значение имеют кварцевые порфиры, лампрофиры, диоритовые порфиры, монцодиоритовые порфиры. Большая часть даек имеет однородное строение, но некоторые сложены несколькими

разновидностями пород и имеют зональное строение. В таких сложных дайках наблюдаются породы от лампрофиоров в зальбандах через промежуточные разности пород к гранит-порфирам в центре [46]. В одних случаях переходы постепенные, в других - резкие. При резких переходах в породах более кислого состава наблюдаются зоны закалки, что указывает на последовательность формирования: от основных пород к кислым. В кислых разностях иногда встречаются в разной степени преобразованные ксенолиты более основных пород. Штоки и дайки порфировых пород образуют пояс шириной 5-7 км, пересекающий Шахтаминский массив в субширотном направлении и далеко продолжающийся в окружающие породы.

По внешнему облику гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры сходны между собой. Порфировые выделения представлены кристаллами калиевого полевого шпата длиной до 1-1,5 см и зернами плагиоклаза размером до 3-5 см, чешуйками биотита, игольчатыми кристаллами амфибола и округлыми оплавленными выделениями дымчатого кварца размером 3-4 мм. Количество вкрапленников в среднем составляет 25-30 % объема породы. Породы состоят из калиевого полевого шпата (20-48 %), кварца (19-25 %), плагиоклаза (17-36 %), биотита (4-10 %), амфибола (3-13 %), акцессорных минералов (0,3-2 %).

Кварцевые порфиры представляют собой породы с плотной роговиковоподобной основной массой и небольшим количеством мелких (1-2 мм) вкрапленников кварца округлой формы. Сложены калиевым полевым шпатом (63 %), кварцем (31 %), биотитом (5 %), плагиоклазом (1 %). Встречаются они в основном за пределами площади месторождения.

Дайки среднего состава по распространенности несколько уступают гранит-порфирам и гранодиорит-порфирам. Для лампрофиоров в большей степени, чем для пород кислого состава, характерна неровная, извилистая, жилообразная форма залегания.

Диоритовые порфириты - породы с микрокристаллической основной массой и мелкими порфировыми выделениями плагиоклаза, роговой обманки, биотита. Вкрапленники составляют 15-17 %. Порода состоит из плагиоклаза (63 %), амфибола (24 %), биотита (8 %), кварца (3 %), акцессорных минералов (2 %).

Лампрофиры - мелкозернистые, часто порфировидные породы. От диоритовых порфиритов отличаются отсутствием вкрапленников полевого шпата. Петрографически лампрофиры относятся к керсантит-спессартитовому ряду. Больше всего распространены породы, содержащие амфибол и биотит приблизительно в равных количествах. Довольно часто встречается спессартитовый тип лампрофиоров (с незначительным количеством биотита). Чистые керсантиты имеют подчиненное значение. Спессартиты состоят из плагиоклаза (40 %), амфибола (52 %), биотита (8 %); керсантиты - из плагиоклаза (52 %), амфибола (6 %), биотита (42 %).

На месторождении развиты взрывные брекчии [34, 57]. Обломки представлены породами Шахтаминского массива - гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, непосредственно вмещающими брекчиевое тело. Встречаются обломки гранодиорит-порфиоров и диоритовых порфиритов субвулканического порфирового комплекса.

Молибденовое оруденение широко развито на всей площади месторождения. Наиболее мощные кварц-молибденитовые жилы и рудоносные зоны приурочены к

центральной и южной частям месторождения и контролируются тектонической зоной [38]. Рудные тела залегают в шахтаминских гранитоидах, пространственно тяготея к участкам максимальной концентрации разрывных нарушений и даек порфировых пород.

Процессы постмагматического преобразования гранитоидов, предшествующего оруденению, довольно широко проявились в Шахтаминском рудном поле. Участки калишпатизированных и слабо альбитизированных шахтаминских гранитоидов тяготеют к площади месторождения, а также располагаются и в ближайших его флангах на продолжении жил [38], а с развитым окварцеванием примыкают в основном к северной и южной границам месторождения. Серичитизация пород отмечена во многих участках; ее усиление наблюдается в ближних к рудным телам зонах. Хлоритизация отмечается в периферийных участках месторождения. Последовательность метасоматических процессов следующая: ранняя калишпатизация, последующие окварцевание и серичитизация, а в ряде случаев - аргиллизация; развитие по периферии хлоритизации.

В пределах месторождения выявлено два этапа минерализации [48], связанных с различными магматическими комплексами. С шахтаминским комплексом связано проявление турмалиновых и кварцево-хлоритовых жил. Они образовались до внедрения даек и штоков субвулканического порфирового комплекса. С этим этапом связаны небольшие проявления молибденита, не имеющие промышленного значения. Основное промышленное оруденение проявилось после внедрения многочисленных даек и штоков. Второй этап минерализации начался с формирования кварц-калишпатовых образований, содержащих шеелит. Основная молибденовая минерализация начинается с проявления 1 и 2-й кварцево-молибденитовых стадий. Прожилки и жилы, сложенные минералами этих двух стадий, пересекаются пиритовыми прожилками. На все указанные образования накладываются кварц-карбонат-полиметаллические (сфалерит, блеклая руда, галенит) жилы и поздние карбонатные и халцедоновые прожилки.

По данным А.В. Пизнюра [40] минералы кварц-турмалиновой стадии образовались из газообразных, а затем гидротермальных растворов при температуре 380-245 °С и давлении 970-950 атм, а кварц-молибденитовых стадий при 405-340 °С и давлении 1125-1100 атм. Минералы кварц-пиритовой стадии сформировались при понижении температуры растворов от 280-250 до 155-145 °С. Полиметаллическая стадия представлена минералами, образовавшимися в пределах 200-100 °С. Поздние карбонатные и халцедоновидные прожилки формировались при 125-85 °С и давлении 150-120 атм. Температуры при формировании взрывчатых брекчий составляли от 650 до 550-500 °С, давление - 2000-2500 атм [34].

4.2. Фтор и хлор в апатитах пород

По взаимоотношению с породообразующими минералами, типу и температурам гомогенизации флюидных включений аксессуарные апатиты гранитоидов можно отнести в основном к позднемагматическим образованиям. В апатитах из дайко- и штокообразных тел порфировых пород рудоносного комплекса,

развитых непосредственно на площади месторождения, включения, как правило, редки. Большинство из них гомогенизируется в жидкость при 330-400 °С [58]. Реже отмечаются существенно газовые включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу при температуре 440-520 °С. Обычно они приурочены к центральным частям зерен апатита и к периферии часто сменяются включениями, гомогенизирующимися в жидкость при более низких температурах. Существенно газовые включения, характерные, например, для апатита центральной части дайки кварцевых порфиров, гомогенизируются в газ при 500-600 °С. В периферийной части отдельных зерен этого апатита встречаются включения угловатой формы, гомогенизирующиеся в жидкость при 280-330 °С.

В экзоконтактной зоне "сложной" дайки во вмещающих шахтаминских гранитоидах в значительном количестве появляется новообразованный апатит, связанный со становлением порфировых пород дайки. Он обычно перенасыщен включениями, гомогенизирующимися в жидкую фазу при 370-450 °С, иногда в газ - при 450-500 °С.

Апатит взрывчатых брекчий содержит многочисленные существенно газовые включения, гомогенизирующиеся в газ при 440-600 °С. Апатит серицитизированных и аргиллизированных пород также характеризуется высокой насыщенностью газожидкими включениями, обычно гомогенизирующимися в жидкость при 300-450 °С.

Апатит вмещающих шахтаминских гранитоидов содержит одиночные газожидкие включения с преобладанием жидкой фазы и температурами гомогенизации 260-440 °С. В центральной части отдельных кристаллов встречаются включения с гомогенизацией при 600 °С в газ.

Все апатиты месторождения - существенно фтористые с постоянным присутствием хлора. Содержание фтора составляет 1,70-3,50 %, хлора - 0,04-1,62 %. Максимальные концентрации хлора зафиксированы в апатитах взрывчатых брекчий (штокообразное тело), минимальные - в околожильных аргиллизированных породах (табл. 19). Повышенные содержания хлора по сравнению с вмещающими шахтаминскими гранитоидами отмечаются в апатитах пород рудоносного порфирового комплекса. В новообразованном апатите шахтаминских гранитоидов, связанном с влиянием порфировых пород, количество хлора возрастает по сравнению с аксессуарным апатитом самих гранитоидов.

Расчет параметров флюида, сосуществующего с апатитом, был проведен для температур, полученных гомогенизацией газожидких включений [58], и давления 1 кбар. В табл. 19 приведены значения параметров для различных пород месторождения. Результаты расчета $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ нанесены на рис. 22-24.

По рассматриваемым параметрам порфировые образования рудоносного комплекса могут быть разделены на две группы. С одной стороны, это дайки порфировых пород вне зависимости от их состава, для которых характерны относительно пониженные значения $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и более высокие $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. С другой - гранит-порфиры штокообразного тела, отличающиеся, наоборот, повышенными $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ при относительно пониженном $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$.

Породы даек наиболее близки между собой по отношению $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, но значительно различаются по $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$. По последнему параметру кварцевые

Таблица 19

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом (Шахтаминское месторождение)

Порода	Номер пробы	Состав апатита, %			Т, °С	$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HF}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	
		F	Cl	H ₂ O					
Шахтаминские гранитоиды, северо-восточный фланг месторождения	1	2.57	0.19	0.50	600	0.80	5.62	4.82	
					440	1.79	7.15	5.36	
					260	2.93	8.89	5.96	
	2*	3.16	0.48	0.13	600	1.10	4.93	3.83	
					440	2.10	6.47	4.37	
					260	3.20	8.19	4.97	
				520	1.79	6.58	4.79		
Сложная дайка	Лампрофир	3	2.11	0.50	0.64	400	2.55	7.74	5.19
						330	2.98	8.41	5.43
	Ксенолит лампрофира в гранитпорфире	4	2.54	0.45	0.44	520	1.67	6.33	4.66
						400	2.42	7.48	5.06
						330	2.86	7.67	5.29
	Диоритовый порфирит	5	2.45	0.36	0.51	520	1.60	6.42	4.82
						400	2.34	7.58	5.24
						330	2.77	8.24	5.47
	Гранит-порфир	6	2.30	0.40	0.57	520	1.67	6.50	4.83
						400	2.41	7.65	5.24
						330	2.86	8.32	5.47
	Одноактные дайки	Диоритовый порфирит	7	2.17	0.34	0.65	520	1.62	6.58
400							2.36	7.73	5.37
330							2.80	8.40	5.60
Гранодиорит-порфир		8	1.75	0.29	0.87	520	1.64	6.79	5.15
						400	2.38	7.94	5.56
						330	2.82	8.61	5.79
Кварцевый порфир		9	2.41	0.47	0.50	600	1.21	5.65	4.44
						280	3.22	8.72	5.50
						520	1.22	5.68	4.46
Шток гранит-порфиров	10	3.32	0.21	0.13	400	1.96	6.84	4.87	
					330	2.40	7.50	5.10	
Шахтаминские гранитоиды, вмещающие "сложную" дайку (экзоконтактовая зона)	11*	1.58	0.46	0.90	500	2.02	7.06	5.04	
					460	2.26	7.44	5.18	
					370	2.83	8.31	5.48	
К жиле	Аргиллизированные шахтаминские гранитоиды, вмещающие кварц-молибденитовую жилу	12*	2.34	0.04	0.65	450	1.03	7.22	6.19
						300	1.97	8.66	6.69
	13*	3.00	0.07	0.32	450	1.22	6.80	5.58	
					300	2.16	8.24	6.08	
					450	0.93	6.17	5.24	
14*	3.50	0.04	0.09	300	1.87	7.61	5.74		
Эксплозивные брекчии	15*	1.70	1.02	0.70	600	1.70	5.95	4.25	
					440	2.70	7.49	4.79	

Примечание. Звездочкой отмечен новообразованный апатит.

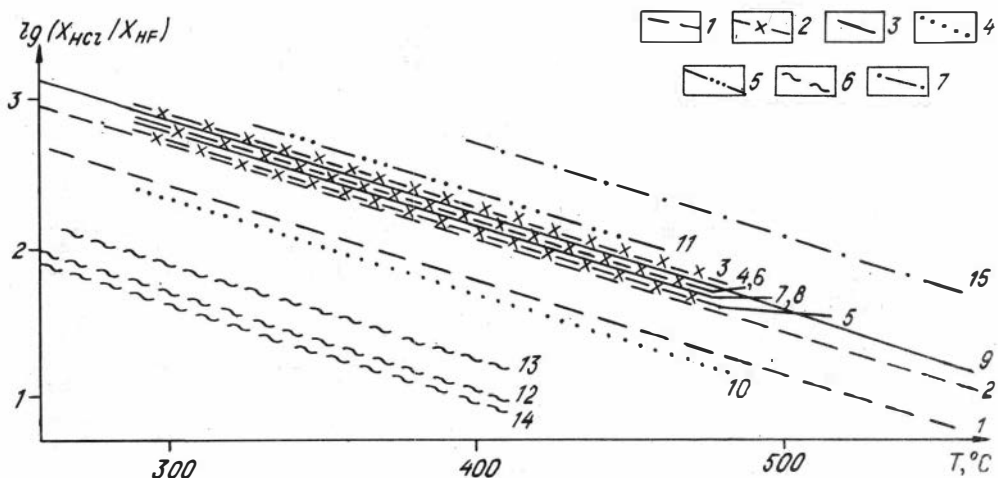


Рис. 22. X_{HCl}/X_{HF} флюида, сосуществующего с апатитом в эндогенных образованиях Шахтаминского месторождения:

1 - шахтаминские гранитоиды (северо-восточный фланг месторождения); 2 - породы "сложной" дайки; 3 - одноактные дайки; 4 - шток гранит-порфиоров; 5 - шахтаминские гранитоиды, вмещающие "сложную" дайку; 6 - аргиллизированные шахтаминские гранитоиды; 7 - взрывная брекчия. Цифры на рис. соответствуют номерам проб в табл. 19.

порфиры, расположенные за пределами площади месторождения, отклоняются к гранит-порфирам штока. В то же время для даек одноактного внедрения (диоритовые порфириты и особенно гранодиорит-порфиры), расположенных непосредственно на площади месторождения, отмечены заметно более низкие значения X_{HCl}/X_{H_2O} . Гранодиорит-порфировая дайка характеризуется также и наиболее низкой величиной X_{HF}/X_{H_2O} среди всех рассмотренных даек.

По параметру X_{HCl}/X_{H_2O} наиболее сближены порфировые образования "сложной" дайки. Для всех трех разновидностей слагающих ее пород (лампрофиры, диоритовые порфириты, гранит-порфиры) значения X_{HCl}/X_{H_2O} располагаются вблизи единой линии. Это, очевидно, обусловлено общностью долгоживущей магмоконтролирующей структуры, в которой из-за свободной миграции хлорсодержащих флюидов создавалась благоприятная обстановка для установления хлорного равновесия.

Близким с другими разновидностями пород "сложной" дайки X_{HCl}/X_{HF} характеризуется и преобразованный апатит из ксенолита лампрофиров в гранит-порфирах. Но в то же время для него отмечаются повышенные X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} , что, возможно, отражает влияние флюида на более ранней стадии становления гранит-порфиоров.

Значительные различия по X_{HCl}/X_{H_2O} , устанавливаемые для одноактных порфировых даек, не коррелируется с их составом и возрастом. Здесь, скорее всего, определяющим является геолого-структурная позиция дайковых тел, в частности степень открытости магмоконтролирующих структур. Этим, по-видимому, и объясня-

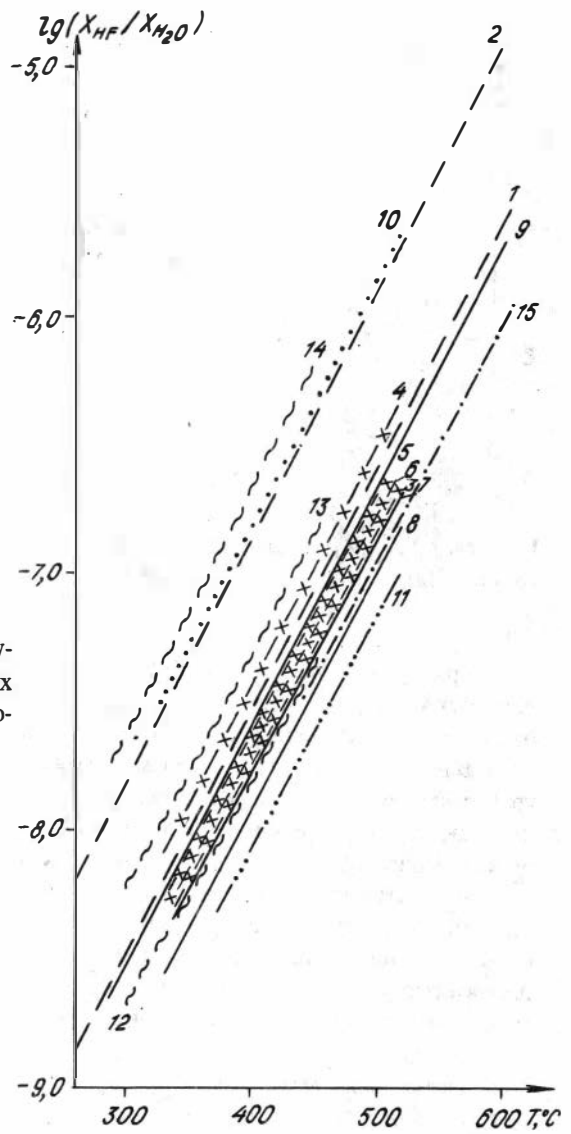


Рис. 23. X_{HF}/X_{H_2O} флюида, сосуществующего с апатитом в эндогенных образованиях Шахтаминского месторождения. Усл. обозн. см. на рис.22.

ются более низкие значения X_{HCl}/X_{H_2O} , характерные для порфировых даек, локализованных в центральной части месторождения в выдержанных хорошо проницаемых трещинных структурах, по сравнению с дайкой кварцевых порфиров, расположенной вдали от месторождения в менее тектонически проработанной обстановке.

Различия между дайками по X_{HF}/X_{H_2O} , как уже отмечалось, обычно незначительны. Возможно, это связано с меньшей миграционной способностью фтора в системе расплав-флюид.

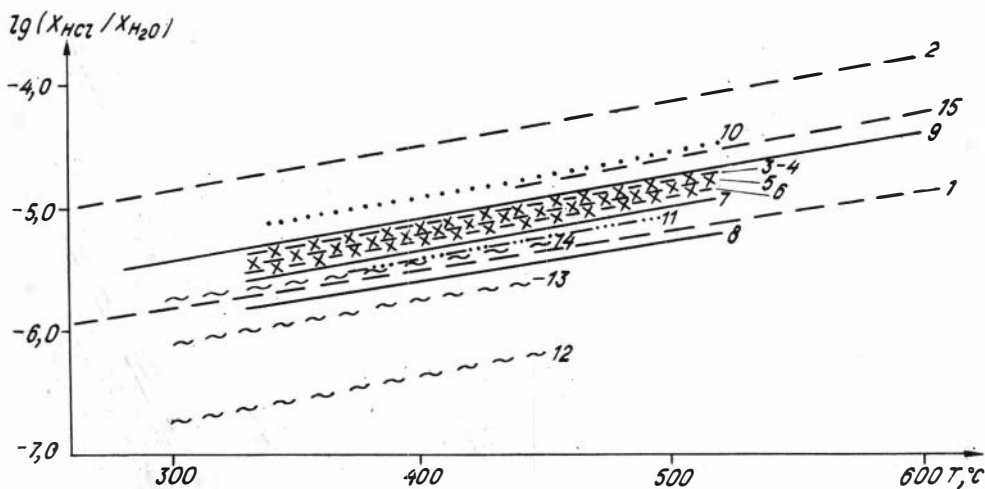


Рис. 24. X_{HCl}/X_{H_2O} флюида, сосуществующего с апатитом в эндогенных образованиях Шахтаминского месторождения. Усл. обозн. см. на рис.22.

Гранит-порфиры штокообразного тела резко обособляются от даек по всем параметрам. При более высоких X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} гранит-порфиры штока относительно даек характеризуются пониженной величиной X_{HCl}/X_{HF} .

Близким к гранит-порфирам штока отношением X_{HCl}/X_{HF} характеризуются гранитоиды основной фазы шахтаминского плутона. Но в отличие от первых для них отмечаются заметно пониженные X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} . Очевидно, это является определяющим фактором рудопродуктивности порфирового магматизма.

В шахтаминских гранитоидах на площади месторождения, в зоне широкого развития порфировых даек встречается новообразованный апатит, рассчитанный сосуществующий флюид для которого имеет повышенные X_{HF}/X_{H_2O} и X_{HCl}/X_{H_2O} . Характерно, что по отношению X_{HCl}/X_{HF} этот флюид практически идентичен флюидам, состав которых рассчитывался по апатитам порфировых пород даек.

Эксплозивные брекчии среди всех исследованных образований месторождения выделяются максимальным X_{HCl}/X_{HF} , повышенным X_{HCl}/X_{H_2O} , по которому они приближаются к гранит-порфирам штока, и значительно меньшей величиной X_{HF}/X_{H_2O} , сопоставимой с таковой для порфировых пород даек.

Для апатита, образовавшегося среди шахтаминских гранитоидов в экзоконтакте "сложной" дайки, также получены высокие значения X_{HCl}/X_{HF} во флюиде (хотя и ниже, чем для эксплозивных брекчий), но более низкие величины X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} .

Околожилные аргиллизированные породы в целом выделяются минимальными отношениями X_{HCl}/X_{HF} . Наиболее низкие значения этого параметра характерны для внутренней зоны метасоматитов, непосредственно вмещающей кварц-молибденитовую жилу. Если считать расплав, продуцирующий порфировые образования, рудогенерирующим источником, то можно отметить, что метасоматизирующий флюид относительно флюида, сосуществовавшего с

акцессорным апатитом порфириновых пород, характеризовался снижением активности— HCl .

В ы в о д ы. Полученные на основе анализа анионного состава акцессорного апатита данные о режиме HCl и HF в различных эндогенных процессах при формировании Шахтаминского месторождения в целом свидетельствуют о заметном хлористом профиле флюидов, но при значительном колебании $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, обусловленном пространственно-временной эволюцией рудно-магматической системы.

На позднемагматическом этапе при формировании интрузивов порфириновых пород рудоносного комплекса на уровне месторождения режим флюида во многом определялся характером маглокализующих структур. Более высокое $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ отмечается для позднемагматических флюидов порфириновых образований, слагающих дайковые тела (при возрастании этого отношения для ранних лампрофиров). Флюиды гранит-порфиров штокообразных тел характеризуются заметным увеличением $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и снижением $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$.

Метасоматизирующие растворы по сравнению со всеми рассмотренными позднемагматическими флюидами более фтористы. Сопоставление физико-химических параметров сосуществующих с апатитом флюидов для рассмотренных эндогенных образований с учетом возрастной последовательности их формирования свидетельствует об отсутствии прямой (генетической) связи рудообразующих растворов с конкретными магматитами, проявленными на современном эрозионном срезе месторождения. Более вероятно связь этих растворов с глубинными магматическими массами, продуцирующими также и порфириновые образования.

4.3. Фтор и хлор в биотитах пород

На Шахтаминском месторождении биотит присутствует во всех изученных образованиях. Он беспорядочно распределен по всей массе породы. В гранитоидах шахтаминского плутона минерал представлен крупными пластинками размером 2-4 мм, в породах рудоносного комплекса - мелкими чешуйками до 1 мм. Основная масса биотита сформировалась в магматическую стадию (после роговой обманки и полевых шпатов), часть подверглась гидротермальным преобразованиям в процессе калишпатизации и влияния рудоносных растворов. Состав такого биотита отражает степень изменения его гидротермальными растворами. В цементе эксплозивных брекчий широко развит новообразованный биотит.

Биотиты месторождения характеризуются относительно невысокими содержаниями фтора и хлора (табл. 20). Минимальные концентрации фтора (0,24 %) зафиксированы в биотитах из габбро-диоритов, максимальные (1,31 %) - в биотитах из гранитов, подвергшихся воздействию рудоносных растворов. Наибольшие содержания хлора (0,29 %) отмечаются в биотитах из диоритов, минимальные (0,09 %) - в биотитах из "жилных" эксплозивных брекчий с широким проявлением калишпатизации.

В биотитах из пород шахтаминского массива от ранних фаз к поздним возрастает количество фтора от 0,24 % (габбро-диориты) до 0,55-0,76 %

Т а б л и ц а 20

Состав биотитов из гранитоидов Шахтаминского месторождения

п/п	·Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Сумма
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

ШАХТАМИНСКИЙ ПЛУТОН

Габбро-диориты

1.	П-304	37.69	4.02	13.51	16.13	0.29	13.51	Не опр.	0.20	9.17	0.24	0.23	3.80	0.15	98.64
----	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	---------	------	------	------	------	------	------	-------

Диориты

2	П-303	37.11	3.67	13.23	17.43	0.25	13.43	Не опр.	0.20	9.19	0.47	0.29	3.65	0.26	98.66
---	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	---------	------	------	------	------	------	------	-------

Гранодиориты

3	П-299	37.40	4.63	12.94	15.64	0.19	14.44	Не опр.	0.18	9.39	0.76	0.26	3.58	0.38	99.03
---	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	---------	------	------	------	------	------	------	-------

4	П-244	37.71	3.33	12.91	16.32	0.19	13.79	Не опр.	0.19	9.56	0.55	0.22	3.63	0.28	98.12
---	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	---------	------	------	------	------	------	------	-------

Гранодиориты, вмещающие кварц-молибденитовую жилу

5	868	37.10	3.18	12.74	16.80	0.09	14.64	0.01	0.11	9.51	1.23	0.12	3.39	0.54	98.38
---	-----	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

6	869	37.45	3.51	12.35	16.62	0.09	14.38	0.00	0.06	9.46	1.31	0.14	3.34	0.58	98.13
---	-----	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Гранодиориты, вмещающие "сложную" дайку

7	881/15	37.63	4.27	12.92	17.61	0.09	13.33	0.01	0.14	9.47	0.55	0.23	3.68	0.28	99.65
---	--------	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС

"Сложная дайка"

Лампрофир

8	881/2	37.94	3.84	12.81	17.55	0.04	13.62	0.01	0.12	9.03	0.53	0.16	3.71	0.26	99.10
---	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Диоритовый порфирит

9	881/15	37.43	3.92	13.00	16.78	0.03	14.18	0.01	0.16	9.27	0.57	0.15	3.69	0.27	98.92
---	--------	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Гранит-порфир

10	881/8	37.04	3.76	13.66	17.45	0.07	14.28	0.02	0.11	8.93	0.57	0.14	3.69	0.27	99.45
----	-------	-------	------	-------	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Одноактные дайки															
Лампрофиры															
11	П-350	36.73	3.01	13.61	16.27	0.08	14.46	Не опр.	0.16	9.50	0.56	0.17	3.63	0.27	97.90
Монцодиорит-порфиры															
12	П-241	38.41	4.70	13.05	14.29	0.12	15.42	Не опр.	0.20	9.25	0.38	0.20	3.82	0.21	99.64
Гранодиорит-порфиры															
13	П-224	38.64	4.05	12.88	13.44	0.10	16.43	Не опр.	0.21	9.64	0.54	0.15	3.77	0.26	99.59
14	П-249	38.39	3.54	13.40	15.92	0.09	15.15	Не опр.	0.20	9.16	0.52	0.25	3.74	0.28	100.09
Гранит-порфиры (шток)															
15	П-331	37.73	3.27	13.18	14.03	0.10	16.08	Не опр.	0.14	9.62	0.90	0.20	3.54	0.42	98.36
Гранодиорит-порфиры															
16	П-234	37.15	3.58	12.61	14.51	0.14	15.25	Не опр.	0.21	9.51	0.75	0.17	3.54	0.35	98.06
Эксплозивные брекчии															
Цемент(жильная брекчия)															
17	Н-121 ^а	37.74	2.86	13.42	15.64	0.09	15.01	0.01	0.19	8.97	1.22	0.09	3.40	0.53	98.11
Обломки(жильная брекчия)															
18	Н-121 ^б	37.89	3.75	12.58	15.76	0.10	15.03	0.02	0.13	9.60	1.23	0.09	3.39	0.54	99.03
Цемент(штокообразная брекчия)															
19	Н-121 ^с	37.65	3.91	12.72	17.07	0.149	14.06	0.03	0.14	9.51	0.83	0.17	3.56	0.39	99.41
Обломки(штокообразная брекчия)															
20	Н-121 ^д	37.04	3.75	13.45	16.15	0.07	14.43	0.00	0.08	9.46	0.39	0.22	3.76	0.21	98.59

(гранодиориты). Закономерностей в изменении содержаний хлора не отмечено, в целом колебания их незначительны, но при этом F/Cl в биотитах возрастает от ранних фаз к поздним.

Гранодиориты, непосредственно вмещающие кварц-молибденитовую жилу, содержат биотит с повышенными концентрациями фтора и пониженными - хлора.

Биотиты из порфировых пород рудоносного комплекса по содержанию фтора и хлора в целом близки к биотитам из образований шахтаминского плутона. В биотитах из пород "сложной" дайки от ранних фаз к поздним также отмечается рост концентрации фтора и снижение хлора. Минимальные содержания фтора зафиксированы в биотите монцодиоритовых порфиров рудоносного комплекса (0,38 %), максимальные - в биотите из гранит-порфиров (0,90 %). По содержанию хлора в биотитах из одноактных даек четких различий при переходе от ранних фаз к поздним не прослеживается. Возможно, это связано с небольшими его концентрациями. В биотитах из штока гранодиорит-порфиров количество фтора возрастает по сравнению с биотитами из аналогичных по составу пород даек.

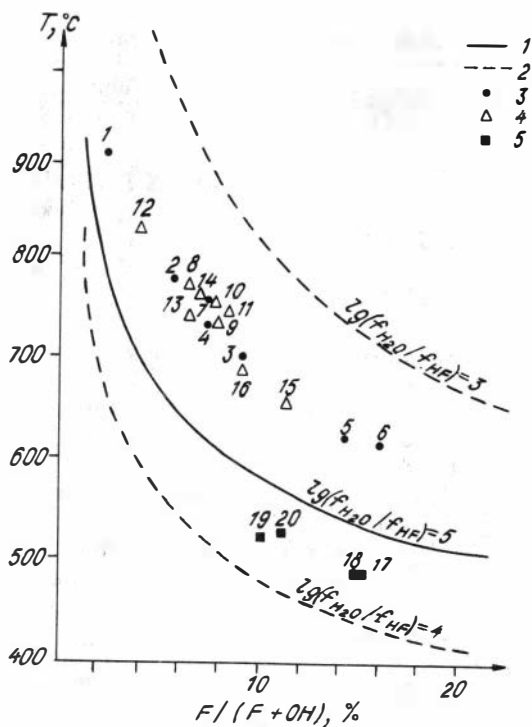
Заметно различаются по содержанию фтора и хлора биотиты из жильной и штокообразной взрывчатых брекчий. Первые характеризуются относительно более низкой (минимальной среди всех исследованных биотитов месторождения) концентрацией хлора и повышенным содержанием (1,22 %) фтора, что сближает их с биотитом из шахтаминских гранитоидов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу (см. табл. 20, обр. 868 и 869). Биотиты из штокообразной брекчий менее фтористые и с большим содержанием хлора. При этом наименьшие концентрации фтора характерны для биотита из обломков шахтаминских гранитоидов (в них же повышается количество хлора). Очевидно, в последнем случае отчетливо сказалось преобразование биотита гранитоидов (в обломках) под влиянием существенно хлористых эманаций при ранней дегазации расплава, формирующего порфировые образования в зоне брекчиевого тела. В жильной брекчии проявился преимущественно биотит, связанный с калиевым метасоматозом (формирование биотит-калишпатовых метасоматитов).

Так как данные по расплавленным включениям для Шахтаминского месторождения отсутствуют, расчет температур образования биотитов был проведен с учетом термобарогеохимических исследований аналогичных пород Жирекенского и Аксугского месторождений, а также информации, полученной с использованием диаграммы $\lg f_{O_2} - T$ (см. рис. 2), по которой можно оценить максимальные температуры формирования биотита определенной железистости. Температурные условия образования взрывчатых брекчий Шахтаминского месторождения оцениваются в 500-600 °С [34]. С учетом полученных ориентировочных данных и состава минерала на диаграмме $T - F/(F+OH)$ (рис. 25) было найдено положение точек биотитов, в наибольшей степени соответствующее имеющимся результатам.

В табл. 21 приведены рассчитанные параметры флюида, сосуществующего с биотитом из различных пород месторождения. Результаты расчета f_{HCl}/f_{HF} , f_{HCl}/f_{H_2O} , f_{HF}/f_{H_2O} показаны на рис. 26. Отмечается отчетливое снижение параметра f_{HCl}/f_{HF} для образований шахтаминского плутона: от ранних габбро-диоритов к поздним гранитоидам. Для гранодиоритов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу, получены еще более низкие значения f_{HCl}/f_{HF} , что отражает влияние на биотит рудоносных растворов с повышенной ролью HF.

Рис. 25. $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ и температуры кристаллизации биотита из гранитоидов Шахтаминского месторождения:

1, 2 - кривые устойчивости флогопита (1) и аннита-сидерофиллита (2); 3-5 - биотит из гранитоидов Шахтаминского плутона (3), рудоносного порфирового комплекса (4) и эксплозивных брекчий (5). Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 21.



В гранитоидах рудоносного комплекса также прослеживается тенденция снижения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ от ранних фаз к поздним, хотя здесь это проявляется менее четко, что, вероятно, связано с большей возможностью влияния рудно-метасоматических процессов на состав биотита. Эволюция отношения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ отмечается и в пределах фаз "сложной" дайки: последовательное уменьшение от ранних лампрофиров к поздним гранит-порфирам.

Гранодиорит-порфиры штока отличаются от гранодиорит-порфиров даек пониженными значениями $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, что согласуется с результатами, полученными на основе анализа составов апатитов.

Для шахтаминских гранитоидов и порфировых пород рудоносного комплекса выявляется также эволюция отношения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ от ранних фаз к поздним. Роль HCl уменьшается в последовательности развития интрузивных фаз. Различия по $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, как правило, менее четкие, особенно для рудоносного комплекса, что, как уже было указано выше при анализе составов апатитов, может быть связано с меньшей миграционной способностью фтора в системе расплав-флюид.

По эволюции $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ в процессе магматической дифференциации можно выделить два ритма, соответствующих двум изученным группам магматических пород: породам шахтаминского плутона и порфировым образованиям рудоносного комплекса. Монодиоритовые порфириты и гранит-порфиры характеризуются значительно повышенными величинами $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ по сравнению с заключительными фазами шахтаминского плутона, что является дополнительным подтверждением

Т а б л и ц а 21

Параметры флюида, сосуществующего с биотитом (Шахтаминское месторождение)

Номер		Состав биотита		f_{HCl}	f_{HCl}	f_{HF}	T, °C
п/п	образца	X_{Ph}	F/(F+OH),%	$-\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{f_{\text{HF}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	
ШАХТАМИНСКИЙ ПЛУТОН							
Габбро-диориты							
1	П-304	0.60	3	-0.004	4.35	4.35	910
Диориты							
2	П-303	0.58	6	0.47	3.76	4.23	775
Гранодиориты							
3	П-299	0.62	9	0.82	3.40	4.22	700
4	П-244	0.60	7	0.73	3.54	4.27	740
Гранодиориты, вмещающие кварц-молибденитовую жилу							
5	868	0.61	14	1.57	2.59	4.16	630
6	869	0.61	16	1.62	2.55	4.17	640
Гранодиориты, вмещающие "сложную" дайку							
7	881/15	0.57	7	0.73	3.49	4.22	750
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС							
"Сложная дайка"							
Лампрофир							
8	881/2	0.58	6	0.77	3.44	4.21	770
Диоритовый порфирит							
9	881/15	0.60	7	0.95	3.36	4.31	740
Гранит-порфир							
10	881/8	0.59	7	0.93	3.31	4.24	745
Одноактные дайки							
Лампрофиры							
11	П-350	0.61	7	0.84	3.43	4.27	735
Монцодиорит-порфиры							
12	П-241	0.66	4	0.31	4.06	4.27	820
Гранодиорит-порфиры							
13	П-244	0.69	6	0.74	3.66	4.40	740
14	П-249	0.63	6	0.53	3.77	4.30	760
Гранит-порфиры							
15	П-331	0.67	11	1.12	3.21	4.33	650
Гранодиорит-порфиры (шток)							
16	П-234	0.65	9	1.05	3.25	4.30	680
Эксплозивные брекчии							
Цемент (жильная брекчия)							
1	Н-121а	0.63	15	2.61	1.96	4.57	500
Обломки (жильная брекчия)							
18	Н-121б	0.63	15	2.61	1.95	4.56	500
Цемент (штокообразная брекчия)							
19	Н-121е	0.60	10	2.09	2.51	4.60	540
Обломки (штокообразная брекчия)							
20	Н-121д	0.61	9	1.90	3.02	4.92	550

П р и м е ч а н и е. X_{Ph} - мольная доля флогопита в биотите.

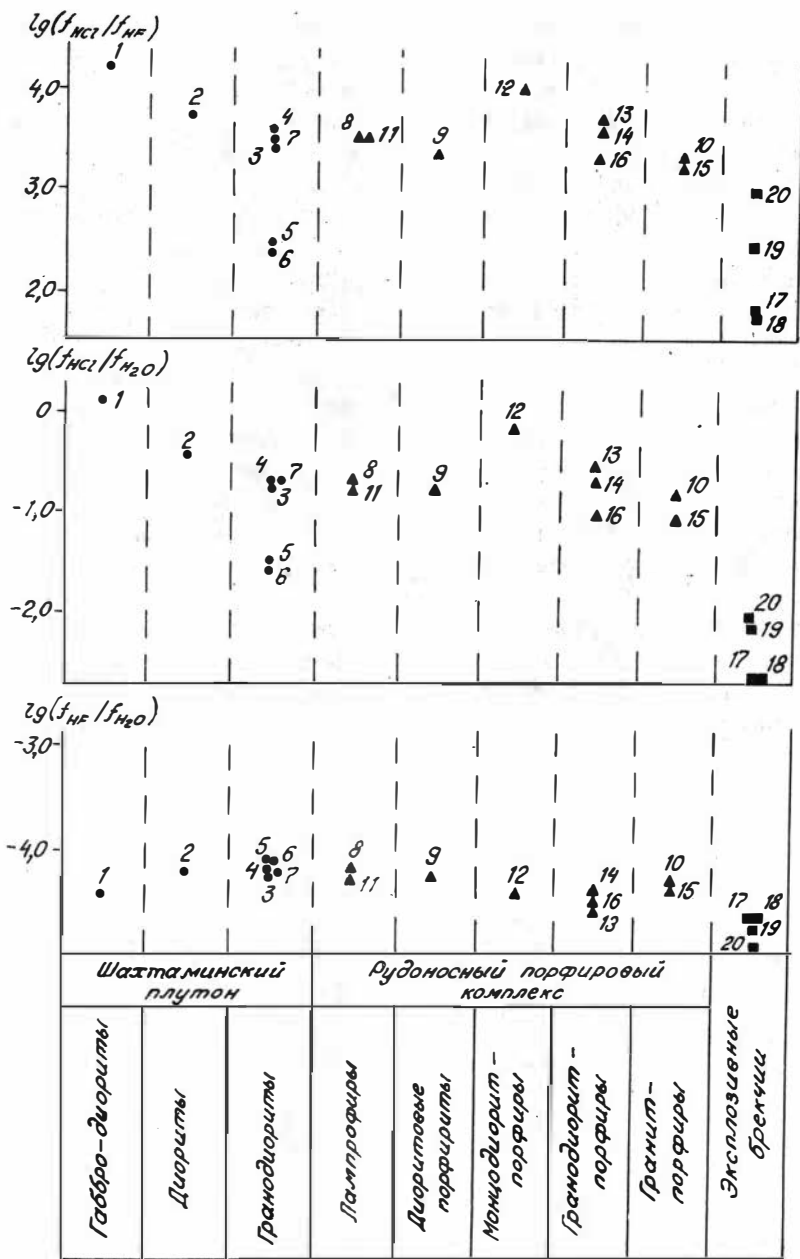


Рис. 26. Параметры флюида, сосуществующего с биотитом гранитоидов Шахтаминского месторождения. Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 21.

петрогенетической автономности порфировых интрузий. Отмечаются также несколько более высокие температуры формирования порфировых пород по сравнению с гранитоидами заключительной фазы шахтаминского плутона.

Флюид, сосуществующий с биотитом explosивных брекчий жильной морфологии, заметно выделяется пониженным $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$. По этому параметру он близок к флюиду, сосуществующему с преобразованным биотитом шахтаминских гранитоидов в экзоконтакте кварц-молибденитовой жилы. В определенной степени здесь мы имеем дальнейшее продолжение той тенденции в эволюции данного параметра, которая устанавливается при переходе от ранних фаз магматитов к поздним. Это вполне объяснимо, если учитывать влияние калиевого метасоматоза (особенно характерного для жильной брекчии), развивающегося в условиях повышенной активности фтора. Снижение $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и отчасти $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ можно также связывать с ростом роли H_2O в метасоматизирующих растворах.

Выводы. Полученные при исследовании биотитов данные по режиму HCl и HF в процессе формирования гранитоидов Шахтаминского месторождения подтверждают точку зрения о петрогенетической автономности порфировых интрузивов относительно вмещающих шахтаминских гранитоидов.

Устанавливается тенденция снижения роли хлора и возрастания фтора в магматогенном флюиде в процессе дифференциации магматического расплава. Фиксируются две самостоятельные линии эволюции режима флюидов, связанных с развитием магматитов шахтаминского плутона и рудоносного порфирового комплекса.

В рудоносных растворах роль фтора повышена относительно флюидов, сосуществующих с биотитами всех исследованных магматических пород, включая и наиболее поздние магматические образования рудоносного порфирового комплекса, проявленные на месторождении.

Глава 5. МОЛИБДЕНОВЫЕ РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

5.1. Геологические особенности рудопроявлений

Становая область мезозойской активизации представляет собой крупную субширотную линейную структуру шириной 150-300 км и протяженностью более 1500 км, простирающуюся вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы [21, 22, 37 и др.]. В развитии области выделяются два этапа тектоно-магматической активизации. На I этапе происходит формирование (на докембрийском основании) протяженной сводово-глыбовой структуры и становление многочисленных плитообразных трещинных гранитоидных плутонов (амананский, тындинско-бакаранский, удский комплексы). Этап II характеризуется дифференцированными блоковыми движениями, образованием локальных приразломных впадин, проявлением вулканизма, а также внедрением многочисленных трещинных интрузий и штоков гранитоидов, разнообразных по составу даек. С развитием мезозойского магматизма, главным образом с малыми интрузивными телами порфировых пород, здесь связаны перспективные штокверковые проявления молибдена. Наряду с проявлением молибден-порфирового оруденения довольно часто встречается молибденитовая минерализация (преимущественно рассеянного типа), обусловленная поздними фазами крупных гранитоидных интрузий, а также диафорированными докембрийскими породами.

В связи с развитием в регионе разнотипной молибденовой минерализации, имеющей резко различную экономическую значимость, исследование специфики физико-химических условий рудообразования приобретает особый интерес. В этом плане важными представляются данные по режиму летучих компонентов в развитии разновозрастного магматизма, характеризующегося разной рудной продуктивностью.

В районах рассматриваемых молибденовых рудопроявлений мезозойские магматические образования I этапа активизации относятся в основном к тындинско-бакаранскому комплексу (гранитоиды, развитые на западе в пределах Олекмо-Нюкжинской зоны, - к амананскому, который отличается от первого повышенной ролью сиенито-диоритов и сиенитов). В составе комплекса выделяются три фазы: I - диориты, габбро-диориты, габбро; II - гранодиориты, граниты, граносиениты; III - лейкократовые граниты.

Диориты I фазы обычно мезо - меланократовые, мелко - среднезернистые, часто резко такситовые породы [28]. В их составе (%): плагиоклаз (48-64), калишпат (4-12), кварц (1-12), диопсид (до 6), роговая обманка (2-33), биотит (1-23), акцессорные минералы (1,5-3,5) - сфен, магнетит, циркон, апатит, ильменит, редко ортит. Сиениты и лейкократовые сиенито-диориты петрографически довольно однообразны (%): плагиоклаз (42-54), калиевый полевой шпат (25-48), кварц (1-10), роговая обманка (3-18), пироксен (около 1), биотит (0,5-6), акцессорные (1,5-5) - магнетит, сфен, циркон, апатит, ильменит, ортит, гранат.

Породы II фазы преимущественно порфировидные. Для гранитов и граносиенитов характерны незначительные колебания в составе основных

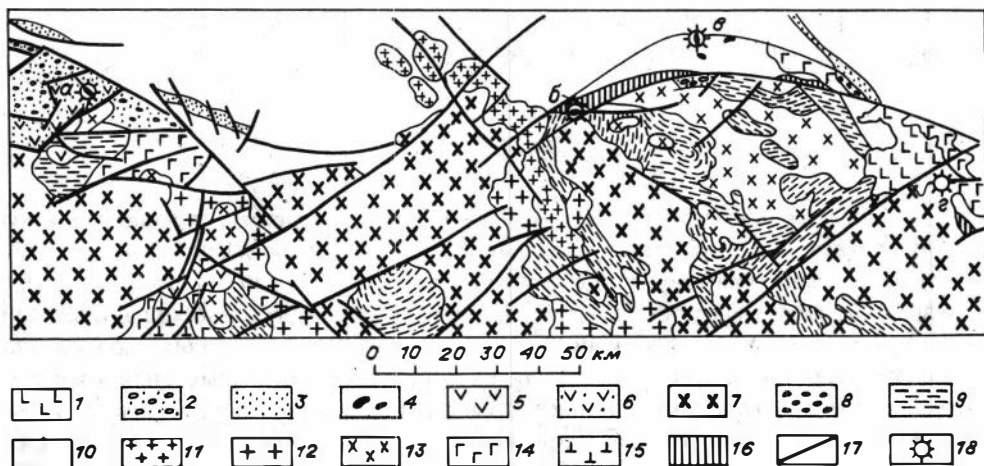


Рис. 27. Схема размещения молибденовых рудопроявлений района Станового хребта [53]:

1 - базальты ($N_2 - Q_1$); 2, 3 - осадочные отложения (2 - K_1 , 3 - J); 4 - штоки порфировых пород (K_1); 5 - андезиты (K_1); 6 - вулканогенно-осадочные отложения (K_1); 7 - гранодиориты, граниты батолитоподобных интрузий ($J_3 - K_1$); 8 - отложения шовных прогибов (PR_1); 9 - метаморфические образования станового комплекса (AR_2); 10 - метаморфические образования алданского комплекса (AR_1); 11 - граниты "мугиктинские" (PR_1); 12 - граниты позднестанового комплекса (PR_1); 13 - гранодиориты токсско-алгоминского комплекса (PR_1); 14 - габброиды (PR_1); 15 - пироксениты, троктолиты, габбро (PR_1); 16 - зоны интенсивного рассланцевания и диафореза; 17 - разрывные нарушения; 18 - рудопроявления молибдена (а - Джелиндакан, б - Бадис, в - Дывок, г - Оконой).

породообразующих минералов. Состав их в среднем (%): плагиоклаз (33,9; для граносиенитов - 39,4), калишпат (35,0; 43,3), кварц (25,1; 9,4), биотит (4,5; 2,4), роговая обманка (0,7; 3,1), акцессорные (0,8; 2,4) - циркон, апатит, магнетит, сфен, ильменит, ортит. В гранодиоритах содержание темноцветных минералов достигает 8-18 %; преобладает роговая обманка, изредка отмечается диопсид.

Лейкократовые граниты III (дополнительной) фазы, образующие небольшие (0,5-15 км²) тела, встречаются вблизи крупных массивов или в их пределах. Контакты с вмещающими породами, как правило, резкие без экзо- и эндоконтактовых изменений. Среди гранитоидов II иногда встречаются тела лейкогранитов с постепенными переходами. Состав лейкогранитов (%): плагиоклаз (25-38), калишпат (33-46), кварц (22-36), биотит (1-2,5), акцессорные минералы (0,3-1,8) - циркон, апатит, сфен, ортит, пирит, молибденит. Лейкократовые граниты сопровождаются жилами аплитов и фельзитов; прорываются многочисленными дайками гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и реже спессартитов.

Важную роль в строении рассматриваемого региона играют разрывные нарушения. Наиболее четко выражены субширотные разломы, значительная часть которых входит в зоны Станового и Тукурингского швов. Помимо субширотных разломов здесь фиксируются диагональные расколы, представляющие собой зоны

повышенной магматической проницаемости. Большой частью они "залечены" древними габброидами, мезозойскими гранитоидами, часто трассируются дайками. Разнообразные и разновозрастные полезные ископаемые обычно концентрируются в местах сочленения субширотных и диагональных зон разрывных нарушений.

Режим летучих изучался на молибденовых рудопоявлениях Джелиндакан, Бадис, Оконон, Дывок, Выходное и Ледяное, локализуемых в субширотной зоне разрывных нарушений, входящих в систему Станового глубинного разлома (рис. 27, 30).

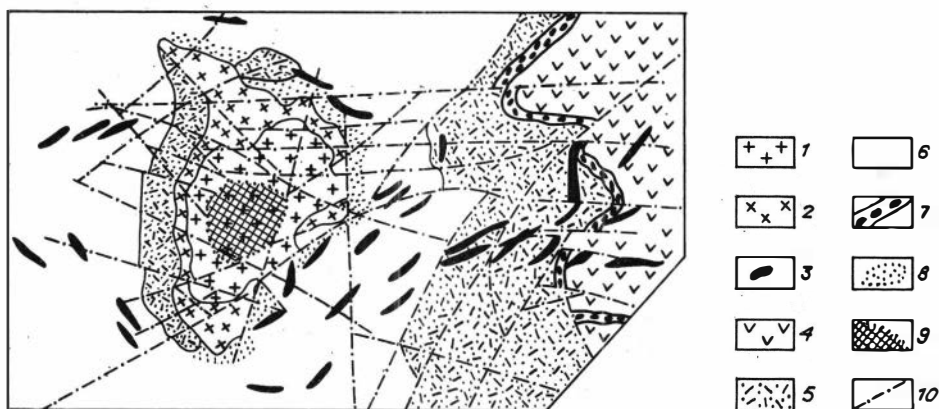


Рис. 28. Геологическая схема рудопоявления Джелиндакан [53]:

1 - адамеллиты, гранит-порфиры; 2 - кварцевые монцодиориты, гранодиориты; 3 - дайки андезитовых порфиритов; 4 - туфы и лавы андезитовых порфиритов с линзами конгломератов; 5 - туфогенные песчаники с линзами и прослоями туфов и лав андезитовых порфиритов; 6 - песчаники и алевролиты; 7 - конгломераты; 8 - ороговикованные породы; 9 - гидротермально измененные и минерализованные гранитоиды; 10 - тектонические нарушения.

Рудопоявление Джелиндакан расположено в центральной части меловой Сутамской депрессии [53] и приурочено к раннемеловому субвулканическому штоку (1,2 x 2 км) сложного строения (рис. 28). Центральная часть штока представлена порфировидными биотит-роговообманковыми адамеллитами, переходящими в эндоконтактовой зоне в гранодиориты и кварцевые монцодиориты. Вмещающими породами служат песчаники и алевролиты ундытканской свиты нижнего мела, сменяющиеся вулканогенно-осадочными отложениями джелиндаканской свиты - туфогенными песчаниками с линзами и прослоями туфов и лав андезитовых порфиритов. Нижнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные толщи прорваны дайками андезитов и андезитовых порфиритов. Рудоносны гранитоиды центральной части штока, наиболее интенсивно подробленные, гидротермально измененные (кварц-слюдистое изменение, слабая калишпатизация, и аргиллизация) и насыщенные тонкими кварц-сульфидными прожилками.

Рудопроявление Бадис [25, 27, 53] залегает в западной части Алгоминской субширотной тектонической зоны (рис. 29) и приурочено к штоку раннемеловых гранодиорит-порфиров (1,2 x 2,5 км), положение которого контролируется пересечением субширотной системы нарушений Станового глубинного разлома разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. Шток прорывает гранитизированные метаморфические породы архейского возраста, представленные амфиболовыми кристаллическими сланцами, диафторитами и милонитами биотит-амфиболового состава. Гранодиорит-порфиры штока и вмещающие породы секутся дайками гранодиорит-порфиров.

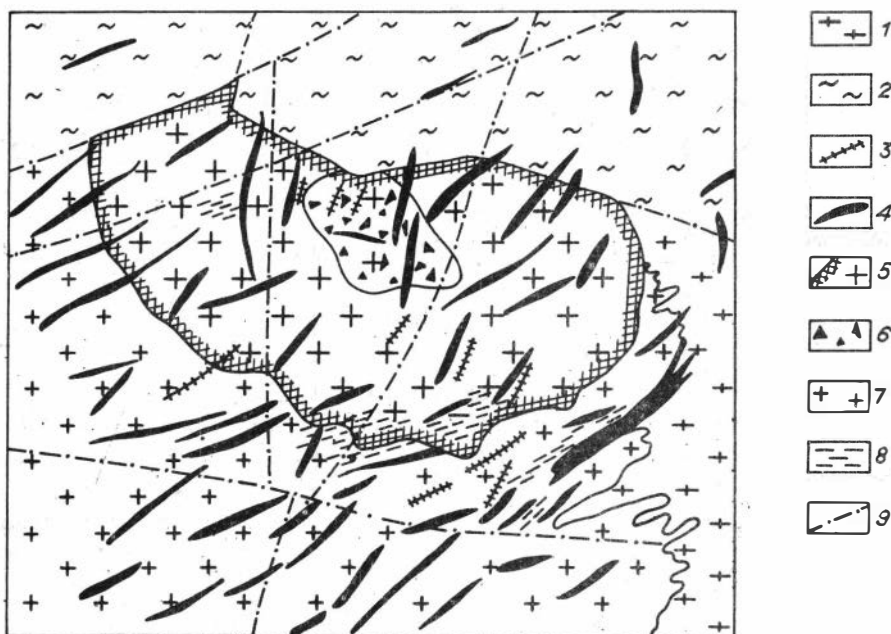


Рис. 29. Геологическая схема рудопроявления Бадис [25]:

1 - кристаллические сланцы станового комплекса; 2 - диафториты; 3 - дайки диоритовых порфиров; 4 - дайки гранодиорит-порфиров; 5 - шток гранодиорит-порфиров; 6 - взрывная брекчия; 7 - раннепротерозойские гранито-гнейсы и граниты; 8 - прожилково-жильная зона; 9 - тектонические нарушения.

Сложная сеть разрывных нарушений, образовавшаяся до интрузии порфировых пород, была еще более осложнена тектоническими подвижками и явлениями взрывного характера, с которыми связано образование на рудопоявлении трубообразного тела брекчий. Брекчия представлена обломками кварца, порфировых пород, реже кристаллических сланцев и гранитов. Цементом служит мелкодробленый материал того же состава, а также гранодиорит-порфиры.

Рудопроявление Дывок [53] локализуется также в Алгоминской тектонической зоне. Пространственно оно приурочено к раннемеловому штоку гранит-порфиров, прорывающему архейские метаморфические породы. В экзоконтакте штока широко развиты кварц-калишпатовые метасоматиты; породы его в значительной мере серицитизированы.

Рудопроявление Оконой [53] находится в Тыркандинской тектонической зоне северо-западного простирания среди мелкозернистых порфировидных гранитов.

На изученных рудопроявлениях штокообразные тела и дайки порфировых пород пространственно обособлены от более ранних по возрасту гранитоидных плутонов. Последние широко развиты в районе и обычно сложены биотит-роговообманковыми среднезернистыми, иногда порфировидными гранодиоритами (основная фаза) и биотитовыми и биотит-роговообманковыми мелкозернистыми гранитами дополнительной фазы.

Рудопроявление Выходное [26, 28] расположено в узле пересечения разломов двух систем: северо-восточной, контролирующей региональный пояс даек, и юго-восточной, относящейся к системе нарушений Станового глубинного разлома. Рудная минерализация приурочена к ориентированному в северо-восточном направлении штоку гранит-порфиров (800 x 600 м), прорывающему мезозойские гранитоиды крупного массива, а также раннепротерозойские гнейсовидные граниты.

Рудопроявление Ледяное [26, 28] представляет собой в разной степени гидротермально измененные (пиритизированные, серицитизированные) гранит-порфиры штока, расположенного в 3,5 км к юго-западу от Выходного, в пределах того же северо-восточного пояса даек. Среди измененных пород встречаются редкие кварцевые жилы и прожилки с молибденитом и пиритом, а также кварц-карбонатные зоны с полиметаллической минерализацией. Шток гранит-порфиров прорывает мезозойские диориты - гранодиориты. Размеры относительно монолитной части штока - 170 x 200 м, а его апофизы протягиваются на 200-250 м. Породы штока секутся многочисленными дайками гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов.

Основными объектами исследования были рудопроявления Бадис и Выходное.

Гранодиорит-порфиры Бадисского штока - четко порфировые мезократовые породы [25]. Вкрапленники составляют около 60 % объема породы и представлены (%): плагиоклазом (30-40), кварцем (8-20), биотитом (5-10), роговой обманкой (1-5), калишпатов (1-5). Акцессорные минералы - апатит, сфен, циркон, ортит, редко гранат. В эндоконтактной части штока гранодиорит-порфиры катаклазированы, рассланцованы и имеют гнейсовую текстуру. Гранодиорит-порфиры даек - четко порфировые породы, в которых вкрапленники составляют 50 %: плагиоклаз (22 %), кварц (12 %), биотит (7 %), роговая обманка (3,5 %), калишпат (5,5 %). Диоритовые порфириты даек - меланократовые, четко порфировые породы. Вкрапленники составляют 26 %: плагиоклаз (11,6 %), роговая обманка (11,3 %), биотит (0,7 %), кварц (2,4 %).

Наиболее ранний процесс метасоматического изменения пород на рудопроявлении Бадис - биотитизация. Новообразованный биотит наблюдается в виде мелких чешуек, замещающих с краев вкрапленники биотита I. Калишпатизация тесно связана с биотитизацией и выражается в замещении вкрапленников

плаггиоклаза калишпатом. В пределах рудного поля широко проявлено окварцевание. На отдельных участках породы превращаются в "кварциты" (количество кварца более 50-70 %). Биотит-ортоклаз-кварцевые изменения захватывают практически весь шток гранодиорит-порфира, распространяясь и в его экзоконтакты. В центральной части штока, особенно в поле развития брекчий, на биотит-ортоклаз-кварцевые метасоматиты накладывается аргиллизация.

Прожилково-вкрапленная редкая минерализация сформировалась в несколько стадий. С биотит-ортоклаз-кварцевым метасоматозом связаны кварц-магнетитовая и кварц-молибденитовая ассоциации. Кварц-пиритовая стадия широко развита в зоне брекчий и сопровождается серицитизацией вмещающих пород. В зоне развития аргиллизитов в пределах тела брекчий проявлена полиметаллическая стадия. Минеральные ассоциации поздней рудной стадии (барит-карбонат-кварцевой с блеклыми рудами, халькопиритом и пиритом) отмечаются в поле развития брекчий.

По данным гомогенизации включений максимальные температуры (до 700°C) зафиксированы для существенно газовых включений во вкрапленниках гранит-порфира Бадисского штока. Преобладают включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу при 580-640 °C. В отдельных зернах кварца встречаются включения с гомогенизацией в жидкость при 500-520°C. Формирование рассматриваемых вкрапленников кварца, очевидно, связано с проявлением позднемагматических процессов и в какой-то степени синхронно с развитием метасоматических выделений калишпата. Для брекчий характерны высокотемпературные существенно газовые включения, гомогенизирующиеся в газ при 390-620°C. Здесь также отмечаются включения с гомогенизацией в жидкость или газ при 220-280°C. Включения из кварц-молибденитовых жил и прожилков характеризуются повышенной ролью газовой фазы. Преобладают включения, гомогенизирующиеся при 320-370°C.

Гранит-порфиры штока Выходного рудопроявления [28] - четко порфировые породы с соотношением размерности основной массы и вкрапленников 1:10 - 1:25. Вкрапленники (30-60 % объема породы) представлены (%): плаггиоклазом (20-40), калишпатом (5-30), кварцем (2,5-10,5), биотитом (1,7-5,7), роговой обманкой (0,2-5,5). Акцессорные минералы - магнетит, апатит, сфен, циркон. Основная масса существенно кварц-полевошпатовая (%): кварц (30-44), калишпат (40-50), олигоклаз N 22-25 (10-20). Часто отмечается зеленовато-бурый биотит II, образующий агрегаты мелких (около 0,1 мм) разноориентированных чешуек, замещающих вкрапленники биотита I и развивающихся по основной массе породы.

Гранит-порфиры штока повсеместно в разной степени гидротермально изменены, в том числе окварцованы с образованием кварц-молибденитового штокверка. Наиболее ранними, вероятно, позднепостмагматическими процессами метасоматического изменения пород являются калишпатизация и биотитизация объемного типа. Широко проявлены кварц-серицитовые метасоматиты, развивающиеся по гранит-порфировым штокам, а также по зонам повышенной трещиноватости во вмещающих породах. Рудные образования представлены ранними относительно редкими магнетитами, кварц-магнетитовыми и кварц-магнетит-биотитовыми прожилками, а также более поздними довольно многочисленными разноориентированными кварц-молибденитовыми (с пиритом и халькопиритом) и кварц-пиритовыми прожилками в зонах серицитизированных и окварцованных пород.

Существенно газовые включения в кварц-кальциевых прожилках обычно — гомогенизируются в газовую фазу при 380-450 °С; газовой-жидкие включения в кварц-молибденитовых прожилках — от 300 (320) до 360 (400)°С, а в поздних кварц-пиритовых — в интервале 180-270 °С.

Абсолютный возраст (К-Аг-метод) гранит-порфиров штока 105±5 млн лет, а лейкогранитов III (дополнительной) фазы плутонов 122-125 млн лет.

5.2. Фтор и хлор в биотитах пород

Наиболее представительные данные по содержанию фтора и хлора в биотитах из метаморфических и магматических пород получены для западной части Станового хребта, где расположены молибденовые рудопроявления — Выходное и Ледяное [28] (рис. 30).

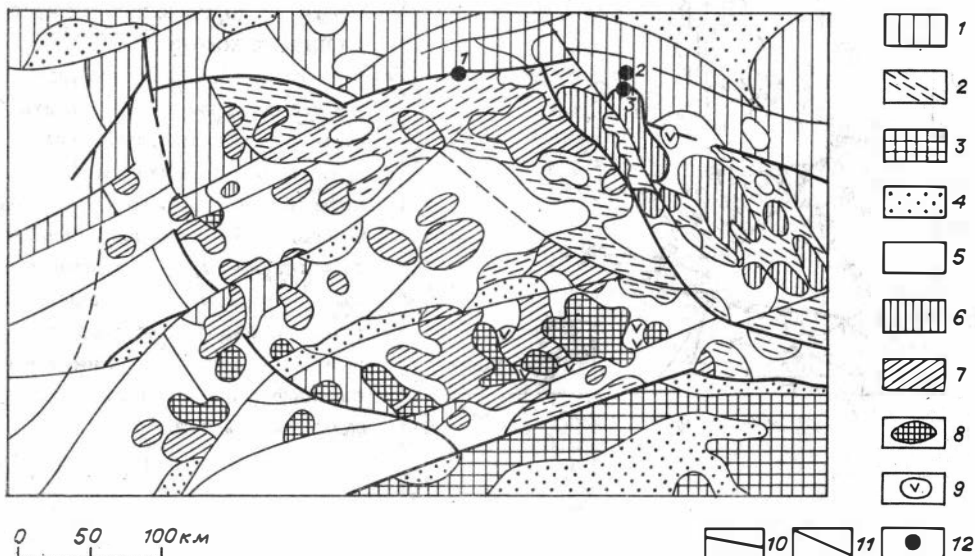


Рис. 30. Схема строения западной части Становой области [23, 28]:

1, 2 - кристаллические комплексы архея: 1 - Алданского щита (AR₁), 2 - Становой области (AR₂); 3 - Монголо-Охотская складчатая область; 4 - наложенные прогибы (MZ - KZ); 5 - докембрийские гранитоиды; 6-9 - мезозойские интрузивные образования: 6,7 - I этапа активизации (6 - тындинско-бакаранский и удский комплексы, 7 - амананский комплекс), 8, 9 - II этапа активизации (8 - интрузивные, 9 - вулканические); 10 - разломы - границы зон Становой области активизации; 11 - прочие разломы; 12- рудопроявления молибдена (1 - Охок, 2 - Выходное, 3 - Ледяное).

Широко развитые в регионе гнейсовидные архейские и раннепротерозойские образования, вмещающие мезозойские массивы, в целом отличаются относительно

пониженными содержаниями фтора и хлора в биотитах (рис. 31). При этом значимых различий в содержании и характере распределения указанных элементов в биотитах гнейсовидных пород, вмещающих западную часть Чильчинского массива (амананский комплекс) и массивы восточной части района, относящиеся к тындинско-бакаранскому комплексу, не устанавливается. Колебания в содержании фтора и хлора в биотитах (и особенно F/Cl) определеннее связываются со степенью метаморфических преобразований пород. От относительно слабо метаморфизованных кристаллических сланцев к биотитовым гнейсам, их гранитизированным разностям и гнейсовидным гранитам наблюдается (табл. 22) отчетливое возрастание содержания фтора при снижении хлора, что обуславливает заметное увеличение отношения F к Cl.

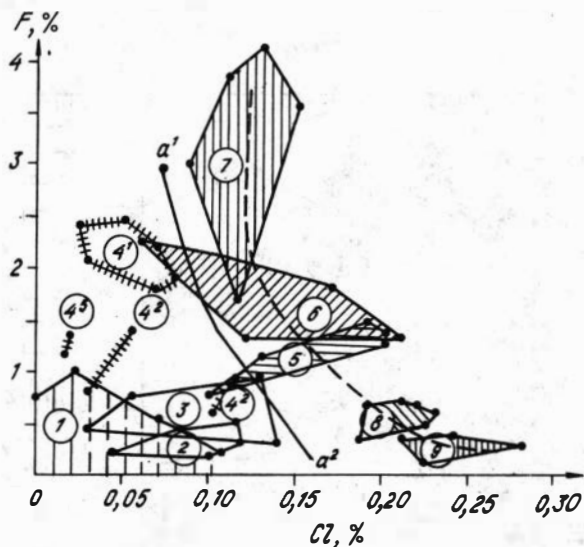


Рис. 31. Диаграмма F-Cl для биотитов пород западной части Станового хребта;

1 - гнейсовидные нижнепротерозойские образования; 2 - диориты I фазы; 3 - гранитоиды II фазы; 4 - мелкозернистые лейкократовые граниты III фазы (цифры - номера участков); 5-9 - шток Выходной: 5 - гранит-порфиры, 6 - осветленные гранит-порфиры, 7 - кварц-биотитовые прожилки в экзоконтакте штока, 8 - биотитизированные гранит-порфиры, 9 - диориты I фазы в экзоконтакте штока.

Т а б л и ц а 22

Содержание фтора и хлора в биотите из раннепротерозойских образований Становика

N п/п	Вмещающая порода	F	Cl	F/Cl
1	Кристаллический сланец	0,15	0,37	0,4
2	Биотитовый гнейс, слабо гранитизированный	0,23	0,11	2,1
3	Биотит-амфиболовый гнейс, сильно гранитизированный	0,55	0,07	7,8
4	Гнейсовидный лейкократовый гранит	0,53	-	-

Биотиты фанеритовых мезозойских магматических образований занимают на диаграмме F-Si область, приближенную к оси F (см. рис. 31). При этом отчетливо устанавливается возрастание содержания фтора в биотитах при переходе от диоритов I фазы к гранитоидам II фазы и особенно к мелкозернистым лейкократовым гранитам III фазы. Эта особенность характерна для пород всех рассматриваемых участков (табл. 23), но особенно четко по имеющимся анализам она зафиксирована для участка 1, где среднее содержание фтора в биотитах указанных выше пород составляет соответственно 0,42-0,69-2,12 %. Хлор в биотитах всех этих пород находится на близких уровнях (его содержание несколько выше в диоритовых породах I фазы). В связи с этим особенно заметно увеличение в данном направлении отношения F к Si (3,6-14,0-53,9).

По высокой концентрации фтора в биотите мелкозернистые лейкократовые порфиридные граниты III фазы участка 1 заметно выделяются среди других образований данной фазы. Эти граниты в левобережье Олекмы слагают крупное тело в центральной части Чильчинского массива. Характерно, что именно к этим лейкократовым гранитам и встречающимся в них аплитовым жилам приурочено большинство мелких точек рассеянной молибденовой минерализации (вкрапленность молибденита и редкие кварц-молибденитовые прожилки), а также рудопроявление Дурынга.

Для лейкократовых гранитов других участков, особенно когда они тесно связаны с гранитоидами II (основной) фазы, имея иногда с ними постепенные переходы, такого резкого возрастания содержания фтора в биотитах обычно не фиксируется.

От этих магматических образований по относительно повышенным содержаниям хлора в биотитах довольно отчетливо обособляются гранит-порфиры штока Выходного (табл. 24), занимающие на диаграмме узкое поле, вытянутое под острым углом к оси Si (см. рис. 31). Только частично это поле перекрывается полем гранодиоритов II фазы участка 3 и с некоторыми пробами биотитов из лейкократовых гранитов III фазы участка 2.

В целом гранит-порфиры Выходного, их преобразованные разновидности, а также связанные с ними образования и претерпевшие контактовый метаморфизм вмещающие породы по распределению фтора и хлора в биотитах обособляются в виде цепочки полей, располагающихся на диаграмме F-Si правее линии $a^1 - a^2$ в области относительного повышения концентраций хлора. При этом по распределению фтора и хлора в биотитах гранит-порфиров намечаются две линии эволюции активности рассматриваемых летучих компонентов. С одной стороны, это "фторная" линия, проходящая через поле осветленных гранит-порфиров (с сохранившимся перекристаллизованным биотитом) и поле кварц-биотит-полевошпатовых прожилков, развитых среди древних гнейсовидных пород в экзоконтакте штока Выходного. С другой - "хлорная" линия, построенная с учетом поля биотитизированных гранит-порфиров Выходного и их эндоконтактовых разновидностей, а также поля вмещающих диоритов I фазы тындинско-бакаранского комплекса, испытавших контактивное воздействие гранит-порфиров. Обе эти линии с удалением от поля гранит-порфиров идут параллельно осям диаграммы, свидетельствуя о резком возрастании содержания фтора в биотитах кварц-биотит-полевошпатовых прожилков и хлора в биотитах диоритовых пород, наиболее приближенных к контакту штока (см. табл. 24).

Таблица 23

Содержание фтора и хлора в биотитах пород западной части Становика, %

N п/п	Вмещающая порода	F	Cl	F/Cl
1	2	3	4	5
Участок 1				
1	Диорит, сиенито-диорит (I фаза)	0.44	0.08	5.5
2	То же	0.29	0.12	2.4
3	"-	0.51	0.11	4.7
4	"-	0.44	0.22	2.0
	Среднее:	0.42	0.13	3.2
5	Гранодиорит, граносиенит (основная фаза)	0.71	0.05	14.2
6	То же	0.68	0.05	13.6
	Среднее:	0.69	0.05	14.0
7	Гранит мелкозернистый, лейкократовый, порфиroidный (дополнительная фаза)	2.42	0.02	121.0
8	То же	2.08	0.03	69.3
9	"-	1.92	0.08	24.0
10	"-	2.05	0.06	34.1
11	"-	2.47	0.05	49.4
12	Фельзит (жильный)	1.79	0.07	25.6
	Среднее:	2.12	0.05	42.4
13	Гранит с кварц-молибденитовыми прожилками	2.45	0.07	35.0
14	То же	2.70	0.04	67.5
	Среднее:	2.57	0.05	51.4
15	Гранит-порфир с кварц-гематитовыми прожилками	1.03	0.29	3.5
Участок 2				
16	Сиенит (I фаза)	0.55	0.12	4.6
17	То же	0.19	0.10	1.9
18	"-	0.20	0.04	5.0
19	"-	0.24	0.08	3.0
	Среднее:	0.29	0.08	3.6
20	Гранодиорит (основная фаза)	0.62	0.12	5.2
21	То же	0.57	0.06	9.5
	Среднее:	0.59	0.09	6.5
22	Гранит мелкозернистый (дополнительная фаза)	0.62	0.10	6.2
23	То же	0.96	0.11	8.7
24	"-	1.00	0.12	8.3
25	"-	0.83	0.03	27.6
26	"-	1.40	0.06	23.3

1	2	3	4	5
	Среднее:	0.96	0.08	12.0
		Участок 3		
27	Гранодиорит (основная фаза)	0.97	0.13	7.4
28	То же	0.78	0.05	15.6
	Среднее:	0.87	0.09	9.7
		Участок 4		
29	Диорит	0.45	0.12	3.7
30	То же	0.39	0.17	2.3
	Среднее:	0.42	0.14	3.0
		Участок 5		
31	Гранодиорит (основная фаза)	0.46	0.03	15.3
32	То же	0.35	0.14	2.5
33	"-	0.50	0.11	4.5
34	"-	0.48	0.11	4.4
	Среднее:	0.45	0.10	4.5
35	Гранит мелкозернистый (дополнительная фаза)	1.38	0.02	69.0
36	То же	1.18	0.02	59.0
	Среднее:	1.28	0.02	64.0

Примечание. Участки: 1 и 2 - западная часть Чильчинского массива (бассейн р. Олекмы); 3 - среднее течение р. Ньюжа; 4 - северо-восточная часть Чильчинского массива; 5 - юго-восточная часть района (типичные гранитоиды Становика).

Резкое увеличение концентрации хлора в перекристаллизованном биотите диоритов I фазы экзоконтактной зоны штока Выходного обусловлено дегазацией гранит-порфировой интрузии в процессе ее становления. С близкими процессами связано, очевидно, и повышенное содержание хлора в биотите из биотитизированных гранит-порфиров. В последнем случае сказывается, по-видимому, влияние более глубоких горизонтов, о чем свидетельствует также довольно высокое содержание хлора в биотите из аплитового прожилка, пересекающего гранит-порфиры. По содержанию хлора и F/Cl биотиты из биотитизированных гранит-порфиров и аплитов близки. Характерно, что эти биотиты обычно также отличаются повышением доли железа относительно магния. Высокая активность хлора в процессе становления гранит-порфирового штока Выходного хорошо увязывается с его рудоносностью.

Возрастание активности фтора в процессе формирования медно-молибденовых месторождений связано обычно с периодом проявления позднемагматической и раннепостмагматической калишпатизации. На рудопоявлении Выходном это выражается в обогащении фтором биотита кварц-биотит-полевошпатовых прожилков, обильно развитых среди гнейсовидных древних пород в экзоконтактной зоне гранит-порфирового штока. На этих биотитах зафиксированы максимальные (до 4,13 %) для

Т а б л и ц а 24

Содержание фтора и хлора в биотитах из пород района рудопроявления
Выходного, %

N п/п	Вмещающая порода	F	Cl	F/Cl
1.	2	3	4	5
1	Гранит-порфир (шток)	1.01	0.14	7.2
2	То же	1.16.	0.13	8.9
3	"-	1.07	0.13	8.2
4	"-	1.25	0.20	6.2
5	"-	1.47	0.19	7.7
6	"-	0.77	0.10	7.7
7	"-	1.37	0.20	6.8
8	"-	1.09	0.18	6.0
	Среднее...	1.15	0.16	7.3
9	Гранит-порфир (шток) с наложенной биотитизацией	0.71	0.21	3.4
10	То же	0.68	0.22	3.1
11	"-	0.59	0.23	2.5
12	"-	0.68	0.19	3.6
13	"-	0.33	0.18	1.8
14	"-	0.50	0.22	2.3
	Среднее...	0.58	0.21	2.8
15	Гранит-порфир (шток), гидротермально измененный с сульфидной минерализацией	1.31	0.13	10.0
16	То же	1.59	0.12	13.2
17	"-	2.10	0.11	19.1
18	"-	1.74	0.15	11.6
19	"-	1.99	0.10	19.9
20	"-	2.28	0.06	38.0
21	"-	1.52	0.12	12.6
22	"-	1.81	0.17	10.6
23	"-	1.33	0.12	11.0
24	"-	1.32	0.13	10.1
	Среднее ...	1.69	0.12	15.6
25	Аплит (прожилки в гранит-порфировом штоке)	0.45	0.23	2.0
26	Диорит (экзоконтант штока гранит-порфиров)	0.12	0.22	0.05
27	То же	0.13	0.22	0.06
28	Диорит (в 1,5 км от контакта штока гранит-порфиров)	0.34	0.28	1.2
29	То же	0.38	0.24	1.6

1	2	3	4	5
30	Диорит (в 2 км от контакта штока гранит-порфиров)	0.35	0.21	1.6
31	То же	0.24	0.07	3.4
32	"-	0.21	0.07	3.0
33	Кварц-биотитовые прожилки в протерозойских гранито-гнейсах (экзоконтакт штока гранит-порфиров)	3.87	0.11	35.2
34	То же	3.49	0.11	31.7
35	"-	3.56	0.15	23.7
36	"-	3.27	0.13	25.1
37	"-	4.13	0.13	31.7
38	"-	1.71	0.11	15.5
39	"-	3.02	0.09	33.5
	Среднее (по кварц-биотитовым прожилкам)	3.30	0.12	27.5

района концентрации фтора. Относительное увеличение его содержаний (иногда довольно значительное - до 2,28 %) фиксируется в перекристаллизованном биотите, сохранившемся в осветленных (серицитизированных, окварцованных) гранит-порфирах. Характерно, что при значительных различиях в содержаниях фтора биотиты кварц-биотит-полевошпатовых прожилков и осветленных гранит-порфиров имеют в среднем одинаковую концентрацию хлора (0,12 %), а также общую тенденцию увеличения доли магния относительно железа. Последнее особенно отчетливо проявлено для перекристаллизованного биотита измененных гранит-порфиров, обладающего также высокой дисперсией железо-магниевого отношения (это типичная особенность проявления неравновесности условий минералообразования в областях развития метасоматических процессов, особенно на ранних стадиях).

"Фторная" линия, построенная для биотитов эндогенных образований, связанных со становлением штока Выходного, в определенной степени имеет аналогии в эволюции фтора при развитии фанерозойского мезозойского магматизма. Особенно это касается биотитов кварц-биотит-полевошпатовых прожилков и лейкократовых гранитов III фазы 1 участка. Но в целом "фторная" линия на диаграмме F-Cl располагается значительно правее, в области относительно повышенных концентраций хлора, т.е. она имеет существенную "хлорную специализацию"

Выявленные закономерности распределения фтора и хлора в биотитах мезозойских пород в процессе магматической дифференциации и формирования магматитов различных этапов активизации подтверждаются и по другим F-Cl-содержащим минералам (табл. 25). Однако в случае сфена, преимущественно

Таблица 25

Содержание фтора и хлора (%) в минералах интрузивных пород западной части Становика

N п/п	Роговая обманка			Биотит			Сфен			Апатит		
	F	Cl	F/Cl	F	Cl	F/Cl	F	Cl	F/Cl	F	Cl	F/Cl
Чильчинский массив												
Диориты (I фаза)												
1	0.27	0.17	1.6	0.34	0.28	1.2	-	-	-	2.28	1.06	2.2
Гранодиориты (II фаза)												
2	0.50	0.10	5.0	0.62	0.12	5.1	0.65	0.03	21.7	3.16	0.17	18.6
Мелкозернистый гранит (III фаза)												
3	0.30	0.06	5.0	0.96	0.11	8.4	0.56	0.05	11.2	2.90	0.05	58.0
4	0.44	0.08	5.5	0.62	0.10	6.2	0.51	0.06	8.5	2.89	0.06	48.2
Ларбинский массив												
Гранодиорит (II фаза)												
5	0.28	0.09	3.1	0.21	0.16	1.2	0.24	0.06	4.0 ⁽¹⁾	2.25	0.29	7.8
							0.39	0.02	19.5 ⁽²⁾			
6	-	-	-	0.74	0.07	4.2	0.42	0.02	21.0	2.78	0.23	12.1
Мелкозернистый гранит (III фаза)												
7	0.24	0.05	4.8	1.18	0.02	55.4	0.27	0.03	9.0 ⁽¹⁾	4.00	0.02	200.0
							0.75	0.02	37.5 ⁽²⁾			
Шток рудопроявления Выходного												
Гранит-порфир												
8	0.55	0.06	9.2	0.77	0.19	7.7	0.34	0.02	17.0	2.48	0.21	11.8
9	0.69	0.11	6.3	1.01	0.14	7.2	0.33	0.06	5.5	3.90	0.26	15.0
10	0.40	0.05	8.0	1.25	0.20	6.2	0.36	0.05	7.2	3.00	0.27	11.1
Мелкозернистый гранит (эндоконтакт штока)												
11	0.67	0.09	7.4	-	-	-	0.40	0.03	13.3 ⁽¹⁾	2.29	0.20	11.4
							0.45	0.01	45.0 ⁽²⁾			
Биотитизированный гранит-порфир												
12	0.58	0.20	2.9	0.33	0.18	1.7	0.36	0.03	12.0	2.71	0.59	4.6
13	0.49	0.09	5.4	0.50	0.22	2.2	0.32	0.04	8.0	3.07	0.47	6.5
14				0.59	0.23	2.5	0.37	0.04	9.2	3.64	0.34	10.7
15	0.48	0.07	6.2	0.68	0.19	3.6	0.39	0.05	7.8	1.86	0.50	3.7
Аплитовый прожилок в гранит-порфире												
16	0.08	0.04	2.0	0.45	0.23	2.0						

Примечание. Разновидности сфена: 1 - светло-желтый; 2 - бурый.

концентрирующего фтор при незначительных содержаниях хлора, особенности распределения летучих становятся более сложными. Хотя и здесь для более поздних разностей минерала (бурый сфен) также фиксируется увеличение отношения F/Cl. В целом же вопрос о содержании и распределении фтора и хлора в сфенах из различных пород требует специальных исследований с учетом времени выделения минерала и возможных его дальнейших преобразований.

К биотитам гранит-порфиров рудопроявления Выходного по содержанию фтора и хлора относительно близки биотиты гранодиорит-порфиров Бадиса (табл. 26). Некоторое возрастание количества фтора в первых, возможно, обусловлено более кислым составом пород, а увеличение хлора в отдельных пробах - влиянием наложенной биотитизации. На рудопроявлении Джелиндакан биотиты более хлористые и, как правило, с пониженным отношением F к Cl. Особенно это типично для биотитов гранодиоритов и кварцевых монцодиоритов периферийных частей штока. В адамеллитах его центральной зоны содержание фтора в биотитах заметно увеличивается, что приводит к росту этого отношения.

Расчитанные флюиды, сосуществующие с биотитом (табл. 27, рис. 32, 33), для различных типов рассматриваемых магматитов имеют определенную специфику,

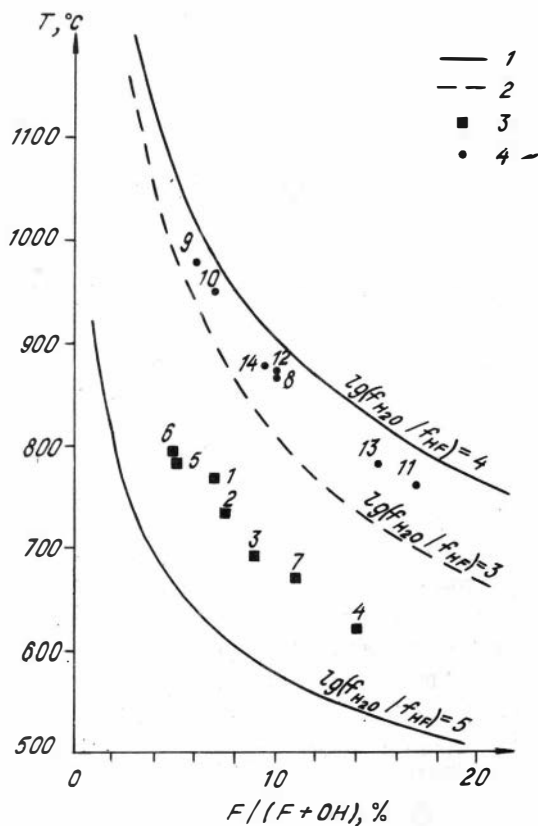


Рис. 32. $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ и температура кристаллизации биотита из гранитоидов рудопроявлений Станового хребта:

1, 2 - кривые устойчивости флогопита (1) и аннита-сидерофиллита (2); 3, 4 - биотит: из гранитоидов тындинско-бакаранского (3) и рудоносного порфиорового (4) комплексов. Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 27.

Таблица 26

Состав биотитов из гранитоидов рудопроявлений Станового хребта

N п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Сумма
ТЫНДИНСКО-БАКАРАНСКИЙ КОМПЛЕКС														
Чильчинский массив														
Гранодиориты (II фаза)														
1	35.29	4.78	12.50	20.33	0.31	10.29	0.05	0.05	9.10	0.57	0.06	3.51	0.35	96.59
Мелкозернистые граниты (III фаза)														
2	37.87	2.56	14.63	17.39	0.47	12.15	0.02	0.11	9.49	0.62	0.10	3.65	0.28	98.78
Ларбинский массив														
Гранодиориты (II фаза)														
3	36.84	3.83	13.93	16.15	0.27	13.15	0.04	0.01	9.40	0.74	0.17	3.55	0.35	97.73
Мелкозернистые граниты (III фаза)														
4	37.13	3.18	13.47	16.60	0.48	13.97	0.03	0.11	9.52	1.18	0.02	3.41	0.50	98.60
Другие массивы комплекса														
Кварцевые диориты, эндоконтакт (II фаза)														
5	35.56	3.65	14.44	16.41	0.38	13.85	0.00	0.00	9.12	0.42	0.32	3.63	0.25	97.53
Гранодиориты (II фаза)														
6	37.40	3.98	13.47	17.64	0.42	12.82	0.03	0.00	9.10	0.44	0.10	3.73	0.21	98.92
Мелкозернистые граниты (III фаза)														
7	35.57	3.86	14.92	17.17	0.36	13.15	0.00	0.00	8.97	0.89	0.06	3.51	0.39	98.07
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС														
Рудопроявление Бадис														
Гранодиорит-порфиры														
8	38.35	4.00	12.51	16.31	0.42	13.53	0.01	0.07	9.73	0.85	0.08	3.57	0.38	99.06
9	36.92	4.24	13.31	16.58	0.35	13.86	0.02	0.19	8.85	0.52	0.10	3.69	0.24	98.39
Рудопроявление Желиндакан														
Гранодиориты, кварцевые монцодиориты														
10	38.00	4.00	11.90	19.28	0.16	12.00	0.06	0.08	9.06	0.55	0.31	3.59	0.30	98.69
Адамеллиты														
11	38.61	4.16	11.70	17.31	0.29	13.05	0.02	0.16	9.40	1.38	0.31	3.27	0.65	99.01
Рудопроявление Ледяное														
Гранит-порфиры														
12	37.57	4.10	12.66	14.49	0.46	15.05	0.02	0.13	9.32	0.83	0.11	3.56	0.37	97.92
Рудопроявление Выходное														
Гранодиорит-порфиры														
13	37.60	3.73	13.52	16.17	0.27	13.78	0.09	0.09	9.30	1.25	0.21	3.36	0.57	98.59
14	37.70	3.90	13.74	16.93	0.15	13.13	0.02	0.10	9.50	0.80	0.10	3.60	0.36	99.31

обусловленную местом последних в процессе магматической дифференциации расплавов и принадлежности их к разным магматическим комплексам, имеющим свою петрогенетическую историю.

Для мезозойских гранитоидов крупных плутонов проявляется тенденция снижения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ от магматитов ранних фаз к поздним. Изменение $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ в этом направлении обычно незначительное. Из этой тенденции по первым двум параметрам выпадает Чильчинский массив, что, по-видимому, объясняется существовавшей спецификой состава пород в пределах его различных частей. В частности, в западной части массива, относимой рядом исследователей к амананскому

комплексу, среди пород II фазы более развиты граниты и граносиениты с пониженной ролью хлора в темноцветных минералах.

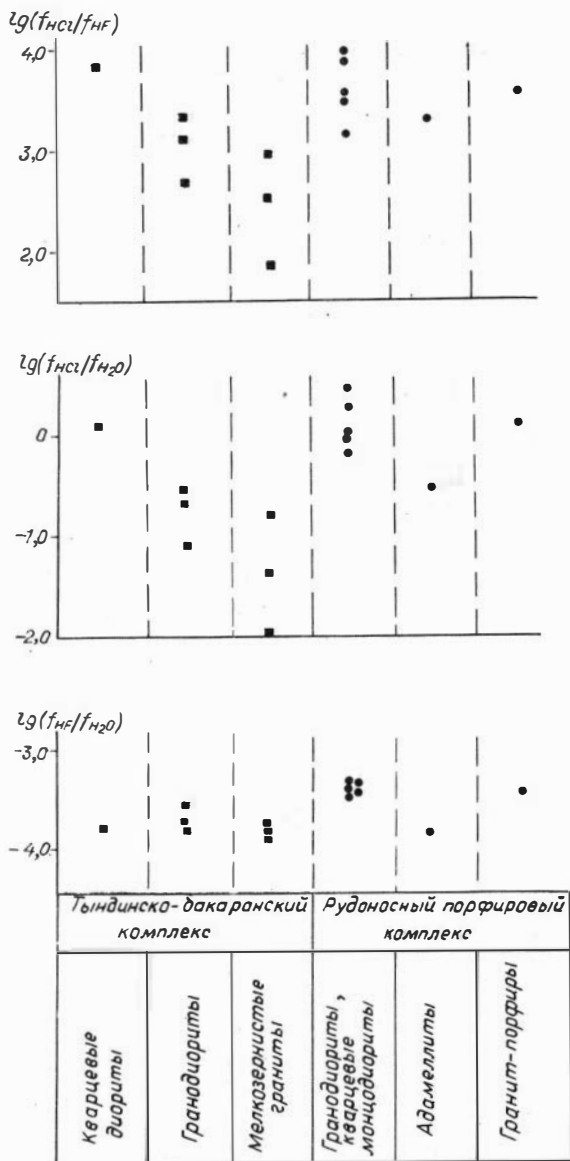


Рис. 33. Параметры флюида, сосуществующего с биотитом гранитоидов рудопроявлений Станового хребта.

Таблица 27

Параметры флюида, сосуществующего с биотитом (рудопроявления Станового хребта)

N п/п	Состав биотита		$-\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{f_{\text{HF}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	T, °C
	X _{Ph}	F/(F+OH), %				
ТЫНДИНСКО-БАКАРАНСКИЙ КОМПЛЕКС						
Чильчинский массив						
Гранодиориты (II фаза)						
1	0.47	7	1.04	2.63	3.67	765
Мелкозернистые граниты (III фаза)						
2	0.55	7.5	0.84	2.99	3.83	735
Ларбинский массив						
Гранодиориты (II фаза)						
3	0.59	9	0.80	3.12	3.92	690
Мелкозернистые граниты (III фаза)						
4	0.60	14	2.11	1.83	3.94	620
Другие массивы комплекса						
Кварцевые диориты, эндоконтакт (II фаза)						
5	0.60	5	-0.03	3.96	3.93	785
Гранодиориты (II фаза)						
6	0.56	5	0.51	3.34	3.85	795
Мелкозернистые граниты (III фаза)						
7	0.58	11	1.41	2.47	3.88	670
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС						
Рудопроявление Бадис						
Гранодиорит-порфиры						
8	0.60	10	0.21	3.22	3.43	865
9	0.60	6	-0.36	3.80	3.44	980
Рудопроявление Джелиндакан						
Гранодиориты, кварцевые монцодиориты						
10	0.53	7	-0.57	3.97	3.40	950
Адамеллиты						
11	0.57	17	0.67	3.26	3.93	760
Рудопроявление Ледяное						
Гранит-порфиры						
12	0.65	10	-0.07	3.56	3.49	870
Рудопроявление Выходное						
Гранодиорит-порфиры						
13	0.60	15	0.14	3.30	3.44	780
14	0.58	9.5	0.07	3.34	3.41	880

Примечание. X_{Ph} - мольная доля флогопита в биотите.

Флюиды, сосуществующие с биотитом порфировых пород, в целом отличаются более высокими значениями $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ относительно магматических образований III (дополнительной) фазы плутонов. Особенно это характерно в отношении хлорной составляющей. По параметрам $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ они более приближены к магматитам II (основной) фазы, с которыми часто бывают близки и по петрохимическим особенностям. Между собой порфировые магматиты из разных рудопроявлений (по рассматриваемым параметрам) имеют много общего. Отмечаемые различия могут быть связаны с особенностями состава порфировых пород и морфологией слагаемых ими интрузивов (структурной обстановкой).

Определенную специфику флюидного режима имеют магматиты • сложного построенного штока Джелиндакан. Здесь наиболее высокими значениями $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ отличаются гранодиориты и кварцевые монцодиориты периферийной части штока, непосредственно находящиеся под крышкой слабо проницаемых вмещающих пород. Для адамеллитов и гранит-порфиров центра штока, которые обычно наиболее интенсивно подроблены, гидротермально изменены и насыщены тонкими кварц-сульфидными прожилками, характерно возрастание во флюиде активности фтора.

Выводы. По содержанию хлора и фтора в биотитах магматические образования фанерозойских гранитоидов (плутоны) Становика в основной своей массе довольно отчетливо обособляются от порфировых образований, развитых на площадях молибденовых рудопроявлений. Биотиты последних обычно отличаются более высоким отношением Cl к F.

В эволюции рассматриваемых летучих компонентов в процессе магматической дифференциации и позднемагматических преобразований проявляются две самостоятельные линии (по различающейся роли хлора). Все это может свидетельствовать в пользу самостоятельного функционирования двух магматических процессов, разорванных во времени и имеющих определенную генетическую автономность, т.е. подтверждает возможность выделения рудоносного порфирового комплекса, проявляющегося в виде штоко- и дайкообразных тел.

В экзоконтактовых зонах порфировых штоков (в области ближайшего экзоконтакта) устанавливается влияние хлорной дегазации порфировых интрузий.

Роль хлора относительно возрастает и в процессе рассеянной биотитизации гранит-порфиров, предшествующей формированию кварц-сульфидного оруденения и сопровождающих его метасоматических преобразований. В то же время с развитием последних отношение F к Cl в преобразованных при этом биотитах гранит-порфиров увеличивается, что согласуется с повышением роли фтора в постмагматических процессах. Повышенная активность хлора в процессе биотитизации может, очевидно, увязываться с опережающей "хлорной" волной при эманационной дифференциации расплавов на более глубоких горизонтах.

5.3. Фтор и хлор в апатитах пород

Для расчетов параметров флюида позднемагматической стадии использованы данные по содержанию фтора и хлора в апатитах гранитоидных пород

рудопроявлений центральной и западной частей Станового хребта, взятые из работ [28, 53].

Основные особенности распределения рассматриваемых летучих компонентов в апатитах из магматических пород в районах рудных проявлений центральной части Становика могут быть сведены к следующему. Гранитоиды рудопроявления Джелиндакан характеризуются высоким содержанием хлора в апатитах (табл. 28). При этом наибольшая концентрация хлора (1,09-1,20 %) установлена в апатитах из гранодиоритов и монцоидоритов периферийной зоны штока. Эти апатиты отличаются минимальной величиной F/Cl. В апатитах из адамеллитов и гранит-порфиров количество хлора снижается до 0,17-0,68 %.

Апатиты из штока гранит-порфиров рудопроявления Дывок по содержанию фтора близки к апатитам Джелиндакана, хлора же в них значительно меньше - в среднем 0,19 %.

Апатиты порфировидных мелкозернистых гранитов рудопроявления Оконон по содержанию хлора близки к апатитам из адамеллитов Джелиндакана. Количество хлора в них составляет 0,31-0,57 %.

Высокое содержание хлора (0,40-0,87 %) характерно для апатитов из гранодиорит-порфиров Бадисского штока. В апатитах из брекчиевых тел рудопроявления Бадис, в значительной степени калишпатизированных, аргиллизированных и содержащих сульфиды, количество хлора несколько уменьшается, фтора - значительно возрастает. При этом апатиты из менее измененных брекчиевых тел обычно имеют более высокие концентрации хлора (это отмечается для Периферической брекчии).

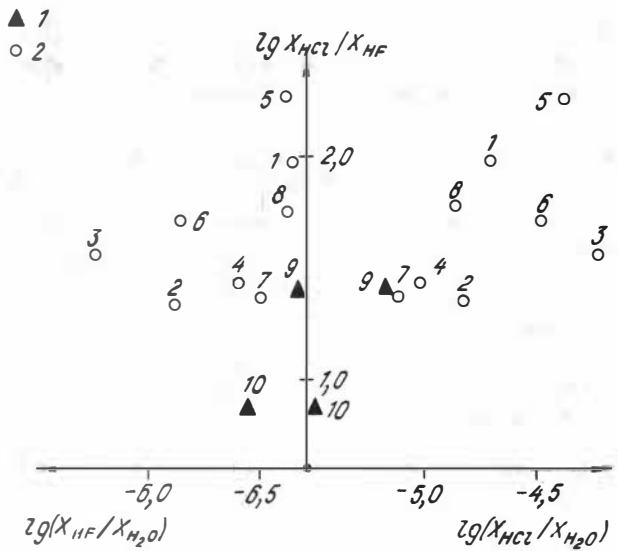
Невысоки содержания хлора в апатитах из гранодиоритов основной фазы, а также из биотитовых и биотит-роговообманковых мелкозернистых гранитов дополнительной фазы крупных батолитоподобных интрузивов. От гранитоидов основной фазы к гранитоидам дополнительной фазы содержание хлора снижается, фтора - возрастает.

От гранитоидов основной фазы к гранитоидам дополнительной фазы отмечается уменьшение $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ в позднемагматических флюидах (в процессе камерной дифференциации магматического расплава). В этом направлении относительная концентрация HCl снижается, а HF - повышается (рис. 34, табл. 28). Флюиды на поздней стадии магматической дифференциации становятся существенно фтористыми (по сравнению со всеми исследованными эндогенными образованиями).

Относительно гранитоидов плутонов для порфировых образований Бадиса характерны резко повышенные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, возникающие за счет высоких $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ при $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, остающемся на уровне гранодиоритов основной фазы. По этим параметрам гранодиорит-порфиры в общей схеме эволюции режима летучих компонентов при магматической дифференциации соответствуют ранним магматитам плутона, но это не согласуется с имеющимися возрастными взаимоотношениями: штоки гранодиорит-порфиров прорывают породы плутонов ранней и основной фаз внедрения. Взаимоотношение порфировых образований и гранитов поздней (дополнительной) фазы не зафиксировано. Данное обстоятельство может рассматриваться в качестве дополнительного подтверждения относительной петрогенетической автономности порфировых пород, с которыми в пространственно-временной ассоциации развивается медно-молибденовое оруденение.

Рис. 34. Параметры флюида, сосуществующего с апатитом в эндогенных образованиях рудопроявлений Станового хребта:

1 - апатит из пород рудовмещающего комплекса; 2 - апатит из пород рудоносного комплекса. Цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 28.



Для калишпатизированных гранодиорит-порфиров, фиксирующих раннюю постмагматическую стадию эндогенного процесса, отмечается увеличение X_{HF}/X_{H_2O} при сокращении X_{HCl}/X_{H_2O} , что отражается в заметном снижении X_{HCl}/X_{HF} . Таким образом, в ряду гранодиорит-порфиры - калишпатизированные породы устанавливается та же эволюция режима летучих, что и при переходе от гранодиоритов основной (II) фазы к гранитам дополнительной (III) в плутонах. Однако как и в случае гранодиорит-порфиров относительно гранитоидов II, для калишпатизированных порфировых пород по сравнению с гранитами III характерно более высокое значение X_{HCl}/X_{HF} .

Были изучены апатиты из двух тел эксплозивных брекчий: Центральной, сложенной калишпатизированными, серицитизированными и окварцованными породами с обильной сульфидной минерализацией, и Периферической, представленной менее измененными породами. Эти особенности брекчиевых тел отражаются в некотором различии их по рассматриваемым параметрам. Для обеих брекчий относительно гранодиорит-порфиров характерно заметное снижение X_{HCl}/X_{HF} (в большей степени для интенсивно преобразованной Центральной брекчий). Возрастание X_{HF}/X_{H_2O} является максимальным среди всех исследованных образований. X_{HCl}/X_{H_2O} для Центральной брекчий несколько ниже, чем для гранодиорит-порфиров, а для Периферической заметно выше.

Очевидно, в случае данных брекчий рассчитанные по апатитам параметры отражают, с одной стороны, особенности флюидного режима в период эксплозивного брекчирования, а с другой - влияние наложенных рудно-метасоматических процессов. Сочетание долей того и другого определяет в итоге значения рассматриваемых величин. Учитывая имеющиеся данные по другим месторождениям, которые свидетельствуют о возрастании X_{HCl}/X_{HF} в эксплозивном процессе и его снижении в рудно-метасоматический период, можно предполагать, что наибольшие

Т а б л и ц а 28.

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом в эндогенных образованиях рудопроявлений Станового хребта

N п/п	Порода	Кол-во проб	Состав апатита, %			$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HF}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$
			F	Cl	H ₂ O			
Рудопроявление Бадис								
1	Гранодиорит-порфиры (Северный шток)	4	$\frac{2.28}{2.06-2.65}$	$\frac{0.63}{0.40-0.87}$	0.52	1.98	4.67	6.65
2	Брекчии (Центральное тело)	11	$\frac{3.14}{2.7-3.9}$	$\frac{0.20}{0.10-0.36}$	0.22	1.35	4.79	6.13
3	Брекчии (Периферическое тело)	4	$\frac{3.31}{2.76-3.69}$	$\frac{0.34}{0.15-0.46}$	0.09	1.55	4.21	5.76
4	Калишпатизированные и осветленные грано- диорит-порфиры - с кварц-сульфидными прожилками	9	$\frac{2.83}{2.58-3.39}$	$\frac{0.21}{0.08-0.30}$	0.36	1.41	4.99	6.41
Рудопроявление Джелиндакан								
5	Гранодиориты, кварце- вые монцодиориты	2	$\frac{2.17}{2.09-2.25}$	$\frac{1.14}{1.09-1.20}$	0.44	2.26	4.34	6.60
6	Адамеллиты	3	$\frac{3.01}{2.85-3.13}$	$\frac{0.43}{0.17-0.68}$	0.22	1.70	4.46	6.16
Рудопроявление Дывок								
7	Гранит-порфиры (шток)	1	2.69	0.19	0.44	1.39	5.12	6.51
Рудопроявление Оконон								
8	Мелкозернистые порфи- ровидные граниты	4	$\frac{2.41}{2.25-2.50}$	$\frac{0.43}{0.31-0.57}$	0.51	1.79	4.83	6.62
Породы района								
9	Гранодиориты основной фазы	4	$\frac{2.42}{2.39-2.46}$	$\frac{0.19}{0.16-0.21}$	1.57	1.44	5.23	6.67
10	Мелкозернистые грани- ты и аплиты дополни- тельной фазы	2	$\frac{2.85}{2.82-2.88}$	$\frac{0.06}{0.06-0.07}$	0.40	0.87	5.57	6.44

П р и м е ч а н и е. Над чертой - среднее содержание, под чертой - пределы содержаний. Количество H₂O и параметры флюида рассчитаны для средних значений фтора и хлора. Расчеты произведены для P = 1 кбар, T = 500°C.

гидротермальные преобразования испытали тела брекчии Центральной. Это хорошо согласуется с геологическими данными.

Относительно гранодиорит-порфиров Бадиса, флюиды, связанные с гранодиоритами Джелиндаканского штока, в целом характеризуются повышенными значениями $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, а гранодиориты также и более высоким значением $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$.

Для апатитов из гранит-порфиров рудопроявления Дывок и мелкозернистых порфировидных гранитов Оконона рассчитанные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ являются минимальными среди других рудоносных гранитоидов. Если для гранит-порфиров это отношение аналогично гранодиоритам II фазы плутонов, то мелкозернистые граниты рудопроявления Оконона по сравнению с последними отличаются более высоким значением данного параметра. Это представляет интерес, так как некоторые исследователи мелкозернистые граниты Оконона выделяют в качестве III (дополнительной) фазы плутонов. Однако от четко установленных образований III фазы эти мелкозернистые граниты резко отличаются не только высокой величиной $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$, но и по заметно более высокой $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и относительно пониженной $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$. По всем этим характеристикам оно близко к порфировым образованиям других рудных участков района.

Анализ распределения хлора и фтора в апатитах из мезозойских магматических пород (район рудопроявления Выходного) в основном подтвердил тенденции, выявленные при изучении анионного состава биотитов этих эндогенных образований. Для апатитов из гранит-порфиров штока Выходного относительно фанеритовых гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса близкого петрохимического типа также характерны повышенные концентрации хлора. Содержание Cl в них находится на уровне апатитов гранитоидов II фазы плутонов и даже диоритовых пород I фазы (табл. 25, 29). По этому параметру апатиты гранит-порфиров резко отличаются от апатитов мелкозернистых гранитов III фазы, с которыми отдельными исследователями параллелизуются первые породы. Различия особенно существенны по F/Cl (соответственно 7-17 и 48-58, а для лейкогранитов Ларбинского массива даже 200).

Для апатитов пород тындинско-бакаранского комплекса фиксируется отчетливое снижение содержания хлора в процессе магматической дифференциации: от магматитов ранней фазы к поздним образованиям. В этом же направлении резко возрастает F/Cl.

Относительно апатита гранит-порфиров апатиты из их биотитизированных разновидностей часто характеризуются (как и биотиты) увеличением содержания хлора при некотором снижении концентраций фтора. В табл. 29 для расчета параметров сосуществующего флюида взяты апатиты гранит-порфиров, характеризующиеся наиболее высокими содержаниями хлора, которые, очевидно, представляют собой наиболее ранние по времени образования разновидности минерала. Апатиты из гидротермально преобразованных гранит-порфиров с сульфидной минерализацией имеют [28] максимальные количества фтора и очень высокие (до 52,2) отношения F к Cl. Апатиты гранит-порфиров штока рудопроявления Ледяного, расположенного в том же районе, по содержанию фтора и хлора в основном близки апатитам Выходного.

Т а б л и ц а 29

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом (западная часть Становика)

N п/п	Порода	Состав апатита, %			$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HF}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$
		F	Cl	H ₂ O			
ТЫНДИНСКО-БАКАРАНСКИЙ КОМПЛЕКС							
1	Диориты (I фаза)	2.96	0.38	0.24	1.65	4.58	6.23
2		2.24	0.31	0.58	1.68	5.06	6.74
3	Гранодиориты (II фаза)	3.16	0.17	0.20	1.27	4.56	6.13
4		2.90	0.05	0.35	0.78	5.63	6.41
5	Граниты (III фаза)	2.32	0.04	0.61	0.78	5.97	6.75
6		2.89	0.06	0.35	0.76	5.55	6.41
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС (рудопоявление Выходное)							
7	Гранит-порфиры (I фаза)	3.18	0.45	0.12	1.69	4.21	5.91
8		3.07	0.45	0.17	1.71	4.36	6.07
9	Мелкозернистые граниты	2.29	0.20	0.89	1.48	5.25	6.73
10	(II фаза) в порфирах	2.05	0.50	0.62	1.93	4.88	6.81
11	Гранит-порфиры (шток)	3.00	0.27	0.25	1.50	4.75	6.24
12	биотитизированные	3.42	0.34	0.04	1.54	3.86	5.40
13		3.64	0.34	-	1.49	-	-
14	Диориты (I фаза, Тын-	2.28	1.09	0.37	2.22	4.31	6.54
15	динско-бакаранский ком-	2.15	1.25	0.38	2.31	4.28	6.58
16	плекс), в экзоконтакте	2.28	1.06	0.37	2.21	4.33	6.54
	штока гранит-порфиров						

П р и м е ч а н и е. Расчеты произведены для $T = 500^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар.

Высокие концентрации хлора (до 1,25 %) установлены в апатитах диоритов в экзоконтактной зоне штока гранит-порфиров, что, как и в случае с биотитами, можно увязывать с процессами хлорной дегазации "порфирового" расплава.

Флюиды, сосуществующие с апатитом гранит-порфиров Выходного (рис. 35), по $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ соответствуют флюидной фазе диоритов I и гранодиоритов II (с учетом имеющихся в гранит-порфирах апатитов с более высоким F/Cl, чем это представлено в табл. 25). Повышенные (по сравнению с гранодиоритами II) величины $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ характерны и для апатитов из биотитизированных гранит-порфиров, что согласуется с данными по биотитам. Относительно указанных магматитов тындинско-бакаранского комплекса рассчитанные флюиды гранит-порфиров имеют также и повышенные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$. Для апатитов биотитизированных гранит-порфиров отмечается значительный разброс последних двух параметров, что, по видимому, отражает разную степень преобразованности минерала. Флюиды,

сосуществующие с апатитом в прожилках мелкозернистых гранитов (II фаза) среди гранит-порфиров, отличаются более низкими величинами X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} при сохранении повышенных значений X_{HCl}/X_{HF} , особенно относительно гранитоидов II.

По сравнению с гранит-порфирами флюиды, сосуществующие с апатитами более поздних мелкозернистых (аплитовидных) гранитов, характеризуются снижением X_{HCl}/X_{H_2O} и X_{HF}/X_{H_2O} , что связывается в основном с увеличением роли H_2O (последние апатиты отличаются наибольшими содержаниями H_2O среди всех исследованных минералов; значительно понижены в них и концентрации фтора).

Существенный рост X_{HCl}/X_{HF} при некотором увеличении X_{HCl}/X_{H_2O} (если сравнить с менее хлористыми разновидностями апатита гранит-порфиров) фиксируется для рассчитанных флюидов, сосуществующих с перекристаллизованным апатитом диоритов экзоконтактной зоны гранит-порфирового штока, что, как уже отмечалось, является следствием приконтактной хлорной дегазации.

Выводы. Оценивая общие особенности режима хлора и фтора в рудно-магматическом процессе для молибденовых рудных районов Станового хребта, необходимо подчеркнуть следующее: 1) порфировые породы, с которыми ассоциирует молибденное оруденение, по рассматриваемым параметрам существенно отличаются от поздних дифференциатов гранитоидных плутонов; 2) намечаются две самостоятельные линии эманационной дифференциации магматитов: диориты I фазы - гранодиориты II - мелкозернистые граниты и аплиты III фазы (плутоны); кварцевые монодиориты - гранодиорит-порфиры - мелкозернистые порфировид-

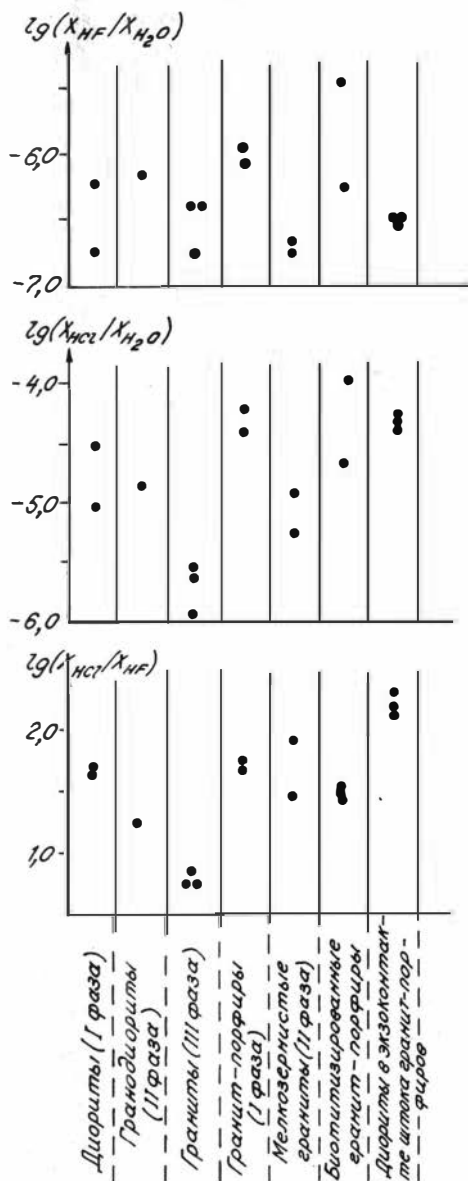


Рис. 35. Параметры флюида, сосуществующего с апатитом гранитоидов западной части Станового хребта.

ные граниты и гранит-порфиры (малые тела порфировых пород), которые могут, очевидно, свидетельствовать о наличии двух магматических комплексов; 3) профиль флюидов на позднемагматической стадии формирования малых тел порфировых пород был заметно более хлористым по сравнению с метасоматизирующими растворами, что, по-видимому, является признаком более глубокой эманационной дифференциации расплава в период проявления последних; 4) эволюция рудообразующих растворов развивается в сторону возрастания X_{HF} .

6. СОРСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ологические особенности месторождения

Сорское месторождение, относящееся к существенно молибденовому -молибден-порфировых месторождений, расположено на восточном цкого Алатау в северной части Уйбатского гранитоидного массива. При узлу сочленения региональных тектонических зон субширотного и)-западного простираний (рис. 36).

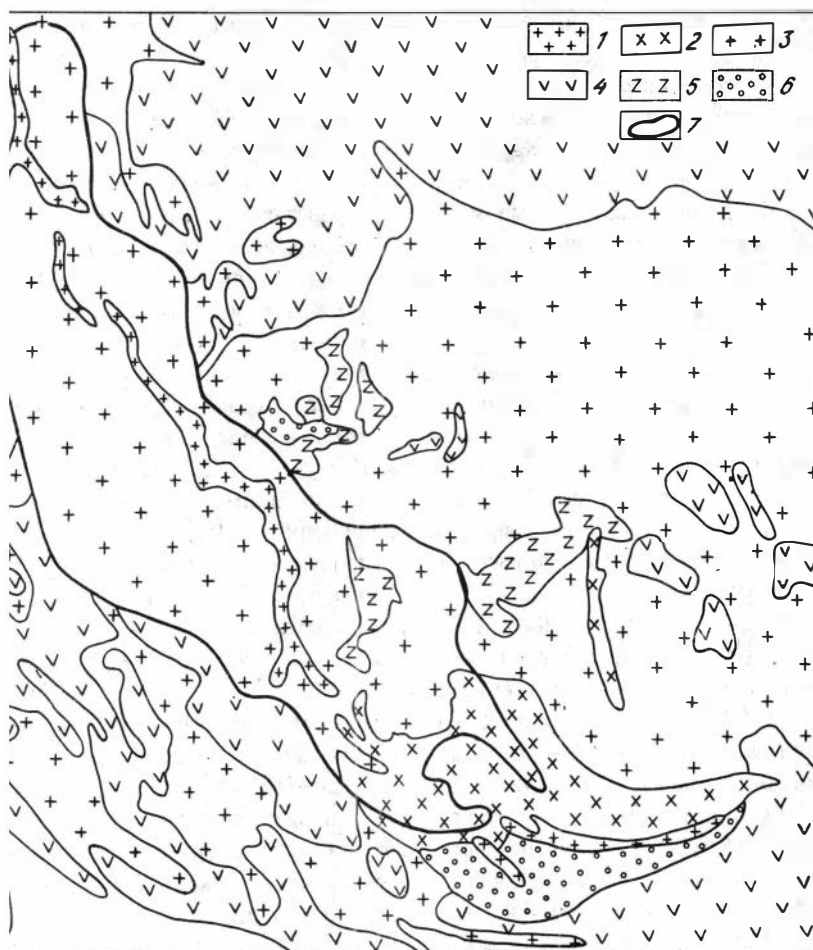


Рис. 36. Геологическое строение Сорского месторождения:

1 - порфиры I; 2 - порфиры II; 3 - лейкократовые граниты; 4 - гранодиориты; 5 - кварц-полевошпатовые метасоматиты; 6 - кварцевые тела; 7 - границы рудоносно брекчиевой зоны.

Рудное поле месторождения сложено исключительно интрузивными образованиями, взаимоотношения между которыми рассматриваются различно. Некоторые исследователи все породы относят к единому гранитоидному комплексу, выделяя продукты магматического замещения и интродуирования, другие - выделяют здесь два магматических комплекса: вмещающих фанеритовых гранитоидов, слагающих собственно Уйбатский массив, и рудоносный порфиновый (сорский).

Среди образований Уйбатского плутона выделяются: габбро, габбро-диориты, монцодиориты и др., относящиеся к I фазе и слагающие обычно небольшие тела среди более поздних гранодиоритов, сиеногранитов и др., составляющих основную (II) фазу; в качестве дополнительной фазы (III) часто рассматриваются широко распространенные сложно построенные дайкообразные тела лейкократовых гранитов. Однако среди последних имеются и образования, которые относятся к рудоносному комплексу.

Наиболее распространенные диориты I фазы сложены (до 35-40 %) в основном призматической роговой обманкой и зональным плагиоклазом (от андезина к олигоклазу на периферии). Калишпат и в небольшом количестве кварц сосредоточиваются в промежутках между зернами этих минералов. Породы часто обогащены биотитом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом и реже цирконом. В породах II фазы содержание темноцветных заметно уменьшается (обычно преобладает роговая обманка). Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом, зональный (к периферии рост альбитового компонента). Увеличивается содержание калишпата (ортоклаз, реже микроклин); часто он образует порфиробласты (от 2 до 4 мм). Комплекс акцессорных минералов сохраняется.

Рудоносный (сорский) магматический комплекс развивался длительно. По последовательности внедрения на месторождении выделяются: мелкозернистые лейкократовые граниты, порфиры I, порфиры II, порфиры III. Все эти магматиты сопровождаются рудно-метасоматическими образованиями. Основная рудная минерализация проявляется между внедрением порфиров I и II.

Лейкограниты образуют штоко- и дайкообразные тела среди уйбатских фанеритовых гранитоидов. Состав пород (%): кварц - 30-35, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) - 30-40, калишпат - 30-40. Редко встречаются роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом. Постоянно встречаются наложенные флюорит и пирит.

Порфиры I слагают штокообразное тело (около 0,5 км²), приуроченное к субширотной тектонической зоне, а также ряд мелких дайкообразных тел. Порфиры II в основном образуют мощную дайку северо-северо-западного простирания. Порфиры III слагают небольшой шток на периферии месторождения. По составу все они близки между собой и в среднем отвечают граниту. Содержат приблизительно равные количества кварца, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и калишпата (ортоклаз). Среди вкрапленников, составляющих до 40-60 % от объема породы, преобладают плагиоклаз и калишпат; кварца в составе до 5-15 %. В основной массе резко возрастает содержание кварца и калишпата. Встречаются отдельные зерна роговой обманки и биотита. Акцессорные - циркон, апатит, рутил. В порфирах I и II обычен наложенный флюорит, постоянно присутствует пирит.

Становление порфировых интрузивов часто сопровождается процессами

эксплозивного брекчирования. На месторождении выделяются многочисленные разновозрастные штоко- и дайкообразные тела эксплозивных брекчий, которые в ряде случаев характеризуются обильной биотитизацией цементирующего материала и обломков пород. Наиболее крупное штокообразное тело брекчий зафиксировано на участке Сор-Герет, в котором постоянно наряду с обломками уйбатских гранитоидов и в разной степени преобразованных осадочных пород, выносимых из-под массива, встречаются обломки порфировых пород (скорее всего, из группы порфиров I).

На месторождении выявлены гидротермальные изменения пород, связанные с развитием лейкократовых гранитов, порфиров I и II. Выделяются калишпатизированные, альбитизированные, серицитизированные и окварцованные породы, среди которых отмечаются метасоматические образования площадного и локального (трещинного) типов. Широко проявлены зоны калишпатизации. Альбитизация часто фиксируется в пределах месторождения, но обычно в меньшей степени, наиболее интенсивна она в зонах, тяготеющих к интрузивам порфиров I и II. Менее интенсивно и более локально проявляется серицитизация и окварцевание. В то же время значительные объемы кварца (до крупных штокообразных тел) формируются в связи с процессами калишпатизации.

Основная рудная минерализация (кварц-сульфидные брекчиевые тела, кварцеворудные жилы, прожилково-вкрапленные зоны) проявляется после внедрения порфиров I. Преобладает кварц-молибденитовая ассоциация (обычно с пиритом и часто с халькопиритом). На поздней стадии проявляется галенит-сфалеритовая минерализация. Характерный минерал месторождения - флюорит, проявляющийся практически на всех этапах и стадиях развития рудно-метасоматического процесса. Порфиры III сопровождаются в основном только кварц-пирит-флюоритовой минерализацией. С порфирами III рудная минерализация не отмечается; метасоматические преобразования их очень слабые.

6.2. Фтор и хлор в биотитах пород

Магматический биотит в породах района Сорского месторождения встречается обычно в незначительном количестве. Содержание его резко возрастает непосредственно на площади месторождения (в основном в контуре карьера), где магматические образования Уйбатского плутона испытали влияние наложенных эндогенных процессов. Здесь, особенно на участках раннего эксплозивного брекчирования, формируются интенсивно биотитизированные породы, в которых биотит зачастую преобладает. В порфировых породах во всех случаях содержание его остается крайне низким.

В биотитах из всех магматических образований месторождения (табл. 30) крайне низки содержания хлора (обычно на уровне 0,01-0,05 %) при повышенных концентрациях фтора, достигающих для относительно неизменных пород 2,27 %, а для калишпатизированных разностей - 2,64 %. Существенных различий в содержании хлора и фтора в биотитах порфировых пород и гранодиоритов II фазы Уйбатского плутона, являющихся одной из наиболее распространенных разностей магматитов, обычно не устанавливается. Однако биотиты порфиров I и III отличаются более

низкими количествами фтора, а для первых зафиксированы максимальные концентрации хлора (0,12 %) среди всех исследованных образований месторождения. Такое снижение содержаний фтора в ряде случаев приводит к заметному сокращению F/Cl.

При переходе от биотита гранодиоритов II к биотиту пегматоидных лейкогранитов заключительной (III) фазы значительно уменьшается содержание фтора (соответственно 1,63 и 0,44 %) при сохранении хлора практически на том же

Т а б л и ц а 30

Состав биотитов из гранитоидов Сорского месторождения

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Сумма
п/п	образца														
У Й Б А Т С К И Й П Л У Т О Н															
Гранодиориты (II фаза)															
1	K-62	37.10	1.85	12.99	14.66	0.74	17.86	0.08	0.07	9.87	1.63	0.04	3.26	0.69	99.46
Пегматоидные лейкограниты (III фаза)															
2	K-62a	35.38	2.57	16.40	20.57	0.49	9.44	0.02	0.07	9.40	0.44	0.03	3.65	0.19	98.27
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС (СОРСКИЙ)															
Калишпатизированные лейкограниты															
3	K-67	39.11	1.51	11.77	15.91	0.81	16.05	0.00	0.11	9.63	2.64	0.04	2.82	1.12	99.28
Калишпат-биотитовые метасоматиты															
4	K-65a	37.53	2.22	13.73	15.01	0.22	15.87	0.00	0.14	9.54	2.33	0.01	2.95	0.98	98.57
Порфиры I															
5	K-64	38.56	2.36	12.20	15.48	0.64	15.55	0.29	0.05	9.55	1.90	0.05	3.13	0.81	98.95
6	K-64	36.45	2.68	13.29	19.66	1.76	11.32	0.01	0.14	9.09	1.83	0.04	3.05	0.78	98.54
Калишпатизированные порфиры I															
7	K-64b	36.03	2.93	16.39	20.63	0.46	9.01	0.02	0.13	9.62	0.45	0.03	3.69	0.20	99.20
Порфиры II															
8	K-70	35.74	2.43	16.79	19.87	0.06	10.10	0.00	0.10	9.46	0.71	0.12	3.55	0.33	98.61
Альбитизированные порфиры II															
9	K-70a	36.54	2.71	16.18	19.53	0.49	10.14	0.02	0.09	9.64	1.60	0.03	3.22	0.68	99.51
Порфиры III															
10	K-69r	36.82	2.46	14.25	18.49	0.22	13.44	0.02	0.09	9.10	0.93	0.02	3.52	0.39	98.96
Порфиры участка Сор-Герет															
11	K-60	38.77	1.69	13.75	14.20	0.30	16.79	0.00	0.14	9.78	2.27	0.02	3.05	0.96	99.80
12	K-60	39.20	2.70	12.43	15.35	0.60	15.43	0.00	0.11	9.75	1.79	0.04	3.23	0.76	99.87
13	K-60	38.61	2.50	12.61	15.49	0.69	15.54	0.01	0.10	9.32	1.63	0.05	3.26	0.70	99.12
Альбитизированные порфиры участка Сор-Герет															
14	K-61	37.42	1.91	13.84	18.07	0.25	13.77	0.03	0.07	9.78	0.94	0.04	3.52	0.41	99.24
15	K-61	37.70	2.88	12.76	16.51	0.79	14.63	0.02	0.13	9.42	1.35	0.05	3.35	0.58	99.01
Эксплозивные брекчии участка Сор-Герет															
16	K-60a	38.37	1.87	13.25	17.60	0.45	14.32	0.01	0.05	9.60	1.71	0.01	3.23	0.72	99.72
17	K-60a	37.77	1.77	12.88	17.38	0.45	14.49	0.00	0.08	9.50	1.68	0.02	3.18	0.71	98.49

уровне. Последнее, очевидно, отражает общее снижение флюидонасыщенности в трещинных лейкогранитах, что сказывается в отсутствии связанной с ними рудной минерализации.

Такая же тенденция (сокращение роли фтора в биотитах) отмечается и в ряду последовательно проявляющихся порфировых образований, особенно если сравнивать порфиры II и III с порфирами I. В биотитах порфиров участка Сор-Герет содержание фтора находится на высоком уровне, иногда даже превышающем концентрации этого элемента в порфирах I.

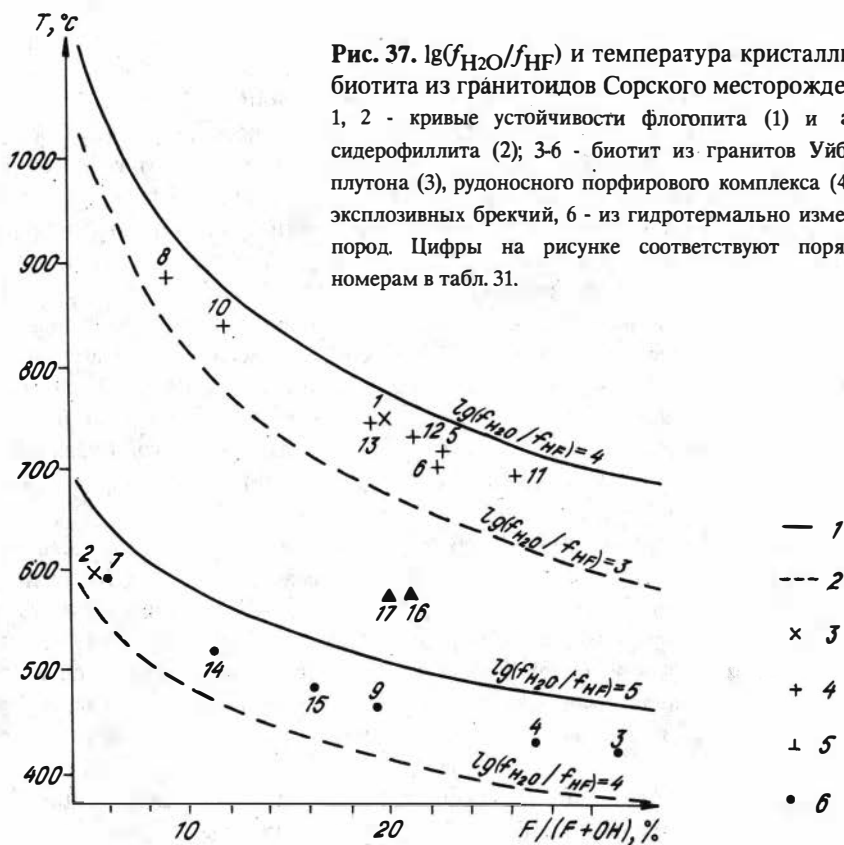
В процессе калишпатизации гранитоидов, обычно сопровождающейся широкой биотитизацией до формирования в локальных участках калишпат-биотитовых метасоматитов, образуется биотит с высокими концентрациями фтора. В отдельных случаях содержание хлора в этом минерале становится минимальным (0,01 %), что приводит к резкому росту F/Cl. В то же время в биотитах калишпатизированных порфиров I с наложенной более поздней альбитизацией заметно снижение количества фтора (до 0,45 %), что, по-видимому, отражает общую специфику преобразованного в процессе альбитизации биотита. Это отчетливо проявляется для альбитизированных разностей порфиров участка Сор-Герет. В случае слабой перекристаллизации биотита, как это характерно для исследованных альбитизированных порфиров II (проба К-70а), содержание фтора в нем остается повышенным, близким к уровню содержаний в калишпатизированных разностях пород (см. табл. 31). Фиксируемых изменений в содержаниях хлора в биотитах альбитизированных пород не отмечается, за исключением заметного снижения его количества в альбитизированных порфирах II. Но этот единственный факт требует подтверждения на большем материале.

Рассчитанные флюиды, сосуществующие с биотитом магматитов Сорского месторождения (табл. 31, рис. 37, 38), по особенностям режима хлора и фтора в целом обособляются в две группы, соответствующие фанеритовым гранитоидам Уйбатского плутона и порфировым породам прорывающих их штоко- и дайкообразных тел. Для гранитоидов плутона, как и для подобных магматических образований на других медно-молибденовых месторождениях, отчетливо фиксируется снижение параметров $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ (уменьшается также значение $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ от ранних магматитов к поздним).

Эту снижающуюся линию продолжают флюиды, рассчитанные для калишпатизированных лейкогранитов и калишпат-биотитовых метасоматитов. Учитывая, что образующийся в процессе калиевого метасоматоза (в случае отчетливой калишпатизации) биотит обычно характеризуется заметным ростом содержаний фтора, а соответственно и F/Cl, ориентироваться на значения рассматриваемых параметров флюида при оценке генетического положения лейкогранитов среди других магматических образований не представляется возможным. Близкие величины этих параметров могут быть получены для калишпатизированных разностей пород обеих групп. Колебания их в основном зависят от интенсивности проявления калиевого метасоматоза.

Флюиды, связанные с порфировыми магматитами, по всем рассматриваемым параметрам в основном близки к флюидам гранодиоритов II фазы плутона, а часто они характеризуются даже более высокими значениями этих параметров (в частности, $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и иногда других).

Различия между флюидами порфировых магматитов наиболее существенны по $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$. Если по этому показателю порфиры I близки к гранитоидам II (иногда для них $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ даже ниже - в случае пород, более подвергшихся гидротермальным преобразованиям), то порфиры II и III отклоняются от последних к более низким значениям указанного параметра. При этом в порфирах III встречается более фтористый биотит (см. табл. 30, N 10), рассчитанный по которому сосуществующий флюид имеет параметр $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ ниже, чем для гранодиоритов II фазы. Этот биотит



является, по-видимому, преобразованным в процессе метасоматического воздействия, о чем свидетельствует, в частности, высокое содержание в нем MgO . По рассматриваемому параметру к гранодиоритам близки и порфиры участка Сор-Герет. Отмечаемые для них отклонения $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ в сторону меньших значений также могут увязываться с воздействием наложенных процессов.

По параметру $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ флюиды порфировых магматитов близки между собой и с флюидами гранодиоритов II. В отдельных случаях отмечается снижение этого параметра для порфиров I и порфиров Сор-Герета, т.е. для магматитов, чаще подверженных более интенсивным рудно-метасоматическим преобразованиям. Существенных колебаний $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ во флюидах, связанных с разными порфирами, не

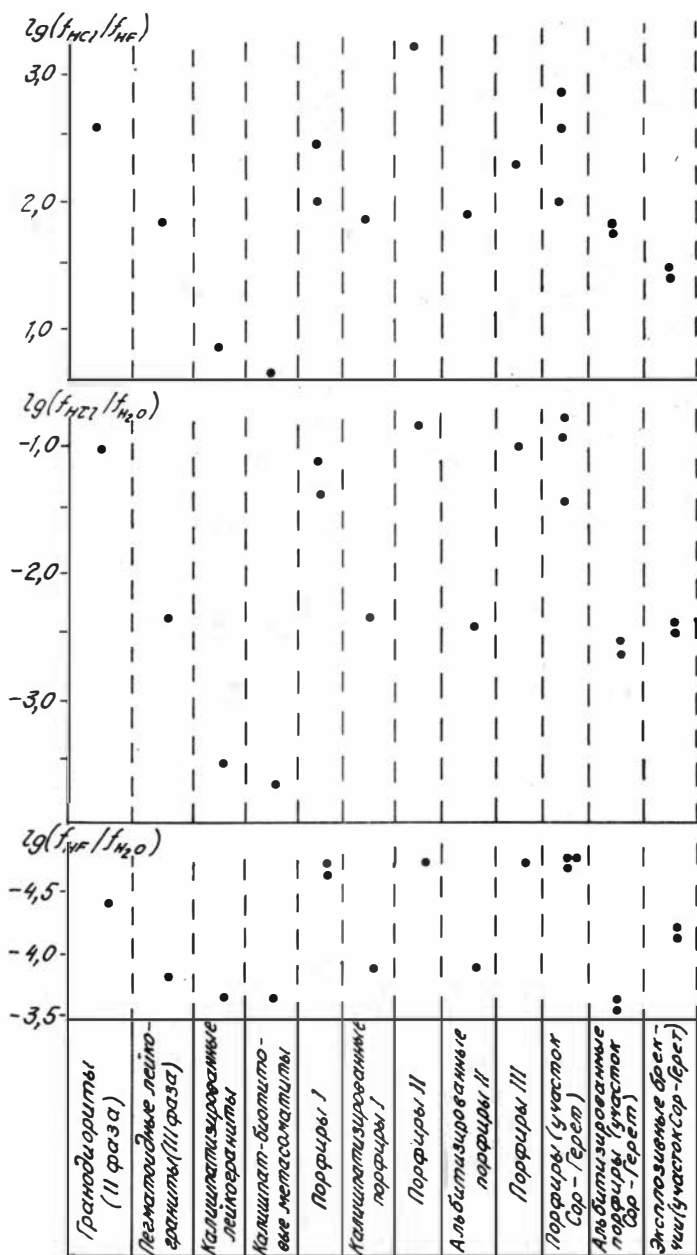


Рис. 38. Параметры флюида, сосуществующего с биотитом гранитоидов Сорского месторождения.

Таблица 31

Параметры флюида, сосуществующего с биотитом (Сорское месторождение)

Номер п/п образца	Состав биотита		$-\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	$\lg \frac{f_{\text{HCl}}}{f_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{f_{\text{HF}}}{f_{\text{H}_2\text{O}}}$	T, °C
	X_{Ph}	F/(F+OH), %				
УЙБАТСКИЙ ПЛУТОН						
Гранодиориты (II фаза)						
1	К-62	0.70	19.14	1.01	2.55	745
Пегматоидные лейкограниты (III фаза)						
2	К-62a	0.45	5.43	2.43	1.82	600
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС (СОРСКИЙ)						
Калишпатизированные лейкограниты						
3	К-67	0.64	30.76	3.55	0.90	425
Калишпат-биотитовые метасоматиты						
4	К-65a	0.65	27.23	3.78	0.67	440
Порфиры I						
5	К-64	0.64	22.32	1.10	2.38	710
6	К-64	0.51	22.16	1.48	1.84	700
Калишпатизированные порфиры I						
7	К-64б	0.44	5.51	2.48	1.76	595
Порфиры II						
8	К-70	0.48	8.66	0.86	3.14	890
Альбитизированные порфиры II						
9	К-70a	0.48	19.04	2.57	1.71	460
Порфиры III						
10	К-69г	0.56	11.11	1.08	2.32	840
Порфиры участка Сор-Герет						
11	К-60	0.68	26.09	1.66	1.86	685
12	К-60	0.66	20.81	1.07	2.42	725
13	К-60	0.66	19.12	0.84	2.65	740
Альбитизированные порфиры участка Сор-Герет						
14	К-61	0.58	11.23	2.70	1.68	525
15	К-61	0.63	16.05	2.84	1.59	495
Эксплозивные брекчии участка Сор-Герет						
16	К-60a	0.60	20.07	2.65	1.31	570
17	К-60a	0.60	19.98	2.63	1.30	570

Примечание. X_{Ph} - мольная доля флогопита в биотите.

наблюдается. В целом значения этого параметра для порфиров выше, чем для гранитоидов.

Для флюидов, рассчитанных с учетом состава биотитов из измененных порфиров (ранняя калишпатизация с преимущественным развитием более поздней альбитизации) и взрывных брекчий Сор-Герета, фиксируется снижение всех рассматриваемых параметров, что отражает повышенную фтористость рудоносных растворов и увеличение роли H_2O в рудно-метасоматическом процессе.

Выводы. По характеру распределения фтора и хлора в биотитах магматитов и особенностям режима летучих в сосуществующих с ними флюидах порфиновые образования Сорского месторождения обособляются от гранитоидов Уйбатского плутона. В процессе магматической дифференциации (фанеритовые гранитоиды) происходит снижение f_{HCl}/f_{HF} и увеличение роли H_2O . В ряду последовательно проявляющихся порфировых ритмов такой закономерности не обнаруживается, хотя эта тенденция возможна в пределах самих ритмов.

Рудоносные и метасоматизирующие растворы характеризуются возрастанием роли фтора. Значения f_{HCl}/f_{H_2O} и f_{HF}/f_{H_2O} в них заметно снижаются.

6.3. Фтор и хлор в апатитах пород

Апатит является постоянным акцессорным минералом магматических пород Сорского месторождения. Наиболее характерен он для фанеритовых гранитоидов Уйбатского плутона, в порфировых породах он часто встречается только в виде единичных зерен, что, по-видимому, в значительной степени обусловлено обычной гидротермальной преобразованностью этих пород. Широко проявленные на месторождении процессы калишпатизации и альбитизации, как правило, приводят к перекристаллизации и растворению акцессорного минерала. При резком сокращении общего содержания апатита в калишпатизированных породах часто появляется новообразованный апатит, представленный крупными короткопризматическими кристаллами, развивающимися по измененным темноцветным минералам и плагиоклазу, реже вдоль микротрещин [34]. В акцессорном апатите различных пород месторождения иногда фиксируются мелкие газопожидкие включения, гомогенизирующиеся преимущественно в интервале 300-500 °С.

Апатиты Сорского месторождения существенно фтористые, с крайне низким содержанием хлора (табл. 32). В большинстве исследованных минералов количество хлора находится на уровне или даже ниже чувствительности (0,01 %) микрозондового анализа. Такими низкими содержаниями характеризуются, в частности, апатиты фанеритовых гранитоидов плутонов, включая и диоритовые породы I фазы.

Среди порфировых пород по содержанию хлора заметно выделяются апатиты пострудных порфиров III. Концентрации хлора в них возрастают до 0,5 %. Эти значения являются одними из наиболее высоких среди всех апатитов исследованных месторождений. Некоторое повышение содержания хлора (до 0,09 %) зафиксировано и для апатита из интенсивно биотитизированных пород (проба К-65а). В этой пробе имеются отдельные зерна, очевидно, реликтового апатита, в которых хлор не установлен. Апатиты других порфировых пород по содержанию хлора практически не

Таблица 32

Анионный состав апатита и параметры флюида, сосуществующего с апатитом (Сорское месторождение)

Номер		Порода	Состав апатита, %			$\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{HF}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HCl}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$	$-\lg \frac{X_{\text{HF}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$
п/п	образца		F	Cl	H ₂ O			
УЙБАТСКИЙ ПЛУТОН								
1	K-69в	диориты	2.41	-	0.62	-	-	6.72
2		(I фаза)	2.46	-	0.60	-	-	6.69
3			2.75	0.014	0.46	0.25	6.27	6.52
4	K-69	гранодиориты	2.56	-	0.55	-	-	6.64
5		(II фаза)	2.70	0.008	0.48	0.01	6.54	6.55
6			2.73	0.005	0.47	-0.19	6.73	6.54
7	K-62	гранодиориты	3.69	0.001	-	-0.77	-	-
8		(II фаза)	2.97	0.006	0.35	-0.15	6.53	6.38
9			3.28	-	0.20	-	-	6.10
10	K-62а	пегматоидные	2.92	-	0.38	-	-	6.41
11		лейкограниты	3.37	-	0.16	-	-	5.98
12		(III фаза)	3.03	-	0.32	-	-	6.33
РУДОНОСНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС (СОРСКИЙ)								
13	K-67	калишпатизиро-	3.04	-	0.32	-	-	6.32
14		ванные лейко-	3.38	-	0.15	-	-	5.96
15		граниты	3.16	-	0.26	-	-	6.22
16	K-65а	калишпат-био-	2.17	0.088	0.72	1.15	5.67	6.82
17		титовые метасо-	2.94	-	0.37	-	-	6.40
18		матиты	2.38	0.055	0.62	0.91	5.82	6.72
19	K-64	порфиры I	2.93	0.018	0.37	0.33	6.07	6.40
20			3.09	0.029	0.29	0.51	5.76	6.27
21			2.79	0.001	0.44	-0.90	7.40	6.50
22	K-70	порфиры II	3.21	-	0.24	-	-	6.17
23			2.92	-	0.38	-	-	6.41
24			3.13	-	0.28	-	-	6.25
25	K-69г	порфиры III	1.61	0.501	0.88	2.04	5.00	7.04
26			2.58	0.238	0.48	1.51	5.06	6.57
27			2.40	0.239	0.57	1.54	5.13	6.68
28			2.81	0.279	0.36	1.54	4.87	6.41
29	K-60	порфиры участка	3.33	-	0.18	-	-	6.03
30		Сор-Герет	3.68	-	0.01	-	-	4.72
31	K-60б	порфиры участка	2.76	-	0.45	-	-	6.52
		Сор-Герет						
		(с вкрапленностью	2.93	0.020	0.37	0.38	6.02	6.40
		молибденита)						
32	K-61	альбитизирован-	3.68	-	0.01	-	-	4.72
		ные порфиры участ-						
		ка Сор-Герет						
33	K-60а	эксплозивные	3.65	0.013	0.02	0.09	4.96	5.06
		брекчии участка	2.54	0.016	0.56	0.34	6.30	6.64
		Сор-Герет	3.26	0.004	0.21	-0.37	6.48	6.12
			2.64	-	0.51	-	-	6.59
			3.05	0.011	0.31	0.10	6.21	6.31

Примечание. Расчёты произведены для $T = 500^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар.

отличаются от апатитов фанеритовых гранитоидов, хотя для первых (особенно для порфириров I) несколько чаще фиксируются значимые концентрации хлора. Это же отмечается и для апатитов из эксплозивных брекчий Сор-Герета.

Имеющиеся некоторые различия по содержанию летучих компонентов в апатитах находят отражение и в параметрах рассчитанных сосуществующих с ними флюидов (см. табл. 32). По параметру $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ резко обособляются флюиды порфириров III, для которых характерны максимальные значения данного показателя. Повышенные величины $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ зафиксированы и для флюидов зон интенсивной биотитизации. Относительно гранитоидов II фазы плутона (и даже диоритов I) это отношение в ряде случаев несколько возрастает для порфириров I, порфирировых пород и эксплозивных брекчий Сор-Герета. Отмечаемые здесь низкие значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ отражают, по-видимому, наложенные метасоматические процессы, так как для метасоматизирующих растворов этот параметр минимален.

Флюиды, сосуществующие с апатитом порфириров III, выделяются и по повышенному отношению $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$. Эти значения максимальны среди всех рассматриваемых магматических образований Сорского месторождения. Некоторое увеличение параметра $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ отмечается для интенсивно биотитизированных пород (при этом необходимо учитывать, что наряду с увеличением содержания Cl в апатитах этих пород происходит рост H_2O). В отдельных случаях относительно повышенные величины этого показателя характерны для флюида, сосуществующего с апатитом эксплозивных брекчий Сор-Герета. Последнее отражает неоднородность апатита брекчий, среди которого наряду с новообразованным присутствуют и в разной степени преобразованные рудности реликтового минерала пород, участвующих в эксплозивном процессе.

Следует отметить, что в связи с крайне низким содержанием хлора во многих исследованных апатитах (ниже предела чувствительности анализа) расчет параметров $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ и $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ в сосуществующих флюидах не представляется возможным.

Параметры $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ для всех исследованных магматитов месторождения в основном близки. Для гранодиоритов II фазы плутона иногда фиксируются более высокие его значения относительно диоритов II. Среди порфирировых образований пониженными значениями этого показателя характеризуются порфиры III (обычно на уровне диоритов I и даже ниже), а также интенсивно биотитизированные образования и отчасти эксплозивные брекчии Сор-Герета. Для двух последних отмечаются и случаи более высоких величин $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (обусловленные неоднородностью апатита). Повышение данного параметра фиксируется для калишпатизированных и особенно для более поздних альбитизированных образований. С альбитизацией, по-видимому, можно связать и высокие значения $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, рассчитанные по одной из проб апатита порфириров Сор-Герета.

Выводы. Флюиды позднемагматической (ранней постмагматической) стадии, сопровождающие магматиты в пределах Сорского месторождения, в целом характеризовались повышенной фтористостью, которая еще более возрастала для метасоматизирующих растворов.

Повышенной ролью хлора отличаются флюиды, связанные с пострудными порфирами III, что, очевидно, связано с меньшей хлорной дегазацией этих

образований. Последнее, возможно, находит отражение в практическом отсутствии связанных с данными магматитами рудно-метасоматических образований. Хлор, как возможный экстрагент, консервируется в самой породе.

Отмечаемое небольшое увеличение роли хлора в процессе биотитизации пород является, скорее всего, следствием хлорной дегазации глубинных магматических масс. По своей природе это явление, очевидно, близко к рассмотренной выше площадной биотитизации гранит-порфиров штока Выходного в Становом хребте.

Глава 7. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМА ХЛОРА И ФТОРА В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

По содержанию рассматриваемых летучих компонентов заметно выделяются гранитоиды Жирекенского и Сорского месторождений, апатиты и особенно биотиты которых отличаются повышенной фтористостью. Это довольно отчетливо коррелируется с широко проявленной здесь калишпатизацией. Содержание хлора в указанных минералах, особенно на Сорском месторождении, где калишпатизация (часто в сочетании с более поздней альбитизацией) развита наиболее интенсивно, обычно крайне низко. Обособление минералов этих двух месторождений отчетливее проявляется по повышенным значениям F/Cl. При этом различия более контрастны по биотиту.

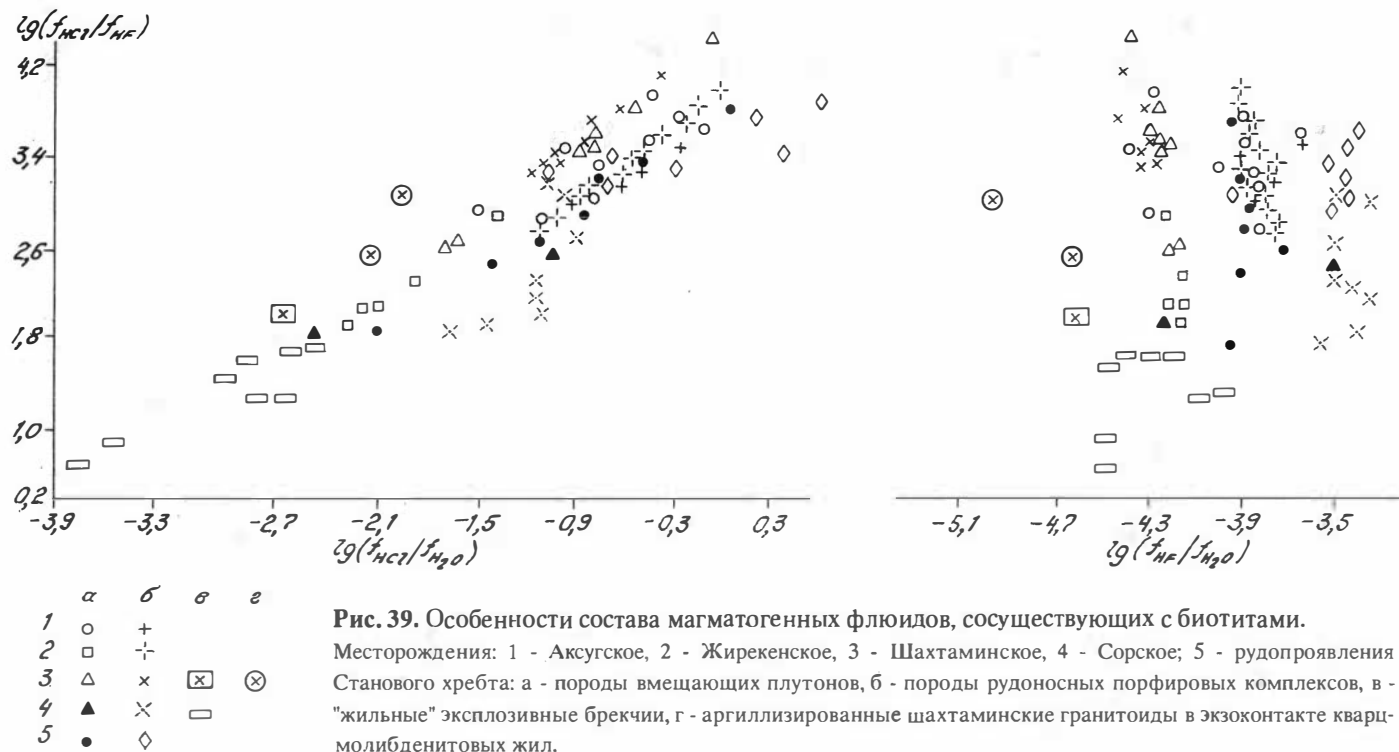
Биотиты Аксуга, Шахтамы и рудопроявлений Становика характеризуются более низкими концентрациями фтора и в целом имеют широкий диапазон колебаний хлора. При этом, если не учитывать высокохлористый биотит из пород рудопроявления Желиндакан, где предполагается [51, 53] развитие магматизма в относительно закрытой системе (что ограничивало процессы дегазации), то в качестве особенности можно отметить отклонение многих биотитов Аксуга и особенно Шахтамы в область повышенных содержаний хлора.

По концентрации фтора в апатитах породы месторождений могут быть расположены в следующий ряд (уменьшение фтористости минерала): Жирекен (Сора) - Становик - Аксуг (Шахтама).

С относительным содержанием летучих компонентов в минералах интрузивных пород в определенной степени сопоставляется геохимический профиль месторождений: от существенно молибденовых к молибденово-медным отмечается возрастание роли хлора и снижение фтора. Эта особенность зафиксирована и по другим месторождениям медно-молибденовой формации [52]. Однако в рассматриваемом случае выделяется Шахтаминское месторождение с существенно молибденовым профилем оруденения, которое выпадает из этой закономерности. Для биотита и апатита Шахтамы устойчиво фиксируются повышенные содержания хлора при относительно пониженных концентрациях фтора.

Рассматриваемые месторождения различаются и по режиму летучих компонентов магматогенных флюидов, сосуществующих с биотитом и апатитом (рис. 39, 40). На диаграмме $\lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}) - \lg(f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}})$ флюиды, сосуществующие с биотитом пород Шахтамы, располагаются в области повышенных значений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, которые резко снижаются при переходе к взрывным брекчиям жильного типа и аргиллизированным гранитоидам в экзоконтакте кварц-молибденитовой жилы. Для последних характерно также пониженное $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$. В целом же точки составов флюидов, рассчитанных для биотитов различных пород Шахтамы, укладываются в узкую наклонную полосу, фиксирующую прямую зависимость между значениями $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$.

В эту полосу попадают отдельные значения флюидов первого магматического ритма (вмещающий плутон) Аксугского месторождения. Большинство же точек по Аксугу концентрируются ниже, в более широкой полосе, в целом имеющей



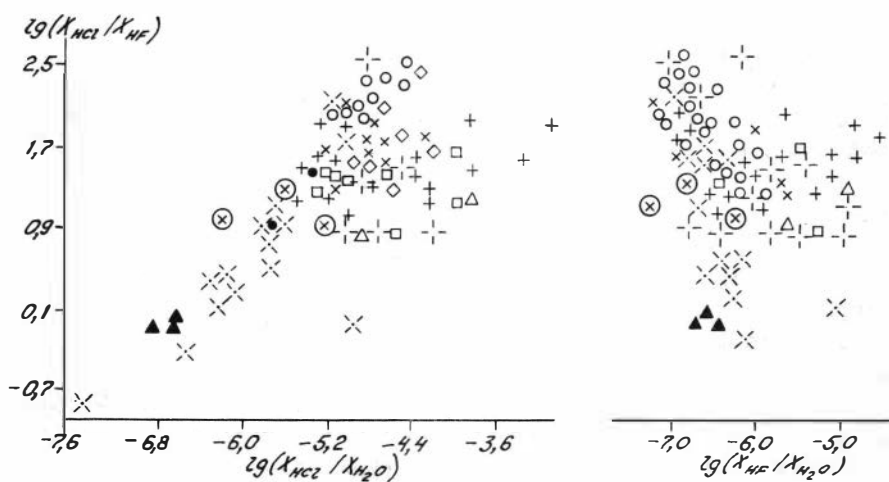


Рис. 40. Особенности состава магматогенных флюидов, сосуществующих с апатитами. Усл. обозн. см. на рис. 39.

аналогичный наклон. При этом фигуративные точки флюидов второго ритма, который можно отождествлять с рудоносным порфировым комплексом, тяготеют к нижней части полосы, т.е. к области относительно пониженных значений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$.

Рассчитанные магматогенные флюиды Жирекенского месторождения укладываются в две кулисообразные полосы, расположенные между "шахтаминской" полосой и нижней частью (область второго магматического ритма) "аксугской". С последней сопряжено поле флюидов жирекенского рудоносного порфирового комплекса. Флюиды, сосуществующие с биотитом гранитоидов амананского комплекса (вещающие породы), сосредоточены в узкой полосе с пониженными $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ при относительно низких $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$. Особенно это типично для амананских гранитоидов, находящихся непосредственно на площади месторождения и вмещающих рудно-метасоматические образования, которые обычно в той или иной степени калишпатизированы.

Флюиды магматитов Сорского месторождения имеют пониженные $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$, соответствующие значениям, свойственным амананским гранитам Жирекена, но отличаются от них обычно более высокими $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$. При этом относительно низкие $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ отмечены для гранодиоритов II Уйбатского плутона. По этим параметрам порфировые образования часто отклоняются к диоритам I и по первому показателю иногда даже превосходят их (порфиры II, биотит порфиров III с повышенным отношением F к Cl, отдельные биотиты порфиров Сор-Герета). Для флюидов, сосуществующих с биотитом измененных пород и эксплозивных брекчий Сор-Герета (также в той или иной степени преобразованных), характерны наиболее низкие значения рассматриваемых параметров. Последнее особенно отчетливо проявилось для интенсивно биотитизированных и калишпатизированных пород.

Общая эволюция флюидов при становлении магматических комплексов направлена в сторону пропорционального снижения значений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$.

Эта тенденция однозначно проявляется как для гранитоидов многофазных плутонов, вмещающих штоко- и дайкообразные тела порфировых пород и рудно-метасоматические образования, так и для магматитов рудоносных порфировых комплексов. Точки составов флюидов отдельных магматических комплексов для Жирекенского и Шахтаминского месторождений, как уже отмечалось, располагаются в узких линейно вытянутых полосах, что, очевидно, отражает генетическую общность входящих в их комплексы интрузивных образований.

Для Аксугского месторождения в целом по всем магматитам отмечается значительный разброс точек в широкой полосе, перекрывающей значения рассматриваемых параметров по другим месторождениям. При этом точки составов флюидов второго магматического ритма (рудоносный порфировый комплекс) Аксуга находятся практически на одной линии. По первому ритму (вмещающий массив) эти точки также можно сгруппировать в две относительно узкие субпараллельные полосы. Возможно, что подобное отклонение для Аксугского месторождения объясняется или включением в первый ритм разнообразных образований (производных разных комплексов ?), или активным влиянием на вмещающие породы рудоносных порфиров второго ритма и связанных с ними процессов.

Разброс точек состава флюидов для порфиров Сорского месторождения объясняется, вероятно, принадлежностью магматитов к разным ритмам рудоносного комплекса и влиянием на состав биотитов наложенных процессов.

В узкой полосе, отражающей широкий разброс значений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, располагаются точки составов флюида магматических образований многофазных плутонов Становика. В то же время для порфировых магматитов здесь характерны только относительно повышенные величины указанных параметров. Наибольшие колебания при этом отмечаются для $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, что связывается с изменением роли H_2O .

Минимальная величина $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ характерна для флюидов всех магматических образований Шахтмы (особенно рудоносного порфирового комплекса), гранитоидов амананского комплекса Жирекена, гранитоидов II фазы Уйбатского плутона (Сора) и части магматитов первого ритма Аксуга. Флюиды, рассчитанные для порфировых пород Жирекена, заметно отклоняются в сторону повышенных значений $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$, располагаясь на диаграмме практически вдоль одной субвертикальной линии. Здесь же сосредоточено большинство точек состава флюидов магматитов второго и значительной части первого ритмов Аксуга. В двух случаях на последнем месторождении флюиды характеризуются еще более высокими отношениями $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$. Таким образом, по рассматриваемым параметрам также отмечается обособление двух групп флюидов первого магматического ритма Аксуга.

Максимальные значения $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ зафиксированы для флюидов порфировых магматитов Сорского месторождения и рудопроявлений Становика. При этом для последних отмечается четкое обособление от флюидов магматических образований крупных плутонов. Очевидно, подобная закономерность (по крайней мере, на уровне приближенных по составу магматитов) будет характерна и для Сорского месторождения.

Для флюидов, параметры которых рассчитаны с учетом состава биотита измененных пород и жильной брекчии Шахтаминского месторождения, типичны

пониженные (до минимальных среди всех исследованных эндогенных образований) значения $f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$.

Параметры флюидов, сосуществующих с позднемагматическим апатитом интрузивных образований, на диаграммах (см. рис. 40) часто занимают обширные поля, которые в значительной степени перекрываются. Однако и здесь могут быть отмечены определенные особенности, характеризующие отдельные месторождения. Так, на диаграмме $\lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}) - \lg(X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}})$ большинство точек состава флюидов магматитов первого ритма Аксуга располагается в области относительно повышенных значений $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, образуя отчетливо вытянутое поле (снижение $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ при уменьшении $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$). Флюиды второго магматического ритма рассредоточены в субгоризонтальной полосе, фиксирующей значительные колебания отношения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ при относительно сохраняющихся значениях $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ (хотя в пределах этой полосы данный параметр заметно изменяется).

В верхней части указанной полосы, в области относительно пониженных значений $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, располагаются точки состава флюидов рудоносного порфиривого комплекса Шахтаны. По более низкому значению $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ заметно обособляются флюиды шахтаминских гранитоидов плутона. К ним приближаются, отклоняясь в сторону низких $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, растворы, рассчитанные по апатиту гидротермально измененных гранитоидов экзоконтакта кварц-молибденитовых жил.

Поле преимущественной концентрации точек состава флюидов магматических образований Жирекенского месторождения перекрывает эту широкую полосу, частично распространяясь в область еще более низких $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. Для гранодиорит-порфиоров, начинающих внутрирудный порфириновый ритм (второй), зафиксированы максимальные $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$. По параметру $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ флюиды Жирекена в основном сопоставимы с растворами Шахтаны и с преобладающей частью рассчитанных значений по Аксугу. Для Жирекена отмечаются отдельные отклонения в сторону пониженных $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$, что, как и в случае Шахтаминского месторождения, обусловлено, по-видимому, влиянием наложенных рудно-метасоматических процессов.

Точки флюидов магматитов рудопроявлений Становика в целом укладываются в наклонную полосу, фиксирующую одновременно снижение $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ и $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (некоторая аналогия с первым магматическим ритмом Аксуга). При этом они преимущественно тяготеют к области пониженных $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (особенно в случае гранитоидов плутона). Максимальные значения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ (с ростом также $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$) характерны для флюидов магматитов рудопроявления Джелиндакан, которое, как отмечалось выше, развивается в условиях относительно более закрытой магматической системы, что ограничивает возможность "хлорной" дегазации расплава.

Флюиды, сосуществующие с апатитом магматитов Сорского месторождения (по которым можно провести расчеты), в целом имеют минимальные значения рассматриваемых параметров. При этом наименьшими $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ и $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ обычно отличаются флюиды магматических образований Уйбатского плутона и метасоматически измененных пород.

Если сравнивать по рассматриваемым параметрам флюиды магматитов вмещающих плутонов, то здесь по максимальным значениям $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ отчетливо

выделяются магматические образования первого ритма Аксуга. Что касается рудоносных порфировых комплексов, то в данном случае можно говорить о некоторой тенденции уменьшения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ для порфиров Жирекена и резком снижении этого показателя для Сорского месторождения. Часть значений по второму (порфировому) ритму Аксуга отклоняется в сторону повышенных $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$.

Разброс значений $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ для флюидов, сосуществующих с апатитом, также значительный. При этом каких-либо четких различий по этому параметру между месторождениями не устанавливается. Можно только отметить отклонение отдельных рассчитанных флюидов Аксуга (второго ритма) в область более высоких $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$.

Из приведенных данных по параметрам флюидов, сосуществующих с апатитом, намечаются несколько пониженные $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ в ряду месторождений Аксуг - Шахтама - рудопроявления Становика - Жирекен - Сорское и для отдельных флюидов второго магматического ритма Аксуга более высокие отношения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$. В основном же поля флюидов месторождений (за исключением Сорского по рассматриваемым параметрам перекрываются, т.е. обособленности отдельных месторождений, которая фиксировалась для флюидов на момент выделения биотита, здесь обычно не устанавливается.

Судя по прямой зависимости отношений $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ незначительному колебанию при этом $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и учитывая геохимическую историю хлора в магматических системах, можно предположить, что одним из определяющих факторов изменчивости рассматриваемых параметров для флюидов, рассчитанных относительно биотита разнотипных магматических образований отдельных месторождений, являются процессы "хлорной" дегазации. На момент выделения апатита эти процессы менее развиты, чем и объясняется более однотипный характер флюидов. Здесь отчетливо проявляется колебание отношений $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (часто даже при близких значениях $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$), хотя и в данном случае может сказываться различная степень дегазации магматических масс в разной структурной обстановке. В частности, для месторождения Аксуг и отчасти рудопроявлений Становика отмечается тенденция одновременного снижения $X_{\text{HCl}}/X_{\text{HF}}$ и $X_{\text{HCl}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ (при некотором возрастании $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$).

Исходные концентрации и соотношение хлора и фтора в магматических расплавах определяются, очевидно, их составом и условиями образования, в частности соотношением мантийной и коровой составляющих.

По данным [72], биотиты могут использоваться в качестве индикаторов генезиса рудогенерирующих магм. Авторами показано, что соотношение $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ в биотитах отражает окислительно-восстановительные условия, а $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ - степень контаминации расплавов коровым материалом. Ими выделены две типовые обстановки: восстановительная - при контаминации расплава графитсодержащим материалом; нормальная по окислительно-восстановительному потенциалу - без участия последнего. При этом биотиты минерализованных порфиров с W, Mo и Cu оруденением отклоняются в область положительных значений $X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}$ (более окислительная обстановка) относительно неминерализованных магматических образований батолитов. Возрастание $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ увязывается с ростом ассимиляции материала континентальной коры: от примитивных расплавов в области океанической коры до высокодифференцированных анатектических расплавов. В

этом же направлении отмечается переход от медно-порфирового оруденения к молибден- и вольфрам-порфировому.

На диаграмме $X_F/X_{OH} - X_{Mg}/X_{Fe}$ (рис. 41) биотиты магматических образований всех рассматриваемых месторождений находятся в области нормальной окислительно-восстановительной обстановки с некоторым отклонением отдельных магматитов Становика в сторону уменьшения X_{Mg}/X_{Fe} , а порфировых пород Шахтамы - увеличения этих значений. Для последнего месторождения относительно магматитов вмещающего плутона отчетливо проявлено смещение порфировых пород в область более окислительных условий. Подобная тенденция намечается и на Жирекенском месторождении. Широкий разброс точек состава биотитов характерен для магматитов Сорского месторождения, что обусловлено, по-видимому, длительным и сложным развитием магматических комплексов и практически постоянным (особенно для порфиров) влиянием наложенных эндогенных процессов.

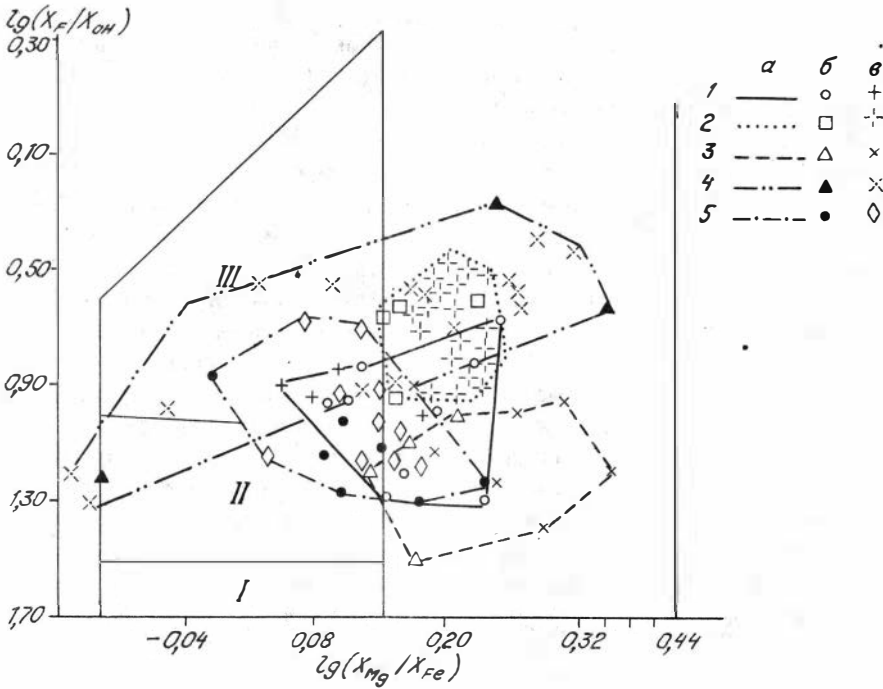


Рис. 41. Состав биотитов из магматических пород [72].

Поля гранитоидов: I - производные примитивных (J-тип) расплавов, II - среднеконтраминированные материалом континентальной коры, III - сильно контраминированные. Возрастание ассимиляции происходит вверх по вертикали. Усл. обозн. см. на рис.39.

Поля состава биотитов на указанной диаграмме находятся в областях, соответствующих средне- и сильно контраминированным расплавам. При этом

магматические образования рассматриваемых месторождений условно можно расположить в ряд, отражающий возрастание степени ассимиляции континентального корового материала: Шахтама - Аксуг (рудопроявления Становика) - Жирекен - Сорское. Связи геохимического профиля оруденения (по соотношению Cu и Mo) с положением отдельных месторождений в данном ряду, как это отмечается в статье [72], в целом здесь не устанавливаются. Особенно выпадает молибденовое Шахтаминское месторождение, которое по своему положению в указанном ряду должно соответствовать существенно медным месторождениям. Если сопоставлять хорошо изученные месторождения - Аксугское молибденово-медное, Жирекенское и Сорское медно-молибденовые (без учета рудопроявлений Становика, по которым рассматриваются суммарные данные), то состав их руд довольно хорошо увязывается с особенностями магматитов.

Что касается Шахтаминского месторождения, то для него выше отмечалось также и несоответствие молибденового профиля оруденения с отмечаемой здесь повышенной ролью хлора в эндогенном процессе. Причину этого, очевидно, следует искать в характере развития рудоносного порфирирового комплекса. По целому ряду геологических и геохимических данных магматиты Шахтаминского рудного узла (включая образования вмещающего плутона и штоко- и дайкообразных порфирировых тел) сформировались в результате взаимодействия базальтоидных (мантийных) расплавов с веществом коры и последующей флюидно-магматической дифференциации [18]. При этом здесь на всех уровнях магматической системы проявляются значительные объемы базальтоидных масс, в том числе и среди образований рудоносного порфирирового комплекса в области рудоотделения. Последнее, очевидно, обусловило повышенный режим хлора в эндогенной системе.

Таким образом, при существующей общности рудно-магматических систем рассматриваемых месторождений, обусловленной принадлежностью их к единой медно-молибденовой (порфирировой) формации, выявляются специфические особенности режима хлора и фтора магматогенных флюидов, индивидуализирующие отдельные месторождения. Определяющими факторами последнего являются, очевидно, различия в источниках и механизме магнообразования, степени флюидно-магматической дифференциации и структурных условиях становления магматитов. По ряду месторождений для флюидов порфирировых магматитов относительно фанеритовых гранитоидов плутонов отмечается повышение роли галогенов среди летучих компонентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований распределения фтора и хлора в минералах интрузивных пород из районов медно-молибден-порфировых месторождений юга Сибири и характера эволюции летучих компонентов в развитии эндогенных процессов позволяют сформулировать ряд основных выводов, имеющих важное значение для познания и расшифровки условий зарождения и функционирования медно-молибденовых рудно-магматических систем и факторов, способствующих реализации их потенциальной рудопродуктивности.

1. Фтор и хлор - характерные летучие компоненты медно-молибден-порфировых РМС. Основными минералами-концентраторами этих элементов являются темноцветные минералы пород и акцессорный апатит. В рудно-метасоматических образованиях фтор также фиксируется в светлых слюдах, а на отдельных (существенно молибденовых) месторождениях в виде собственного минерала - флюорита.

При существующей общности РМС рассматриваемых месторождений, обусловленной принадлежностью их к единой медно-молибденовой (порфировой) формации, устанавливаются специфические особенности режима хлора и фтора магматогенных флюидов, индивидуализирующие отдельные месторождения. Определяющими факторами последнего служат различия в источниках и механизме магнообразования, степени флюидно-магматической дифференциации и структурных условиях становления магматитов. Общей тенденцией является рост активности фтора и снижение роли хлора при переходе от существенно медных месторождений, связанных с развитием порфирового магматизма, относительно повышенной основности, к существенно молибденовому оруденению, сопровождающему более кислые магматические образования. Из этой закономерности выпадает Шахтаминское молибденовое месторождение, отличающееся повышенной ролью хлора в эндогенном процессе, что обусловлено, очевидно, особым характером развития рудоносного порфирового комплекса, сформированного в результате взаимодействия базальтоидных расплавов с веществом коры и последующей флюидно-магматической дифференциации.

2. Развитие рудоносного порфирового комплекса обычно происходило в условиях относительно повышенной роли хлора по сравнению с вмещающими фанеритовыми гранитоидами плутонов. Обстановка, при которой осуществлялось накопление хлора в расплаве с последующим концентрированием его в хлорсодержащих минералах пород, была неблагоприятной для реализации потенциальной рудопродуктивности порфирового комплекса. Развитию концентрированного оруденения способствовали, в частности, соответствующие структурные условия, обуславливающие относительную открытость магматической системы.

3. Устанавливается тенденция снижения роли хлора и возрастания роли фтора в магматогенном флюиде в процессе дифференциации магматического расплава. В пределах месторождений фиксируются две самостоятельные линии эволюции режима

флюидов, связанные с развитием магматитов вмещающих плутонов и рудоносных порфировых комплексов, что отражает петрогенетическую автономность порфиров относительно более ранних фанеритовых гранитоидов и подтверждает целесообразность выделения в медно-молибденовых рудных районах двух самостоятельных магматических комплексов, характеризующихся различной рудопродуктивностью.

Обогащение ранних порций магматогенного флюида HCl с последующим снижением его роли и возрастом HF фиксируется по зональному распределению фтора и хлора в зернах биотита и особенно позднемагматического апатита. Эта тенденция отражает менее прочную связь хлора с силикатным расплавом по сравнению с фтором. С более активным переходом хлора во флюидную фазу связаны относительное обогащение фтором поздних порций расплава и отделившихся от них флюидов, а также повышенная активность хлора в процессах раннего (допорфирового) эксплозивного брекчирования и приконтактной дегазации порфировых интрузивов.

4. Выявленные соотношения фугитивностей (концентраций) HCl и HF в магматогенных флюидах, сосуществующих с биотитом (апатитом) разновозрастных порфировых магматитов, подтверждают полиритмичное развитие рудоносных порфировых комплексов: В каждом порфировом ритме для магматогенных флюидов фиксируется самостоятельная линия эволюции режима летучих, отвечающая общей тенденции уменьшения роли хлора при росте активности фтора в последовательности развития магматических образований. Это может быть объяснено существованием сложных парагенетических связей между магматитами разных ритмов дискретно-направленно развивающегося рудоносного порфирового комплекса (возможна их связь с разными камерами или с различными частями сложно построенного магматического очага).

Режим летучих магматогенных флюидов при формировании интрузивов порфировых пород рудоносных комплексов на уровне месторождений во многом определялся характером магмолокализирующих структур. Более высокие отношения Cl к F отмечаются для порфировых образований, слагающих дайковые тела.

5. Рудообразующие (и метасоматизирующие) растворы характеризуются заметно повышенной ролью фтора относительно флюидов, сосуществующих с биотитами и апатитами порфировых магматитов (штоки и дайки), включая и наиболее поздние магматические образования рудоносных порфировых комплексов, проявленные в пределах месторождений на уровне рудоотложения. Для этих растворов обычно устанавливается резкий рост отношения F к Cl .

Сопоставление режима летучих в сосуществующих с позднемагматическим апатитом флюидах с учетом возрастной последовательности формирования порфировых образований свидетельствует об отсутствии прямой (генетической) связи рудообразующих растворов с конкретными магматитами, проявленными на современном эрозионном срезе месторождений. Более вероятна связь этих растворов с глубинными магматическими массами (возможно, промежуточным очагом), продуцирующими также и порфировые образования. Штоки (тем более дайки) порфировых пород обычно относятся к разряду "сухих" с развитием приконтактного эманационного ореола в пределах нескольких сантиметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Алекторова Е.А.** Региональные разломы восточной части золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья и их роль в размещении оруденения // Геология и методы изучения золоторудных провинций. - М.: Недра, 1967. - 150 с.
2. **Анфилов В.Н., Бобылев И.Б., Брагина Г.И.** Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и роль летучих компонентов в процессах кислотно-основного взаимодействия // Флюиды в магматических процессах. - М.: Наука, 1982. - С. 228-242.
3. **Берзина А.Н.** Летучие компоненты в биотитах Жирекенского медно-молибденового месторождения // Студент и научно-технический прогресс: Матер. XII Всесоюз. науч. студ. конф. Геология. - Новосибирск: НГУ, 1984. - С. 70-76.
4. **Берзина А.Н.** Особенности распределения летучих компонентов в минералах рудоносных гранитоидов некоторых медно-молибденовых месторождений Сибири // Геохимия и рудоносность магматических, метаморфических и осадочных комплексов Дальнего Востока и Сибири: Матер. IV региональной конф. молодых ученых Дальнего Востока и Сибири. - Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1987. - Деп.18.12.88. N 485-В89. - С. 60-74.
5. **Берзина А.Н.** Хлор и фтор в эндогенном процессе месторождения Аксуг // Геология и геофизика активизированных областей Восточной Сибири: Тез. докл. конф. молодых науч. сотр. - Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988. - С. 38-39.
6. **Берзина А.Н.** Физико-химические параметры формирования гранитоидов рудоносного и рудовмещающего комплексов на медно-молибденовых месторождениях // Минералого-геохимические критерии поисков и моделирование процессов формирования месторождений полезных ископаемых: Матер. семинара молодых ученых. - Львов: Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, 1989. - С. 115-120. - Деп.31.08.89, N 5689-В89.
7. **Берзина А.Н., Добрянский Г.И., Сотников В.И.** Особенности режима HCl и HF при формировании молибденово-медного месторождения Аксуг (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика - 1988. - N 10. - С. 52-61.
8. **Булах А.Г.** Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. - М.: Недра, 1978. - 166 с.
9. **Бухаров Н.С., Кудрявцева А.И., Забелин В.И. и др.** Сравнительная характеристика интрузий Центральной и Восточной Тувы, несущих медно-молибденовое штокверковое оруденение // Материалы по геологии Тувинской АССР. - Кызыл, 1981. - вып. 5. - С. 100-119.
10. **Бушляков И.Н.** Фтор и хлор в биотитах и амфиболах как индикаторы условий формирования гранитоидов // Ежегодник - 1977. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. - С. 70-71.
11. **Бушляков И.Н.** Галогены в биотитах - индикаторы потенциальной рудоносности гранитоидов // Ежегодник - 1976. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1977. - С. 72-74.
12. **Бушляков И.Н.** Галогены в апатитах - индикаторы потенциальной рудоносности гранитоидов // Ежегодник - 1977. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. - С. 101-102.

13. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Распределение фтора и хлора между апатитом и биотитом как показатель флюидного режима и генезиса гранитоидов // Докл. АН СССР. - 1982.-Т. 266, N 5.- С. 1260-1263.
14. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. - М.: Наука, 1986.- 191 с.
15. Бэрнэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982.-С. 71-147.
16. Валяшко В.М., Когарко Л.Н., Ходаковский И.Л. Равновесия фтор-, хлор-, гидроксил-apatитов с водными растворами при различных температурах // Геохимия. - 1968.-N 1.- С. 26-36.
17. Глюк Д.С., Анфилов В.Н. Фазовые равновесия в системе гранит - H₂O - F при давлении паров воды 1000 кг/см // Геохимия. - 1973. - N 10.- С. 1560-1565.
18. Жариков В.А., Гаврикова С.Н. О двух механизмах гранитообразования // Кристаллическая кора в пространстве и времени. - М.: Наука, 1989.-С. 25-35.
19. Забелин В.И. Геологическое строение и геолого-геохимическая зональность Аксугского медно-порфирового месторождения как критерий глубинного прогнозирования: Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук.- Новосибирск, 1988.- 15 с.
20. Забелин В.И., Добрянский Г.И., Яровой С.А. и др. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-порфирового месторождения (Тува) // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. - Т. 3. - С. 68-70.
21. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. - 1972. - N 3. - С. 63-70.
22. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. - 1974. - N 11. - С. 82-89.
23. Интрузивные комплексы Забайкалья / Тихомиров Н.И., Козубова Л.А. и др. М.: Недра, 1964. - 215 с.
24. Калущий Г.Г. Малые интрузии и оруденение на одном из молибденовых месторождений Восточного Забайкалья // Зап. Забайкальского отд. географ. о-ва СССР. - Иркутск: Вост. Сиб. книж. изд-во, 1964. - Вып. 23. - С. 71-80.
25. Кастрыкнн Ю.П. Геологические особенности нового рудопроявления молибдена "Бадис" // Геология и геофизика. - 1978. - N 4. - С. 47-56.
26. Кастрыкнн Ю.П. Молибден-порфировое оруденение в западной части Станового хребта // Геология и геофизика. - 1980. - N 9. - С. 59-67.
27. Кастрыкнн Ю.П., Белобородов Н.А., Данилов С.В. Опыт прогнозной оценки молибденового оруденения в восточной части Станового хребта // Геология и геофизика. - 1976. - N 10. - С. 144-149.
28. Кастрыкнн Ю.П., Сотников В.И., Левин Ф.В. и др. Мезозойский магматизм и молибденовое оруденение западной части Станового хребта // Геология рудных месторождений зоны БАМ. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 85-132.
29. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. - М.: Наука, 1981. - 125 с.
30. Коржинский М.А. Анионный состав апатита и распределение железа между пироксеном и гранатом как показатели кислотно-основных свойств гидротермального

флюида (экспериментальные данные): Авторефдис....канд.геол.-мин.наук.- Черноголовка, 1981.- 16 с.

31. **Коржинский М.А.** Апатитовый твердый раствор как индикатор летучести HCl и HF в гидротермальном флюиде // Геохимия. - 1981.-N 5.-С. 689-706.

32. **Коржинский М.А.** Режим HCl и HF в гидротермальном флюиде при различных эндогенных процессах // Экспериментальные исследования эндогенного рудообразования.-М.: Наука, 1983.- С. 103-112.

33. **Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П.** Флюидный режим гранитообразования. - Новосибирск: Наука, 1981. - 184 с.

34. Медно-молибденовая рудная формация / **Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И.** и др. Новосибирск: Наука, 1977. - 422 с.

35. **Мельник Ю.П.** Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. - Киев: Наук. думка, 1978. - 150 с.

36. **Мельникова К.М., Судариков Ю.Ф.** Геологическое строение и некоторые особенности генезиса Жирекенского медно-молибденового месторождения // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. - Чита, 1970. - Вып. 5. - С. 62-67.

37. **Молчанова Т.В.** Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение // Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1964.- N 7. - С. 38-51.

38. **Петровская С.Г., Санин Г.П., Спиридонов А.М. и др.** Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири.- Новосибирск: Наука, 1980.- 152 с.

39. **Пизнюр А.В.** О давлениях при формировании Жирекенского медно-молибденового месторождения (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. - 1968. - Т. 179, N 5. - С. 1186-1187.

40. **Пизнюр А.В.** К вопросу о температурах и давлении при формировании минеральных ассоциаций молибденовых и молибденово-полиметаллических месторождений // Минерал. сб. Львовского Ун-та. - 1970.- N 24, Вып. 4. - С7 437-441.

41. **Покалов В.Т.** Месторождения молибдена // Рудные месторождения СССР. - М.: Недра, 1978. - Т. 3. - С. 117-174.

42. **Поливеев А.Г., Берзина А.Н.** Некоторые физико-химические условия становления рудоносных гранитоидов Жирекенского медно-молибденового месторождения (Восточное Забайкалье) // Термобарогеохимия эндогенных процессов: Тез. докл. совещ. - Благовещенск: АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. - С. 119-120.

43. **Попов В.С., Кудрявцев Ю.К., Алтухов Е.Н. и др.** Геологическая позиция медно- и молибден-порфирирового оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Геология руд. месторождений. - 1988. - N 3. - С. 84-89.

44. **Рябчиков И.Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. - М.: Наука, 1975. - 230 с.

45. **Сидоренко В.В.** Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 100 с.

46. **Скуридин В.А., Сотников В.И., Никитина Е.И.** Вопросы петрологии и минералогии сложных даек Шахтаминского месторождения медно-молибденовой рудной формации // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. - М.: Наука, 1972. - С. 168-183.

47. Сорское медно-молибденовое месторождение / **Амшинский Н.Н., Сотников В.И.** (ред.) - М.: Недра, 1976. - 159 с.
48. **Сотников В.И.** Геологические условия формирования Шахтаминского молибденово-полиметаллического месторождения (Вост. Забайкалье): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1961. - 21 с.
49. **Сотников В.И., Берзина А.П.** Ореолы хлора и фтора в рудных полях медно-молибденовых месторождений и их поисковое значение // Геохимические поиски по первичным ореолам. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 97-101.
50. **Сотников В.И., Берзина А.П.** Режим HCl и HF в минералообразующих процессах при формировании Шахтаминского молибденового месторождения // Геология и геофизика. - 1988. - N 3. - С. 78-86.
51. **Сотников В.И., Берзина А.П., Кастрыкин Ю.П.** Хлор и фтор в рудно-магматическом процессе (на примере молибденовых рудопроявлений Становика) // Геология и геофизика. - 1988. - N 5. - С. 88-93.
52. **Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Королюк В.Н.** Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса // Минералогические критерии связи оруденения с кислым магматизмом. - Л.: Наука, 1982. - С. 101-108.
53. **Сотников В.И., Кастрыкин Ю.П., Никитина Е.И.** Особенности распределения хлора и фтора в минералах интрузивных и постмагматических образований молибденовых рудопроявлений Станового хребта // Геохимия. - 1981. - N 3. - С. 361-370.
54. **Сотников В.И., Никитина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Семенов В.И.** Некоторые особенности акцессорного апатита зоны взрывных брекчий Жирекенского месторождения (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. - 1971. - Т. 200, N 1. - С. 193-196.
55. **Сотников В.И., Полиевев А.Г., Берзина А.Н.** Физико-химические условия формирования гранитоидов рудоносного комплекса на Жирекенском медно-молибденовом месторождении // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 283, N 6. - С. 1463-1465.
56. **Сотников В.И., Проскуряков А.А.** Особенности термодинамического режима при формировании взрывных брекчий Шахтаминского молибденового месторождения // Геология и геофизика. - 1973. - N 4. - С. 68-75.
57. **Сотников В.И., Проскуряков А.А., Никитина Е.И.** Температурные условия формирования взрывных брекчий Шахтаминского месторождения // Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 204, N 1. - С. 185-188.
58. **Сотников В.И., Проскуряков А.А., Никитина Е.И., Шугурова Н.А.** О возможности использования акцессорного апатита для минералотермометрического анализа // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах) - Новосибирск, 1975. - С. 70-75 (Тр. ЗСОВМО, Вып. 2).
59. **Сотников В.И., Скуридин В.А.** О находке взрывных брекчий на Жирекенском месторождении (Вост. Забайкалье) // Геология и геофизика. - 1967. - N 6. - С. 115-117.
60. **Сотников В.И., Чупин В.П., Берзина А.П. и др.** Использование физико-химических параметров формирования гранитоидов для расчленения рудоносных и рудовмещающих комплексов в медно-молибденовых рудных полях //

Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. - Львов: Ин-т геол. и геохимии горючих ископ. АН УССР, 1985. - Ч. I. - С. 170-171.

61. **Трошин Ю.П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1978. - 172 с.

62. **Трошин Ю.П.** Флюидный режим формирования редкометалльных плазматитовых гранитов Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. - 1983. - N 11. - С. 66-75.

63. **Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.** Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности.: - Л.: Наука, 1981. - С. 73-83.

64. **Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Пивоварова Л.Ю., Бойко С.М.** Флюидный режим формирования гранитоидов разных геохимических типов // Геохимия. - 1984. - N 9. - С. 1318-1326.

65. **Ушакова Е.Н.** Биотиты метаморфических пород. - М.: Наука, 1971. - 345 с.

66. **Ушакова Е.Н.** Биотиты магматических пород. - Новосибирск: Наука, 1980. - 328 с.

67. **Ферштатер Г.Б., Чашухина В.А., Вилисов В.А.** Распределение хлора и фтора в апатите, включенном в различные породообразующие минералы магматических пород // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 236, N 3. - С. 1228-1235.

68. **Холоднов В.В., Знаменский Н.Д., Старков В.Д., Краснобаев А.А.** Вариации летучих в апатитах гранитоидов Урала и их петрологическое значение // Ежегодник - 1975. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1976. - С. 51-55.

69. **Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Полтавец Ю.А. и др.** Летучие в аксессуарных и рудных апатитах как показатель флюидного режима и потенциальной рудоносности гранитоидов Урала. (УНЦ АН СССР). - Свердловск, 1978. - С. 47-53. (Тр. ИГиГ; Вып. 136).

70. **Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н.** Фтор и хлор в гидроксилсодержащих минералах эндогенных горных пород как индикаторы их генезиса // Ежегодник - 1977. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. - С. 99-101.

71. **Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А.** Гранитообразование и летучие. - Свердловск, 1975. - С. 76-104.

72. **Brimhall G.H., Crerar D.A.** Ore fluids: magmatic to supergene // Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts. Reviews in Mineralogy. - 1987. V. 17. - P. 235-322.

73. **Carmichael I.S.E.** The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1967. -V. 14. - P. 36-67.

74. **Chivas A.R.** Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1981. - V. 78. - P. 389-403.

75. **Forster H.-J., Tischendorf G.** Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: The hercynian postkinematic granites and associated high temperature mineralizations of the Erzgebirge (DDR) // Chem. Erde. - 1989. - V. 49, N. 1. - P. 7-20.

76. **Gunow J., Ludington S., Munoz J.L.** Fluorine in micas from the Henderson

molybdenite deposit, Colorado // *Econ. Geol.* - 1980. - V. 75, N 8. - P. 1127-1137.

77. **Jacobs D.C., Parry W.T.** Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico // *Econ. Geol.* - 1979. - V. 74. - P. 860-887.

78. **Kesler S., Issigonis M.H., Brownlow A.H. et al.** Evolution of the use of Cl, F and H₂O content of igneous biotites as an exploration tool // *Mining Engineering.* - 1973. - V. 25, N 12. - P. 47-48.

79. **Latil C., Maury R.** Contribution a l'etude des echanges d'ion OH⁻, Cl⁻, F⁻ et leur fixation dans les apatites hydrothermales // *Bull. Soc. Fr. mineral. et cristallogr.* - 1977. - V. 100, N 5. - P. 246-250.

80. **Munoz J.L.** F-OH and Cl-OH exchange in micas with application to hydrothermal ore deposits // *Rev. in Mineralogy. Micas.* - 1984. - V. 13. - P. 469-493.

81. **Munoz J.L., Ludington S.D.** Fluoride-hydroxyl exchange in biotite // *Amer. J. Sci.* - 1974. - V. 274. - P. 396-413.

82. **Munoz J.L., Swenson A.** Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // *Econ. Geol.* - 1981. - V. 76. - P. 2212-2221.

83. **Nash W.P. F.** Cl and OH-bearing minerals in the Skaergaard intrusion // *Amer. J. Sci.* - 1976. - V. 276., N 4. - P. 546-557.

84. **Nedachi M.** Chlorine and fluorine contents of rock-forming minerals of the Neogene granite rocks in Kyushu, Japan // *Mining Geol. Spec. Issue.* - 1980. - N 8. - P.38-48.

85. **Neiva A.M.R.** Geochemistry of granitic rocks and their micas from the west border of the Alvao Plateau, Northern Portugal // *Chem. Erde.* - 1983. - V. 42. - P. 31-44.

86. **Parry W.T., Ballantyne G.H., Wilson I.C.** Chemistry of biotite and apatite from vesicular quartz latite porphyry plug at Bingham, Utah // *Econ. Geol.* - 1978. - V. 73, N 7. - P. 1308-1314.

87. **Piwinskii A.J., Wyllie P.J.** Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the Needle Point Pluton, Wallowa Batholith, Oregon // *J. Geol.* - 1970. - V. 78, N 1. - P. 52-76.

88. **Schulien S.** Mg-Fe partitioning between biotite and a supercritical chloride solution // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1980. - V. 74, N 1. - P. 85-93.

89. **Taylor R.P.** Comparison of biotite geochemistry of Bakircay, Turkey and Los Pelambres, Chile, porphyry copper systems // *Trans. Inst. Min. and Metall.* - 1983. - B 92. Febr. - P. 16-22.

90. **Tsuchiya N.** Cl and F contents of apatite in the Matsumae plutonic rocks southwestern Hokkaido, Japan - a usefull indicator of vapor saturation // *J. Jap. Ass. Mineral., Petrol. and Econ. Geol.* - 1986. - V. 81, N 2. - P. 67-76.

91. **Tsuse A.** On behavior of fluorine and chlorine in granitic magmas // *J. Jap. Ass. Mineral., Petrol. and Econ. Geol., Spec. Issue.* - 1980. - V. 2. - P. 335-342.

92. **Tsuse A., Nedachi M., Hashimoto K.** Geochemistry of apatites in the granitic rocks of the molibdenum, tungsten and barren provinces of south-west Japan // *J. Geochem. Explor.* - 1981. N 15. - P. 285-294.

93. **Wones D.R., Eugster H.P.** Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.* - 1965. - V. 50. - P. 1228-1272.

94. **Wyllie P.I.** Magmas and volatile components // *Amer. Mineral.* - 1979. - V. 64, N 5/6. - P. 469-500.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. ХЛОР И ФТОР В МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	5
1.1. Хлор и фтор в гранитоидных рудно-магматических системах	–
1.2. Экспериментальные данные по F ₂ -Cl-содержащим минералам	6
1.2.1. Экспериментальные данные по биотитам	–
1.2.2. Экспериментальные данные по апатитам	11
1.3. Отбор материала для исследования и обработка результатов анализов	13
Глава 2. АКСУГСКОЕ МОЛИБДЕНОВО-МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	14
2.1. Геологические особенности месторождения	–
2.2. Фтор и хлор в апатитах пород	17
2.3. Фтор и хлор в биотитах пород	28
Глава 3. ЖИРЕКЕНСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	32
3.1. Геологические особенности месторождения	–
3.2. Фтор и хлор в биотитах пород	35
3.3. Фтор и хлор в апатитах пород	56
Глава 4. ШАХТАМИНСКОЕ МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	62
4.1. Геологические особенности месторождения	–
4.2. Фтор и хлор в апатитах пород	65
4.3. Фтор и хлор в биотитах пород	71
Глава 5. МОЛИБДЕНОВЫЕ РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА	79
5.1. Геологические особенности рудопроявлений	–
5.2. Фтор и хлор в биотитах пород	85
5.3. Фтор и хлор в апатитах пород	97
Глава 6. СОРСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	105
6.1. Геологические особенности месторождения	–
6.2. Фтор и хлор в биотитах пород	107
6.3. Фтор и хлор в апатитах пород	113
Глава 7. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМА ХЛОРА И ФТОРА В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	117
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	125
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	127

Доп. темат. план вып. самост.
изд. СО РАН на 1992, N 14
(монографии)

Научное издание

Виталий Иванович Сотников
Анита Николаевна Берзина

**РЕЖИМ ХЛОРА И ФТОРА В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ**

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редактор Р.Н.Ильина

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 18.08.93.

Бумага 60x84/8. Печ.л.15.8. Уч.-изд.л.12.0

Тираж 500. Заказ 125.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН
Новосибирск, 90. Ротапринт.