

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.462+553.43

РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД
В БАЛАНСЕ Cl И F В РУДООБРАЗУЮЩЕМ ПРОЦЕССЕ
НА Cu-Mo-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В.И. Сотников, А.Н. Берзина, А.П. Берзина

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На примере Cu-Mo-порфировых месторождений Сибири и Монголии с учетом данных микрозондового анализа по содержанию и распределению Cl и F в галогенсодержащих минералах вмещающих интрузивных пород и их гидротермально измененных разновидностей обсуждается роль метасоматических процессов в балансе летучих рудообразующей системы. Рассматриваются две группы месторождений: существенно-медные (Эрдэнэтуин-Обо, Северная Монголия и Аксуг, Тува) с доминированием пропилитизации и кварц-серицитового изменения; существенно-молибденовые (Сора, Кузнецкий Алатау) с преимущественным развитием К-метасоматоза (ортоклаз-биотитовой ассоциации). Общей тенденцией при всех типах гидротермальных преобразований является резкое сокращение содержаний Cl в метасоматических минералах по сравнению с галогенсодержащими магматическими минералами. В хлоритах и серицитах, наиболее широко развитых в метасоматитах существенно-медных месторождений, микрозондовым анализом хлор не обнаружен. Отсутствуют здесь и хлорсодержащие минералы. В отличие от хлора, F в заметных количествах концентрируется в ряде метасоматических минералов: вторичном биотите, актинолите, хлорите, сериците. Метасоматические преобразования на месторождениях захватывают громадные объемы вмещающих пород (сотни млн т). Большое количество высвободившихся при этом галогенов (особенно Cl) могло оказать существенное влияние на режим летучих в рудообразующем процессе, в том числе и на рост солености гидротермальных растворов.

Cu-Mo-порфировые месторождения, метасоматоз, хлор, фтор, Сибирь, Монголия.

THE ROLE OF METASOMATISM OF ENCLOSING ROCKS IN THE BALANCE
OF Cl AND F DURING THE ORE FORMATION AT PORPHYRY Cu-Mo DEPOSITS

V.I. Sotnikov, A.N. Berzina, and A.P. Berzina

Based on microprobe analysis data on the contents and distribution of Cl and F in halogen-containing minerals of enclosing intrusive rocks and their hydrothermally altered varieties, the role of metasomatic processes in the balance of volatiles of the ore-forming system is discussed by the example of porphyry Cu-Mo deposits of Siberia and Mongolia. Two groups of deposits are considered: essentially copper (Erdenetiyn-Ovoo, northern Mongolia, and Aksug, Tuva), with prevailing propylitization and quartz-sericite alteration, and essentially molybdenum (Sora, Kuznetsk Alatau), with prevailing K-metasomatism (orthoclase-biotite association). All types of hydrothermal transformations lead to a drastic decrease in Cl contents in metasomatic minerals as compared with halogen-containing magmatic minerals. In chlorites and sericites, which are the most widespread in metasomatites of essentially copper deposits, no Cl and Cl-containing minerals were detected by microprobe analysis, whereas F was found in large amounts in some metasomatic minerals: secondary biotite, actinolite, chlorite, and sericite. At the studied deposits, huge volumes of enclosing rocks (hundreds of mln tons) are involved in metasomatism. The large amounts of thus released halogens (particularly Cl) might have seriously influenced the regime of volatiles during the ore formation, including the increase in the salinity of hydrothermal solutions.

Porphyry Cu-Mo deposits, metasomatism, chlorine, fluorine, Siberia, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

В развитии рудно-магматических систем и реализации их рудопродуктивности важную роль играют летучие компоненты, среди которых особое место занимают галогены, в частности хлор, определяющий соленость рудообразующих растворов. Флюидные включения с повышенной соленостью (до 50—70 мас.% по NaCl-эквиваленту) в минералах рудно-метасоматических образований являются одной из характерных особенностей Cu-Mo-порфировых месторождений, отличающей их от месторождений большинства других типов [1—3]. При этом флюидные включения в минералах существенно-молибденовых

месторождений имеют более низкие концентрации (обычно на уровне 4—16 мас.%). Непосредственное выделение флюидов с такими высокими содержаниями хлора из кристаллизующейся гранитной магмы возможно только при его значительных концентрациях (~3 мас.%) в материнском расплаве [4]. В то же время, по данным изучения многочисленных расплавных включений в гранитоидах различных типов, средние содержания Cl в магматических расплавах находятся на уровне 0,15—0,32 мас.% [5]. В расплавных включениях во вкрапленниках порфировых пород микрозондовым анализом определены концентрации Cl (мас.%): для андезитов Cu-порфировой системы Уайт-Айленд (Новая Зеландия) — 0,08—0,22 [6], для риолитов Cu-порфирового месторождения Залдивар (Чили) — 0,03—0,51 [7].

Для объяснения существования на Cu-Mo-порфировых месторождениях высококонцентрированных хлоридных растворов часто привлекаются явления вскипания флюидов меньшей солености и конденсации газовой фазы [1—3, 8]. В качестве фактора высокой солености растворов обсуждается также возможность отделения в ходе магматической стадии двух несмешивающихся фаз: богатого H₂O флюида и обогащенного хлором водно-солевого расплава [1, 9]. Однако существующие в литературе [1, 4 и др.] оценки роли этих процессов в формировании высококонцентрированных рудообразующих растворов при развитии порфирового магматизма неоднозначны.

Для выявления источников галогенов, влияющих на уровень солености рудообразующих растворов, важным представляется анализ поведения Cl и F при гидротермальном изменении вмещающих пород в рудных полях Cu-Mo-порфировых месторождений. Эти метасоматические преобразования, захватывающие громадные объемы пород (на крупных месторождениях — сотни млн т), могут оказать существенное влияние на общий баланс вещества, в том числе и летучих компонентов, в рудообразующей системе.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НА Cu-Mo-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Обобщенная модель метасоматической зональности на Cu-Mo-порфировых месторождениях первоначально была представлена в работах [10, 11]. Минеральные ассоциации (ортотлаз—биотит), связанные с K-метасоматозом, занимают центральное положение и развиваются в „порфировом“ интрузиве или вблизи него. Ассоциации, возникающие при кварц-серицитовом изменении и аргиллизации, располагаются вокруг „калиевого“ ядра. Пропилитизированные образования занимают широкий внешний ореол. В дальнейшем эта схема метасоматической зональности неоднократно модифицировалась с учетом многочисленных геологических факторов: структурного контроля рудоносных порфиров и оруденения, состава рудоносных интрузивов и флюидов, особенностей вмещающих пород и др. [2, 12, 13 и др.].

В сводной работе, обобщающей данные по многим порфировым месторождениям, Р. Бин и С. Титли [2] указывают, что кварц-серицитовое изменение почти всегда развивается после K-метасоматоза и пропилитизации, но возрастные соотношения минеральных ассоциаций двух последних типов метасоматических преобразований не столь определены. Установление этих соотношений затруднено из-за постоянного наложения на K-метасоматиты и пропилиты кварц-серицитового изменения (а часто и более поздней аргиллизации), а также неоднократного проявления однотипных, но разновозрастных метасоматических минеральных ассоциаций, связанных с разными этапами развития многоимпульсного рудоносного порфирового магматизма. В случае более позднего проявления пропилитизации ранняя биотит-ортотлазовая ассоциация может полностью замещаться хлорит-ортотлазовой [11]. Широкое и интенсивное развитие пропилитизации и кварц-серицитового изменения вмещающих пород приводит к существенным преобразованиям галогенсодержащих темноцветных породообразующих минералов до их полного исчезновения. На конкретных месторождениях рудная минерализация может сочетаться с минеральными ассоциациями, образовавшимися в результате различных процессов гидротермального изменения пород [2].

Указанные выше типы гидротермальных изменений в той или иной степени проявлены на преобладающем большинстве Cu-Mo-порфировых месторождений. Однако масштабы и интенсивность их развития на конкретных месторождениях различны. В целом для существенно-медных месторождений характерно доминирование кварц-серицитового изменения и пропилитизации, а на существенно-молибденовых — K-метасоматоза (часто в сочетании с сопряженной альбитизацией). С учетом такой тенденции для обсуждения роли метасоматического преобразования пород в балансе галогенов рудообразующей системы из многих Cu-Mo-порфировых месторождений Сибири и Монголии выбраны (рис. 1) существенно-медные — Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия, Cu/Mo = 30—50), Аксуг (Северо-Восточная Тува, Cu/Mo = 40—70) и существенно-молибденовое — Сора (Кузнецкий Алатау, Cu/Mo = 2—4). Для этих месторождений авторами получены наиболее обширные аналитические данные по распределению Cl и F в магматических и метасоматических минералах. Частично привлекается информация по месторождениям Шахтама (Восточное Забайкалье, Cu/Mo < 1), Хармагтай (Южная Монголия, Cu/Mo = 90—100) и Сарин-Ула (Центральная Монголия, Cu/Mo = 30—60).

Рис. 1. Схема расположения Cu-Mo-порфировых месторождений.



Характерной особенностью месторождений Сибири и Монголии, как и многих других районов мира, является локализация рудоносных порфиров (штоки, дайки) и сопровождающих их рудно-метасоматических образований в пределах крупных гранитоидных массивов. Рудно-метасоматические процессы захватывают как порфировые интрузивы, так и вмещающие гранитоиды. На наиболее крупном месторождении Эрдэнэтуин-Обо (с запасами меди свыше 8 млн т при содержании 0,3—0,8 % Cu) кварц-серицитовое изменение и пропилитизация развиты на площади свыше 4 км² и распространяются на глубину до 700—800 м и более. Галогенсодержащих темноцветных минералов в преобладающих на площади месторождения гранодиоритах содержится около 10—15 % (при близких количественных соотношениях амфибола и биотита), в менее развитых диоритах — 10—20 %, а в останцах габброидов — до 30—50 %. Акцессорные титанит и апатит содержатся в количестве 0,5—1 %. В наиболее характерных для месторождения гранодиорит- и плагиогранит-порфирах амфибол и биотит составляют 5—10 % [14].

На Аксугском месторождении с запасами меди около 2 млн т при среднем содержании Cu = 0,7 % общий объем гидротермально измененных (пропилитизированных, серицитизированных и окварцованных) пород меньше, чем на Эрдэнэтуин-Обо (соизмерим с масштабом месторождения). Однако содержание амфибола и биотита во вмещающих породах значительно выше: в кварцевых диоритах — соответственно 13—28 и 5—10 %, в тоналитах — 13—18 и 2—3 %. В порфирах количество темноцветных минералов снижается [15].

Существенно-молибденовое Сорское месторождение отличается большим разнообразием вмещающих пород, представленных тремя разновозрастными ассоциациями: останцы ранних габброидов и диоритов; сиенит-диориты, сиениты, в меньшей степени гранодиориты, граносиениты, диориты, монзониты; субщелочные лейкократовые граниты и плагиограниты. Для них характерно значительное колебание содержаний галогенсодержащих темноцветных минералов при общем преобладании амфиболов [16]. Во всех темноцветных минералах количество Cl крайне низкое, так что даже при их высоком содержании (в диоритовых породах до 30—40 %) гидротермальное преобразование таких пород вряд ли могло оказать существенное влияние на баланс хлора в рудообразующих растворах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Cl И F В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ

Для выяснения поведения галогенов при гидротермальном преобразовании пород и оценки возможной роли последнего как одного из их источников в рудообразующем процессе ниже по результатам микрозондового анализа рассматриваются особенности распределения Cl и F в магматических и метасоматических минералах (табл. 1, рис. 2).

Биотиты порфиров и вмещающих их гранитоидов характеризуются высокой долей флогопита [17, 18]. По росту X_{Pb} месторождения располагаются в ряд: Эрдэнэтуин-Обо (вмещающие гранитоиды — 0,46—0,54; гранодиорит-порфиры — 0,53—0,54), Аксуг (диориты — 0,56—0,63; порфировидные тоналиты — 0,53—0,64), Шахтама (гранитоиды — 0,60—0,62; гранодиорит- и гранит-порфиры — 0,63—0,69), Сора (гранитоиды — 0,64—0,70; субщелочные гранит-порфиры — 0,66—0,68). В этом же направлении, исключая Шахтаму, фиксируется увеличение содержания F в биотитах (см. рис. 2). Для Cl закономерностей не устанавливается, хотя биотиты месторождения Сора, отличающиеся повышенной фтористостью, имеют его наименьшие концентрации. Повышенная фтороносность породообразующих темноцветных (амфибол, биотит) и акцессорных (титанит, апатит) минералов как вмещающих гранитоидов, так и порфиров при низких содержаниях в них хлора в целом является особенностью Сорского месторождения [19].

На всех изученных месторождениях проявляется метасоматический биотит, наиболее развитый на Сорском. Образование его связывается с калиевым метасоматозом, приводящим к появлению ассоциации КППШ + биотит + кварц. В этом биотите [20] резко увеличивается количество F: в метасоматитах Соры до 2,5—2,7 % (микрозондовым анализом при чувствительности 0,02 мас. % хлор обычно не обнаруживается). В слабо измененных породах магматический биотит обычно преобразуется в более магниезильную разновидность и в нем также повышается содержание фтора. Так, на месторождении Эрдэнэтуин-Обо при содержаниях в биотитах гранитоидов 0,40—0,63 % F и 0,18—0,21 % Cl в зонах слабого метасоматоза преобразованные минералы содержат 0,75—1,09 % F и 0,04—0,10 % Cl [17].

Таблица 1. Диапазон содержаний (мас.%) F (над чертой) и Cl (под чертой) в минералах вмещающих гранитоидов и их гидротермально измененных разновидностей

Порода	Породообразующие		Метасоматические		
	биотит	роговая обманка	актинолит	хлорит	серицит
Аксуг					
Диориты	<u>0,43 – 1,15(0,76)</u> 0,06 – 0,20(0,15)	<u>0,20 – 0,33(0,26)</u> 0,15 – 0,30(0,21)	<u>0,15 – 0,25(0,20)</u> 0,03 – 0,05(0,04)	<u>0,15 – 0,31(0,23)</u> Не обн.	<u>0,02 – 0,06(0,04)</u> Не обн.
Тоналиты порфирировидные	<u>0,93 – 1,50(1,15)</u> 0,14 – 0,23(0,20)	<u>0,15 – 0,45(0,40)</u> 0,10 – 0,15(0,13)	<u>0,13 – 0,15(0,14)</u> 0,08 – 0,10(0,09)	<u>0,07 – 0,17(0,15)</u> Не обн.	
Эрдэнэтуин-Обо					
Гранитоиды	<u>0,40 – 0,63(0,50)</u> 0,18 – 0,21(0,19)	<u>0,11 – 0,39(0,27)</u> 0,04 – 0,16(0,12)	<u>0,02 – 0,09(0,07)</u> 0,03 – 0,06(0,04)	<u>0,18 – 0,54(0,31)</u> Не обн.	<u>0,04 – 0,20(0,13)</u> Не обн.
Гранодиорит-порфиры	<u>0,34 – 0,85(0,63)</u> 0,16 – 0,22(0,19)	<u>0,14 – 0,40(0,35)</u> 0,04 – 0,20(0,15)	<u>0,03 – 0,09(0,07)</u> 0,03 – 0,05(0,04)	<u>0,09 – 0,50(0,29)</u> Не обн.	
Сора					
Гранитоиды	<u>0,44 – 1,63(1,48)</u> 0,02 – 0,04(0,03)	<u>0,40 – 0,87(0,56)</u> 0,02 – 0,08(0,05)	<u>0,18 – 0,38(0,28)</u> Не обн.	<u>0,27 – 0,66(0,47)</u> Не обн.	<u>0,30 – 0,45(0,38)</u> Не обн.
Шахтама					
Гранитоиды	<u>0,55 – 0,76(0,66)</u> 0,22 – 0,26(0,25)	<u>0,45 – 0,42(0,40)</u> 0,09 – 0,19(0,12)	<u>0,34 – 0,44(0,40)</u> 0,04 – 0,05(0,04)	<u>0,32 – 0,39(0,36)</u> Не обн.	—
Хармагтай					
Диоритовые порфиры	—	<u>Не обн. – 0,06(0,04)</u> 0,09 – 0,13(0,11)	<u>0,01 – 0,02(0,02)</u> 0,03 – 0,04(0,03)	<u>0,19 – 0,43(0,30)</u> Не обн.	—
Сарин-Ула					
Гранитоиды	—	—	—	<u>0,29 – 0,40(0,34)</u> Не обн.	—

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде „Camebax Micro“ (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Е.Н. Нигматулина). Для каждого минерала из разновидности пород на месторождении проведено по 10—15 анализов. В скобках — среднее содержание. Не обн. — <0,02 мас.% Cl.

Амфиболы, по классификации [21], относятся к группе роговых обманок: эденит, ферропаргаситовая, эденитовая, магнезиальная и актинолитовая роговые обманки [22, 23]. По ряду параметров [24]: $Si < <7,25$ ф.е. и $Al^{VI} < 0,6Al^{IV} + 0,25$, отличающих магматические амфиболы от метаморфических и гидротермально измененных, значительная часть исследованных минералов соответствует измененным образованиям. Особенно это характерно для амфиболов вмещающих гранитоидов, которые в той или иной степени затронуты метасоматическими преобразованиями. Здесь амфиболы чаще представлены актинолитовой роговой обманкой. В этой же обстановке постоянно образуется актинолит, часто находящийся в тесной ассоциации с хлоритом.

Актинолит относительно роговых обманок на всех месторождениях характеризуется снижением концентраций F и особенно Cl. Исключение составляют околожильные зоны гидротермально преобразованных гранитоидов Шахтамы, где формируется актинолит с содержанием F на уровне породообразующих амфиболов. Однако количество Cl в нем, как и на других месторождениях, также уменьшается.

Наибольшие содержания фтора в роговых обманках, как и в биотите, характерны для Сорского месторождения (см. рис. 2). Это же отмечается и для актинолита.

Кроме темноцветных породообразующих минералов галогены концентрируются также в акцессорных **титанитах и апатитах** [19]. Если в апатите большинства месторождений, за исключением Соры, накапливается как фтор, так и хлор, то в титанитах микрозондовым анализом фиксируется только F. Средние содержания F и Cl (мас.%) в апатитах гранитоидов и рудоносных порфиров составляют [19]: Эрдэнэтуин-Обо (соответственно 2,30 и 0,66; 2,54 и 0,35), Аксуг (2,37 и 0,64; 2,91 и 0,26), Шахтама (2,32 и 0,35; 2,63 и 0,38), Сора (3,02 и не обн.; 3,15 и не обн.). Повышенная фтористость эндогенных процессов в Сорском рудном узле фиксируется и по максимальным концентрациям F в титаните гранитоидов (среднее 0,47 %). Титаниты гранитоидов и порфиров на других месторождениях содержат F на уровне 0,24—0,34 %. При метасоматических преобразованиях пород содержание титанита и апатита в них резко снижается. Образующийся в метасоматитах в незначительном количестве апатит обычно имеет повы-

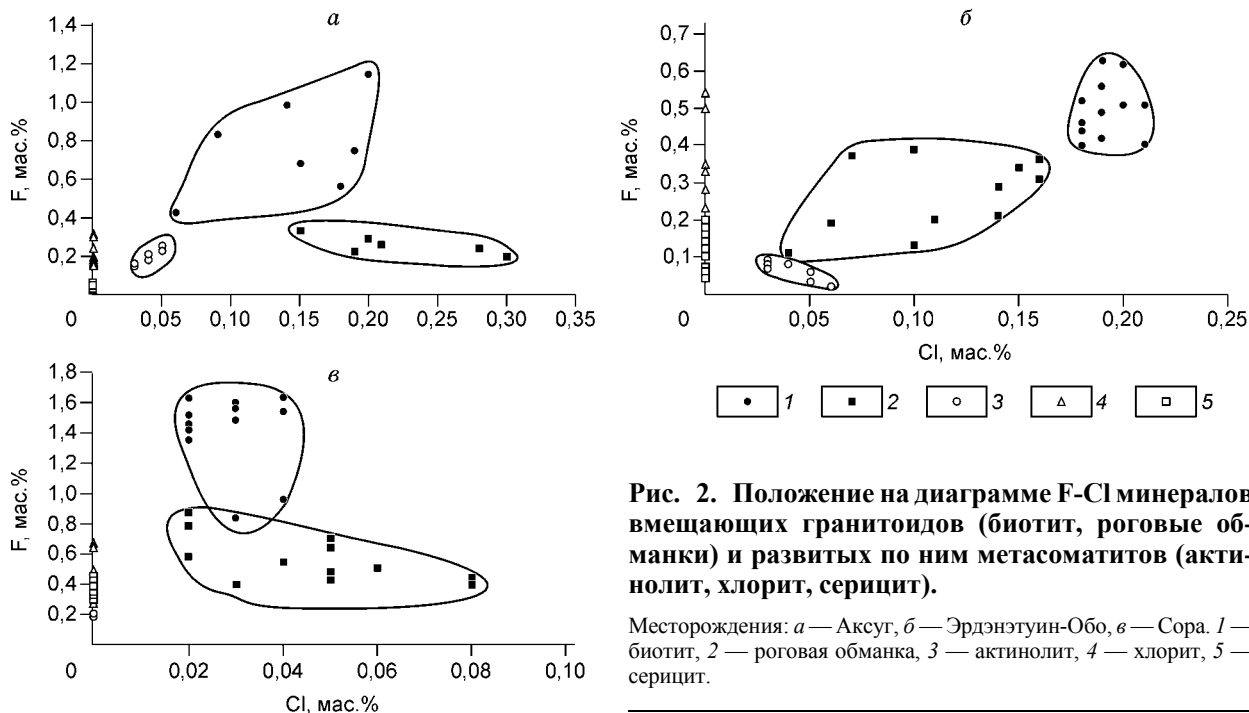


Рис. 2. Положение на диаграмме F-Cl минералов вмещающих гранитоидов (биотит, роговые обманки) и развитых по ним метасоматитов (актинолит, хлорит, серицит).

Месторождения: а — Аксуг, б — Эрдэнэтуин-Обо, в — Сора. 1 — биотит, 2 — роговая обманка, 3 — актинолит, 4 — хлорит, 5 — серицит.

шенные концентрации фтора (до 3,4—3,5 %); содержание Cl в нем не превышает 0,05—0,06 %, а в апатитах Соры микронзондовым анализом хлор не обнаруживается [18].

Широко развитые на месторождениях среди гидротермально измененных пород **светлые слюды** представлены минералами ряда мусковит—фенгит с содержанием F в пределах 0,02—0,45 % [25]. Микронзондовым анализом Cl в них не фиксируется. При аргон-аргоновых исследованиях этих слюд месторождений Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо по диаграммам Cl/K ($^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) — выделенный ^{39}Ar содержание Cl в них было оценено на уровне 0,015—0,024 % [26].

По повышенным концентрациям F (0,30—0,45 %) в серицитах отчетливо выделяется существенно молибденовое Сорское месторождение, что согласуется с более высокими содержаниями фтора в темноцветных и акцессорных минералах всех интрузивных пород в этом рудном узле. На существенно медных месторождениях Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо, характеризующихся доминированием среди метасоматитов кварц-серицитовых образований, светлые слюды содержат значительно меньше фтора. Особенно в этом отношении выделяются серициты Аксуга с крайне низкими концентрациями F (0,02—0,06 %). Следует отметить, что в породообразующих темноцветных минералах (особенно в биотите) вмещающих гранитоидов и порфиров Аксугского месторождения концентрации фтора более высокие, чем на Эрдэнэтуин-Обо. Таким образом, ряд месторождений по росту содержания F в светлых слюдах (Аксуг—Эрдэнэтуин-Обо—Сора) несколько изменяется относительно ряда по его концентрациям в породообразующих и акцессорных минералах неизмененных пород.

Хлориты наиболее распространены на существенно-медных месторождениях с широким развитием пропилитизации (в частности, на Аксуге и Хармагтае). Учитывая слабую изученность хлоритов не только на месторождениях Сибири и Монголии, но и вообще в Cu-Mo-порфировых рудных узлах, авторы сочли целесообразным привести в статье развернутую характеристику этих минералов.

Хлориты (табл. 2), по классификации [27], представлены рипидолитом и брунсвигом при преобладании последнего (рис. 3). Согласно рассчитанным значениям T [28], они формируются в температурной области (425—250 °C) процесса пропилитизации [2]. В хлоритах зафиксирован F на

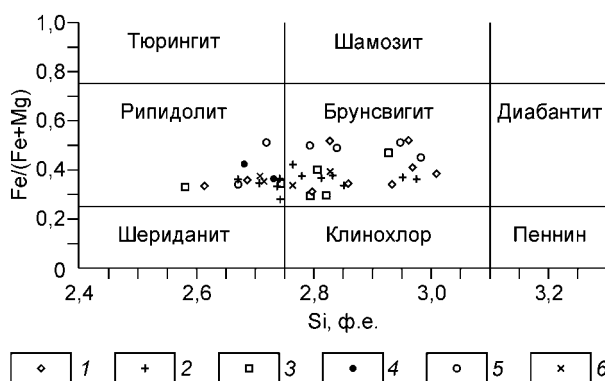


Рис. 3. Типы хлоритов по классификации [27] в гидротермально измененных породах Cu-Mo-порфировых месторождений.

1 — Аксуг, 2 — Эрдэнэтуин-Обо, 3 — Сора, 4 — Шахтама, 5 — Хармагтай, 6 — Сарин-Ула.

Таблица 2.

Состав хлоритов (мас.%) из измененных пород месторождений

Компонент	Аксуг						Эрдэнэтуин-Обо										
	Диориты			Порфиры			Гранитоиды				Порфиры						
	s-0475	s-0480	s-0485/1	s-0464	s-0474a/1	s-0474a/2	s-1058д	s-1058д	s-220	s-1005a	s-254a	s-386	s-0417в	s-0410	s-1018д	s-1034е	s-0730a
SiO ₂	28,24	28,27	26,48	27,04	24,91	26,77	27,27	26,50	26,15	28,04	26,39	25,20	26,16	26,23	26,77	26,55	26,60
TiO ₂	He обн.	0,07	0,01	0,09	He обн.	He обн.	0,03	0,03	0,06	0,10	0,01	0,04	0,11	0,01	0,02	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	16,83	17,13	17,36	22,20	21,12	22,33	20,08	19,99	19,68	16,59	20,35	20,54	20,33	20,52	19,69	19,81	20,01
FeO*	23,60	20,67	21,09	24,50	20,62	19,69	20,36	19,87	21,35	21,37	19,73	21,38	20,63	22,83	17,96	21,39	21,45
MnO	0,30	0,41	0,30	0,06	0,27	0,30	0,58	0,43	0,43	0,46	0,29	0,59	0,38	0,51	0,67	0,38	0,35
MgO	17,52	19,39	18,96	12,87	17,99	19,80	17,76	19,34	18,05	17,43	18,79	16,58	18,58	15,66	20,80	17,32	18,49
CaO	0,08	0,13	0,04	0,13	0,04	0,00	0,04	0,03	0,04	0,33	0,10	0,07	0,03	0,09	0,06	0,09	0,01
Na ₂ O	0,10	0,20	0,22	0,32	0,10	0,23	0,13	0,15	0,04	0,27	0,14	0,23	0,26	0,25	0,23	0,23	0,31
K ₂ O	0,01	0,06	0,04	0,32	0,01	0,03	0,16	0,03	He обн.	0,06	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,14	0,03
H ₂ O	11,52	11,64	11,66	11,49	11,70	11,78	11,67	11,69	11,55	11,55	11,69	11,51	11,62	11,37	11,86	11,59	11,55
F	0,17	0,24	0,19	0,17	0,15	0,07	0,18	0,23	0,35	0,33	0,25	0,39	0,27	0,50	0,09	0,25	0,33
O=F	0,07	0,10	0,08	0,07	0,06	0,03	0,08	0,10	0,15	0,14	0,11	0,16	0,11	0,21	0,04	0,11	0,14
Сумма	98,29	98,11	96,27	99,12	96,85	100,97	98,19	98,20	97,55	96,39	97,66	96,38	98,27	97,79	98,12	97,67	99,04
Si ^{IV}	2,97	2,93	2,80	2,83	2,61	2,69	2,83	2,74	2,74	2,98	2,74	2,67	2,71	2,76	2,74	2,78	2,74
Al ^{IV}	1,03	1,07	1,20	1,17	1,39	1,31	1,17	1,26	1,26	1,03	1,26	1,33	1,29	1,24	1,26	1,22	1,26
Al ^{VI}	1,05	1,03	0,96	1,57	1,22	1,33	1,29	1,17	1,17	1,05	1,23	1,24	1,19	1,31	1,12	1,22	1,17
Ti	—	0,01	—	0,01	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	0,01	—	—	—	—
Fe	2,09	1,81	1,90	2,14	1,84	1,65	1,77	1,73	1,90	1,92	1,73	1,92	1,80	2,03	1,55	1,90	1,86
Mn	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03
Mg	2,75	3,00	2,99	2,01	2,81	2,96	2,75	2,98	2,82	2,76	2,91	2,62	2,87	2,46	3,18	2,70	2,84
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	—	—	—	—	—	0,04	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	—
Na	0,02	0,04	0,05	0,07	0,02	0,05	0,03	0,03	0,01	0,06	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
K	—	0,01	0,01	0,04	—	—	0,02	—	—	0,01	—	—	—	—	—	0,02	—
ОН	7,94	7,92	7,94	7,94	7,95	7,98	7,94	7,93	7,88	7,89	7,91	7,87	7,91	7,83	7,97	7,92	7,89
F	0,06	0,08	0,06	0,06	0,05	0,02	0,06	0,08	0,12	0,11	0,08	0,13	0,09	0,17	0,03	0,08	0,11
T, °C	270	280	330	320	385	360	315	345	345	270	345	370	355	340	340	330	345

Компонент	Сора					Шахтама		Хармагтай					Сарин-Ула			
	Гранитоиды					Гранитоиды		Диоритовые порфиры					Гранитоиды			
	к-62	к-62а	к-67	к-69в	к-69в	s-866	s-866	s-193	s-362	s-362	s-362	s-0151a	s-0369	s-0369	s-0369	s-0369
SiO ₂	27,23	24,56	26,92	27,90	26,36	25,41	26,24	25,42	25,44	27,15	26,23	25,23	26,32	27,10	25,41	25,57
TiO ₂	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,10	0,05	0,03	0,11	0,01	He обн.	0,02	0,05	0,02	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	18,90	21,09	19,89	18,31	18,74	19,98	19,49	19,81	17,39	15,95	17,51	20,69	18,63	18,88	19,70	19,32
FeO*	18,77	20,84	22,28	19,17	21,91	24,36	22,03	27,63	28,38	28,91	27,64	20,35	20,94	22,16	21,91	21,54
MnO	0,53	0,74	0,44	0,24	0,30	0,46	0,47	0,26	0,21	0,19	0,15	0,83	1,23	1,03	1,03	0,73
MgO	20,72	17,81	16,87	22,12	19,01	16,17	17,97	13,65	13,22	13,50	14,01	17,03	18,11	17,62	16,30	17,17
CaO	0,06	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,12	0,01	0,04	0,04	0,09	0,05	0,03	0,08	0,05	0,02	0,06
Na ₂ O	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,05	0,06	0,22	0,05	0,33	0,17	0,23	0,19	0,08	0,19	0,12
K ₂ O	He обн.	He обн.	0,39	He обн.	He обн.	He обн.	0,41	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	He обн.	0,01	0,02
H ₂ O	11,54	11,50	11,32	11,69	11,53	11,38	11,47	11,27	11,17	11,07	11,19	11,65	11,49	11,44	11,51	11,54
F	0,64	0,47	0,66	0,33	0,34	0,32	0,39	0,19	0,29	0,43	0,36	0,22	0,40	0,39	0,29	0,29
O=F	0,27	0,20	0,28	0,14	0,14	0,14	0,16	0,08	0,12	0,18	0,15	0,09	0,17	0,16	0,12	0,12
Сумма	98,18	96,88	98,55	99,70	98,13	98,22	98,42	98,45	96,21	97,48	97,17	96,20	97,29	98,60	96,36	96,35
Si ^{IV}	2,79	2,58	2,81	2,82	2,74	2,68	2,73	2,72	2,79	2,95	2,84	2,67	2,76	2,83	2,71	2,72
Al ^{IV}	1,21	1,42	1,20	1,18	1,26	1,32	1,27	1,28	1,21	1,05	1,16	1,33	1,24	1,17	1,29	1,29

Компонент	Сора					Шахтама		Хармагтай					Сарин-Ула			
	Гранитоиды					Гранитоиды		Диоритовые порфириды					Гранитоиды			
	к-62	к-62а	к-67	к-69в	к-69в	s-866	s-866	s-193	s-362	s-362	s-362	s-0151а	s-0369	s-0369	s-0369	s-0369
Al ^{VI}	1,08	1,19	1,25	1,00	1,04	1,17	1,12	1,22	1,05	0,99	1,07	1,25	1,07	1,15	1,18	1,13
Ti	—	—	—	—	—	0,01	—	—	0,01	—	—	—	—	—	0,01	0,01
Fe	1,62	1,83	1,94	1,62	1,91	2,15	1,92	2,47	2,61	2,63	2,50	1,80	1,84	1,93	1,95	1,91
Mn	0,05	0,07	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,07	0,11	0,09	0,09	0,07
Mg	3,17	2,79	2,62	3,33	2,95	2,54	2,79	2,18	2,17	2,19	2,26	2,69	2,84	2,74	2,59	2,72
Ca	0,01	—	—	—	—	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,07	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03
K	—	—	0,05	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ОН	7,79	7,84	7,78	7,90	7,89	7,89	7,87	7,93	7,90	7,85	7,88	7,93	7,87	7,87	7,90	7,90
F	0,21	0,16	0,22	0,11	0,11	0,11	0,13	0,06	0,10	0,15	0,12	0,07	0,13	0,13	0,10	0,10
T, °C	325	400	325	320	345	370	350	360	330	280	320	370	340	320	360	350

Примечание. FeO* — общее двухвалентное железо, H₂O — расчетное, T, °C — по [28], Cl — не обнаружен.

уровне 0,7—0,66 %, Cl микронзондовым анализом не обнаружен. По росту содержаний фтора в хлоритах месторождения располагаются в ряд: Аксуг—Эрдэнэтуин-Обо—Сора (см. табл. 1). Этот ряд выдерживается для хлоритов, развитых как в порфирах, так и в гранитоидах. Как отмечалось, в этом же ряду происходит увеличение концентраций фтора в светлых слюдах. В пределах месторождений хлориты в целом характеризуются более высокими содержаниями F относительно серицитов.

Зависимости концентраций фтора в хлоритах от петрохимического типа изменяющихся пород отдельных месторождений не наблюдается. В то же время для хлоритов, образующихся в однотипных породах, устанавливается увеличение содержаний F при снижении температуры их формирования. Особенно отчетливо это зафиксировано на Хармагтае (рис. 4), где хлоритизируются диоритовые порфириды, в которых из темноцветных присутствует только амфибол (преимущественно ферропаргаситовая роговая обманка, реже эденитовая и актинолитовая). Характерно, что при крайне низком содержании фтора (не обн. — 0,06 %) в этом амфиболе его количество в хлоритах (брунсвитгит, реже рипидолит) возрастает до 0,19—0,43 %. Обратная корреляция F — T, °C отмечена и на месторождении Сарин-Ула (см. рис. 4), где хлориты встречаются среди слабо измененных биотит-амфиболовых гранодиоритов в зонах вкрапленно-прожилковой существенно медной минерализации.

В зонах пропилитизированных пород в ассоциации с актинолитом и хлоритом иногда встречается эпидот (табл. 3), который наиболее проявляется при метасоматическом преобразовании пород относительно повышенной основности. Довольно широко эпидот развит в пропилитизированных диоритовых порфиритах месторождения Хармагтай. Он характеризуется пониженными относительно хлоритов содержаниями F (0,08—0,14 %) при отсутствии Cl. Однако по сравнению с актинолитом, образующим псевдоморфозы по амфиболу, количество фтора в нем заметно выше. Такие же низкие концентрации F (0,04—0,13 %) определены в эпидотах из пропилитизированных андезитов на рудопоявлении Оуют-Обо в Южной Монголии. В зональных эпидотах из пропилитов Хармагтая встречаются газовой-жидкие включения, гомогенизирующиеся при 290—340 °C, что сопоставимо с температурными оценками метасоматического процесса по хлоритам.

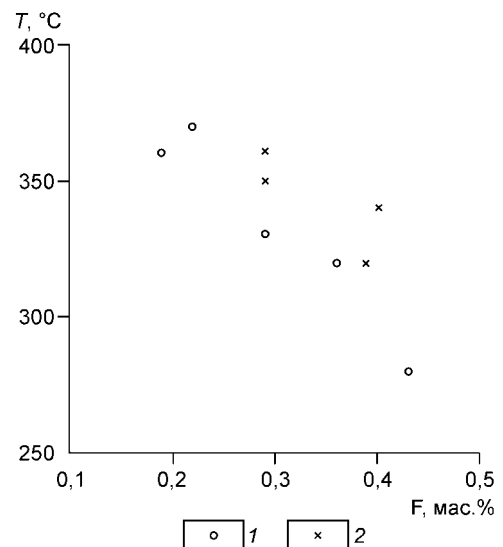


Рис. 4. Диаграмма T, °C—F, мас.% для хлоритов из гидротермально измененных пород Cu-Mo-порфировых месторождений.

1 — Хармагтай, 2 — Сарин-Ула.

Таблица 3.

Состав эпидота (мас.%) из измененных пород месторождений

Компонент	Хармагтай							Оуют-Обо											
	Диоритовые порфириды							Андезитовые порфириды											
	s-075/1	s-075/1	s-075/2	s-075/2	s-075/3	s-075/6	s-075/6	s-039/1	s-039/1	s-039/2	s-039/2	s-039/3	s-039/3	s-039/4	s-039/4	s-039/5	s-040/2	s-040/3	s-040/4
SiO ₂	37,22	36,90	38,49	37,61	36,78	36,63	37,34	38,63	37,50	37,97	38,22	37,02	37,66	37,46	37,37	37,93	37,56	37,31	37,25
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	0,05	0,01	0,13	0,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,01	Не обн.	0,17
Al ₂ O ₃	23,03	23,24	23,72	24,06	20,78	23,01	25,60	25,76	22,57	23,62	24,78	20,54	22,84	22,48	22,68	23,44	23,46	22,41	22,51
CaO	21,25	23,50	21,79	22,94	22,83	22,22	23,24	23,41	22,73	22,69	23,08	23,09	22,34	22,33	22,97	22,41	23,10	22,60	22,63
Fe ₂ O ₃	12,90	12,71	11,80	12,52	16,35	13,06	9,74	8,85	13,97	12,07	10,92	16,35	13,89	14,22	14,15	12,08	12,95	14,42	13,77
MgO	0,12	0,10	0,12	0,05	0,04	0,51	0,06	0,09	0,07	0,22	0,12	0,05	0,10	0,27	0,12	1,22	0,07	0,10	0,40
MnO	0,83	0,16	0,38	0,44	0,04	0,54	0,20	0,21	0,20	0,30	0,14	0,13	0,88	0,51	0,20	0,13	0,16	0,54	0,18
Na ₂ O	0,15	0,10	0,23	0,03	0,08	0,06	0,05	0,08	0,04	0,12	0,11	0,06	0,08	0,15	0,09	0,07	0,10	0,08	0,05
F	0,10	0,14	0,09	0,08	0,12	0,14	0,08	0,07	0,10	0,06	0,06	0,13	0,08	0,11	0,09	0,06	0,10	0,11	0,12
H ₂ O*	1,80	1,80	1,83	1,85	1,79	1,79	1,84	1,87	1,82	1,85	1,87	1,79	1,84	1,81	1,83	1,86	1,83	1,81	1,81
O=F	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05
Сумма	97,36	98,59	98,41	99,55	98,76	97,90	98,12	99,01	99,01	98,88	99,40	99,32	99,66	99,29	99,46	99,19	99,30	99,33	98,84
Si	3,03	2,98	3,08	3,00	3,00	2,98	2,99	3,05	3,02	3,04	3,03	3,00	3,01	3,01	3,00	3,02	3,00	3,00	3,00
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	0,01
Al	2,21	2,21	2,24	2,26	2,00	2,21	2,42	2,40	2,14	2,23	2,31	1,97	2,15	2,13	2,14	2,20	2,21	2,13	2,14
Ca	1,85	2,03	1,87	1,96	1,99	1,94	1,99	1,98	1,96	1,94	1,96	2,01	1,91	1,92	1,97	1,91	1,98	1,95	1,95
Fe ³⁺	0,79	0,77	0,71	0,75	1,00	0,80	0,59	0,53	0,85	0,73	0,65	1,00	0,84	0,86	0,85	0,72	0,78	0,87	0,84
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,06	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,14	0,01	0,01	0,05
Mn	0,06	0,01	0,03	0,03	—	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01
Na	0,02	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
F ⁻	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
ОН	0,98	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,97	0,98	0,97	0,98	0,99	0,98	0,97	0,97

Примечание. Fe₂O₃ — общее трехвалентное железо, H₂O — расчетное, Cl — не обнаружен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной особенностью Cu-Мо-порфировых месторождений Сибири и Монголии, как и других регионов мира, является широкое и интенсивное развитие метасоматических процессов, захватывающих большие объемы вмещающих пород (как порфиров, так и гранитоидов массивов, в пределах которых они локализируются). Гипогенные руды на этих месторождениях фактически представлены метасоматическими образованиями с прожилковой и вкрапленной рудной минерализацией. При неоднократно проявляющихся в рудных узлах метасоматических преобразованиях вмещающих пород происходит крупномасштабное перераспределение слагающих их компонентов: порообразующих, летучих и рассеянных.

Поведение петрогенных компонентов можно проиллюстрировать на примере рудно-метасоматических образований месторождения Эрдэнэтуин-Обо, для которого проведен объемный анализ их распределения в контуре рудного штокверка. Было использовано свыше 1000 проб, отобранных по скважинам детальной (глубина до 480—1000 м) и эксплуатационной (глубина в пределах каждого горизонта 15—30 м) разведки, которые составлялись путем усреднения частных проб с интервалов соответственно 10 и 5 м. На основе вычисления коэффициентов привнос—вынос (отношение содержания компонента в пробе к количеству его в условной для месторождения исходной неизменной породе) было установлено, что Si, Al, Ti, Mn в основном перераспределялись в пределах рудного штокверка; Ca, Mg, Na — преимущественно мигрировали к периферии штокверка и за его пределы; для K и Fe характерен привнос за счет поступления глубинного вещества. Аналогичная тенденция в поведении петрогенных компонентов в зонах метасоматического изменения вмещающих пород была отмечена и на других исследованных месторождениях.

Поведение галогенов при метасоматических преобразованиях пород из-за невозможности определения в них низких содержаний хлора целесообразно анализировать на основе микронзондового изучения распределения летучих в галогенсодержащих минералах метасоматитов и исходных неизменных пород.

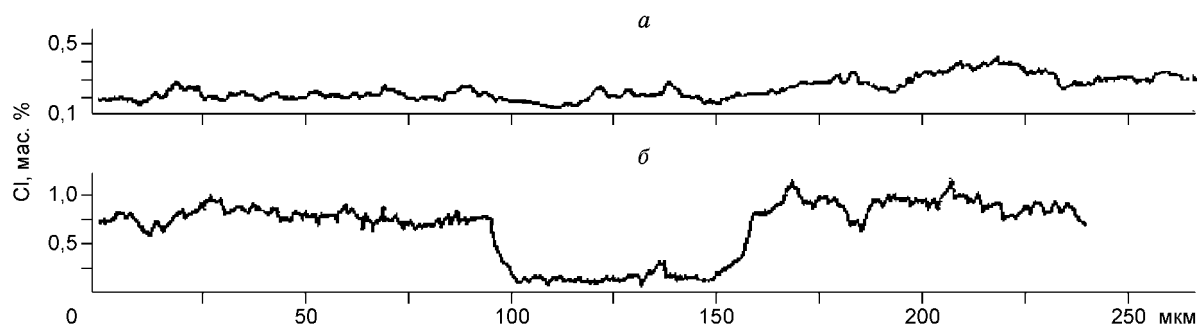


Рис. 5. Концентрационные кривые распределения хлора в апатите взрывных брекчий месторождения Шахтама.

a — аксессуарный апатит из обломков шахтаминских гранитоидов; *б* — нарастание новообразованного апатита на апатит шахтаминских гранитоидов в цементе брекчий.

Общей тенденцией при всех типах гидротермальных преобразований вмещающих интрузивных пород, проявляющихся на Cu-Mo-порфировых месторождениях, является резкое сокращение концентраций хлора в метасоматических минералах относительно магматических и обычное снижение в них фтора, особенно по сравнению с породообразующим биотитом (см. табл. 1, рис. 2). В отношении F исключение составляют биотиты и апатиты зон К-метасоматоза, в которых его количество заметно возрастает. Это отчетливо проявляется на существенно-молибденовом Сорском месторождении, где ассоциация КПШ + биотит + кварц доминирует среди метасоматических образований. Подобное же отмечается и на существенно-медных месторождениях со значительно менее интенсивным проявлением калишпатизации [15]. На этих месторождениях КПШ-биотитовая ассоциация в значительной степени замещается минералами последующих метасоматических процессов, в частности кварц-серицитового изменения. Так, на Аксугском месторождении, где основной объем руд вмещают кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, кварц-калишпатовые (с редким биотитом) образования сохраняются в основном на периферии рудного узла [29]. Биотит в них обычно хлоритизирован. Содержание хлора в биотитах К-метасоматитов во всех случаях заметно понижено относительно биотита изменяющихся пород.

Наряду со снижением концентраций фтора в минералах зон пропицитизации и кварц-серицитового изменения относительно галогенсодержащих темноцветных минералов преобразующихся пород, при оценке общего баланса F в рудно-метасоматической системе необходимо учитывать количественные соотношения между этими минералами. Особенно это касается светлых слюд, общее содержание которых в зонах серицитизации обычно значительно выше, чем породообразующих темноцветных минералов в том же объеме изменяющейся породы. На верхних горизонтах рудного штокверка месторождения Эрдэнэтуин-Обо, где концентрация F в светлых слюдах достигает 0,20 % [25], общее содержание фтора в кварц-серицитовых метасоматитах составляет 0,10—0,12 %. На периферии и на глубоких горизонтах штокверка количество F в этих метасоматитах несколько снижается (0,05—0,08 %), но остается выше его концентраций (до 0,03—0,04 %) в неизменных породах.

Анализируя распределение хлора в интрузивных и метасоматических образованиях Cu-Mo-порфировых рудных узлов, следует учитывать, что на ранних стадиях эндогенных процессов в связи с дегазацией магматических масс [30] и значительной миграцией Cl во флюидной фазе в пределах рудоносных площадей формировались обширные ореолы хлора [31]. Хлор в этих ореолах фиксируется во вторичных флюидных включениях, а также в новообразованных и перекристаллизованных минералах, обладающих в отношении галогенов повышенной изоморфной и сорбционной емкостью. Наиболее отчетливо „хлорные“ ореолы проявляются в экзоконтактных зонах рудоносных порфировых интрузий, где среди вмещающих гранитоидов часто отмечаются зональные апатиты и темноцветные минералы с периферией, относительно обогащенной хлором [32]. Иллюстрацией последнего является установленное микрозондовым анализом зональное распределение Cl в зерне апатита (рис. 5) из взрывных брекчий, сформировавшихся над апикальной частью штока гранит-порфиров, прорывающего гранитоиды на Шахтаминском месторождении [32]. Центральная часть зерна представлена реликтовым аксессуарным апатитом гранитоидов (гомогенизация флюидных включений при 440—260 °С; содержание Cl от 0,15 до 0,25 %). На него нарастает оторочка апатита, сформировавшегося в процессе взрывного брекчирования (гомогенизация при 600—440 °С) и характеризующегося резко повышенным содержанием Cl (до 1,34 %). Аксессуарный апатит из нижерасположенного штока гранит-порфиров содержит значительно меньше Cl (0,20—0,30 %).

Более поздние процессы метасоматических изменений и концентрированного рудообразования, захватившие значительную область таких ореолов хлора, приводили к его экстрагированию и перераспределению в метасоматизирующие и рудообразующие растворы. Роль подобного источника Cl могла быть наиболее значимой для рудных узлов с проявлением рудоносного порфирового магматизма повышенной хлорной специализации. Таковыми, в частности, являются рассматриваемые в статье существенно медные месторождения Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При обсуждении роли галогенов в рудообразующем процессе и их источников обычно анализируется магматическая история этих летучих. Вне внимания остается другой дополнительный источник Cl и F, связанный с метасоматическими преобразованиями вмещающих рудную минерализацию пород. Последний представляется важным для рудных узлов с крупномасштабным и интенсивным проявлением метасоматических процессов, захватывающих громадные объемы пород, как, например, это имеет место на Cu-Mo-порфириновых месторождениях.

Проведенные исследования типовых Cu-Mo-порфириновых рудных узлов Сибири и Монголии выявили существенное перераспределение галогенов, концентрировавшихся в породообразующих темноцветных (биотит, амфибол) и аксессуарных (апатит, титанит) минералах вмещающих оруденение пород, в связи с проявлением K-метасоматоза, пропилитизации и кварц-серицитового изменения. При этом во всех случаях (особенно при развитии хлоритизации и серицитизации) происходит практически полный вынос Cl из преобразующихся галогенсодержащих породообразующих минералов. Хлорсодержащих минералов среди рудно-метасоматических образований (за исключением крайне низких содержаний Cl во вторичных биотитах зон ранней калишпатизации и очень редкого низкохлористого новообразованного апатита) не обнаруживается. Фтор, высвобождающийся при метасоматическом разложении галогенсодержащих минералов вмещающих пород, мог в определенной степени концентрироваться во вторичных биотитах (отличающихся максимальными содержаниями F среди минералов этой группы), хлоритах и светлых слюдах.

Большой объем высвобождавшихся при метасоматическом изменении вмещающих пород галогенов, особенно хлора, мог оказать существенное влияние на баланс летучих в рудообразующей системе, в том числе на повышение солености гидротермальных растворов. Крупномасштабный вынос хлора при метасоматозе и его дальнейшее участие в рудообразующем процессе являются одним из благоприятных факторов формирования крупных месторождений.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (04-05-64238) и Министерства образования и науки России (РНП 2.1.1.702), НШ-1573.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Roedder E.** Fluid inclusions // *Reviews in Mineralogy*. Vol. 12, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 1984, 644 p.
2. **Beane R.E., Tittley S.R.** Porphyry copper deposits. Hydrothermal alteration and mineralization // *Econ. Geol.*, 1981, 75th Anniversary Volume, p. 235—269.
3. **Berzina A.P., Sotnikov V.I.** Physicochemical conditions of endogene processes in copper-molybdenum deposits in Central Asia // *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, p. 25—36.
4. **Burnham C.W.** Magmas and hydrothermal fluids // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Wiley-Interscience, 1979, p. 71—136.
5. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмлюк В.В., Дорофеева В.А.** Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, F, S, CO₂) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // *Геохимия*, 2000, № 5, с. 555—564.
6. **Rapin M.H., Bodnar R.J., Simmons S.F. et al.** Melt inclusion study of the embryonic porphyry copper system at White Island, New Zealand // *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth* / Eds. S.F. Simmons and I. Graham. Society of Economic Geologists, Special Publication. Littleton, 2003, vol. 10, p. 41—59.
7. **Campos E., Touret J.L.R., Nikogosian I., Delgado J.** Overheated, Cu-bearing magmas in the Zaldivar porphyry-Cu deposit, Northern Chile. Geodynamic consequences // *Tectonophysics*, 2002, v. 345, № 1—4, p. 229—251.
8. **Henley R.W., McNabb A.** Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement // *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, p. 1—20.
9. **Koster van Groos A.F., Wyllie P.J.** Melting relationships in the system NaAlSi₃O₈—NaCl—H₂O at one kilobar pressure, with petrological applications // *J. Geol.*, 1969, v. 77, p. 581—605.

10. **Lowell J.D., Guilbert J.M.** Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, p. 373—408.
11. **Rose A.W.** Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits // *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, p. 920—936.
12. **Guilbert J.M., Lowell J.D.** Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits // *Canad. Inst. Mining Metall. Bull.*, 1974, v. 67, p. 99—109.
13. **Hollister V.F., Allen J.M., Anzalone S.A., Seraphim R.H.** Structural evolution of porphyry mineralization at Highland Valley, B. C. // *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, p. 807—820.
14. **Берзина А.П., Сотников В.И.** Рудоносный магматизм Эрдэнэтского рудного узла (Монголия) // *Магматизм медно-молибденовых рудных узлов*. Новосибирск, Наука, 1989, с. 5—59.
15. **Добрянский Г.И., Сотников В.И., Берзина А.Н., Яровой С.А.** Особенности магматизма Аксугского медно-молибденового месторождения // *Магматизм и металлогения рудных районов Тувы*. Новосибирск, Наука, 1992, с. 49—62.
16. **Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С.** Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 352 с.
17. **Берзина А.П., Нигматулина Е.Н., Сотников В.И.** Летучие компоненты рудно-магматических систем (к генетической модели медно-молибденовых месторождений) // *Построение моделей рудообразующих систем*. Новосибирск, Наука, 1987, с. 44—62.
18. **Сотников В.И., Берзина А.Н.** Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 1993, 133 с.
19. **Сотников В.И., Берзина А.Н., Берзина А.П.** Галогены в магматических образованиях медно-молибден-порфириновых рудных узлов Сибири и Монголии // *Докл. РАН*, 2000, т. 371, № 2, с. 223—226.
20. **Сотников В.И., Берзина А.Н., Берзина А.П. и др.** Фтор и хлор в магматических и рудно-метасоматических процессах на Cu-Мо-порфириновых месторождениях Сибири и Монголии // *Петрология*, 2003, т. 11, № 3, с. 332—336.
21. **Leake В.Е.** Nomenclature of amphiboles // *Miner. Mag.*, 1978, v. 42, p. 533—563.
22. **Сотников В.И., Берзина А.Н.** Хлор и фтор в амфиболах Сорского медно-молибден-порфиринового месторождения (Кузнецкий Алатау) // *Геохимия*, 1996, № 4, с. 313—320.
23. **Сотников В.И., Берзина А.Н.** Участие фтора и хлора в магматическом процессе при формировании молибден-порфиринового месторождения Шахтама, Восточное Забайкалье (по результатам исследования амфиболов) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (4), с. 475—484.
24. **Leake В.Е.** On aluminous and edenitic hornblendes // *Miner. Mag.*, 1971, v. 38, p. 389—407.
25. **Сотников В.И., Берзина А.Н., Берзина А.П.** Фтор в светлых слюдах Cu-Мо-порфириновых месторождений (Сибирь, Монголия) и его возможная природа // *Геохимия*, 2002, № 10, с. 1106—1114.
26. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н.** Аксугское Cu-Мо-порфириновое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (11), с. 1119—1132.
27. **Foster M.D.** Interpretation of the composition and a classification of the chlorites // *US Geol. Survey Prof. Paper*, 1962, 414-A, p. 1—33.
28. **Jowett E.C.** Fitting iron and magnesium into hydrothermal chlorite geothermometer // *Geoch. Assoc. Canada, Miner. Assoc. Canada, Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting*. Toronto, 1991, Program with Abstracts 16, A62.
29. **Забелин В.И.** Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // *Магматизм и металлогения рудных районов Тувы*. Новосибирск, Наука, 1992, с. 92—103.
30. **Candela P.A.** Toward a thermodynamic model for the halogens in magmatic systems: an application to melt-vapor-aratite equilibria // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, p. 1289—1301.
31. **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.
32. **Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др.** Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск, Наука, 1977, 424 с.