

**МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВЫСОКОФТОРИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ПОРОДАХ В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ**

Щекина Т.И.*, Граменицкий Е.Н.*, Алферьева Я.О.*, Зубков Е.С.**

**Московский государственный университет, Москва, t-shchekina@mail.ru*

***Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, eszubkov@gmail.com*

В лейкократовых породах фтористого профиля в качестве аксессуарных или второстепенных минералов встречаются различные фториды и алюмофториды. В гранитах к наиболее распространенным фторидам относятся флюорит, криолит, в нефелиновых сиенитах – виллиомит и флюорит. Многие силикаты (слюды, амфиболы и др.) и аксессуарные минералы (апатит, гагаринит, флюоцерит и др.) также содержат фтор. К рассматриваемым в работе высокофтористым минералам (содержащих и кремнезем) относится топаз. Как правило, всем породам, образованным из богатых фтором магм и содержащим в своем составе фториды, сопутствует то или иное редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Zr, Hf, REE, U, Th, Li, Be, Sn, W, Zn, Pb). В отношении генезиса и времени кристаллизации высокофтористых минералов среди исследователей не существует единой точки зрения. Ряд авторов полагает, что топаз и фториды образуются в качестве аксессуарных минералов на поздних стадиях кристаллизации магматических кислых или щелочных пород. Многие связывают образование высокофтористых минералов с метасоматитами, развивающимися по магматическим породам на постмагматических стадиях кристаллизации. Обе позиции обладают системой доказательств геологического и петрографического характера и опираются также на данные изучения включений разного типа. Привлечение экспериментальных и термодинамических данных по фазовым равновесиям в гранитной и нефелинсиенитовой системах с водой и фтором необходимо для решения этой проблемы. Авторами проведены эксперименты в системе Si–Al–Na–K–H–O–F при параметрах, характерных для кристаллизации гранитных и нефелинсиенитовых магм – 650–800°C и давлении воды 1 кбар [1]. Было показано, что в условиях насыщения силикатного расплава фтором из него кристаллизуются топаз и фториды – виллиомит и криолит. Появление на ликвидусе того или иного фторида определяется кремнекислотностью и агпаитностью состава системы. Кристаллизация флюорита не всегда является признаком высокой концентрации фтора в расплаве. Согласно данным эксперимента [1], при содержаниях во фторсодержащих гранитных расплавах кальция больше 0,06 мас.% он практически полностью связывается во флюорит при достижении произведения растворимости Ca и F в силикатном расплаве. Виллиомит кристаллизуется только в пересыщенной щелочами области состава расплавов, что согласуется с условиями его образования в природе. Хорошо известны находки аксессуарного виллиомита, относимого к магматической стадии кристаллизации, в агпаитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах Ловозерского, Илимауссакского и Хибинского массивов.

Топаз магматической стадии кристаллизации в количестве 1–3 мас.% присутствует в Li–F гранитах в виде равномерно рассеянных в породе неправильных агрегатных скоплений мелких зерен среди главных минералов. Топазсодержащие Li–F граниты являются заключительными членами ряда кристаллизационной дифференциации гранитных массивов (Орловка, Этыка, Салминский плутон, Питинга, Бразилия и др.). Неопровержимыми доказательствами магматической природы топаза является присутствие его в качестве вкрапленников в субвулканических породах – онгонитах, а также наличие расплавных включений в топазах из онгонитов, гранитов и пегматитов. Большинство составов топазсодержащих гранитов попадают на экспериментальной диаграмме в поле равновесия алюмосиликатного расплава с топазом.

Криолит является минералом, поле равновесия которого с алюмосиликатным расплавом на фазовой диаграмме изученной нами системы является наиболее широким, распространяющимся от кварц-нормативной до нефелин-нормативной области. При агпаитовых составах системы оно граничит с полем кристаллизации виллиомита, частично перекрываясь с ним. В плюмазитовой части системы поле криолита ограничивается равновесием алюмосиликатного состава с топазом, корундом и алюмофторидным расплавом, близким по составу к хиолиту. Поле криолита по данным эксперимента значительно шире, чем реализующееся в природе. При введении лития в состав системы оно значительно сужается за счет увеличения поля существования Li-

содержащего алюмофторидного расплава. Криолит тогда кристаллизуется только из кварц-нормативных составов расплава, что ближе соответствует природным соотношениям. Точки состава криолитсодержащих гранитов попадают в соответствующее поле равновесия алюмосиликатного расплава с криолитом. На диаграмме системы в координатах Si-Al-(Na+Li) они группируются, главным образом, вдоль линии, отвечающей коэффициенту агпаитности, равному единице, между точками температурного минимума системы Qtz–Ab–Ort при 730°, 1 кбар H₂O и эвтектики Qtz–Ab–Ort с 4 вес.% F, 1 кбар H₂O. Лишь небольшое количество составов силикатного расплава отклоняется в области более агпаитовых или плюмазитовых составов. К настоящему времени в мире известно 20 рудопоявлений криолита. Большая их часть непосредственно связаны с интрузивными породами щелочно-гранитного типа с редкометалльным профилем. Среди наиболее известных – месторождения Ивигтут в Гренландии, Мадейра в Бразилии, Улуг-Танзек в России и др. Граниты, содержащие криолит (1-5 мас.%), образуют небольшие интрузивные массивы штокообразной формы площадью от нескольких сот метров до 2-3 километров. В качестве признаков магматической природы криолита следует рассматривать его равномерное распределение в гранитах, отсутствие реакционных структур с окружающими минералами. Неоспоримым петрографическим доказательством кристаллизации криолита в магматическую стадию являются пойкилитовые вроски криолита внутри крупных зерен горошковидного кварца (Мадейра, Бразилия). Криолит и кварц, являются ликвидусными фазами богатого фтором агпаитового расплава гранита. В малых интрузивах литий-фтористых гранитов, дайках гранит-порфиров и онгонитов Уругдей-Утулинского пояса интрузий Прибайкалья криолит встречается в плюмазитовых породах. Экспериментальные данные доказывают реальность магматической кристаллизации криолита из богатого фтором силикатного расплава как агпаитового, так и плюмазитового состава.

Если проявления криолита как аксессуарного минерала признаются многими как минералы магматического процесса, образование линз, жил и крупных тел, сложенных почти мономинеральным криолитом, связанных с гранитами и пегматитами (Ивигтут, Мадейра, Улуг-Танзек и др.), ряд авторов относит к послемагматической стадии. Согласно полученным экспериментальным данным мы интерпретируем эти образования как тела выполнения солевой, богатой фтором жидкостью, отделявшейся от гранитного расплава на поздних стадиях дифференциации магматической системы, насыщенной фтором. Такой солевой расплав щелочноалюмофторидного состава был обнаружен нами в плюмазитовой части системы Si-Al-Na-K-H-O-F [1]. При замене части Na в системе на Li поле его стабильности значительно расширилось в сторону агпаитовых и нефелин-нормативных составов. Солевой расплав равновесен с кварцем, полевыми шпатами и силикатным расплавом вплоть до 650°C и устойчив, вероятно, до более низких температур. Таким образом, наши данные представляют прямые экспериментальные доказательства сосуществования солевого и алюмосиликатного расплава в рассматриваемой магматической силикатно-солевой системе в условиях, близких к природным.

Кристаллизация главных породообразующих минералов из гранитных и нефелинсиенитовых фторсодержащих расплавов (модельных и природных) начинается в недосыщенной фтором области. В ходе нее концентрация фтора как несовместимого компонента последовательно возрастает. Лишь из самых последних порций магматического расплава становится возможной кристаллизация богатых фтором фаз и отделение солевых расплавов. Таков единственно возможный механизм появления на ликвидусе насыщенных фтором расплавов с фторидами (криолитом, виллиомитом) и с другими высокофтористыми фазами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М: ГЕОС, 2005. 186 с.