

На правах рукописи

ПЕРЕТЯЖКО Игорь Сергеевич

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИАРОЛОВЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2010

Работа выполнена в Институте геохимии им.А.П.Виноградова Сибирского отделения Российской Академии Наук.

Официальные оппоненты:

доктор химических наук, Таусон Владимир Львович

доктор геол.-мин. наук, Кривовичев Владимир Герасимович

доктор геол.-мин. наук, Киселев Александр Ильич

Ведущая организация: Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск

Защита состоится «18» мая 2010 в ____ часов на заседании диссертационного совета Д003.022.02 при Институте земной коры СО РАН, по адресу: 664033, Россия, г.Иркутск, ул. Лермонтова, 128

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Иркутского научного центра СО РАН в здании Института земной коры СО РАН

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим направлять по указанному адресу ученому секретарю совета кандидату геол.-мин. наук Юрию Витальевичу Меньшагину, e-mail: men@crust.irk.ru

Автореферат разослан «__» _____ 2010 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
кандидат геолого-минералогических наук

Ю.В.Меньшагин

Актуальность работы. Гранитные пегматиты с минерализованными полостями (миаролами) – один из важнейших типов месторождений пьезооптического, ювелирного и коллекционного сырья. Интенсивные геолого-минералого-геохимические работы, проводимые в бывшем СССР, были ориентированы в основном на поиски и оценку таких месторождений в полях хрусталеносных (Казахстан) и некоторых субредкометальных (Урал, Забайкалье, Памир) пегматитов. Условия кристаллизации миароловых гранитных пегматитов из этих и других регионов мира с разной степенью детальности изучались многими исследователями. Однако оставался нерешенным целый ряд проблем, связанных с процессами формирования минерализованных полостей. Неясно было, какие особенности пегматитовой магмы приводили к появлению крупных миарол объемом от нескольких до сотен кубических метров, из сред какого состава и агрегатного состояния кристаллизовались в них разнообразные друзовые комплексы, часто сильно отличающиеся по минеральному составу даже в пределах одного пегматитового тела и вблизи друг от друга. Решение этих проблем – **основная цель** настоящей работы.

Задачи исследований. Для решения поставленной цели было необходимо:

- обобщить данные по минералогии и геохимии миароловых гранитных пегматитов, термобарогеохимическим исследованиям включений в минералах из пегматитовых комплексов на основе собственных и опубликованных материалов;
- изучить минералого-геохимические особенности модельных пегматитовых тел разных типов в нескольких пегматитовых полях, определить состав, свойства и агрегатное состояние минералообразующих сред, захваченных минералами пегматитов в виде включений;
- выполнить экспериментальное изучение флюидной системы, по составу сопоставимой с природными средами, участвующими в процессах формирования миарол;
- провести анализ полученной информации, используя методы численного и термодинамического моделирования.

Фактический материал и методы исследований. Основой работы послужили материалы, собранные с 1985 по 2006 годы при изучении пегматитовых полей Прибайкалья, Забайкалья, Памира и Монголии. Геохимические особенности пегматитов определялись по валовым пробам весом 20-100 кг. В Малханском поле впервые проведено сплошное бороздовое опробование по горным выработкам (канавам, расчисткам), результаты которого послужили основой для расчета средних содержаний петрогенных и редких элементов в модельных пегматитовых телах разных типов. Изучено около 1000 валовых проб, более 2000 монофракций минералов и сотни полированных срезов минералов с включениями минералообразующих сред. В работе использованы данные, полученные с коллегами и соавторами в период многолетних совместных исследований, а также разнообразная информация из многочисленных опубликованных источников.

Применялись следующие методы анализа: РФА, химический силикатный, фотометрия пламени, атомно-эмиссионный, ICP-MS, микрозондовый, рентгенофазовый, изотопный (Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar). Включения минералообразующих сред изучались в криокамере конструкции В.А.Симонова [1993], криотермокамере Linkam THMSG600, термокамере Linkam-TS1500. Состав газовой фазы, выделяемой из минералов при нагревании, определялся методом газовой хроматографии. Спектры комбинационного рассеяния света жидких, газовых и кристаллических фаз изучались на КР-спектрометрах (в ИГМ СО РАН, Новосибирск). Концентрации легких и летучих элементов в стеклах из включений и продуктах экспериментов определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (в ИМ РАН, Ярославль). Опыты по гомогенизации содержимого включений проводились при внешнем давлении 2-3 кбар в автоклавах (в ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Научная новизна. (1) Открыты флюидные включения с концентрированными борнокислыми растворами и дочерними кристаллами сассолина H_3BO_3 в минералах миароловых пегматитов из многих регионов мира; (2) Разработана методика определения содержания H_3BO_3 в растворах включений, рассчитано положение изохор в системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--H}_2\text{O}$; (3) Выполнено экспериментальное изучение системы $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ при 350-800°C и 1-2 кбар методом синтетических флюидных включений; (4) Доказано участие

флюидов P-Q типа в процессах кристаллизации онгонитов и пегматитов; (5) Предложен метод изучения верхней области несмесимости в системах P-Q типа, а также высокотемпературной растворимости минералов, используя существенно газовые флюидные включения; (6) Обнаружены включения гелеподобных сред в минералах пегматитов; (7) Доказано формирование флюидных обособлений (будущих миарол) в пегматитовой магме до ее внедрения во вмещающие породы; (8) Показано, что друзовые минеральные комплексы в миаролах гранитных пегматитов и гранитов формировались на протяжении десятков-сотен тысяч лет при значительных вариациях флюидного давления; (9) Открыты новые минералы (висмутоколумбит, борокукеит), а также редкие разновидности Bi- и Pb-содержащих турмалинов, богатых висмутом титано-танталониобатов.

Защищаемые положения:

1. В очагах пегматитовой магмы происходила ее гетерогенизация, насыщение летучими компонентами, выделение и накопление флюидных сред разного состава и плотности. Миароловые гранитные пегматиты формировались из гетерогенной магмы, содержащей крупные флюидные обособления – будущие миаролы.

2. В процессах кристаллизации миароловых гранитных пегматитов и редкометальных гранитоидных пород принимали участие концентрированные борнокислые флюиды, богатые бором и фтором силикатные расплавы.

3. В обогащенных бором и фтором флюидах при высоких температурах и давлениях образуются B-F-Si-Na-содержащие комплексные соединения, а также силикатно-водно-солевые плотные жидкие фазы. Такие фазы в коллоидно-дисперсном состоянии способны экстрагировать редкие и летучие компоненты из пегматитовой магмы.

4. На магматическом этапе кристаллизации миароловых гранитных пегматитов сосуществовали несмесимые силикатные расплавы, флюиды первого и P-Q типов, а также среды коллоидной природы. Из флюидных и гелеподобных сред разного состава формировались друзовые комплексы в первичных миаролах, околوميароловые редкометальные комплексы и блоковые зоны (ядра) кварца. Автоматоматические изменения пегматитов приводили к образованию первично-вторичных минерализованных полостей. Вторичные полости, связанные с наложенными метасоматическими процессами, встречаются редко.

5. Минералообразование в миаролах (природных автоклавах) гранитных пегматитов и гранитов протекало десятки-сотни тысяч лет в широком диапазоне *P-T* условий. Разнообразие друзовых комплексов и качество кристаллосырья в миаролах определяются составом, агрегатным состоянием находившихся в них сред и значительными вариациями флюидного давления.

Практическая значимость. Основываясь на содержаниях Li, Rb, Cs в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах разработана методика локального прогнозирования в миароловых гранитных пегматитах самоцветной минерализации [Загорский, Перетяжко, 1992]. По этой методике эксп. “Байкалкварцсамоцветы” провела в сложных горно-таежных условиях минералого-геохимическое картирование Малханского пегматитового поля, что позволило обнаружить продуктивные тела под значительными (до 2 м и более) элювиально-делювиальными отложениями. Обширная информация, обобщенная в монографии [Миароловые пегматиты, 1999], имеет энциклопедический характер.

Публикации и апробация работы. Результаты исследований опубликованы в двух монографиях и 82 работах (в т.ч. 48 статей в журналах и сборниках), докладывались на более чем двадцати научных форумах: III симпозиуме IAGC и AEG (Прага, 1990); IV пегматитовом совещании (Миасс, 1991); IMA-94 (Пиза, 1994); Симпозиуме по турмалину (Прага, 1997); IX съезде Мин. О-ва РАН (Санкт Петербург, 1999); Конференциях по термобарогеохимии (Александров, 1999, 2001, 2003); XIV совещании по экспериментальной минералогии (Черноголовка, 2001); Конференции “Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков” (Иркутск, 2002); ECROFI VII (Будапешт, 2003); IGC-32 (Флоренция, 2004); Конференции IAGOD (Владивосток, 2004); ACROFI-1 (Нанкин, 2006); Конференции “Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды” (Иркутск, 2007); Симпозиумах по гранитным пегматитам (Порто, 2007 и Ресифе, 2009); Конференции

“Граниты и эволюция Земли” (Улан-Удэ, 2008); III Конференция по термобарогеохимии и IV симпозиуме APIFIS (Москва, 2008); ECROFI-XX (Гранада, 2009) и других.

С 1996 года работа поддерживалась грантами РФФИ (96-05-64950, 01-05-64677, 04-05-64389, 08-05-00471), в которых автор был руководителем.

Объем и структура работы. Диссертация объемом 435 страниц состоит из введения, восьми глав и заключения, включает 33 таблицы и 97 рисунков. Список литературы содержит 552 наименования.

Условные обозначения, принятые в автореферате: Кпш – калиевый полевой шпат, РВ и ФВ – расплавные и флюидные включения.

Благодарности. Выражаю особую благодарность В.Е.Загорскому и Б.М.Шмакину, открывшим для меня удивительный мир гранитных пегматитов. На протяжении более чем двадцати лет совместно с В.Е.Загорским проводились работы на многочисленных пегматитовых полях, а также детальные исследования. Благодарю всех работающих в разные годы сотрудников лаборатории геохимии процессов пегматитообразования – С.А.Бакшеева, В.А.Григорьеву, Л.Г.Кузнецову, Т.М.Кузьмину, Т.М.Крылову, В.М.Макагона, В.А.Макрыгину, Л.С.Таусон, В.А.Ширяеву. Выполнению исследований способствовало общение и обсуждение результатов работ с В.А.Бычинским, Т.П.Гантимуровой, О.Гэрэл, С.В.Ефремовым, Г.П.Зарайским, И.К.Карповым, С.И.Коноваленко, Ф.А.Летниковым, Ж.Лхамсуреном, А.Б.Перепеловым, В.Ю.Прокофьевым, Ф.Г.Рейфом, А.Н.Сапожниковым, С.З.Смирновым. Помощь при постановке и проведении экспериментов оказали З.А.Котельникова, А.Р.Котельников, В.С.Балицкий, С.З.Смирнов, В.Г.Томас. Без самоотверженного труда Н.И.Григорьева было бы трудно выполнить бороздвое опробование пегматитовых тел и обработать большой объем проб в полевых условиях. При проведении полевых работ помощь оказывали сотрудники геологических организаций В.И.Беляевский, В.Е.Кушнарев, А.В.Минаков, А.Д.Сотников, А.М.Скригитель и многие другие. Разные виды анализов выполнялись в Институте геохимии СО РАН (Иркутск) Г.Г.Афониной, О.Ю.Белозеровой, Ю.Д.Бобровым, Л.А.Богдановой, И.Е.Васильевой, В.А.Григорьевой, Л.Н.Матвеевой, Л.А.Павловой, Г.А.Погудиной, А.Н.Сапожниковым, Е.В.Смирновой, Л.С.Таусон, В.А.Ширяевой, Л.А.Чувашовой, Н.Л.Чумаковой. Значительную помощь при оформлении работы оказала Е.А.Савина. Всем приношу искреннюю благодарность.

Введение. КЛАССИФИКАЦИЯ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Гранитные пегматиты с миаролами относятся к *миароловой фации*, которая с разной степенью вероятности реализуется в пегматитах большинства пегматитовых формаций, разделяемых по давлению начального этапа минералообразования. При этом под миароловыми понимаются гранитные пегматиты любой минерагенической специализации, содержащие минерализованные полости, что нашло отражение в их классификации [Миароловые пегматиты, 1999; Загорский и др., 2003]. По степени удаленности от материнских очагов выделяются также сингенетические внутригранитные и перемещенные за их пределы во вмещающие породы, эпигенетические миароловые пегматиты.

Глава 1. РАЗМЕЩЕНИЕ И ВОЗРАСТ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Описаны особенности размещения и возраст полей миароловых гранитных пегматитов в следующих регионах мира: Евразии (Европа, Урал, Казахстан, Средняя Азия, Афганистан, Пакистан, Непал, Индия, Восточная Сибирь, Монголия, Китай, Юго-Восточная Азия), Африке, Северной и Южной Америке, Австралии. Обзор информации по этой теме приводится в работе [Миароловые пегматиты, 1999, с. 16-40].

Миароловые пегматиты известны на всех континентах, кроме Антарктиды. Наиболее крупные регионы развития хрусталеносных и флюоритоносных пегматитов – Центр. Казахстан и Хэнтэйский пояс в Монголии. Субредкометальные пегматиты с месторождениями топаза, аквамарина, гелиодора, турмалина развиты во многих регионах мира: в Европе, на Урале, в Забайкалье, Непале, Пакистане, США, Бразилии, некоторых районах Африки и др. Проявления редкометально-редкоземельных пегматитов с амазонитом в полостях известны только в США (Колорадо, Вирджиния, Невада) и России (Южный Урал, Кольский п-ов). Редкометальные и редкометально-мусковитовые пегматиты,

являющиеся месторождениями кунцита, турмалина, морганита, аквамарина, наиболее широко развиты в Бразилии (Минас-Жерайс), США (Калифорния, Мэн), Афганистане, на Мадагаскаре, в юго-западной (Намибия) и юго-восточной Африке (Замбия, Мозамбик). В мусковитовых высокобарических пегматитах миаролы встречаются очень редко. Весьма высоки предпосылки обнаружения новых месторождений миароловых пегматитов во многих районах Африки и в пределах Южно-Азиатского пегматитового мегапояса (Гиндукуш, Каракорум, Гималаи). С уменьшением возраста гранитных пегматитов от древних (нижний протерозой) к молодым (миоцен) возрастает вероятность встречаемости и количество в них минерализованных полостей.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Геологическое строение поясов, полей и месторождений миароловых пегматитов, а также особенности их минерального состава и внутреннего строения наиболее полно описаны в работе [Миароловые пегматиты, 1999, с. 41-223]. В главе приводится небольшая часть этих материалов по нескольким объектам, где автором проводились полевые работы, а именно: Хэнтэйский пегматитовый пояс в Монголии, Адун-Челонское поле и Борщовочный пегматитовый пояс (Восточное Забайкалье), Малханское поле (Центральное Забайкалье), Ранкульское поле (Центральный Памир).

Большинство крупных полей миароловых пегматитов приурочено к выступам древнего фундамента – щитам, срединным массивам, глыбам, нередко затронутым процессами активизации, и примыкающим к ним складчатым структурам либо к сводовым поднятиям в пределах складчатых областей. Пегматитовые магмы могли возникать не только в результате эволюционной дифференциации гранитных магм, но и анатектическим путем в зонах региональных разломов надвигового типа, как, например, в Непале и Кашмире. Однако для реализации миароловой фации в пегматитовых полях гораздо более предпочтительны зоны растяжения. Степень метаморфизма вмещающих миароловые пегматиты пород для большинства формаций соответствует амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фаций, и лишь для полей сингенетических внутригранитных пегматитов кристаллоносной формации низких давлений характерен слабый региональный метаморфизм, но с ореолами ороговикования вокруг пегматитоносных гранитных массивов.

Поля миароловых пегматитов приурочены к зонам влияния долгоживущих глубинных, в том числе скрытых разломов фундамента, особенно к участкам их сочленения и пересечения с поперечными разломами. Вместе с тем активный тектонический режим – неблагоприятный фактор для образования миарол в пегматитах. По-видимому, при прочих благоприятных предпосылках миароловая фация пегматитов реализуется только в тех случаях, когда процессы кристаллизации пегматитовой магмы совпадают по времени с периодами снижения активности тектонических процессов.

Сингенетические внутригранитные флюорито-хрусталеносные, топаз-берилловые и редкометально-редкоземельные миароловые пегматиты имеют преимущественно кварц-калишпатовый состав с незначительной примесью второстепенных минералов. В ряду от перечисленных пегматитов через эпигенетические субредкометальные к редкометальным миароловым пегматитам в их валовом минеральном составе за счет Кпш возрастает доля плагиоклаза (вначале альбит-олигоклаза, а затем альбита, клевеландита), литиевых алюмосиликатов и других минералов редких элементов. Сложный минеральный состав характерен редкометальным миароловым пегматитам, в которых часто встречаются литиевые слюды, сподумен, петалит, амблигонит, литиофилит, поллуцит, разнообразные танталониобаты, минералы бериллия, бора. В миароловых пегматитах слюдоносной формации возрастают количество и размеры выделений мусковита. Амазонит, являющийся характерным минералом редкометально-редкоземельных пегматитов, в незначительном количестве встречается также во флюорито-хрусталеносных, субредкометальных и редкометально-мусковитовых миароловых пегматитах.

В строении миароловых пегматитов любой формации в той или иной степени проявлена зональность, характер которой в значительной степени определяется формой пегматитовых тел и их положением в пространстве. Симметричная зональность свойственна изометричным, линзовидным, штокообразным, столбообразным, в меньшей степени

крутопадающим жильным телам, тогда как пологозалегающие жилы часто являются асимметрично-зональными. В последних асимметричность выражается в преобладании существенно альбитовых, нередко полосчатых аплитовидных пород со стороны их лежащего бока и крупнозернистых, до блоковых, кварц-калишпатовых комплексов вблизи висячего контакта с вмещающими породами. В сингенетических внутригранитных флюорито-хрусталеносных и топаз-берилловых пегматитах асимметричность внутреннего строения обычно обусловлена развитием зоны интенсивных минеральных изменений в “придонных” частях тел, выше которой располагаются одна или несколько миарол, перекрытых сверху кварцевым ядром. При этом масштабы околومیароловых изменений пегматита положительно коррелируют с количеством кристаллов кварца в полостях, а размеры и форма последних – с размерами и формой кварцевых ядер.

В полнозональных флюорито-хрусталеносных сингенетических топаз-берилловых и редкометально-редкоземельных миароловых пегматитах наблюдается такая последовательность зон (от ранних к поздним): аплитовая, графическая (часто несколько разновидностей), пегматоидно-блоковая, кварцевое ядро и миаролы. Основной объем тел сложен графической и пегматоидно-блоковой разновидностью пегматита. В эпигенетических субредкометальных, редкометальных, редкометально-мусковитовых и мусковитовых пегматитах границы между зонами часто расплывчатые, в них снижается относительная роль графических структур и нередко отсутствует кварцевое ядро. Разные части протяженных жильных тел могут значительно различаться по соотношению Кпш и плагиоклаза, но независимо от этого наблюдается тенденция к преимущественному развитию олигоклаза во внешних частях тел, а Кпш – во внутренних. Также характерны резкие переходы между контрастно различающимися по минеральному составу комплексами, например – кварц-олигоклазовым с обособлениями черного турмалина и кварц-калишпатовым без турмалина.

В любых миароловых пегматитах миаролы тяготеют к центральным частям пегматитовых тел, но могут встречаться и вблизи контактов с вмещающими породами. Они иногда сопровождаются редкометальными комплексами непостоянного состава с альбитом, слюдой (мусковитом, лепидолитом), турмалином, бериллом, поллуцитом, титано-танталониобатами и другими минералами. Масштабы проявления таких комплексов максимальны в пегматитах редкометальной формации, где они встречаются как в околومیароловых оторочках, так и образуют значительные по объему зоны. В самих редкометальных комплексах миаролы встречаются редко. Для разных пегматитовых тел одного поля, а тем более для разных пегматитовых полей характерна различная степень наполнения миарол. Наряду с полостями, имеющими свободный объем и кристаллы минералов на их стенках, встречаются разности почти полностью заполненные кристаллами, обломками пегматитовой матрицы и “песчано-глинистым” материалом. Миаролы в разных частях пегматитовых тел и даже вблизи друг от друга могут сильно различаться по минеральному составу и морфологии кристаллов в друзовых комплексах, что свидетельствует об их автономном развитии: например, одни содержат топаз, другие – берилл, третьи – оба эти минерала. То же характерно для топаза и турмалина, кунцита и турмалина либо кунцита и морганита, а также различных по цвету турмалинов.

Глава 3. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Минералогия и геохимия миароловых пегматитов детально охарактеризованы в работе [Миароловые пегматиты, 1999, с. 224-425]. В минералогическом разделе этой главы приводятся данные о свойствах (в основном, о составе) лишь нескольких породообразующих (полевые шпаты, кварц), второстепенных (слюды, берилл, турмалин) и аксессуарных (титано-танталониобаты) минералов миароловых пегматитов, а также новых минералов (**висмутоколумбита** $\text{Bi}(\text{Nb,Ta})\text{O}_4$ [Перетяжко и др., 1992], **борокукеита** $\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{B})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ [Zagorsky et al., 2003]), новых и редких минеральных разновидностей (Bi- и Pb-содержащих турмалинов, богатых висмутом титано-танталониобатов, боромусковита), открытых и изученных при участии автора.

Минеральный состав миароловых пегматитов определяется их минерагенической (геохимической) специализацией и принадлежностью к определенной формации. Из флюорито-хрусталеносных и многих топаз-берилловых субредкометальных сингенетических

внутригранитных пегматитов добывается основная масса кварцевого, флюоритового, бериллового и топазового кристаллосырья. Обогащенные бором эпигенетические субредкометальные пегматиты содержат много ювелирного и коллекционного турмалина, в меньшей степени морганита, аквамарина, топаза и других более редких минералов (спессартина, данбурита, гамбергита). Из миарол сингенетических редкометально-редкоземельных пегматитов извлекают кристаллы амазонита, Кпш и кварца, а в эпигенетических телах к ним еще добавляются топаз и аквамарин. Многие редкометальные пегматиты являются месторождениями таких камней-самоцветов, как турмалин, кунцит, морганит, апатит, бразилианит. Значительное количество турмалинового кристаллосырья добывается из редкометально-мусковитовых пегматитов. В миаролах слюдоносных пегматитов встречаются кристаллы кварца, апатита и мусковита.

В пределах одной формации (подформации, эволюционного ряда) кварц-полевошпатовые зоны первичной кристаллизации миароловых и безмиароловых пегматитов по минеральному составу значимо не различаются, но могут существенно отличаться по геохимическим особенностям слагающих их минералов. Свойства большинства породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов изменяются в зависимости от принадлежности пегматитов к определенной формации и тому или иному эволюционному ряду, а также от места и относительного времени образования минералов в пегматитовом теле. Это проявляется в эволюции состава и структурного состояния Кпш, состава слюд, турмалина и других минералов.

В миароловых пегматитах встречаются **моноклинные ортоклазы** ($\Sigma t_1 = 0.73-1.0$), либо в разной степени **триклинные Кпш** ($\Delta t_1 = 0.1-1.0$) [Peretyazhko, Zagorsky, 1999]. Среди ортоклазов менее всего распространены разности с Σt_1 от 0.73 до 0.80 и более всего с Σt_1 в диапазоне 0.8-0.9. Упорядоченные ортоклазы с $\Sigma t_1 > 0.9$ встречаются крайне редко. Среди триклинных Кпш по частоте встречаемости выделяются две группы с величинами Δt_1 0.1-0.4 и 0.7-1.0. При всем многообразии вариаций структурного состояния Кпш установлен ряд общих закономерностей их распределения в миароловых пегматитах. Независимо от их

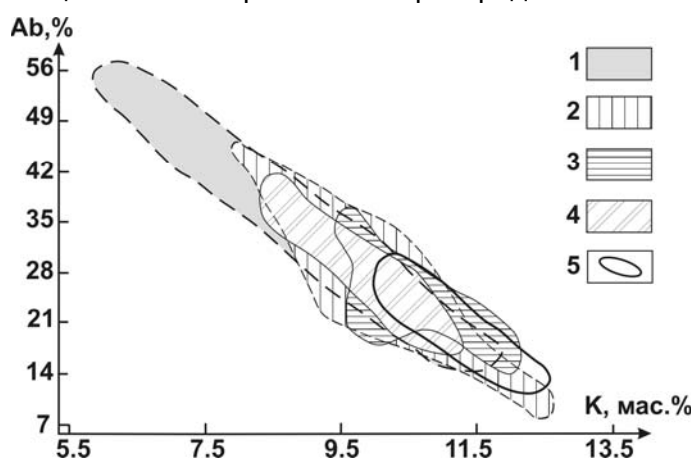


Рис. 1. Соотношение содержания K и минерала Ab в Кпш из миароловых пегматитов [Миароловые пегматиты, 1999]. 1-3 кристаллоносная формация: 1 — флюорито-хрусталеносная подформация; 2 — субредкометальная подформация, топаз-берилловый ряд; 3 — субредкометальная подформация, турмалиновый ряд; 4 — редкометально-редкоземельная формация; 5 — редкометально-редкоземельная формация и редкометально-мусковитовая подформация слюдоносной формации.

возраста и формационной принадлежности для непродуктивных и слабопродуктивных на кристаллосырье тел более всего характерны ортоклазы. В первичных зонах продуктивных пегматитов наряду с моноклиновыми чаще встречаются минимально триклинные и промежуточные по степени триклинности Кпш. По мере приближения к миаролам и в околомиароловых зонах возрастает доля высокоупорядоченных Кпш, в том числе и максимальных микроклинов. В миаролах кристаллы Кпш обычно менее упорядочены, здесь часто находят ортоклазы и минимально триклинные Кпш, хотя в ряде случаев отмечаются промежуточные и максимальные микроклины. Образованию в миаролах различных по структурному состоянию Кпш способствовали значительные изменения флюидного давления, температуры и состава минералообразующей среды.

Большинство Кпш содержат пертиты альбита (Ab). В миаролах некоторых пегматитов иногда появляются беспертитовые разности, чаще всего во внешних зонах кристаллов. Концентрация Na в Кпш уменьшается по мере снижения температуры и давления при их кристаллизации. Анализ характера распределения Ab минерала в Кпш хорошо согласуется с этой зависимостью (рис. 1). При переходе от наиболее высокотемпературных сингенетических хрусталеносных к эпигенетическим редкометальным и редкометально-

мусковитовым пегматитам, образующимся при относительно меньших температурах, средняя доля Ab составляющей в Кпш постепенно снижается с 33 до 20 мас.%. Для Кпш хрусталеносных пегматитов характерен наибольший диапазон концентрации Na. Так, в хрусталеносных пегматитах Монголии и Центр. Казахстана встречаются Кпш, содержащие более 50 мас.% Ab минала. В Кпш субредкометальных и редкометально-редкоземельных пегматитов уменьшаются дисперсия и средние концентрации Na. Минимальное количество Ab имеют Кпш редкометальных и редкометально-мусковитовых пегматитов (рис. 1). В пегматитах каждой формации наименьшие содержания Na характерны для кристаллов Кпш из миарол.

С ростом редкометальности миароловых пегматитов в Кпш происходит рост концентраций Li, Rb, Cs (рис. 2). Для Кпш хрусталеносных, субредкометальных топаз-берилловых и редкометально-редкоземельных пегматитов характерно небольшое количество Li (в среднем 7, 12 и 3 ppm соответственно). Из них стабильно низкие содержания Li (<5 ppm) присущи только Кпш из редкометально-редкоземельных пегматитов.

Максимально концентрируют Li (до 550 ppm) Кпш из редкометальных и некоторых субредкометальных пегматитов. Количество Rb и Cs закономерно возрастает в Кпш при переходе от флюорито-хрусталеносных через топаз-берилловые к редкометально-редкоземельным пегматитам. В максимальной степени накапливают эти элементы амазониты вне зависимости от формационной принадлежности пегматитов. В пегматитовых полях Кпш из миароловых пегматитов обычно имеют более высокие средние содержания Li, Rb, Cs по сравнению с Кпш из пегматитов без миарол.

Количество **слюд** в минеральном балансе тел возрастает от пегматитов кристаллоносной формации к слюдоносным пегматитам. В гранит-пегматитовых сериях пород при переходе от гранитов к миароловым пегматитам в биотитах постепенно повышаются содержания Li и общая железистость. Флогопиты и аннит-флогопиты в миароловых пегматитах встречаются крайне редко. Обычно их появление связано с влиянием на процесс пегматитообразования вмещающих магнезиально-карбонатных пород.

Для слюд *флюорито-хрусталеносных пегматитов* характерен ряд от биотитов до циннвальдитов (рис. 3). Редкие поздние генерации слюд в околوميароловых комплексах и в миаролах представлены фенгит-мусковитами. В *субредкометальных топаз-берилловых и редкометально-редкоземельных пегматитах* состав слюд изменяется от биотита до циннвальдита (криофиллита). В пегматитах Ср. Урала и Борщовочного кряжа присутствуют слюды ряда мусковит → литиевый фенгит-мусковит, вслед за которыми в миаролах иногда кристаллизуется лепидолит. Эволюционный ряд слюд из пегматитов Адун-Челона и Ильмен проявлен наиболее полно и выглядит следующим образом: биотиты → протолитиониты → циннвальдиты (криофиллиты) → литиевые фенгит-мусковиты → фенгит-мусковиты.

В *субредкометальных пегматитах турмалинового ряда* (Забайкалье, Памир, США) слюды образуют три контрастные группы, условно разделяемые на биотиты, мусковиты и лепидолиты. Характерная особенность состава лепидолитов – максимально возможное для триоктаэдрических слюд накопление Li и F (составы приближаются к полилитиониту). Наиболее поздние генерации слюд в миаролах представлены мусковитами, иногда борсодержащими мусковитами, в единичных случаях – боромусковитами.

В *редкометально-редкоземельных пегматитах* количество слюд относительно невелико. В разных зонах пегматитов чаще всего встречаются слюды, образующие

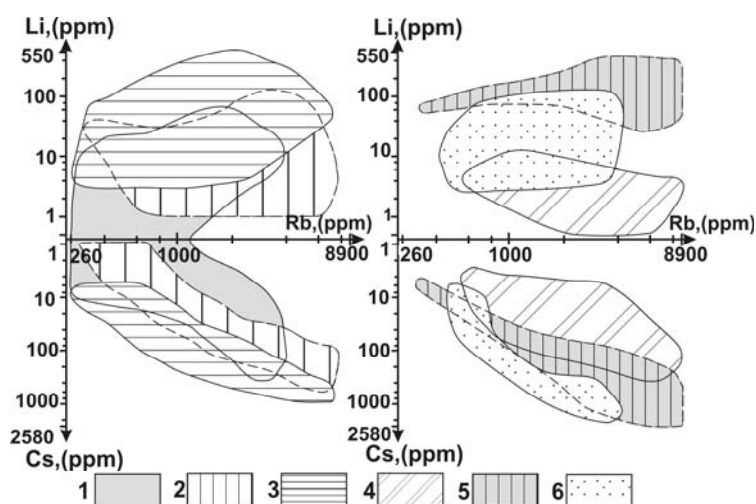


Рис. 2. Поля содержаний Li, Rb и Cs в Кпш из миароловых пегматитов [Миароловые пегматиты, 1999]. 1-4 – см. на рис.1; 5 – редкометальная формация; 6 – редкометально-мусковитовая подформация слюдоносной формации.

непрерывный ряд от магнийсодержащих аннит-сидерофиллитов к протолитионитам, циннвальдитам. В *редкометальных пегматитах* (Забайкалье, США) слюды эволюционируют от мусковита, фенгит-мусковита через литиевый фенгит-мусковит к трилитиониту. Слюды в миаролах и околомиароловых зонах иногда представлены литиевыми фенгит-мусковитами. Для *редкометально-мусковитовых пегматитов* весьма характерны значительные концентрации мусковита (в промышленных масштабах), реже – лепидолита. Имеются анализы только биотита, мусковита и лепидолита. Вероятнее всего, по аналогии с редкометальными пегматитами, здесь должны встречаться и промежуточные по составу слюды между мусковитом и трилитионитом. В *слюдоносных пегматитах* с миаролами среди слюд отмечаются только биотиты и мусковиты.

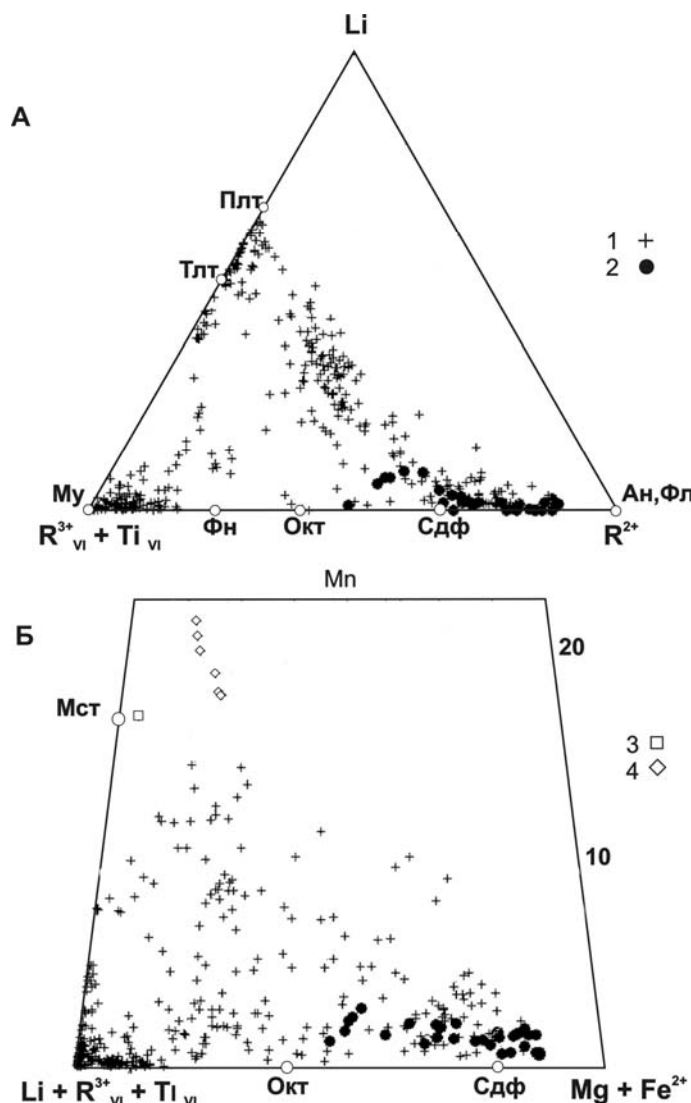


Рис. 3. Состав слюд из миароловых пегматитов [Миароловые пегматиты, 1999]. 1 – слюды из пегматитов, 2 – из гранитов; 3 – масутомилит; 4 – зональный кристалл циннвальдит-масутомилита [Menzies, Boggs, 1993]. R^{2+} – $Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$; R^{3+}_{vi} – $Fe^{3+} + Al^{3+}_{vi}$; Му – мусковит; Ан – аннит; Фл – флогопит; Фн – фенгит-мусковит $KAl_{1.5}R^{2+}_{0.5}Al_{0.5}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$; Сдф – сидерофиллит $KFe^{2+}_2AlSi_2Al_2O_{10}(OH)_2$; Окт – октаферрианнит $KFe^{3+}_{1.5}Fe^{2+}_{1.5}Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10}OH_2$; Мст – масутомилит $KAl_{1.5}LiMn_{0.5}Si_{2.5}Al_{1.5}O_{10}(OH)_2$; Тлт – трилитионит; Плт – полилитионит.

Количество **турмалина** в миароловых пегматитах возрастает от флюорито-хрусталеносных к редкометальным и редкометально-мусковитовым пегматитам. Месторождения турмалинового кристаллосырья связаны с редкометально-мусковитовыми, редкометальными и субредкометальными пегматитами турмалинового ряда. Во флюорито-хрусталеносных пегматитах встречаются только «ферри»-турмалины с небольшим количеством дравитового и увитового миналов. Турмалины с высокой концентрацией Fe^{3+} , в том числе и «ферри»-разновидности, характерны для пегматитов редкометально-редкоземельной формации. Повышенные содержания Mg определены в турмалинах из пегматитов, залегающих в магнезиальных породах. Здесь встречаются как Al-дравиты, шерл-дравиты, так и «ферри»-турмалины со значительной примесью увитового минала. По составу большинство турмалинов относится к ряду шерл-эльбаит с разным содержанием тсилаизитового (Mn) минала.

Выделяются два эволюционных ряда состава турмалина от ранних к поздним его генерациям [Загорский и др., 1989]. В первом (линия 8 на рис. 4Б) состав изменяется в следующей последовательности: шерл с примесью дравитового, бюргеритового, в меньшей степени оленитового и эльбаитового миналов → высокомарганцевый эльбаит (эльбаит-тсилаизит) → эльбаит → Al-эльбаит (эльбаит-оленин). Характерная черта этого ряда – присутствие высокомарганцевых турмалинов, часто

окрашенных в желтые и желто-зеленые цвета разных оттенков. Наиболее типичные объекты с такими турмалинами – субредкометальные пегматиты Малханского поля в Центр. Забайкалье, Борщовочного кряжа, Центр. и Юго-Зап. Памира, редкометальные пегматиты

Центр. Мадагаскара. Судя по цветовым характеристикам, марганецсодержащие эльбаиты должны встречаться и в миароловых пегматитах из других регионов мира. Для второго эволюционного ряда (линия 9 на рис. 4Б) характерна та же последовательность изменения состава турмалина, но высокомарганцевые разновидности в ней отсутствуют. Турмалины этого ряда известны в субредкометальных пегматитах Кангинского поля на Борщовочном крыже, редкометальных пегматитах Афганистана (Кулам), Мозамбика (Муяне), США (Мэн), Бразилии (Минас-Жерайс) и Юго-Зап. Африки (Намибия).

В большинстве случаев степень заполнения позиции щелочного катиона в турмалинах субредкометальных и редкометальных пегматитов варьирует от 100 до 60%, но встречаются разности, близкие к фойтитам. Среди щелочных катионов преобладает Na, а содержание Ca обычно не превышает 0.2 ф.е. (рис. 4В). Турмалины с повышенным количеством Ca (0.2-0.5 ф.е.) редки и характерны для пегматитов Мадагаскара и Малханского поля. В этих же пегматитах встречаются лиддикоеиты.

Вне зависимости от принадлежности турмалина к разным эволюционным рядам, в поздних его генерациях часто происходит инверсия состава, приводящая к резкой смене окраски внешних зон кристаллов. По составу поздние генерации турмалина чаще всего соответствуют шерл-эльбаитам с небольшой примесью Fe^{2+} , Mn, Ti и Mg, суммарное количество которых обычно не превышает 0.3 ф.е. Кристаллизация поздних темноокрашенных генераций турмалина начинается при резкой смене условий минералообразования в миаролах после их вскрытия (разгерметизации) [Загорский, Перетяжко. 1992]. Многократное вскрытие миарол сопровождалось дроблением кристаллосырья, что значительно ухудшало его качество.

Из анализа особенностей минералогии миароловых пегматитов сделан ряд обобщений. Физические свойства и состав минералов отражают как частные, так и общие закономерности минералообразования в пегматитах разных формаций. Наряду с типичными полостями, формирующимися при первично-магматической кристаллизации, широко распространены первично-вторичные полости более сложной морфологии, образование которых происходило при многократном растворении, перекристаллизации и регенерации минералов в околوميароловых зонах и в миаролах. Зачастую такие процессы протекали избирательно, затрагивая лишь часть или некоторые грани кристаллов одних минералов при полной сохранности кристаллов других минералов. Неоднократное вскрытие (разгерметизация) миарол в процессе их формирования приводило к резким изменениям флюидного давления,

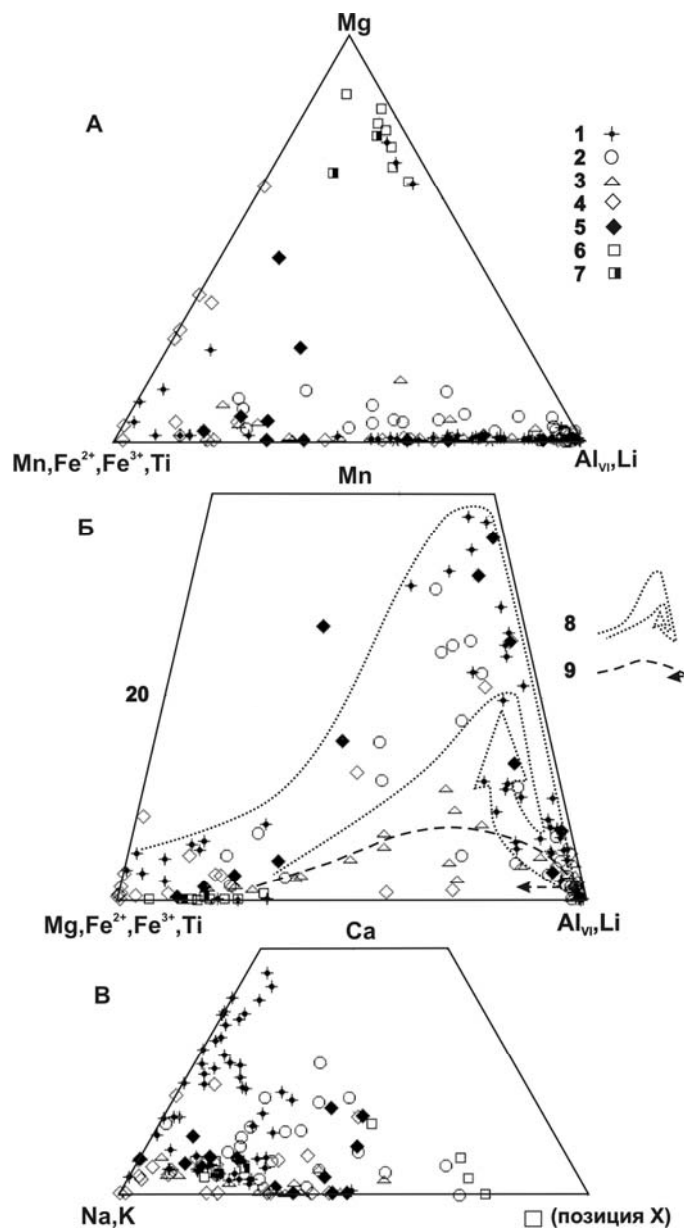


Рис. 4. Состав турмалина из субредкометальных миароловых пегматитов турмалинового ряда [Миароловые пегматиты, 1999]. 1-7 – места отбора образцов (Центр. и Вост. Забайкалье, Центр. и Юго-Зап. Памир, Непал); 8,9 – эволюционные ряды состава турмалина от ранних к поздним генерациям.

вскипанию флюида и изменению его состава. Иногда эти процессы сопровождались дроблением кристаллов и последующим образованием новых генераций минералов. Состав минералообразующих сред мог сильно различаться даже в миаролах, расположенных вблизи друг от друга. Резкая гетерогенность условий минералообразования объясняет значительные вариации свойств и состава минералов, кристаллизующихся в миароловых гранитных пегматитах. Вторичные полости, связанные с наложенными метасоматическими процессами, встречаются редко. Они отличаются от других полостей характером минерализации и структурным положением в объеме пегматитовых тел.

Независимо от специализации миароловые пегматиты обогащены относительно материнских гранитов **кремнеземом**, но содержат меньше **фемических компонентов**, а также нередко **глинозема**. В пегматитах, как правило, возрастают суммарные концентрации **щелочей** и дисперсии их содержаний. По редкоземельному составу наиболее близки материнским гранитам флюорито-хрусталеносные пегматиты. От флюорито-хрусталеносных к редкометальным миароловым пегматитам повышается роль глинозема относительно кремнезема, **марганца** относительно **магния и железа**, **натрия** относительно **калия**, **бора** относительно **фтора**. Во всех полях с увеличением степени продуктивности пегматитов на кристаллосырье в них возрастают содержания **гранитофильных редких элементов и летучих компонентов**. Различия по химическому составу между разными телами в одном поле часто более значительны, чем между разными зонами в пределах тела, т.е. дифференциация в очагах накопления пегматитовой магмы и на путях ее внедрения была более значительной, чем при кристаллизации в пегматитовмещающих камерах. От первичных кварц-полевошпатовых структурных разновидностей пегматитов по химическому составу наиболее контрастно отличаются редкометальные комплексы и материал заполнения миарол. Они обогащены редкими гранитофильными и летучими элементами, а также имеют минимальные концентрации Si, повышенные – Al и фемических компонентов.

Хрусталеносные пегматиты по геохимическим особенностям более всего близки слюдоносным и полевошпатовым пегматитам. Субредкометальные топаз-берилловые пегматиты занимают промежуточное положение между слюдоносными и редкометальными непромышленными пегматитами. Субредкометальные турмалиноносные пегматиты близки пегматитам редкометально-мусковитовой подформации, но характеризуются несколько более высокими уровнями содержаний Li, Cs и пониженными – Ba и Sr.

Глава 4. КОНЦЕНТРИРОВАННЫЕ БОРНОКИСЛЫЕ РАСТВОРЫ, БОГАТЫЕ БОРОМ И ФТОРОМ РАСПЛАВЫ В ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Флюидные включения с концентрированными борнокислыми растворами и дочерними кристаллами сассолина впервые обнаружены в минералах миароловых пегматитов из многих регионов мира – Центр. и Вост. Забайкалье, Ср. Урале, Центр. и Юго-Зап. Памире, Афганистане, Пакистане, Непале, Италии (Эльба), Калифорнии, Намибии и Мадагаскаре [Перетяжко и др., 2000]. Сассолин и борнокислые растворы во включениях надежно диагностируются методом Рамановской спектроскопии по наличию сильной полосы поглощения $878-880\text{ см}^{-1}$ в КР-спектрах [Смирнов и др., 2000]. Анализ экспериментальных данных по свойствам борнокислых водно-солевых и водно-углекислотных флюидов позволил обосновать методику расчета в них концентрации H_3BO_3 по температурам растворения сассолина и плавления льда. Показаны возможные погрешности при оценках содержания бора во флюидах методами микротермометрии и атомно-эмиссионной спектроскопии. В изученных ФВ содержатся концентрированные водные или водно-углекислотные борнокислые флюиды с примесями хлоридов Na, K, Ca (иногда – Fe, Mg, Li, Cs), бикарбонатов, фторидов и других соединений. Средние содержания H_3BO_3 в таких флюидах составляют 6-12 мас.%, а максимальные достигают 23-27 мас.% (рис. 5).

Концентрированные борнокислые флюиды принимали участие в процессах минералообразования многих миароловых пегматитов вне зависимости от их минерального состава, формационной принадлежности, возраста и геологического положения. Обоснован вывод о кристаллизации турмалина из богатых бором гранитных (пегматитовых) расплавов и кислых водных флюидов с высокими содержаниями H_3BO_3 . Железистый турмалин (шерл, бюргерит и др.) может кристаллизоваться и в слабощелочных флюидах. Однако такие

условия реализуются редко (например, в миаролах с аксинитом или в остаточных флюидах при образовании самых поздних темных до черного зон роста кристаллов турмалина). Гранитные пегматиты являются только небольшой частью образований, где концентрируется бор на путях его миграции в земной коре. Следовательно, высокие концентрации бора могут быть обнаружены в содержимом РВ и ФВ из многих минералов, кристаллизующихся в различных магматических и гидротермальных процессах.

Ранее в петрогенетических моделях образования редкометалльных гранитов и связанных с ними пород бор среди летучих компонентов не рассматривался, а основное внимание уделялось фтору и хлору [Webster et al., 1997; Thomas et al., 1999 и др.]. Начиная с 2003 года, в литературе стали все чаще обсуждаться разные аспекты поведения бора в гранит-

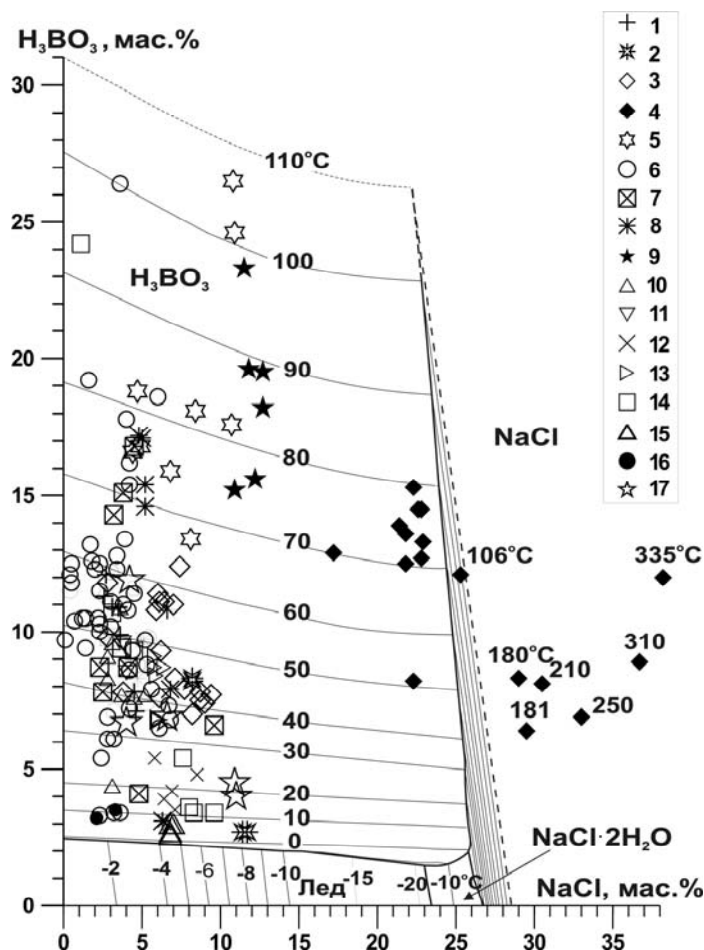


Рис. 5. Фазовая диаграмма системы $\text{NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$ в координатах $\text{NaCl-H}_3\text{BO}_3$ [Перетяжко и др., 2000].

1-3 – субредкометалльные топаз-берилловые пегматиты: 1 – Ср. Урал, 2 – Вост. Забайкалье, 3 – Центр. Памир; 4-10 – субредкометалльные турмалиновые пегматиты: 4 – Центр. Памир, 5 – Юго-Зап. Памир, 6 – Центр. Забайкалье, 7 – Вост. Забайкалье, 8 – Непал, 9 – Эльба, 10 – Калифорния; 11-14 – редкометалльные морганит-турмалиновые пегматиты: 11 – Калифорния, 12 – Центр. Забайкалье, 13 – Вост. Забайкалье, 14 – Мадагаскар; 15, 16 – редкометалльные турмалин-кунцитовые пегматиты: 15 – Калифорния, 16 – Афганистан; 17 – редкометалльно-мусковитовые пегматиты, Пакистан.

русских и международных форумах. Обнаружение концентрированных борнокислых растворов во включениях привело к более глубокому пониманию роли экстремально обогащенных бором и фтором минералообразующих сред в процессах кристаллизации гранитных пегматитов, редкометалльных интрузивных и субэффузивных гранитоидных пород.

пегматитовых, пегматитовых и связанных с ними гидротермальных системах. После обнаружения высоких концентраций бора и фтора во включениях минералообразующих сред из гранитных пегматитов и Li-F гранитов Забайкалья, Памира и Рудных Гор стало ясно, что бор занимает важное место среди летучих элементов в процессах гранитообразования [Смирнов и др., 2003; Баданина и др., 2003; Thomas et al., 2003; Peretyazhko et al., 2004b]. Подтвердилось наше предположение [Перетяжко и др., 2000], что минералообразующие среды с высокими концентрациями бора участвовали в процессах кристаллизации гранитоидных пород (пегматитов, гранитов, онгонитов), даже если в их минеральном составе нет минералов-концентраторов бора или они содержатся лишь в акцессорном количестве.

Опубликование работ [Smirnov et al., 1999; Peretyazhko et al., 1999; Смирнов и др., 2000; Перетяжко и др., 2000], описывающих во ФВ борнокислые растворы с сассолином и связанные с этим петрологические следствия, способствовало изучению особенностей поведения бора и фтора в магматических и гидротермальных процессах, стимулировало проведение целого ряда методических, экспериментальных и теоретических исследований. За период 2001-2010 гг. по этой теме разными авторами опубликовано около 30 статей в ведущих журналах геологического профиля как в России, так и за рубежом (приводится их краткий обзор). Результаты этих работ обсуждались на многочисленных

Глава 5. ВКЛЮЧЕНИЯ ФЛЮИДОВ: *P-V-T-X* СВОЙСТВА ВОДНЫХ РАСТВОРОВ РАЗНЫХ ТИПОВ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ МИАРОЛОВЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ОНГОНИТОВ

Кристаллизация магматических расплавов в широком диапазоне температур и давлений часто сопровождается выделением флюидной фазы, что создает благоприятные условия для одновременного захвата минералами РВ и ФВ. Включения магматических флюидов часто находятся в минералах пород совместно с РВ в одних зонах роста или по залеченным трещинам. Используя данные термодатиметрии и *P-V-T-X* свойства растворов, законсервированных во ФВ, можно определить давление в момент их образования. Наиболее точно такие расчеты делают по ФВ, содержащим углекислоту или водно-углекислотный раствор, поскольку свойства системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ хорошо изучены. Однако в состав магматических флюидов кроме углекислоты входят многие другие растворимые соединения. При реконструкции процессов минералообразования миароловых гранитных пегматитов и многих редкометальных гранитоидных пород в составе магматических и гидротермальных флюидов необходимо учитывать высокие концентрации бора и фтора. Следовательно, для корректной интерпретации данных по термодатиметрическим свойствам растворов, захваченных во ФВ, необходим анализ фазовых диаграмм водных систем разных типов и состава в широком интервале *P-T* условий.

Свойства водных флюидов при повышенных температурах и давлениях определяются, главным образом, коэффициентами растворимости входящих в их состав соединений и связанным с этим наличием или отсутствием критических явлений в насыщенных растворах. По этому признаку водные системы делятся на два основных типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. К первому относят растворы с соединениями, имеющими положительный коэффициент растворимости при повышении температуры. Во втором (или *P-Q*) типе растворов растворимость соединений достигает минимальных значений в точке *P* вблизи критической точки воды, а при высоких температурах выше точки *Q* значительно повышается. Из компонентов, образующих растворы первого типа, в природных флюидах, участвующих в процессах минералообразования пегматитов и гранитоидных пород, встречаются NaCl , KCl , H_3BO_3 , CaCl_2 , NaOH , KOH , KF , LiCl , CsCl , CsOH , намного реже – MgCl_2 , RbOH и некоторые другие соединения. Такие соли, как NaF , LiF , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , Li_2SO_4 , большинство силикатных минералов и кварц, образуют с водой растворы *P-Q* типа. Для определения свойств природных флюидов без газовых компонентов (CO_2 , CH_4 и др.) по данным термодатиметрии ФВ применяются фазовые диаграммы растворов первого типа, преимущественно хлоридов: $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2\pm\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$. Общую соленость растворов в ФВ принято рассчитывать на эквивалентную концентрацию NaCl по температуре плавления льда в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. При расчетах концентрации борной кислоты и солености растворов, находящихся в ФВ и РВ, нами предлагается использовать фазовую диаграмму $\text{NaCl}-\text{H}_3\text{BO}_3-\text{H}_2\text{O}$ (рис. 5).

Ранее свойства растворов *P-Q* типа не учитывались при интерпретации термодатиметрических данных, хотя в некоторых случаях такие соли как, NaF , Na_2CO_3 , сульфаты Na , K , Li входят в состав магматических и гидротермальных флюидов. Например, процессы кристаллизации богатых фтором редкометальных гранитов, пегматитов, онгонитов, топазитов, грейзенов с большой долей вероятности проходили при участии водных флюидов с высокими концентрациями фтора и натрия. Включения солевых расплавов (фторидно-сульфатных, хлоридно-сульфатных, фосфатно-сульфатных) и сопутствующих им флюидов обнаружены в минералах различных карбонатитовых комплексов [Андреева и др., 1998]. Можно ли при изучении ФВ определить тип захваченных в них флюидов и как влияют их свойства на интерпретацию термодатиметрических данных? Для ответа на эти вопросы проведено сравнение хорошо изученных *P-V-T-X* свойств водных растворов NaCl и NaF . Применительно к ФВ проанализированы диаграммы состояния водных систем первого и *P-Q* типов, которые можно использовать для изучения включений магматических и гидротермальных флюидов.

Расчеты изохор и плотности растворов в системе $\text{H}_3\text{BO}_3-\text{H}_2\text{O}$ показали, что в зависимости от концентрации борной кислоты во флюиде, давление в разных миаролах гранитных пегматитов, содержащих эти флюиды, при одной температуре может различаться на десятки-сотни бар [Перетяжко, Загорский, 2002; Peretyazhko et al., 2004b]. Если провести аналогию по *P-V-T-X* свойствам борнокислых и хлоридных флюидов, относящихся к первому

типу, с плотностью ниже критических значений следует учитывать возможный рост давления в миаролах по мере снижения температуры. Так, в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ по данным [Sourirajan, Kennedy, 1962] для интервала $500-700^\circ\text{C}$ характерны значительные максимумы давления ненасыщенного пара. Большая разница флюидного давления в относительно близко (десятки сантиметров, первые метры) расположенных друг от друга миаролах увеличивает вероятность их разгерметизации. Так, в пегматитах Малханского поля вскрытие некоторых миарол (особенно, крупных) по сериям новообразованных трещин приводило к “флюидным взрывам”, очень быстрому вскипанию растворов и дальнейшему резкому изменению их свойств (образуются новые минеральные ассоциации или генерации минералов). Эти процессы сопровождались дроблением и последующей регенерацией кристаллов в миаролах, взаимодействием флюидов с пегматитовой матрицей по трещинам в околوميароловой зоне пегматита, в результате чего формировались многочисленные первично-вторичные миаролы сложной морфологии. В минералах из околوميароловых зон и миарол многих гранитных пегматитов мира также часто встречаются ФВ с нерастворимыми при нагревании дочерними кристаллическими фазами. Свойства растворов в таких ФВ соответствуют системе P-Q типа. Наличие области жидко-паровой несмешиваемости в борнокислых флюидах первого типа, присутствие несмешиваемых флюидов первого и P-Q типов в пегматитовой магме приводило в дальнейшем при ее кристаллизации к видовому многообразию минералов в минерализованных полостях среди гранитов и миароловых пегматитов.

На примере анализа условий образования пород массива онгонитов Ары-Булак, (Вост. Забайкалье) показано также, насколько важно учитывать в интерпретации термометрических данных по включениям P-V-T-X свойства водных флюидов разных типов. Во ФВ из минералов этих пород мы впервые диагностировали растворы водно-солевой системы P-Q типа [Перетяжко, Царева, 2007; Перетяжко, 2009]. Во вкрапленниках кварца и топаза из порфировых онгонитов массива совместно с РВ находятся существенно газовые

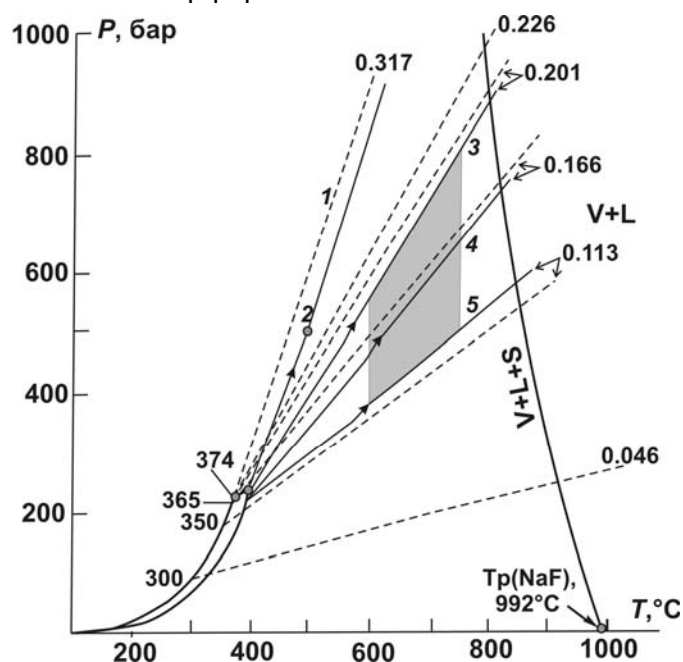


Рис. 6. P-T проекция фазовой диаграммы системы $\text{NaF-H}_2\text{O}$ с изохорами водяного пара (штриховые линии, значения плотности в г/см^3) и предполагаемыми изохорами растворов NaF (сплошные линии) по [Перетяжко, 2009]. 1 – критическая изохора воды, 2 – критическая изохора раствора с 2.1 мас.% NaF, 3-5 – изохоры газовых ФВ с растворами NaF и виллиомитом. Серым показана область наиболее вероятных P-T условий образования сосуществующих РВ и газовых ФВ. От точки $T_p(\text{NaF})$ (992°C) толстой линией показана предполагаемая проекция поверхности трехфазовых равновесий с участием жидкости, пара и виллиомита.

ФВ с большим пузырем и тонкой каймой раствора. Свойства растворов в таких ФВ (исчезновение жидкости независимо от ее плотности и общей солёности вблизи критической точки воды, особенности растворения кристаллической фазы), а также обогащенность фтором флюидно-магматической системы в целом, свидетельствуют, что в процессах кристаллизации онгонитового расплава принимали участие флюиды P-Q типа, предположительно NaF-содержащие с небольшой примесью других соединений, например хлоридов

Дегазация обогащенных фтором магматических флюидов через афировую зону массива приводила к образованию в породах прозопита $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$ и водных кальциевых алюмофторидов [Перетяжко и др., 2007a], сопровождалась ростом концентраций воды (до 2-4 мас.%) и примесных элементов (Sn, W, Cs, Rb, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc), снижением содержаний всех лантаноидов (особенно тяжелых). Попадая в афировую зону, магматический флюид P-Q типа, сосуществующий с расплавом в остаточном очаге,

охлаждался, менял состав и его свойства начинали соответствовать водно-солевой системе первого типа. Следствием этого было вскипание флюида и разделение на несмешиваемые фазы – солевой рассол с очень высокими концентрациями Cl, F, K, Cs, Mn, Fe, Al, примесью S, As и низкоплотный паровой раствор [Перетяжко и др., 2007а; Перетяжко, Царева, 2008; Peretyazhko, Tsareva, 2008]. Данный вывод подтверждают свойства и особенности состава содержимого включений минералообразующих сред. В афировых породах на юго-западном фланге массива вкрапленники кварца содержат в залеченных трещинах редкие РВ и сингенетичные им ФВ – паровых растворов и солевых рассолов.

Гомогенизация включений рассолов (кристаллические фазы занимают до 70-80 об.%) в жидкость наступала после растворения твердых фаз. Из особенностей растворения–кристаллизации фаз во включениях рассолов и данных микрозондового анализа

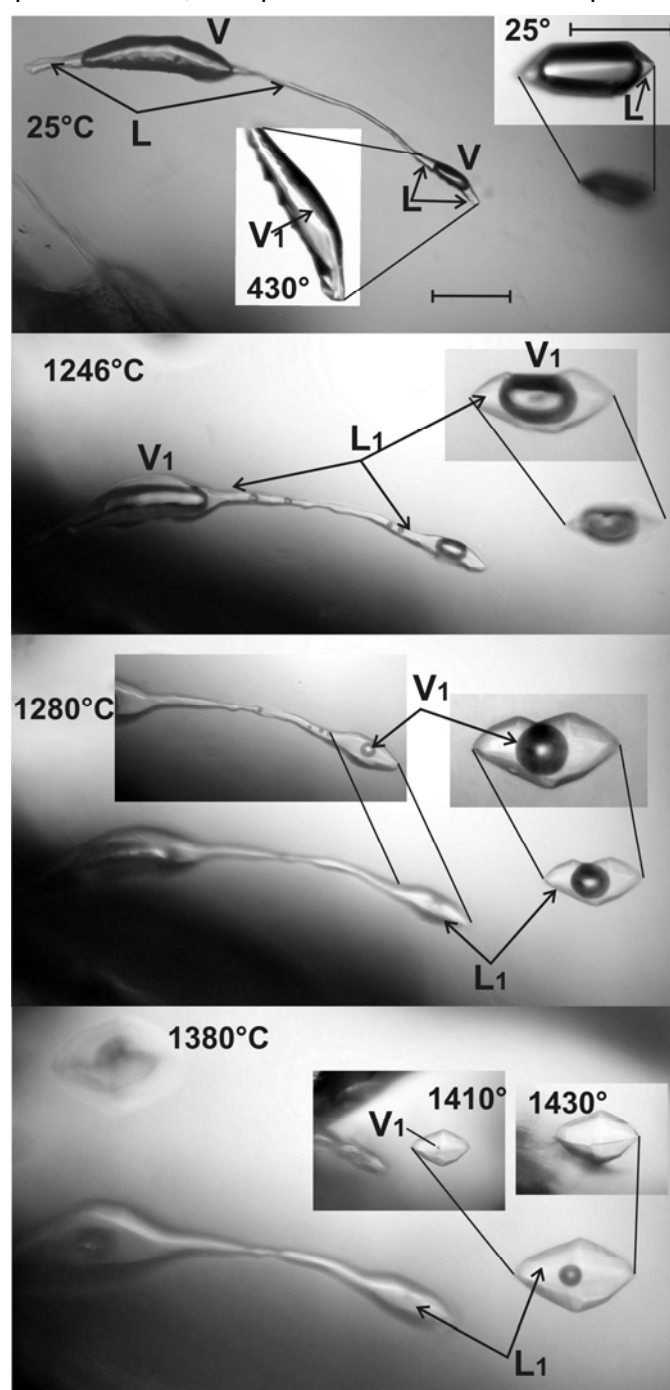


Рис. 7. Существенно газовые флюидные включения в кварце из порфирового онгонита в процессе нагрева до 1430°C [Перетяжко, 2009]. L, L₁ – жидкие, V, V₁ – газовые фазы. Длина масштабного отрезка 50 мкм.

содержимого вскрытых включений следует, что кристаллические фазы являются хлоридами, фторидами (NaCl, KCl, (K,Cs)Cl, KF, NaF), а также, вероятно, кристаллогидратами типа $MnCl_2 \cdot nH_2O$, $FeCl_3 \cdot nH_2O$, $KF \cdot nH_2O$, $AlF_3 \cdot nH_2O$ [Перетяжко, Савина, 2010; Peretyazhko, Tsareva, 2008].

Наличие газовых ФВ с паровыми растворами NaF является признаком низкobarических условий кристаллизации онгонитов. Из анализа фазовой диаграммы NaF–H₂O следует, что давление при 600-750°C (температурный интервал кристаллизации онгонитового расплава по данным изучения РВ) было около 400-800 бар (рис. 6). Сделанные ранее по газовым ФВ (расчеты на систему NaCl–H₂O) оценки флюидного давления в период кристаллизации онгонитов массива Ары-Булак при 650-700°C давали более высокие значения – от 800 до 1000 бар [Наумов и др., 1990].

Флюидные включения с растворами Р-Q типа должны выдерживать нагрев до высоких температур без вскрытия (декрепитации). Это свойство проверено на крупных ФВ размером 60-250 мкм по удлинению, содержащих при комнатной температуре 20-25 об.% раствора. После гомогенизации в газовую фазу (400-430°C) нагрев до 1050°C не приводил к каким-либо изменениям ФВ (рис. 7). Следует отметить, что газовые ФВ таких больших размеров с раствором NaCl и температурой гомогенизации 500-700°C будут вскрываться, поскольку при 1000°C внутривакуольное давление в них будет выше 1500 бар. При 1170-1200°C у стенок ФВ появляется жидкая фаза, а в интервале 1200-1400°C объем жидкой фазы постепенно увеличивается. Появление жидкости около 1200°C вызвано

взаимодействием флюида с тридимитом (бывшим кварцем) на стенках включений при пересечении границы верхней области несмешиваемости в системе $\text{SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$, относящейся к P-Q типу. Изменение объема и формы ФВ в диапазоне 1050-1100°C объясняется ростом внутривакуольного давления и термическим расширением минерала-хозяина (кварца) при переходе от структуры β -кварца к тридимиту.

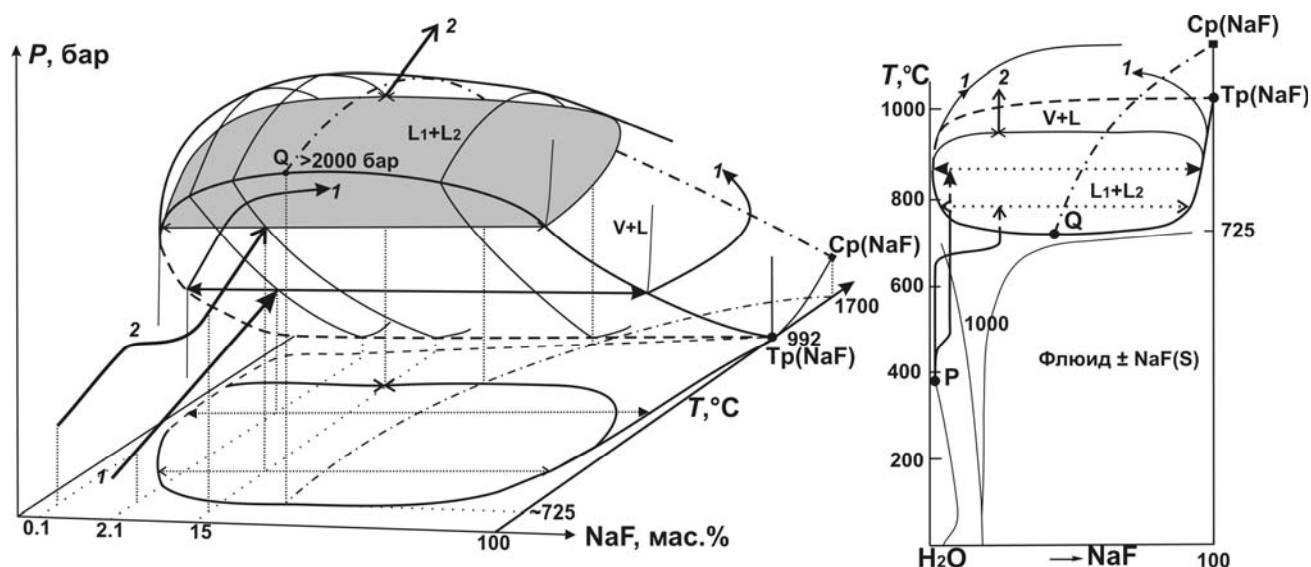


Рис. 8. *P-T-X* схема высокотемпературной области несмешиваемости и ее *T-X* проекция (с изобарами) в системе $\text{NaF--H}_2\text{O}$ по [Перетяжко, 2009] с учетом экспериментальных данных.

Толстыми линиями со стрелками показаны предполагаемые изохоры растворов NaF . Для раствора (1) с 2.1 мас.% NaF , 2 – 15 мас.% NaF (изгиб изохоры связан с увеличением концентрации соли при растворении виллиомита). Штрихпунктирная линия – критическая кривая. Пунктирная линия – составы пара в условиях трехфазных равновесий. V – пар, L, L_1 , L_2 – жидкости, S – кристаллы NaF .

Таким образом, включения с низкоплотными растворами можно использовать для изучения свойств верхней области несмешиваемости в системах P-Q типа (например, $\text{NaF--H}_2\text{O}$, рис. 8) и процессов высокотемпературного взаимодействия с минералом-хозяином [Перетяжко, 2009]. Например, опыты с ФВ из онгонитов массива Ары-Булак впервые показали как быстро и обратимо взаимодействует NaF -содержащий флюид низкой плотности с кварцем при температурах выше 1170-1200°C. Подобные опыты с ФВ позволяют вести прямые наблюдения за процессами высокотемпературной растворимости кварца и других минералов в зависимости от состава исходного флюида. Для этих исследований необходимо получить синтетические ФВ с растворами P-Q типа заданного состава и плотностью ниже критических значений в залеченных трещинах или зонах роста минералов. Полученные таким образом данные важны для понимания особенностей флюидно-магматической кристаллизации различных пород и вулканических процессов, проходивших при очень высоких температурах в относительно низкobarических условиях.

Приведенные выше примеры показали, как важно учитывать *P-T-V-X* свойства флюидов разных типов для реконструкции условий образования миоэроловых гранитных пегматитов и онгонитов. Необходимо определять тип захваченных во включениях флюидов, поскольку без этого нельзя, например, корректно рассчитать давление при температурах образования сосуществующих (сингенетичных) ФВ и РВ. Необоснованное отнесение растворов P-Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению давления. В многокомпонентных водных системах, к которым относятся природные флюиды, температурный коэффициент растворимости соединений, а следовательно, и тип растворов может меняться в зависимости от их концентраций и *T-P* условий [Равич, Валяшко, 1965; Равич, 1974; Валяшко, 1990; Редькин и др., 2005]. Яркий тому пример, вскипание флюида в афировой зоне массива онгонитов Ары-Булак, вызванное изменением его состава при увеличении содержаний во флюиде Cl, F, K, Cs, Na, Mn, Fe, Al.

Предсказать свойства природного флюида только по данным термометрического изучения включений без дополнительной информации о его составе весьма сложно, а порой и невозможно. Тем не менее, есть характерные признаки, указывающие на тот или иной тип

растворов во включениях. Например, постепенное растворение дочерних кристаллов при повышении температуры, совместное существование газовых и жидких включений с растворимыми фазами однозначно определяют первый тип растворов. Наличие дочерних фаз, которые не растворяются при нагревании, отсутствие признаков вскрытия газовых ФВ до очень высоких температур указывают на принадлежность растворов во включениях к системам второго типа.

Глава 6. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СИСТЕМЫ $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ при 350–800°C и 1–2 кбар, ИЗОХОРЫ И ПЛОТНОСТЬ БОРНОКИСЛЫХ ФЛЮИДОВ

Для понимания особенностей поведения флюидов с высокими концентрациями F и B в природных процессах необходим анализ $P\text{--}V\text{--}T\text{--}X$ свойств простейших систем с участием этих элементов. Ранее для этой цели изучались водные растворы NaF во ФВ из кварца [Котельникова, Котельников, 2002, 2004, 2007, 2008], а также щелочные борсодержащие флюиды в системе $\text{Na}_2\text{O--B}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ [Smirnov et al., 2005]. Более сложные по составу водосиликатные системы, в которых одновременно присутствуют B и F, при повышенных температурах и давлениях не изучались. В них вероятно образование анионов сильных кислот BF_4^- и SiF_6^{2-} , комплексных соединений бора и фтора, а также явления полимеризации ортоборной кислоты, что может привести к принципиально иным свойствам, отличным от таковых для относительно простых систем типа $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ и $\text{NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. В главе обсуждаются результаты экспериментального изучения фазового состояния флюида в системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ при 350–800°C и 1, 2 кбар, полученные методом синтетических флюидных включений. Считается, что такие включения являются своеобразными пробоотборниками, в которых консервируются фазы, присутствующие при $P\text{--}T$ условиях экспериментов. Опыты по синтезу ФВ выполнены З.А.Котельниковой и А.Р.Котельниковым (ИЭМ РАН, Черноголовка) в реакторе гидротермальной установки высокого давления и в автоклавах.

Результаты термодатиметрических измерений, фазовый состав содержимого включений

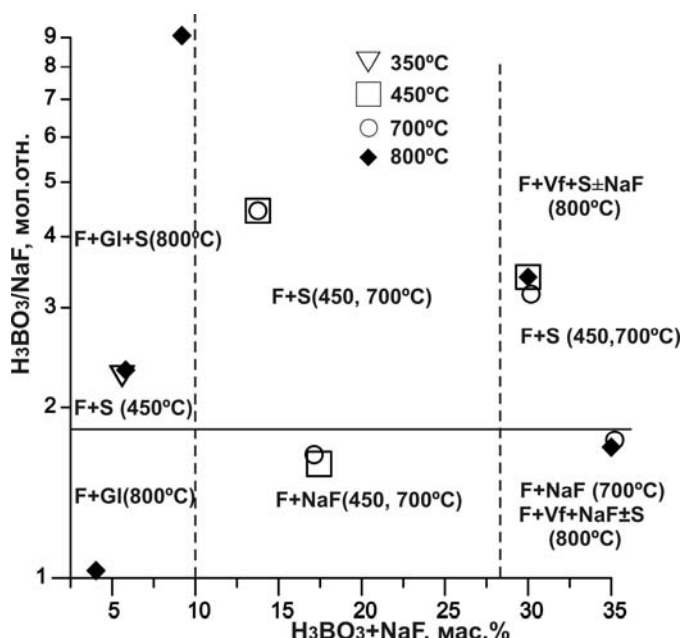


Рис. 9. Фазовый состав флюидных фаз во включениях в зависимости от мольного отношения $\text{H}_3\text{BO}_3/\text{NaF}$ и суммы H_3BO_3 , NaF в исходных растворах опытов [Перетяжко и др., 2010]. Сплошной линией разделены области существования флюида (F), дочерних кристаллов сассолина (S) и NaF. Штриховыми линиями ограничены области, в которых при 800°C и 2 кбар образуется стеклоподобная фаза, стекло (GI) или вязкая жидкость (Vf).

показаны на рис. 9. В условиях экспериментов 350–700°C, 1–2 кбар в изученной системе существует гомогенный флюид. При комнатной температуре в образцах кварца из опытов с исходными растворами, имеющими мольное отношение $\text{H}_3\text{BO}_3/\text{NaF}$ больше 2.3, во включениях кристаллизуется сассолин, а меньше 1.8 – виллиомит.

Увеличение растворимости кварца, высокая взаимная растворимость H_3BO_3 и NaF в водном флюиде при повышении температуры связана с образованием комплексных соединений, в состав которых входят B, F, Si, Na. Новообразованные водорастворимые комплексы не имеют полос поглощения в диапазоне частот 200–1200 cm^{-1} КР-спектров. Во ФВ из опытов с наиболее концентрированными исходными растворами NaF (до 10 мас.%) и H_3BO_3 (до 25 мас.%), выполненных при 700, 800°C и 2 кбар, в КР-спектрах водных растворов и вязкой незамерзающей жидкости кроме пика ортоборной кислоты $[\text{B}(\text{OH})_3]^\circ$ появляются пики комплексов $[\text{B}(\text{OH})_4]^-$, полиборатов ($[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4]^{2-}$, $[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4]^-$, $[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4]^-$) и/или фторборатов ($[\text{B}_3\text{F}_6\text{O}_3]^{3-}$, $[\text{BF}_2(\text{OH})_2]^-$).

$[\text{BF}_3(\text{OH})]^-$, $[\text{BF}_4]^-$). Равновесие между жидкими, газовыми и твердыми фазами в таких включениях после проведения опытов устанавливается крайне медленно – многие месяцы, возможно, годы.

При 800°C и 2 кбар широко проявлены явления жидкостной несмесимости. В опытах с исходными содержаниями в растворах 2.4-8.6 мас.% H_3BO_3 и 0.6-1.6 мас.% NaF сосуществуют водный флюид и плотная водно-силикатная жидкость, которая после охлаждения трансформируется в стекло или стеклоподобную фазу. Увеличение концентрации бора (до 25 мас.% H_3BO_3) и фтора (до 5-10 мас.% NaF) приводит к образованию несмешиваемых фаз – вязкой незамерзающей жидкости и трех водных флюидов разного состава и плотности. Один из них является низкоплотным паровым раствором, а два других жидких имеют более высокую плотность и насыщены при комнатной температуре борной кислотой или фторидом натрия. В условиях опыта 800°C, 2 кбар несмешиваемые флюидные фазы, вероятнее всего, находились в дисперсно-коллоидном состоянии. Водно-силикатная жидкость (стекло или стеклоподобная фаза после охлаждения) и вязкая незамерзающая жидкость с консистенцией геля или студня образовались при высокотемпературном взаимодействии водного флюида с кварцем. Водно-силикатная жидкость обладает повышенной экстрагирующей способностью в отношении элементов-примесей, присутствующих в исходной шихте даже в следовых количествах. По всей видимости, высокая вязкость водно-силикатной жидкости является следствием полимеризации кремнекислых растворимых соединений, в то время как повышенная вязкость незамерзающей жидкости связана с полимеризацией комплексов полиборатов и/или фторзамещенных полиборатов при участии Si и Na.

Наличие гомогенного флюида в интервале 350-700°C и 1-2 кбар, появление несмешиваемых фаз при 800°C, рост кристалла NaF в водном растворе с повышением температуры, расслаивание флюида в некоторых ФВ на две жидкости и пар вблизи критической точки воды дают все основания считать, что часть изученных растворов в системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ относится к P-Q типу, осложненному метастабильной или стабильной областью расслаивания (рис. 10). Метастабильные флюидные равновесия переходят в стабильные за

счет образования новых комплексных соединений в результате взаимодействия кварца с B-F-содержащим флюидом при 800°C и 2 кбар. В системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{--NaF--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ при таких P-T условиях находятся также борнокислые растворы, относящиеся к системе первого типа (захватывались во включениях с сассолином). Т.е. в условиях опытов сосуществуют несмешиваемые флюидные фазы первого и P-Q типов.

Экспериментальные данные позволяют предположить, что в природных флюидах с высокими концентрациями бора и фтора вероятны проявления жидкостной несмесимости. В высокотемпературной области происходит разделение флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (P-Q тип) концентрированные жидкости, а вблизи критической точки воды возможно стабильное сосуществование двух жидкостей и пара (рис. 10). В концентрированных B-F-содержащих флюидах при 800°C существуют силикатно-водно-солевые вязкие жидкие фазы. Дисперсно-коллоидное состояние таких фаз будет способствовать экстрагированию из

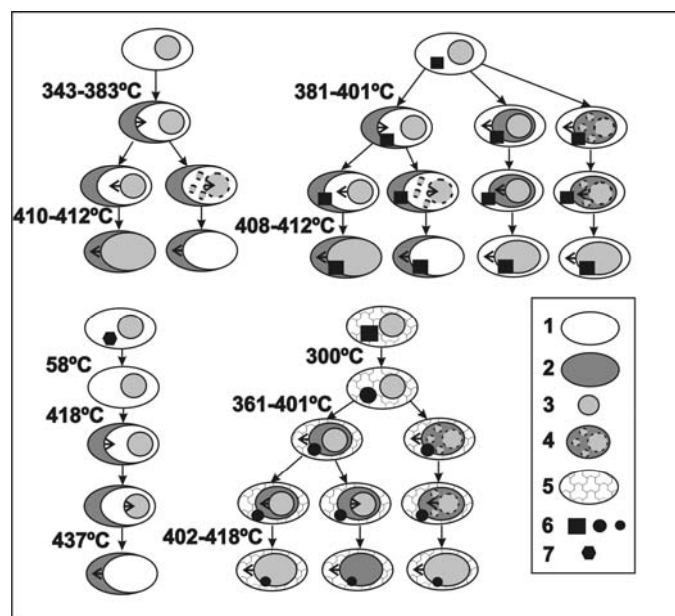


Рис. 10. Разные варианты расслоения флюидных фаз во включениях [Перетяжко и др., 2010]. 1, 2 – водные растворы разной плотности, 3 – газовый или усадочный пузырь, 4 – критические явления, 5 – вязкая незамерзающая жидкость (Vf), 6 – кристалл NaF, схематично показано изменение его объема и формы от кубической (квадрат) до округлой (круг) при повышении температуры, 7 – сассолин. Стрелки на изображениях включений показывают перемещение межфазовой границы при повышении температуры.

окружающего их флюида и/или расплава многих элементов, в т.ч. редких и рудных. Преобразование дисперсно-коллоидных фаз при охлаждении в стеклоподобные массы или вязкие жидкости (гели, студни) и последующая их раскристаллизация в интервале относительно низких температур приведет к выделению свободного флюида (истинного раствора), обогащенного этими элементами. Водные флюиды с растворимыми В- F -содержащими комплексными соединениями и силикатно-водно-солевые дисперсно-коллоидные фазы могли принимать участие в процессах образования гранитных пегматитов, редкометалльных гранитов, онгонитов, кислых вулканитов и др. пород.

При изучении процессов минералообразования с участием обогащенных борной кислотой флюидов необходимы данные об их свойствах в широком диапазоне P - T условий. В частности, для примерных оценок флюидного давления при кристаллизации минералов в миаролах гранитных пегматитов нужно определить положение изохор борнокислых растворов для разных температур и давлений. В настоящее время нет экспериментальных данных, описывающих P - T - V свойства концентрированных борнокислых растворов (также как и других более сложных многокомпонентных флюидных систем с участием борной кислоты). Вместе с тем, для простых систем типа H_2O – H_3BO_3 некоторые из них могут быть получены методом термодинамического моделирования.

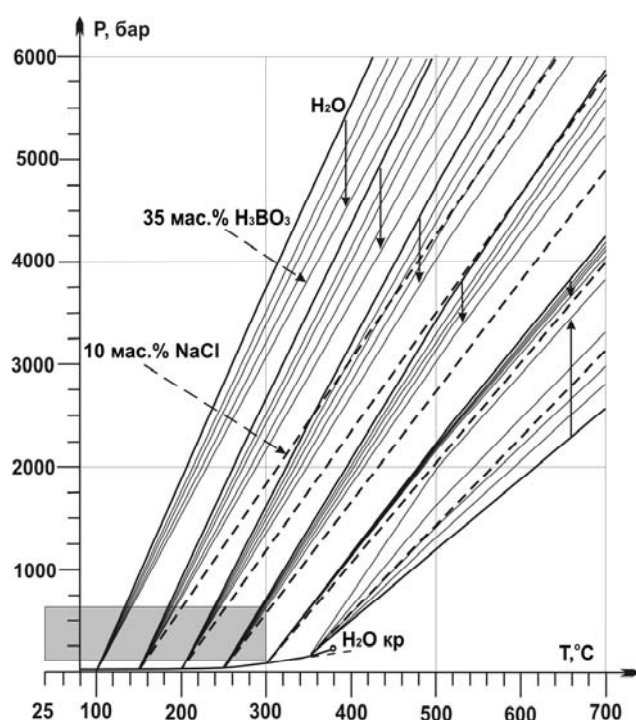


Рис. 11. Рассчитанные изохоры в системе H_2O – H_3BO_3 [Peretyazhko et al., 2004b]. Стрелками на изохорах показано увеличение содержания H_3BO_3 во флюиде. Штриховая линия – изохора раствора с 10 мас.% NaCl по [Наумов, 1982], H_2O кр – критическая точка воды. Серым фоном выделена область, для которой были известны значения плотности борнокислых растворов.

уменьшается с повышением температуры. Рост температуры от 100 до 300°C приводит к сближению изохор борнокислых растворов и воды, а при 305°C изохоры совпадают (т.е. величина dP/dT остается постоянной и не зависит от температуры и концентрации H_3BO_3 во флюиде). Для более высоких температур изохоры борнокислых растворов идут круче, чем у воды (рис. 11). Подобная инверсия положения изохор растворов относительно изохор воды характерна для многих водно-солевых систем [Самойлович, 1969]. Из расчетов следует, что плотность водного флюида с добавлением растворимых компонентов одной концентрации возрастает в меньшей степени для H_3BO_3 , чем для NaCl, $CaCl_2$, KCl, LiCl, NH_4Cl , NaOH, Na_2CO_3 , K_2CO_3 . Поэтому, положение изохор борнокислых и водно-солевых растворов существенно различаются в области высоких температур и давлений.

Результаты моделирования равновесного состава системы H_2O – H_3BO_3 путем минимизации изобарно-изотермического потенциала $G(T,P)$ Гиббса с помощью программного комплекса Селектор [Karpov et al., 1997] показали, что основным компонентом борнокислого раствора (pH 3.4-4.4) является комплекс $B(OH)_3^\circ$, а среди газов преобладает молекулярная форма ортоборной кислоты H_3BO_3 . Значимые величины парциальных давлений имеют также водорастворимые комплексы $H_3B_3O_6$ и BO_2^- , но их суммарный вклад в общее давление газовой фазы не превышает нескольких процентов. Используя полученные значения объемов борнокислых растворов на кривых фазового равновесия пар-жидкость, методом минимизации потенциала Гельмгольца $A(T,V)$ в изохорических условиях были рассчитаны давление флюида до 10 кбар и величины dP/dT при температуре от 100 до 700°C.

Углы наклона изохор (dP/dT) в системе H_2O – H_3BO_3 значительно отличаются от таковых для растворов NaCl и чистой воды в интервале температур 100-300°C (рис.11). При $T < 300^\circ C$ изохоры воды круче, чем у борнокислых растворов, а при одной концентрации H_3BO_3 величина dP/dT

Глава 7. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В МИНЕРАЛАХ, *P-T-X* ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Для большинства пегматитовых формаций накоплен относительно небольшой объем данных по *P-T-X* свойствам включений в минералах. Больше всего термобарогеохимическими методами изучались пегматиты кристаллоносной формации – флюорито-хрусталеносные и, в меньшей степени, субредкометальные. Имеющиеся данные по составу и свойствам минералообразующих сред в редкометальных и слюдоносных пегматитах, за исключением единичных случаев, характеризуют лишь их массивные разновидности, не содержащие миарол. Приводится обзор опубликованных данных по свойствам и составу содержимого ФВ и РВ в минералах из миароловых гранитных пегматитов разных формаций, а также генетически связанных с ними гранитов.

Изучение минералообразующих сред свидетельствует о насыщенности силикатных расплавов, из которых образовались миароловые гранитные пегматиты разных формаций, разнообразными летучими компонентами. Это подтверждается частым сонахождением в минералах, начиная с ранних зон пегматитовых тел, сингенетичных первичных РВ и ФВ (реже – включений солевых рассолов). Содержание H_2O в пегматитовых расплавах могло достигать 7-10 мас.%. В ряду от флюорито-хрусталеносных через субредкометальные к редкометальным миароловым пегматитам, т.е. по мере возрастания литостатической нагрузки возрастает флюидное давление и снижается температура начальных этапов их образования. При насыщенности исходных расплавов летучими компонентами (главным образом, водой) в некоторых внутригранитных сингенетических флюорито-хрусталеносных и топаз-берилловых пегматитах под действием автоклавного эффекта на позднемагматическом этапе достигалось давление, близкое таковому в редкометальных пегматитах (до 3 кбар, возможно и выше). Независимо от глубинности образования пегматитов, флюидное давление в миаролах, как правило, превышало величину вероятной литостатической нагрузки.

Особенности состава минералообразующих сред свидетельствуют о том, что по сравнению с сингенетическими внутригранитными флюорито-хрусталеносными пегматитами в эпигенетических перемещенных во вмещающие породы субредкометальных и редкометальных миароловых пегматитах возрастала относительная роль CO_2 и особенно бора. Исключительно важную роль при формировании месторождений топаза, берилла, кунцита и особенно турмалина, связанных с субредкометальными, редкометальными и редкометально-мусковитовыми пегматитами, играла ортоборная кислота, содержание которой во флюидах достигало иногда 27 мас.% (гл. 4).

В отдельных разделах обсуждаются условия образования миароловых пегматитов Рангульского поля на Центр. Памире и Малханского поля в Центр. Забайкалье, а также приводится обзор имеющихся данных по флюидным средам коллоидной природы, принимавшим участие в процессах образования гранитных пегматитов и других пород.

Минералого-геохимическая специфика **жилы Амазонитовая (Рангульское поле)** определяется ее приуроченностью к серии жильных гранитов, аплит-пегматитов и пегматитов с фторной геохимической специализацией в пределах Кукуртского самоцветного узла [Перетяжко и др., 1999]. Процессы магматической кристаллизации жилы завершились образованием серии миарол с крупными кристаллами кварца, зонального амазонит-адуляра, топаза. Во всех зонах пегматита Кпш представлены смесью моноклинных и триклинных фаз. От контактов к центру жилы возрастает интенсивность амазонитовой окраски и концентрации Pb, Rb и Tl в Кпш. Минералообразование в околوميароловой зоне и в миаролах происходило при температуре 360-160°C и давлении 1050-420 бар из борнокислых хлоридно-фторидно-бикарбонатных калий-натровых растворов с концентрацией солей 11.4-3.5 мас.% экв. NaCl, уголекислоты 20.2-10.6 мас.% и 6-10 мас.% H_3BO_3 (часть бора могла входить во фторборные растворимые комплексы). В составе минералообразующего флюида при образовании кристаллов амазонит-адуляра в миаролах был метан (0.2-0.3 мас.%) и, вероятно, более тяжелые углеводороды. В процессе формирования друзовых комплексов происходило неоднократное вскрытие (разгерметизация) миарол, которое сопровождалось трещинообразованием, сбросом давления, вскипанием (гетерогенизацией) флюида, выравниванием давления и состава флюида между первоначально изолированными миаролами. В присутствии кипящего водно-

углекислотного флюида возрастала скорость роста кристаллов Кпш и вместо амазонита кристаллизовался менее упорядоченный моноклинный барийсодержащий адуляр. В результате наложенного гидротермального процесса метастабильные при низких температурах ортоклазы из первичных зон пегматита претерпели твердофазовую структурную перестройку с образованием триклинных фаз. Степень структурной упорядоченности вновь образованных триклинных фаз возрастает прямо пропорционально интенсивности изменения моноклинных Кпш и максимально упорядоченные микроклины содержат только следы моноклинных фаз. Триклинизация Кпш происходила после кристаллизации всего пегматитового тела в результате воздействия гидротермальных флюидов, связанных с щелочным метасоматозом, широко проявленным в пределах Музкольского метаморфического комплекса после внедрения гранитов и жильных серий пегматитов.

По результатам термобарометрического изучения условия образования кристаллов прозрачного скаполита из вторичных миарол пегматитовых тел **Верхнее и Перевальное** весьма близки таковым для кристаллов скаполита из метасоматических зон месторождения Кукурт [Прокофьев и др., 2000]. В обоих случаях скаполит кристаллизовался при участии хлоридных рассолов с концентрацией солей 71-53 мас.% экв. NaCl и сингенетичных им углекислотных флюидов при давлении 3.7-1.3 кбар и температуре 580-450°C. В то же время установлено, что минералы в первичных миаролах и в околوميароловых зонах пегматитов Ранкульского поля, в том числе и жиле Амазонитовая, формировались при более низкой температурах (380-160°C) и давлениях (1.5-0.4 кбар). Образование вторичных полостей со скаполитом осуществлялось после кристаллизации массивных первично-магматических зон в пегматитах этого района. Оно могло происходить как на постмагматическом этапе, в том числе и параллельно с формированием околوميароловых комплексов и первичных миарол, так и быть оторванным во времени от процессов пегматитообразования. В первом случае нельзя исключать возможность смешения наложенных на пегматиты высокотемпературных хлоридных рассолов, ответственных за формирование вторичных полостей в пегматитах, с пегматитовыми флюидами.

В Малханском поле магматическому этапу формирования турмалиноносных пегматитов по РВ в кварце ранних кварц-полевошпатовых зон соответствует температура 700-550°C. Для минералов из околوميароловых комплексов и полостей (кварц, турмалин, берилл, данбурит) характерны включения малосолевых (< 7 мас.% экв. NaCl) борнокислых флюидов с широкими вариациями содержания H_3BO_3 от 3.2 до 26.5 мас.%. Анализ данных по включениям в кварце из миаролы в жиле **Октябрьская** [Peretyazhko et al., 2004b] свидетельствует, что при кристаллизации кварц-олигоклазового комплекса вблизи миаролы сосуществовали две фазы – силикатный расплав и борнокислый флюид. В кварце из околوميаролового кварц-альбитового комплекса и в кристаллах кварца из миаролы обнаружены необычные включения с продуктами раскристаллизации гелеподобных сред или силикатных гелей. Минеральный состав включений гелей в кристаллах кварца на стенках миаролы существенно отличается от такового в друзовом комплексе из миаролы. В кристаллическом агрегате из включений гелей преобладают слюды, обогащенные Cs и B (промежуточного состава между мусковитом, боромусковитом и нанпингитом $CsAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$), а в друзовом комплексе на стенках миаролы – кварц и полевые шпаты. В составе переплавленных стекол таких включений обнаружены высокие концентрации Cs, B, F, H_2O , Be, Ta, Nb, что существенно отличает их от стекол из обычных РВ, в которых захватывались силикатные расплавы, например, при кристаллизации кварц-полевошпатовых комплексов пегматитов. Составы переплавленных стекол сопоставимы по максимальным содержаниям элементов со стеклами из включений в кварце пегматитов Саксонии, которые авторы работы [Thomas et al., 2000] считают расплавленными. В отличие от них стекла включений гелей из кварца жилы Октябрьская имеют более высокие концентрации Cs, Li и не содержат Cl, P, Sn. Аргументы, представленные в следующем разделе, позволяют считать, что при росте кристаллов кварца в миаролах жилы Октябрьская включениями захватывались не остаточные силикатные расплавы, а минералообразующие среды коллоидной природы.

Коллоиды – высокодисперсные микрогетерогенные системы, промежуточные между истинными растворами и суспензиями или эмульсиями (т.е. грубодисперсными системами) с размером частиц дисперсной фазы 0.1-0.01 мкм. Средой для дисперсных фаз может быть

любой растворитель. К коллоидам относят обычные коллоидные растворы – золи и коагулированные или структурированные системы – **гели**. Студни также называют гелями. В значительной мере этому способствует единое происхождение слов “желе” и “гель” (gel – от латинского студень). **Студни или гели** – концентрированные растворы высокомолекулярного вещества и низкомолекулярной жидкости. В результате процесса синерезиса объем студня уменьшается за счет выделения растворителя. Система полимерные молекулы-растворитель по многим свойствам (эффекту Тиндаля – рассеянию света или опалесценции, непроницаемости через полупроницаемые мембраны и др.) становится подобной обычным коллоидам. Большинство студней способно к пептизации – переходу в коллоидный раствор при увеличении концентрации растворителя. Со временем в коллоидных растворах цепочечные полимерные молекулы под действием сил поверхностного натяжения сворачиваются в глобулы, которые затем осаждаются в растворителе и формируют в разной степени плотноупакованные структуры. Представленные в этом разделе экспериментальные и природные наблюдения относятся к студнеобразному или желеобразному состоянию вещества, которые мы, также как и авторы многих публикаций по этой проблеме, называем гелями.

Считается, что коллоидные среды присутствуют в низкотемпературных гидротермальных процессах, связанных с вулканогенной деятельностью (образуются опалы, халцедоны и другие производные кремнезема). Ранее обсуждались также модели формирования рудных гидротермальных месторождений разного генезиса при участии коллоидных растворов и гелей [Chukhrov, 1955; Betekhtin, 1955]. Примерами продуктов преобразования подобных сред являются метакolloидные руды различных генетических типов. Не вызывает сомнений факт участия коллоидных сред в приповерхностных условиях и гидротермальных процессах при относительно невысоких температурах (ниже 300°C). Однако до сих пор не ясно, могут ли коллоиды существовать при более высоких температурах и давлениях. Решение этой проблемы имеет большое значение, поскольку процессы массопереноса вещества и кристаллизации минералов в истинных и коллоидных растворах различаются коренным образом. Гели, в зависимости от содержания в них флюида, обладают текучестью. Они являются прекрасной средой для зародышеобразования кристаллов и диффузии компонентов, необходимых для их дальнейшего роста. Предполагается даже, что из гелеподобных сред могли формироваться кварц-полевошпатовые комплексы первичной кристаллизации пегматитов [Taylor, 2005].

Обсуждаются экспериментальные работы, в которых, по мнению их авторов, обнаружено коллоидное состояние минералообразующей среды при высоких температурах и давлениях. Такие среды, называемые “тяжелым флюидом, силикотермальным флюидом, стеклообразной фазой, вязкой жидкостью, силикагелем или гелем”, находили при изучении систем $K_2SiO_3-SiO_2-H_2O$ [Morey, Fenner, 1917], $K_2O-CO_2-SiO_2-H_2O$ [Morey, Fleischer, 1940; Wilkinson et al. 1996], H_2O-SiO_2-NaOH и $H_2O-SiO_2-Na_2CO_3$ [Tuttle, Friedman, 1948; Ганеев, Румянцева, 1971], $Na_2O-SiO_2-H_2O-CO_2$ [Бутузов, Брятов, 1957; Валяшко, 1990], $(Na_2O, K_2O, Cs_2O)-SiO_2-H_2O$ [Румянцев, 1999], $Na_2O-Li_2O-SiO_2-H_2O-CO_2$ [Balitsky et al., 2000], $Na_2CO_3-Al_2O_3-H_2O$ [Peretyazhko et al., 2004a], $Na_2O-SiO_2-B_2O_3-H_2O$ [Smirnov et al., 2005], $SiO_2-NaF-H_2O \pm NaCl$ [Котельникова, Котельников, 2002, 2004, 2008], онгонит- H_2O-HF [Коваленко, Коваленко, 1976], гранит+ $B+F+P$ [Veksler et al., 2002], $SiO_2-NaF-H_2O-H_3BO_3$ (см. гл. 6). Среда коллоидной природы формировалась в широком диапазоне температур (250-800°C) и давлений (50-2500 бар) за счет взаимодействия флюида с кристаллическими фазами и/или силикатными расплавами. Их образование связано с процессами полимеризации и гелирования растворенных форм кремнезема, глинозема и других компонентов. По нашему мнению гелеподобные среды (melt-like gels) можно рассматривать как переходное состояние минералообразующей среды между обычным силикатным расплавом и гидротермальным (истинным) флюидом. Механизм образования гелей в результате взаимодействия флюида и расплава может быть подобен тому, как в обогащенном силикатными компонентами флюиде формируются “конденсированные” капли гранитного состава [Пуртов и др., 1997].

Имеющиеся данные позволяют предположить, что в эндогенных магматических и гидротермальных процессах при определенных *P-T-X* условиях образуются гели кремнекислого состава с высокими содержаниями адсорбированных щелочных (Na, K, Cs, Rb), летучих (H_2O , B, F) и многих редких элементов. Гели – метастабильные образования, которые изменяются в течение длительных геологических процессов. О присутствии

подобных сред можно судить только по продуктам их частичной или полной раскристаллизации. В большинстве случаев это крайне сложно сделать. Так, реликтовые макро- и микроскопические признаки колломорфных образований встречаются в “низкотемпературных” рудах и фиксируются гораздо реже в месторождениях, сформированных в условиях более высоких температур и давлений [Бетехтин, 1955].

Исходя из особенностей внутреннего строения и состава коллоидных алюмосиликатных сред по экспериментальным данным, можно ожидать их трансформацию со временем в ассоциации минералов с полимеризованными силикатными каркасами. Для относительно высоких температур наиболее вероятно образование полевошпатово-слюдистых комплексов, а с понижением температуры – цеолитово-глинистых. Такие минеральные ассоциации часто встречаются в материале заполнения миарол гранитных пегматитов. В некоторых случаях гелеподобные среды могли захватываться во включениях минералов. Что произойдет с такими включениями после кристаллизации расплава? По мере медленного охлаждения, гель в закрытом объеме включения уплотнится за счет выделения из него флюида. По экспериментальным данным наиболее вероятными формами преобразования силикатного геля являются сноповидные, глобуловидные, сферуловидные обособления [Bettermann, Liebau, 1975; Oehler, 1976; Clemens, 1995]. В зависимости от соотношения элементов в исходном составе геля возможно дальнейшее постепенное изменение силикатного или алюмосиликатного каркаса и образование кристаллических фаз (слюд, полевых шпатов, глинистых минералов, цеолитов и др.). Если по мере снижения температуры выделяемый из геля флюид насытится растворимыми компонентами, произойдет кристаллизация дочерних кристаллов (например, солей, борной кислоты и др.). В зависимости от количества заключенного в геле флюида продукты его преобразования (частичной или полной раскристаллизации) во включениях по внешним признакам могут быть очень похожи на РВ гетерогенного или гомогенного захвата. Очевидно, диагностировать включения с гелеподобными средами крайне сложно. Сформулированы основные свойства таких включений, которые отличают их от включений силикатных расплавов.

1. Появление включений с гелями можно ожидать в минералах, образованных при участии флюидов, содержащих значительные концентрации растворимых соединений (солей, кислотных или щелочных компонентов), которые возникают в них за счет взаимодействия с породообразующими минералами и/или расплавами. Например, высокие концентрации бора и фтора во флюидах при температуре 350-800°C и давлении 1-2 кбар приводят к повышению растворимости кремнезема и образованию комплексных соединений с участием Si, B, F, Na [Перетяжко и др., 2010]. Такие флюиды участвуют в процессах кристаллизации турмалиноносных миароловых пегматитов, редкометальных Li-F гранитов, онгонитов, а также, вероятно, топазовых грейзенов, боросиликатных скарнов.

2. Включения гелей могут встречаться в ассоциации с многочисленными сингенетическими ФВ в минералах, образованных при гидротермальных процессах, когда существование силикатного расплава маловероятно. Например, промежуточные и поздние зоны роста кристаллов кварца и других минералов в миаролах пегматитов образуются из флюидной среды после магматической кристаллизации околомароловых комплексов.

3. Поскольку гели по способу образования и механизму преобразования отличаются от силикатного расплава, температурный интервал плавления содержимого включений геля нельзя отождествлять с ликвидус-солидусным интервалом плавления содержимого РВ. В опытах по гомогенизации включений гелей вследствие этого могут получаться очень высокие температуры плавления или широкий интервал температур между началом и концом плавления кристаллических фаз, что не свойственно силикатным расплавам.

4. По составу закаленные стекла во включениях гелей будут сильно отличаться от состава вмещающей породы как по соотношению макрокомпонентов (Si, Al, Na, K), так и примесных элементов. Составы стекол могут быть как максимально кремнекислыми (если захватывались силикагели), так и значительно обогащенными водой, летучими и редкими элементами (например, как гелеподобные среды, обнаруженные в экспериментах с гранитом+В+F+Р [Veksler et al., 2002]).

Включения в кристаллах кварца из миаролы жилы Октябрьская по всем признакам соответствуют включениям гелей. Необходимо еще раз подчеркнуть, что отличить такие включения от обычных РВ крайне сложно. Следствием путаницы в диагностике типов

включений могут быть значительные ошибки в оценках *P-T* условий минералобразования. Например, температуры плавления кристаллических фаз во включениях гелей могут быть значительно выше температуры ликвидуса даже маловодного силикатного расплава. В то же время, появление таких противоречивых температур наряду с составом стекол во включениях, которые значительно отличаются по соотношению макро- и микрокомпонентов от кислых силикатных расплавов, помогут отличить включения гелей от обычных РВ.

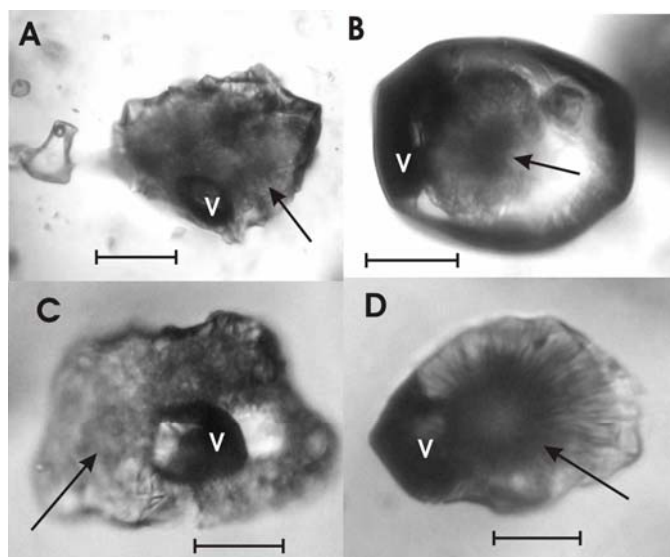


Рис. 12. Включения с продуктами преобразования гелей (показаны стрелками) в кристаллах кварца из миарол [Peretyazhko et al., 2004a]. А, В, С – Малханское поле, D – Рангульское поле. V – газовый пузырь. Масштабная линейка 25 мкм.

Включения гелей обнаружены в минералах друзовых и редкометальных комплексов во многих пегматитовых телах Малханского поля. Такие включения имеются также в минералах из миарол гранитных пегматитов Юго-Зап. и Центр. Памира, Вост. Забайкалья, Непала, Намибии, Мадагаскара, Эльбы и других регионов мира. Несколько примеров включений гелей показано на рис. 12. После опубликования первых данных по свойствам включений гелей в кристаллах кварца из миарол пегматитов Забайкалья и Памира [Peretyazhko et al., 2004a], такие включения стали находить другие исследователи. Например, включения силикагелей, близких по составу к системе $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O--H}_2\text{O}$, обнаружены в ахроите из пегматитов Малханского поля и в кварце из пегматитов района Ehrenfriedersdorf [Thomas, Davidson, 2008].

Состав содержимого включений и анализ имеющихся экспериментальных данных свидетельствуют, что процессы образования друзовых комплексов в миаролах гранитных пегматитов проходили при участии разных по составу гелей – силикатных и алюмосиликатных со значительными вариациями содержаний воды, Si, Al, Na, B, F, Cs, Li, Be, Ta, Nb и других элементов. В данном разделе аргументируется вывод, что силикатные гели являются минералообразующей средой, из которой формировались крупные блоковые кварцевые зоны (ядра) в пегматитах и существенно кварцевые пегматитовые тела (силикситы). Редкометальные комплексы (в т.ч. и околوميароловые) гранитных пегматитов с широкими вариациями минерального состава и часто невыдержанным соотношением минералов (турмалина, лепидолита, петалита или сподумена, иногда – поллуцита, топаза, апатита, флюорита, танталониобатов и др.) также могли формироваться из гелеподобных сред. Необычные включения со средами, имеющими свойства близкие к гелям, встречались и в других (непегматитовых) эндогенных породах. Например, в работе [Williamson et al., 1997] описаны подобные включения в топазе из грейзена и сделан вывод о коллоидной природе заключенной в них силикатной фазы.

Глава 8. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОЛОСТЕЙ (МИАРОЛ) В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ И ГРАНИТАХ

Кислые силикатные расплавы по отношению к средним и основным имеют более высокую вязкость, меньшие температуры ликвидуса и солидуса. В кислых расплавах может раствориться значительное количество воды, других летучих и солевых компонентов. Все это создает благоприятные условия для выделения и накопления флюидных фаз разного состава в объеме магматических камер при дегазации гранитоидных магм. Поэтому минерализованные полости, чаще всего, встречаются в гранитах и гранитных пегматитах. Граниты миаролитовой текстуры известны в Австралии [Candela, Blevin, 1995], США [Piccoli et al., 1996], Финляндии [Haapala, 1997], Китае [Weizhou et al., 2000], Японии [Ohtani et al., 2001] и других странах, а гранитные пегматиты с минерализованными полостями – во многих регионах мира [Миароловые пегматиты, 1999].

До настоящего времени нет единого мнения об условиях образования миарол, особенно крупных, в гранитных пегматитах [Миароловые пегматиты, 1999; London, 2008]. В модели Джанса-Бэрнема [Jahns, Burnham, 1969] без каких-либо обоснований считается возможным их формирование за счет накопления флюидных фаз в пегматитовых камерах на этапе кристаллизации силикатных расплавов, обогащенных летучими компонентами. В главе приводятся доказательства того, что такие представления не применимы для перемещенных во вмещающие породы эпигенетических гранитных пегматитов. Этот вывод основан на анализе данных по реологическим свойствам кислых силикатных расплавов, плотностям магматических флюидов, скоростям всплытия флюидных пузырей и расчетам длительности кристаллизации гранитных расплавов.

Первичное кипение силикатного расплава происходит при P - T условиях, которые во многом определяются количеством растворенного в нем флюида. Образование и рост флюидных пузырей может начаться, когда суммарное парциальное давление летучих компонентов, содержащихся в расплаве, превысит литостатическую нагрузку. Флюидная фаза выделяется как в результате перемещения магмы к верхним горизонтам земной коры за счет снижения внешнего давления (в меньшей степени – температуры), так и при механическом вскрытии (декомпрессии) магматической камеры. В ходе первичного кипения в интервале температур выше ликвидуса расплав теряет только часть флюида. Его значительное количество выделяется также после начала кристаллизации расплава в процессе **вторичного кипения**, связанного с увеличением мольной доли летучих компонентов до уровня насыщения за счет образования силикатных минералов, преимущественно безводных. Такие условия достигаются на разных этапах кристаллизации большинства водосодержащих силикатных магм. Если пузыри свободного флюида не успевают покинуть магматическую камеру, то на их месте после кристаллизации расплава образуются микро- и макропористости. Присутствие бора и фтора повышает растворимость воды в гранитном расплаве, снижает его плотность и вязкость, влияет на ликвидус и солидус, расширяет поле кристаллизации кварца и смещает минимум системы Qtz - Ab - Or в сторону альбитового угла [Pichavant et al., 1981; Manning, Pichavant, 1983; Dingwell et al., 1996]. Влияние воды, В, F на температуру ликвидуса усиливается в присутствии Li и P [Holtz et al., 1993]. Следовательно, в гранитных или пегматитовых расплавах, богатых F, В, Li, P, из-за повышения растворимости в них воды поле L (расплав)+ V (флюид) несколько сокращается по давлению, но за счет смещения ликвидуса и солидуса в сторону более низких температур расширяются области, где существует фаза свободного флюида V . Поэтому, при внешнем давлении менее 2 кбар, в значительном интервале температур создаются наиболее благоприятные условия для дегазации обогащенных летучими компонентами гранитных магм, перемещения и накопления в них флюидных фаз.

При значениях критерия Рейнольдса ($Re = DV\rho_m/\mu_m$) меньше единицы, характерных для большинства магматических расплавов, скорость гравитационного всплытия флюидного пузыря описывается уравнением Стокса–Навье: $V = gD^2(\rho_m - \rho_f)/12\mu_m$, где ρ_m , ρ_f – плотности ($кг/м^3$) расплава и флюида соответственно, g – ускорение силы тяжести ($м/с^2$), D – диаметр пузыря ($м$), μ_m – вязкость расплава ($Па\cdot c$). Следовательно, скорость движения пузыря зависит от его размера, вязкости расплава, плотности флюидной фазы и расплава. Расстояния, на которые перемещаются пузыри, определяются этими скоростями и длительностью существования расплава в текучем состоянии. Сделаны вероятные оценки интервалов значений для перечисленных выше параметров.

В гранит-пегматитовых породах встречаются включения магматических и гидротермальных флюидов, среди которых преобладают водно-солевые, водно-углекислотные, борнокислые с разным соотношением хлора, фтора, бора, бикарбонат-иона. По многочисленным оценкам **плотность водно-солевых флюидов** изменяется в широких пределах от 0.2 до 0.8 $г/см^3$. Углекислотные и водно-солевые растворы с CO_2 часто имеют более высокую плотность, которая достигает 1 $г/см^3$. По расчетным данным плотность борнокислых флюидов с концентрацией до 30 мас.% H_3BO_3 изменяется от 0.6 до 1 $г/см^3$ в широком диапазоне P - T условий [Peretyazhko et al., 2004b]. Только в солевых рассолах плотность флюида достигает 1.2-1.3 $г/см^3$, иногда – 1.5-1.7 $г/см^3$ [Наумов, Наумов, 1980].

Плотность силикатных расплавов рассчитывается по изменению парциальных мольных объемов расплавленных оксидов порообразующих элементов в зависимости от

P - T условий [Bottinga, Weill, 1970; Lange, Carmichael, 1987; Lange, 1994]. В общем виде плотность (г/см^3) расплава определяется выражением:

$$\rho = \sum X_i M_i / \sum X_i [V_i T_{ref} + dV_i / dT (T - T_{ref}) + dV_i / dP (P - 1 \text{ bar})]$$
, где X_i и M_i – мольная доля и молекулярный вес окисла i , T – температура ($^{\circ}\text{C}$), при которой вычисляется плотность, T_{ref} – температура ($^{\circ}\text{C}$), для которой определены парциальные мольные объемы ($\text{см}^3/\text{мол}$) окисла V_i , P – давление в барах. Для оценки значений плотности гранитных и пегматитовых расплавов взяты парциальные мольные объемы оксидов и воды из работ [Lange, Carmichael, 1987; Knoche et al., 1995; Richet et al., 2000].

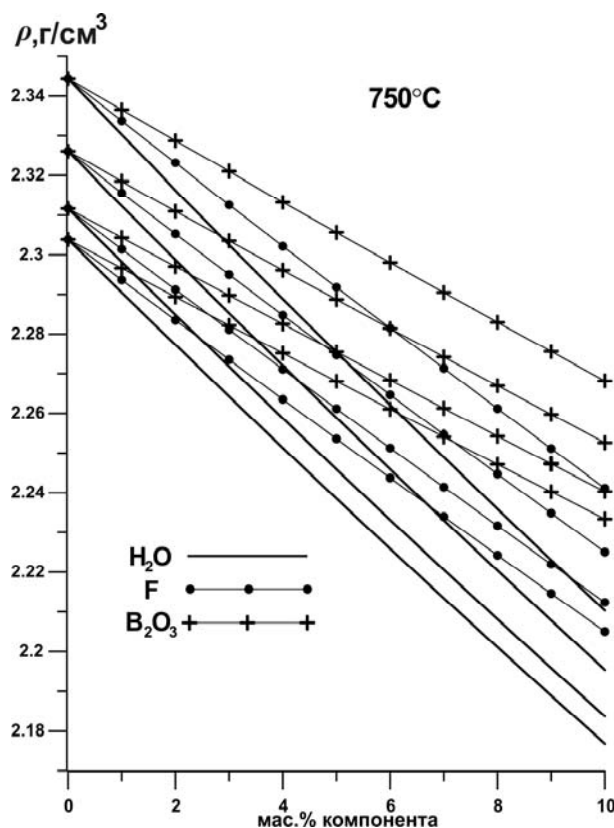


Рис. 13. Плотность гранитных (пегматитовых) расплавов при 750°C с добавлением до 10 мас.% H_2O , F , B_2O_3 [Перетяжко, 2010].

гранитных (пегматитовых) расплавов с широкими вариациями содержаний породообразующих и летучих элементов при температурах магматической кристаллизации меняется незначительно в интервале $\sim 2.20\text{--}2.35 \text{ г/см}^3$.

Анализ экспериментальных данных приводит к выводу, что общее давление до 1 кбар незначительно влияет на **вязкость кислых силикатных расплавов**. Добавление ~ 2 мол.% суммы H_2O и F_2O снижает значения вязкости на 4 порядка, а дальнейшее увеличение суммарной концентраций этих компонентов более чем на 5 мол.% приводит лишь к незначительному ее уменьшению. Совместное присутствие F и H_2O в расплаве не оказывает заметно большего влияния на его вязкость, чем только одна вода в эквимольных количествах. По степени воздействия на вязкость гранитного расплава вода и другие примесные компоненты при постоянных P - T условиях выстраиваются следующим образом: $\text{H} > \text{Li} > \text{F} > \text{Na} > \text{K} > \text{B} > \text{Cs} > \text{P} > \text{Be}$ [Dingwell et al., 1996]. Добавление в гранитный расплав равных массовых долей оксидов ближайших элементов этого ряда приводит к изменению вязкости на 10-100 Па·с. Таким образом, из летучих и флюсующих компонентов, входящих в состав гранитоидной магмы, решающее воздействие на ее текучесть оказывают вода и фтор. В пегматитовых системах необходимо учитывать влияние на вязкость расплавов Li , B , Cs , особенно когда их концентрации достигают уровней сопоставимых с таковыми для петрогенных элементов.

С учетом данных о плотности магматических флюидов, плотности и вязкости силикатных жидкостей можно примерно оценить **скорости всплытия флюидных пузырей** в гранитных

В расчетах использованы составы наиболее контрастных по минеральному составу комплексов пегматитов Малханского поля: калишпатового, двуполевошпатового, олигоклазового и редкометальных с альбитом, лепидолитом, турмалином и поллуцитом. Значительные вариации содержаний породообразующих оксидов в силикатных расплавах, соответствующих по составу этим комплексам, приводят при одной температуре лишь к небольшим вариациям их плотности в пределах $0.01\text{--}0.04 \text{ г/см}^3$. Плотности расплавов, соответствующих по составу редкометальным комплексам с минимальными содержаниями SiO_2 и максимальными Li_2O , B_2O_3 , F , Rb_2O , Cs_2O , близки к таковым для кварц-полевошпатовых структурных разновидностей пегматита (разница не более $0.01\text{--}0.02 \text{ г/см}^3$). Для температур $650\text{--}850^{\circ}\text{C}$ рассчитана плотность расплавов с содержаниями H_2O , B_2O_3 , F до 10 мас.%. Оказалось, что плотность уменьшается относительно исходных значений на $0.04\text{--}0.10 \text{ г/см}^3$, а вода и фтор в большей степени, чем бор снижают эти значения (рис. 13). Таким образом, плотность

расплавах при разных P - T условиях. По уравнению Стокса-Навье эта скорость прямо пропорциональна разности плотностей ($\Delta\rho$) расплава и содержимого флюидных пузырей. Плотность пегматитовых расплавов в интервале температур 650-850°C и давлений 1-2 кбар составляет ~ 2.3 г/см³, а плотность магматических флюидов часто находится в интервале 0.5-0.8 г/см³. Отклонения от среднего значения $\Delta\rho=1.5$ -1.8 г/см³ более чем на ± 0.2 г/см³ могут произойти преимущественно за счет изменения плотности флюидной фазы, поскольку плотность гранитных расплавов меняется незначительно.

Рассчитаны скорости всплытия флюидных пузырей диаметром от 10 мкм до 1 см в гранитном расплаве при $\Delta\rho=1.7$ г/см³ и температурах 650-850°C. Для примера на рис. 14 показаны расстояния, на которые могут всплыть пузыри в расплаве разной вязкости за год

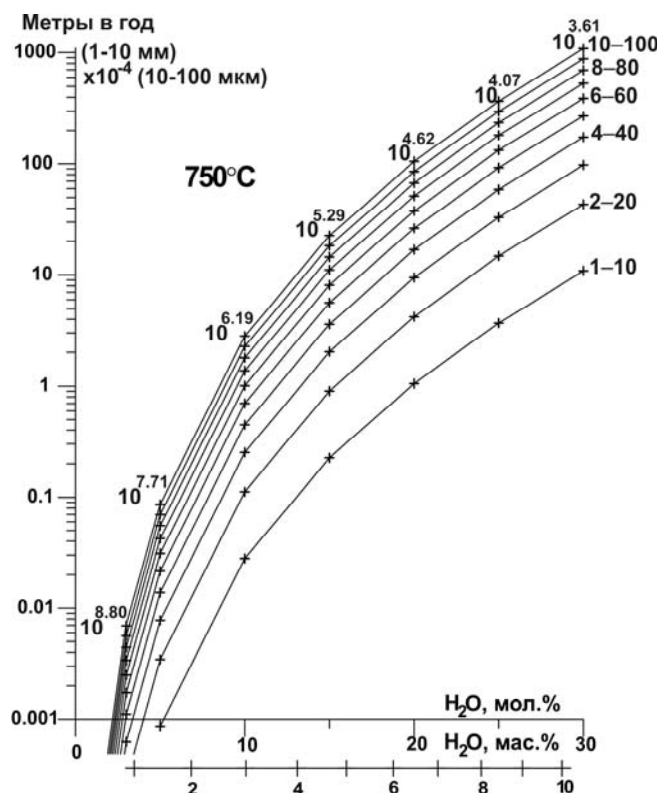


Рис. 14. Перемещение за год флюидных пузырей диаметром 1-10 мм и 10-100 мкм при 750°C в гранитном расплаве, содержащем до 30 мол.% H₂O [Перетяжко, 2010]. Значения 10^n над кривыми – вязкость расплава (Па·с). Каждая кривая соответствует пузырям одного диаметра (1мм-10мкм, 2мм-20мкм и т.д.). Для пузырей размером 10-100 мкм расстояния (м) умножаются на 10^{-4} .

течение возникает в объеме подогреваемого снизу слоя жидкости (или расплава), когда выполняется условие для критерия Рэлея: $Ra = \beta g \Delta T l^3 / \nu > \sim 1700$, где β – коэффициент объемного теплового расширения (°C⁻¹), g – ускорение силы тяжести (м/с²), ΔT – разница температур (°C) между нижней и верхней границами слоя, l – мощность слоя (м), ν – коэффициент температуропроводности (м²/с), $\nu = \eta / \rho$ – коэффициент кинематической вязкости: η – вязкость (Па·с), ρ – плотность (кг/м³) расплава. Развитый турбулентный характер течения в объеме горизонтального слоя расплава устанавливается при значении $Ra > 10^6$ [Добрецов и др., 2001; Chen, Grapes, 2007 и др.]. Отсюда из этих условий критическая мощность слоя расплава, в котором вероятны турбулентные потоки: $l_{cr} = (10^6 \nu / \beta g \Delta T)^{1/3}$. Горизонтальная составляющая скорости потока (U) в слое расплава мощностью l при разнице температур ΔT между его верхней и нижней границами определяется выражением: $U = 0.24 a (Ra - 1708)^{1/2} / l$ [Добрецов и др., 2001]. Учитывая неопределенность значений l и ΔT , можно только примерно оценить размер критического слоя и порядок скоростей конвекционного горизонтального течения. Например, в гранитном расплаве с вязкостью $10^{4.5}$ - $10^{5.5}$ Па·с и плотностью 2.2-2.3 г/см³ при $\beta = 5 \cdot 10^{-5}$ °C⁻¹, $a = 10^{-6}$ м²/с,

при 750°C. Наибольшие расстояния пройдут пузыри в максимально водонасыщенных и наименее вязких расплавах. Так, пузыри диаметром 10-100 мкм в расплавах с 30 мол.% растворенной воды переместятся за год на: 0.02-1.6 см (650°C, $\eta = 10^{4.44}$ Па·с), 0.11-10.9 см (750°C, $\eta = 10^{3.61}$ Па·с), 0.55-54.8 см (850°C, $\eta = 10^{2.29}$ Па·с). Пузыри того же размера в гранитных расплавах обычной вязкости (10^5 - 10^6 Па·с) за сотни-тысячи лет практически остаются на месте своего зарождения. Скорости всплытия пузырей в расплавах могут возрасти до нескольких метров в год только при увеличении их диаметра до 1-10 мм. Приведенные расчеты нельзя использовать для расплавов, в которых присутствует большое количество кристаллических фаз. Находясь во взвешенном состоянии, эти фазы значительно препятствуют всплытию пузырей. По оценкам [Philpotts, Carroll, 1996; Bachmann, Bergantz, 2004], при 40-50% объемной доле таких фаз, равномерно распределенных в толще силикатного расплава, возрастает общая вязкость магмы и всплытие флюидных пузырей не происходит.

Скорости перемещения флюидных пузырей в магматических камерах увеличиваются на порядки, если они участвуют в конвекционных потоках расплава. Известно, что устойчивое

$\Delta T=50^{\circ}\text{C}$ размеры критического слоя будут 10-32 м. В таком слое максимальная скорость горизонтального течения расплава изменяется от 2.1 до 0.5 м/сутки, а в слое мощностью 50 м – от 5.2 до 1.9 м/сутки. Вертикальные составляющие скорости конвекционных течений гранитоидной магмы также большие – 0.3-4 м/сутки [Калинин, Васильева, 1973]. Считается, что конвекция сильно влияет на процессы тепло- и массопереноса только в перегретых относительно ликвидуса расплавах и на начальных стадиях кристаллизации магмы.

Таким образом, расстояния, на которые перемещаются пузыри в крупных магматических камерах с гранитным расплавом до начала его кристаллизации, определяются в основном скоростями конвекционных потоков. Гравитационная составляющая будет вносить заметный вклад в эти перемещения только при длительном (тысячи лет) существовании расплава в P - T условиях выше ликвидуса или при небольшой степени его кристалличности. Из приближенных оценок значений критического слоя $l_{кр}$ следует, что в пегматитовых камерах мощностью менее 10 м, даже в надликовидных условиях, маловероятны интенсивные конвекционные потоки расплава. Образование крупных пегматитовых тел или их частей мощностью более 20-30 м может сопровождаться конвекционным течением расплава с флюидными пузырями до начала или в ранние стадии его кристаллизации.

С помощью программы KWareHeat3D [Wohletz et al., 1999], рассчитана примерная **длительность кристаллизации и остывания** серии интрузивных пород (гранитных массивов, даек, пегматитовых тел), образованных в результате многостадийного внедрения гранитной магмы из единого очага по разным каналам во вмещающие породы. Рассматривалась модель, когда исходный гранитный расплав с температурой 950°C внедрился в камеру, имеющую вертикальное сечение 5×12 км (12×12 км в горизонтальной плоскости) среди метаморфических пород (рис. 15). Кровля интрузии находится на глубине 11 км от земной поверхности, а подводящий канал с горизонтальным сечением 1×1 км подходит к ее центральной части на горизонте 16 км. На глубине 11 км давление литостатической нагрузки ~ 3 кбар. Такие условия вполне реальны для гранит-пегматитовых систем, с которыми связаны миароловые пегматиты.

Температура солидуса гаплогранитного расплава при таком давлении $\sim 650-670^{\circ}\text{C}$. Температура ликвидуса определяется общим давлением и концентрацией растворенной в расплаве воды. Например, по [Holtz et al., 2001], для 3 кбар кристаллизация такого расплава

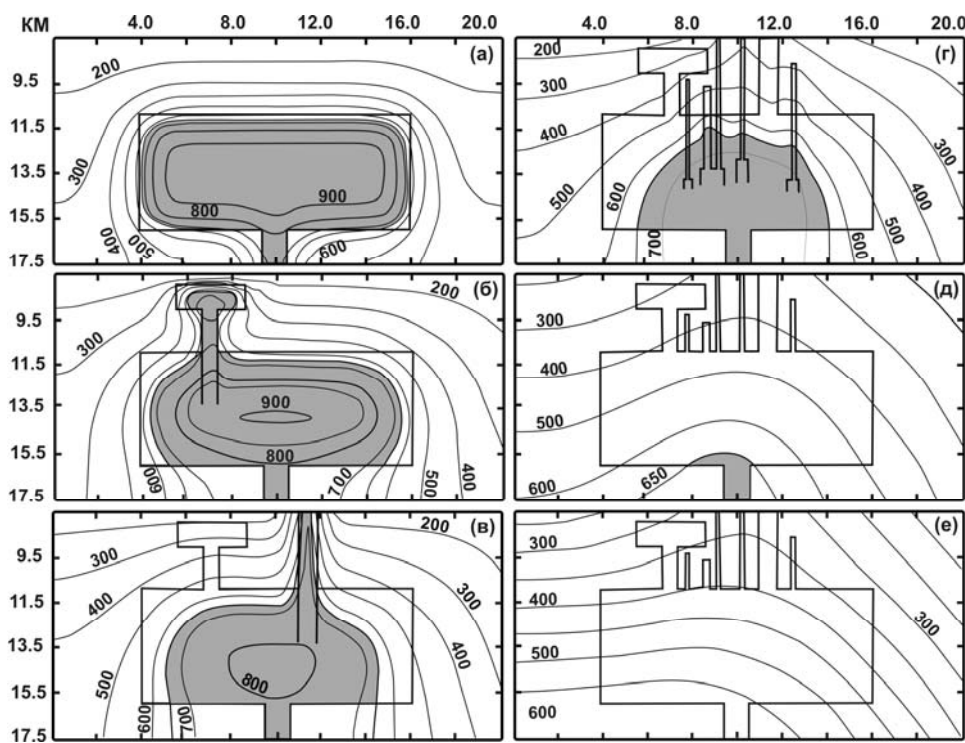


Рис. 15. Изменение температурного поля при охлаждении гранитных интрузий и дайковых тел после внедрения магмы с температурой 950°C в метаморфические породы [Перетяжко, 2010]. (а) – через 30 тыс. лет, (б) – 110 тыс. лет, (в) – 255 тыс. лет, (г) – 395 тыс. лет, (д) – 800 тыс. лет, (е) – 1250 тыс. лет. Оконтуры вертикальные сечения интрузивных тел и даек. Серым фоном заполнена область существования гранитного расплава при температуре выше солидуса 650°C .

с 4 мас.% растворенной воды начнется около 770°C. При градиенте 20°C/км на глубине 7.5 км температура вмещающих пород составит 150°C.

В расчетах использовалась кондуктивная схема с учетом возможной конвекции расплава и скрытой теплоты (L) его кристаллизации. Принятые теплофизические свойства по данным [Wohletz et al., 1999]: гранитоидная магма (теплопроводность $\gamma=1.5$ Вт/м К⁻¹, плотность $\rho=2250$ кг/м³, теплоемкость $C_p = 1100$ Дж/кг К⁻¹, $L=350 \cdot 10^3$ Дж/кг, температура солидуса 650°C), непористые кристаллические метаморфические породы ($\gamma=3.0$ Вт/м К⁻¹, $\rho=3300$ кг/м³, $C_p=980$ Дж/кг К⁻¹). Расчеты выполнены для вертикального сечения блока пород размером 20x10 км с шагом 100x100 м через вмещающую толщу и магматическую камеру.

В интервале до 100 тыс. лет после внедрения магмы кристаллизуются краевые части массива, а в экзоконтактовой зоне произойдет нагрев вмещающих пород (рис. 15а). Далее рассматривался сценарий событий, когда из остаточных очагов магматической камеры в разное время внедряются во вмещающие породы порции постепенно остывающего гранитного расплава (рис. 15б-г). В результате такого многостадийного внедрения образуется серия дайковых тел.

В крупной магматической камере (5x12x12 км) остаточные очаги гранитного расплава существуют до температуры солидуса 650°C около 800-850 тыс. лет, относительно небольшие массивы (до 1x3x3 км) полностью кристаллизуются за 10-40 тыс. лет, а дайковые тела с горизонтальным сечением от 100x100 до 300x300 м – за 1-4 тыс. лет. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта (2-3 км) над крупной гранитной интрузией в результате ее длительного термального воздействия будут разогреты до 300-550°C сотни тысяч лет (рис. 15г-е). Из остаточных очагов в основной магматической камере (5x12x12 км), интрузивном теле (1x3x3 км) или в дайках по трещинам среди материнских гранитов и во вмещающих

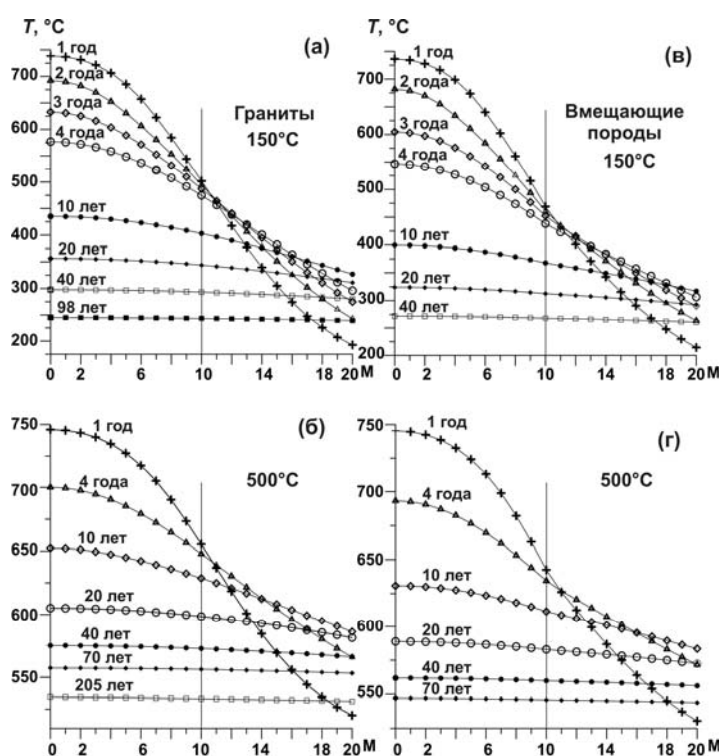


Рис. 16. Изменение температуры со временем после внедрения пегматитового расплава при 750°C в плоскопараллельную вертикальную камеру мощностью 20 м, залегающую среди материнских гранитов (а, б) или метаморфических пород (в, г), имеющих температуру 150 и 500°C [Перетяжко, 2010]. Вертикальной чертой показан контакт пегматитового тела с вмещающей породой.

породах могло произойти внедрение относительно низкотемпературных пегматитовых расплавов, кристаллизация которых приведет к образованию серий тел – сингенетических внутригранитных или перемещенных во вмещающие породы эпигенетических пегматитов.

Для примера рассчитана динамика остывания гранитного (пегматитового) расплава от 750°C в плоскопараллельной вертикальной камере мощностью 20 м, залегающей среди материнских гранитов или метаморфитов при 150 и 500°C. Охлаждение расплава до его кристаллизации при 650°C проходит от одного года до 10 лет (рис. 16). В гранитах этот процесс идет медленнее, чем в метаморфических породах, поскольку последние имеют более высокую относительно гранитов теплопроводность. Увеличение

времени существования в пегматитовых телах остаточного расплава от нескольких тысяч до десятков тысяч лет возможно, когда вмещающие породы находятся при температурах, близких к солидусу

обогащенных летучими компонентами гранитных расплавов. Такие условия реализуются для сингенетических внутригранитных пегматитов, образованных на месте накопления пегматитовых расплавов или незначительно перемещенных из магматического очага в материнские граниты. Однако магматический этап кристаллизации большинства

пегматитовых тел должен проходить крайне быстро – за годы-первые десятилетия. Данный вывод основывается на том, что вмещающие породы обычно имеют относительно невысокие температуры (редко выше 500°C). Дальнейшее остывание пегматитового тела контролируется медленной скоростью изменения температуры вмещающей толщи. Следовательно, в существующем долгое время высокотемпературном поле (например, вокруг и внутри остывающего интрузивного массива или среди вмещающих пород на активной стадии метаморфизма) в пегматитах всех типов низкотемпературные (ниже 500°C) процессы минералообразования, в том числе и в миаролах, длятся десятки-сотни тысяч лет.

Имеются теоретические модели и экспериментальные исследования динамики образования и роста флюидных пузырей в силикатных расплавах разного состава в зависимости от их вязкости, P - T условий, скорости декомпрессии и величины ΔP (разницы между начальным и конечным давлением). На их основе анализируются процессы коалесценции и накопления флюидных пузырей в гранитных и пегматитовых расплавах. Совокупности флюидных пузырей в силикатных расплавах характеризуются функцией их распределения по размерам (BSD, bubble size distribution). В расчетах учитывались различия между основными типами распределений BSD – фрактальным и экспоненциальным. По данным [Simakin et al., 1999], в гранитных расплавах при диаметре пузырей менее 1 мм фрактальное распределение BSD наилучшим образом описывается функцией: $f(D)=aD^{-k}$, где $k = 2.8 \pm 0.1$, a – константа, D – диаметр пузыря, мм. Для экспоненциального распределения BSD использовалась функция: $f(D) \sim \exp(-aD)$ по [Baker et al., 2006]. Показано распределение объемной доли и накопленного объема флюида в пузырях диаметром до 1 мм при таких распределениях BSD. Всю совокупность пузырей по размерам делили на классы $[D_i - \Delta D_i/2, D_i + \Delta D_i/2]$, которые характеризуются средним значением диаметра D_i . Объемную долю ϕ по всей выборке пузырей находили из выражения:

$$\phi = \int_0^{D_{\max}} f(D) \frac{\pi D^3}{6} dD \approx \sum_i f(D_i) \frac{\pi D_i^3}{6} \Delta D_i. \text{ Тогда объемная доля } \phi_i \text{ в каждом классе}$$

пузырей равна:

$$\phi_i = \left[a \frac{\pi D_i^{0.2}}{6} \Delta D_i \right] / \phi \text{ (для фрактального распределения } f(D) = aD^{-2.8}),$$

$$\phi_i = \left[\exp(-aD_i) \frac{\pi D_i^3}{6} \Delta D_i \right] / \phi \text{ (для экспоненциального распределения).}$$

При фрактальном распределении объемные доли ϕ_i непрерывно возрастают от малых к большим пузырям (особенно быстро в интервале $D_i < 150$ -200 мкм), что приводит к постепенному увеличению накопленного объема. Для экспоненциального распределения характерен максимум объемной доли ϕ_i , который смещается в сторону меньших значений D_i с ростом коэффициента a . Например, в распределении BSD, где максимальная объемная доля приходится на пузыри с $D_i=150$ -200 мкм, накопленный объем приближается к 100% для $D_i=450$ -500 мкм. Сделаны примерные оценки распределения объемов флюида, заключенного в пузырях диаметром до 1 мм, в зависимости от BSD, вязкости, плотности гранитного расплава, температуры и длительности его кристаллизации.

Объемы миарол в гранитных пегматитах и гранитах зависят от объема флюидных фаз, образующихся при дегазации расплавов. В равновесных условиях суммарный объем (V , %) выделяемого из расплава флюида определяется выражением [Перетяжко, 2010]:

$$V = \left[\frac{\rho_m}{\rho_{fl}} (C_o - C_m) / [1 - C_o + \frac{\rho_m}{\rho_{fl}} (C_o - C_m)] \right] \cdot 100,$$

где ρ_m , ρ_{fl} – плотности расплава и флюида для P и T , при которых происходит дегазация; C_o , C_m – массовые доли растворенного в расплаве флюида в начальных P - T условиях и после дегазации соответственно. Используя это выражение, рассчитывались возможные объемы флюида, выделяющегося в равновесных условиях при декомпрессии гранитного расплава. Из проведенных расчетов следует, что суммарного объема флюидных пузырей, выделяемых даже из небольших порций дегазирующего гранитного (пегматитового) расплава, достаточно для появления крупных флюидных обособлений (будущих миарол). Сделан вывод, что накопление крупных флюидных обособлений объемом до несколько

кубических метров в насыщенных летучими компонентами гранитных (пегматитовых) расплавах возможно в следующих случаях: 1 – когда период их кристаллизации измеряется тысячами лет; 2 – при значительном увеличении скорости всплытия флюидных пузырей; 3 – в результате укрупнения размеров пузырей за счет коалесценции при фрактальном распределении BSD. Первый случай может быть реализован в сингенетических внутригранитных пегматитах, образование которых связано с процессами кристаллизации гранитных интрузий, длящимися сотни тысяч лет (рис.15). Увеличение скорости всплытия пузырей и укрупнение их размеров во втором и третьем случаях может быть в наименее вязких редкометальных гранитных (пегматитовых) расплавах, экстремально обогащенных водой, F, B, другими летучими компонентами. Такие расплавы могли появиться еще в очагах накопления пегматитовой магмы, например в результате ликвационных явлений и флюидно-магматического взаимодействия. Объемная доля редкометальных расплавов, судя по ограниченной распространенности образованных из них минеральных комплексов, намного меньше обычных силикатных, из которых кристаллизуются кварц-полевошпатовые зоны, слагающие основную часть тел гранитных пегматитов. Следует также отметить, что многие миаролы в пегматитах пространственно не связаны с редкометальными комплексами, а некоторые из них могут быть продуктами раскристаллизации гелеподобных сред.

Декомпрессия и последующая изотермическая выдержка в условиях повышенного давления приводит к слиянию пузырей, средний размер которых редко превышает 100-150 мкм [Gardner et al., 2000; Mourtada-Bonnefoi, Laporte, 2004; Larsen et al., 2004; Baker et al., 2006; Larsen, 2008 и др.]. При расчетах модели кристаллизации насыщенного флюидом гранитного расплава авторы работы [Балашов и др., 2000] также приходят к выводу об эффективном перемещении свободного флюида пузырями диаметром 20-200 мкм. Таким образом, нет никаких данных, позволяющих предположить, что дегазация пегматитовых расплавов сопровождалась выделением большого числа флюидных пузырей, средние размеры которых значительно превышали 200 мкм. При экспоненциальных распределениях BSD, когда максимальная объемная доля флюида содержится в пузырях диаметром менее 150-200 мкм, за 10 лет (вероятная длительность кристаллизации многих внедренных во вмещающие породы пегматитовых тел, рис. 16) толща дегазирующего расплава вязкостью $10^{6.3}-10^{4.4}$ Па·с перемещается незначительно. Поток флюида через слой расплава в таких условиях составляет всего несколько процентов от его общего объема. При фрактальном распределении BSD в потоке пузырей переносится больше флюида, но и этого недостаточно, чтобы за столь короткий промежуток времени произошло накопление крупных флюидных обособлений (будущих миарол) объемом до нескольких кубических метров. Следует также учитывать, что, по данным [Baker et al., 2006], уменьшение вязкости силикатных расплавов может привести к эволюции распределения пузырей по размерам от фрактального к экспоненциальному.

Проведенный анализ приводит к выводу, что крупные обособления флюидных сред формировались еще в очагах пегматитовой магмы до ее внедрения во вмещающие породы. Такие обособления могли возникать в магматических камерах, где происходило накопление и последующая дегазация гранитных (пегматитовых) расплавов. Очаг пегматитовой магмы мог формироваться и во вмещающих породах без какой-либо связи с остаточными расплавами, накапливающимися в процессе кристаллизации гранитных интрузий, например, как в модели многоочагового плавления толщи пород (гранитизации) под действием глубинного флюидного потока [Vigneresse, 2004, 2007].

За длительный период (тысячи лет) при относительно высоких температурах (вероятно, выше 800°C) мелкие пузыри всплывали и сливались в более крупные обособления, концентрировались в локальных очагах магматической камеры, например под ее кровлей. Если такие расплавы не удалялись из очага, то их кристаллизация приводила к образованию гранитов миаролитовой текстуры или сингенетических пегматитов, содержащих минерализованные полости. В случае, когда флюидное давление в очаге значительно превышало литостатическое, могли возникать разрывы закристаллизованной кровли интрузии и вмещающих пород. По трещинам разрыва происходило внедрение пегматитовой магмы, содержащей крупные флюидные обособления. Перемещение магмы заканчивалось, когда флюидное давление уравнивалось литостатической нагрузкой.

Внедрение гетерогенной магмы приводило к тому, что крупные обособления флюидных фаз разного состава и плотности могли оказаться в любой части пегматитовмещающей

камеры. Это объясняет, почему в пегматитах миаролы, сильно отличающиеся по составу и соотношению минералов в друзовых комплексах, встречаются в разных частях жильных тел, в том числе и вблизи контактов с вмещающими породами (рис. 17). После внедрения гетерогенной магмы крупные флюидные обособления будут перемещаться в расплавах достаточно быстро (скорость всплытия прямо пропорциональна квадрату диаметра). Поскольку в магматическом очаге расплавы достигли степени насыщения летучими компонентами, декомпрессия на этапе и после внедрения магмы будет сопровождаться образованием множества мелких пузырей микронных размеров. В зависимости от P - T условий, начального содержания флюида в расплавах, скорости декомпрессии и величины перепада давления (ΔP), выделение флюидных пузырей завершится или продолжится до

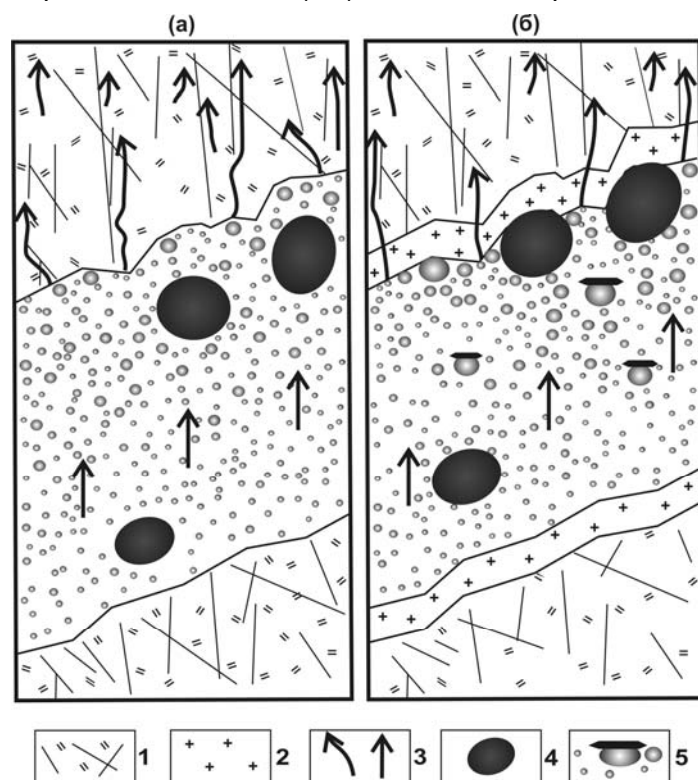


Рис. 17. Всплытие флюидных пузырей в магматической камере малой мощности [Перетяжко, 2010]. (а) – дегазирующий расплав с крупными флюидными обособлениями, образованными в очаге накопления пегматитовой магмы, после внедрения во вмещающие породы; (б) – крупные флюидные обособления (будущие миаролы) и мелкие пузыри перемещаются к фронту кристаллизации, под поверхностями кристаллов накапливаются относительно небольшие флюидные обособления. 1 – вмещающие породы, 2 – закристаллизованный пегматит, 3 – поток флюида, 4 – флюидные обособления, сформированные ранее в магматическом очаге, 5 – пузыри под поверхностью кристаллов в потоке мелких пузырей.

расплавами (жидких и паровых растворов, гелеподобных сред), из которых образуется материал заполнения миарол, намного сложнее, чем в представленных выше построениях. Однако вывод о формировании крупных флюидных обособлений в очагах накопления пегматитовой магмы до ее внедрения во вмещающие породы будет справедлив для любых моделей, если не появятся новые данные о значительном увеличении размеров и скорости всплытия флюидных пузырей в дегазирующих пегматитовых расплавах, а также длительности их кристаллизации в магматических камерах малой мощности.

На конкретном примере миароловых пегматитов Малханского поля обсуждаются также возможные процессы, приводящие к гетерогенизации пегматитовой магмы и значительным

полной кристаллизации пегматитовой магмы. Часть новообразованных мелких пузырей может захватываться растущими кристаллами (как флюидные включения) или сольется с крупными флюидными обособлениями, образованными еще в очаге (рис. 17). При благоприятных условиях, связанных с понижением вязкости расплавов и(или) увеличением длительности их кристаллизации (например, в камерах мощностью более 20-30 м) могут возникать конвекционные потоки магмы с мелкими пузырями, которые также будут способствовать их слиянию и образованию флюидных обособлений (будущих миарол). По всей видимости, часть флюидных фаз, выделяемых на разных этапах дегазации пегматитовой магмы при ее внедрении и кристаллизации, удаляется во вмещающие породы.

Проведен анализ условий образования крупных флюидных обособлений в насыщенных водой гранитных (пегматитовых) расплавах разной вязкости за счет слияния мелких пузырей водного флюида относительно простого состава и небольшой плотности. Очевидно, из таких флюидов в миаролах гранитных пегматитов не может кристаллизоваться значительное количество друзовых минеральных агрегатов. Процессы дегазации пегматитовой магмы, приводящие к выделению и накоплению флюидных сред разной плотности и состава, а также продуктов их взаимодействия с

вариациям флюидного давления в миаролах. Магматическая природа этих пегматитов не вызывает сомнений и подтверждается геологическими, петрографическими и термобарогеохимическими данными [Peretyazhko et al., 2004b]). Пегматиты разных типов в этом поле могут соединяться маломощными апофизами (проводниками), но никогда не секут друг друга, что свидетельствует в пользу одноактного внедрения пегматитовой магмы, по крайней мере, при образовании единой жильной серии. Выше были представлены доказательства того, что за относительно небольшое время магматической кристаллизации пегматитовых тел (рис. 16) не может произойти накопление крупных обособлений флюидных сред (будущих миарол). Резкие различия в минеральном и химическом составах соседних пегматитовых тел, друзовых комплексов в миаролах и редкометалльных комплексов, а также разных частей пегматитовых жил значительной протяженности возможны только при инъекции химически гетерогенной магмы, каждая порция которой после внедрения в пегматитовмещающие камеры эволюционировала в автономном режиме.

Механизмы гетерогенизации пегматитовой магмы в очагах ее накопления дискуссионны и могут быть связаны с различными процессами, наиболее вероятными из которых являются: а) флюидно-магматическое взаимодействие в рамках метаматматической модели, б) ликвация и в) предкристаллизационное образование кластеров и их сегрегация [Загорский, Перетяжко, 2006]. В качестве ведущего фактора, дифференцирующего поведение щелочей в процессе накопления пегматитовой магмы в метаматматическом режиме, наиболее вероятно эволюция кислотности-щелочности фильтрующихся флюидов. Воздействие богатых кислотными компонентами флюидов на расплавы стимулирует в них процессы жидкостной несмесимости. В кислых магмах ликвация или несмесимость расплавов проявляется в отношении кремнезема и щелочей. Гораздо реже реализуется вариант калий-натриевой несмесимости, как например, в дацитах, риодацитах, риолитах Узбекистана и Ирана, в игнимбритах Казахстана и обсидиан-перлитах [Маракушев и др., 1994; Русинов, 2001 и др.]. Процессы жидкостной несмесимости признаются рядом исследователей в качестве ведущего механизма дифференциации кислой магмы при образовании стекловатой основной массы кислых эффузивов, внутригранитных шлировых пегматитов, а также привлекаются для объяснения расслоенности Li-F гранитов [Маракушев, Яковлева, 1992; Маракушев и др., 1994; Летников, 1992]. По-видимому, такие процессы могут реализоваться и в очагах накопления пегматитовой магмы.

Особенностью Малханской гранитно-пегматитовой системы и многих других турмалиноносных пегматитов в разных регионах мира является обогащенность их бором. Минералого-геохимические данные свидетельствуют о том, что резкое обогащение системы бором (на порядок и более) осуществлялось на этапе преобразования гранитной магмы в пегматитовую до внедрения последней во вмещающие породы. В большинстве гранитно-пегматитовых систем именно на этом этапе начинают проявляться процессы дифференциации щелочей в силикатном расплаве. Данные по РВ и ФВ также свидетельствуют о высоких концентрациях бора и фтора в пегматитовых расплавах и сосуществующих с ними флюидах. Часто уже при внедрении такие расплавы были насыщены бором и фтором, что приводит к ранней кристаллизации из них шерла (конусовидные кристаллы от контактов тел), иногда вкрапленников флюорита и топаза. Турмалин начинает кристаллизоваться в кислом силикатном расплаве, когда концентрации B_2O_3 в нем достигают нескольких процентов [London, 1999]. При столь высоких содержаниях бора в расплаве, сосуществующие с ним флюиды будут значительно обогащены борной кислотой (количество бора во флюиде до трех раз больше, чем в расплаве). Если такие флюиды имеют высокие концентрации фтора, то при температуре 700-800°C и выше, давлении более 1 кбар могут происходить процессы флюидно-магматического взаимодействия, подобные тем, которые наблюдались в системе $H_3BO_3-NaF-SiO_2-H_2O$ (гл. 6). Следовательно, в очагах накопления экстремально обогащенной водой, бором и фтором пегматитовой магмы помимо явлений ликвации на натриевые и калиевые силикатные расплавы возможно разделение дегазирующего флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (Р-Q тип) концентрированные жидкие фазы. В таких флюидно-магматических системах при высоких температурах образуются силикатно-водно-солевые коллоидно-дисперсные (гелеподобные) среды. Высокая экстрагирующая способность таких сред будет способствовать их обогащению гранитофильными летучими и редкими элементами еще в очаге накопления пегматитовой магмы. Из гелеподобных сред разного

состава и плотности после внедрения гетерогенной магмы во вмещающие породы, по нашему мнению, формировались крупные флюидные обособления (будущие миаролы) и происходила дальнейшая кристаллизация в них друзовых минеральных комплексов.

Миаролы в гранитах и гранитных пегматитах представляют собой природные автоклавы, в которых при длительном (десятки-сотни тысяч лет) остывании пегматитового тела происходил рост кристаллов в гидротермальных условиях. Разный состав и агрегатное состояние находившихся в них флюидных сред приводил к тому, что по мере охлаждения в пегматитовых телах при одной температуре находились миаролы под разным флюидным давлением. Расчеты для водных систем первого типа ($H_2O-NaCl$ и $H_2O-H_3BO_3$) показали, что разница давлений в сосуществующих обособлениях жидких и паровых растворов для изохорических условий может достигать десятки-сотни бар [Перетяжко, Загорский, 2002; Перетяжко, 2009].

Используя расчетные данные по изохорам и плотности борнокислых флюидов, на конкретном примере показаны вероятные вариации флюидного давления в миаролах пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле). По данным изучения РВ при образовании кварц-олигоклазового комплекса вблизи миарол силикатный расплав кристаллизовался от 615 до 550°C (рис. 18). По аналогии с РВ, в условиях близких к

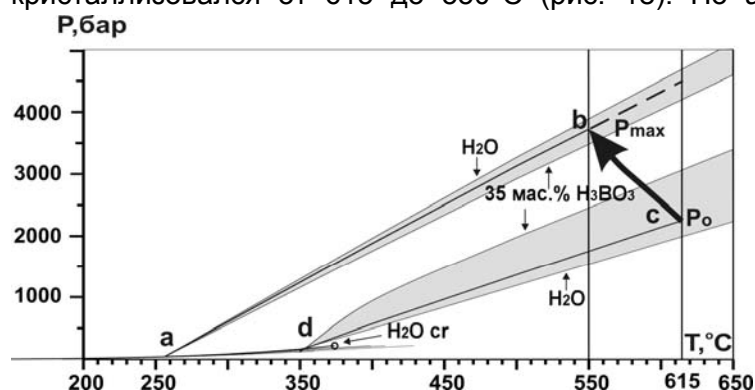


Рис. 18. Изменение флюидного давления во включении, образованном при гетерогенном захвате обогащенного бором расплава и флюида [Peretyazhko et al., 2004b]. Серые области – изохоры флюида, содержащего до 35 мас.% H_3BO_3 . От 615 до 550°C в изохорических условиях флюидное давление возрастет по линии c-b на величину $\Delta P = P_{\text{max}} - P_o \sim 1500 \text{ бар}$.

роста или растворения кристаллов минералов друзовых и околомиароловых комплексов. Однако воздействие этих осложняющих факторов, вероятнее всего, приведет к еще более значительным вариациям флюидного давления в миаролах. Большая разница флюидного давления способствовала неоднократному вскрытию (разгерметизации) миарол, в результате чего флюиды смешивались, происходил их частичный отток по трещинам в закристаллизованные зоны пегматита, аутометасоматические изменения, вплоть до образования свободного объема и первично-вторичных полостей.

Если в миаролах находились флюиды P-Q типа, то вблизи критической точки воды могло произойти их стабильное расслоение на две жидкости и пар, существенно различные по плотности (см. гл. 5). Процесс расслоения часто сопровождается бурным и быстрым перемещением несмесимых флюидных фаз или критическим кипением (рис. 10). Судя по экспериментальным данным в системе $H_3BO_3-NaF-SiO_2-H_2O$, такое кипение флюидных фаз происходит в температурном интервале нескольких градусов. Например, в модельных расчетах (рис. 15) изотерма 400°C (температура, вблизи которой наблюдается расслоение флюида) смещается в область больших глубин на 2-3 км примерно за 855 (1250-395) тысяч лет. Поэтому метровое расстояние в толще материнских гранитов или вмещающих пород эта изотерма проходит за 285-428 лет. Следовательно, в миаролах, особенно крупных, находящихся в сингенетических и эпигенетических пегматитовых телах, на протяжении нескольких сотен и даже первых тысяч лет возможно активное перемещение (кипение, бурление) флюидных фаз. Такой процесс будет способствовать дроблению и окатыванию обломков кристаллов в миаролах (как при обработке образцов пород и минералов в

процессе галтовки). Подобные явления, по всей видимости, происходили в некоторых гранитных пегматитах, например, в миаролах жилы Литл-Три, из которых извлекали окатанные обломки кристаллов и друзового комплекса [Foord et al., 1989].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы соответствуют защищаемым положениям. Несмотря на значительный объем информации по особенностям строения, минеральному составу, минералогии и геохимии миароловых пегматитов, степень изученности условий их формирования остается все еще недостаточной. Особенно мало данных о процессах гетерогенизации пегматитовой магмы в очагах ее накопления, приводивших к разделению на существенно натриевые и калиевые несмешиваемые силикатные расплавы, дегазации флюидов разных типов и образованию гелеподобных сред. Эти и другие проблемы, связанные с петрогенезисом гранитных пегматитов, будут решаться в дальнейшем.

Основные работы, опубликованные по теме диссертации

Монографии.

1. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья // Новосибирск: Наука. 1992. 224 с.
2. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.**, Шмакин Б.М. Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты; Т.3) // Новосибирск: Наука. 1999. 488 с.

Статьи в журналах и сборниках.

3. **Перетяжко И.С.**, Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Бобров Ю.Д. Богатые алюминием дравиты из пегматитов Непала и Центрального Забайкалья // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 475-479.
4. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Труфанова Л.Г. Щелочно-дефектный дегидратационный изоморфизм в богатых алюминием дравитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 1. С. 194-198.
5. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Бобров Ю.Д. Первая находка богатых висмутом и свинцом турмалинов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1461-1465.
6. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.**, Ширяева В.А., Богданова Л.А. Турмалины миароловых пегматитов Малханского хребта (Забайкалье) // Минер. Журнал. 1989. № 5. С. 44-55.
7. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.**, Беляевский В.И. Поисково-оценочные критерии миароловых пегматитов Малханского хребта // Геохимические поиски самоцветов. Новосибирск: Наука. 1990. С. 91-115.
8. Zagorsky V.Ye., **Peretyazhko I.S.**, Kuznetsova L.G. Mineralogical-geochemical mapping of rare-metal and miarolitic pegmatite fields aimed at prospecting // Exploration Geochemistry, 1990; Proceedings of the third international joint symposium of the IAGC and the AEG. Prague, Czechoslovakia. 1990. P. 407-411.
9. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е. Уникальная висмутовая минерализация миароловых пегматитов Малханского поля // Минералогия и генезис пегматитов. Материалы IV Всесоюзного совещания (часть I). Миасс. 1991. С.48-50.
10. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 87-97.
11. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Сапожников А.Н., Бобров Ю.Д., Ракчеев А.Д. Висмутокolumбит $\text{Bi}(\text{Nb,Ta})\text{O}_4$ – новый минерал из миароловых пегматитов // Зап. ВМО. 1992. ч.121. № 3. С. 130-134.
12. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Поведение редкоземельных элементов в гранитах и миароловых пегматитах Малханского хребта и Борщовочного Кряжа // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 48-59.
13. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Редкие земли в метаморфитах и метасоматитах Малханского и Ямаровского пегматитовых полей (Центральное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1996. № 6. С. 57-67.

14. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Граниты шатпутского комплекса и жильные образования Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир) // Геология и геофизика. 1996. № 7. С. 76-87.
15. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.**, Сапожников А.Н. Богатые бором слюды и хлориты из миароловых пегматитов // Зап. ВМО. 1998. № 6. С. 55-68.
16. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Гантимурова Т.П. Миароловые пегматиты Кукуртского самоцветного узла: эволюция условий минералообразования жилы Амазонитовая // Геохимия. 1999. № 2. Т. 37. С. 133-152.
17. **Peretyazhko I.S.**, Zagorsky V.Ye., Prokof'ev V.Yu., Smirnov S.Z. Boric acid as the most typical component of fluid inclusions in minerals from tourmaline-bearing and topaz-beryl miarolitic pegmatites // Can. Mineral. 1999. V. 37. № 4. P. 823-825.
18. **Peretyazhko I.S.**, Zagorsky V.Ye. Composition and structural state of potash feldspars from miarolitic pegmatites // Can. Mineral. 1999. V.37. № 4. P. 856-858.
19. Smirnov S., **Peretyazhko I.**, Prokofiev V., Zagorsky V., Shebanin A., Goryainov S. Daughter sassolite (H_3BO_3) in fluid inclusions: the first evidence of natural fluids with high boron acid content // Terra Nostra 99/6 ECROFI-XV. 1999. Germany. P. 283-285.
20. Смирнов С.З., **Перетяжко И.С.**, Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Шебанин А.П. Первая находка сассолина (H_3BO_3) – кристаллической борной кислоты во флюидных включениях в минералах // Доклады IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров. 1999. С. 233-236.
21. Смирнов С.З., **Перетяжко И.С.**, Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Шебанин А.П. Первая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах // Геология и Геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 194-206.
22. Прокофьев В.Ю., **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е. Включения высокотемпературных хлоридных рассолов в скаполитах Кукуртского самоцветного узла, Центральный Памир // Докл. АН. 2000.Т. 371. № 2. С. 293-295.
23. **Перетяжко И.С.**, Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241-266.
24. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Смирнов С.З., Михайлов М.Ю., Прокофьев В.Ю. Процессы образования миарол при кристаллизации богатых бором и водой расплавов в гранитных пегматитах // Материалы Всероссийской научной конференции: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (РФФИ в Азиатском регионе). Иркутск. 2002. С. 373-375.
25. Рейф Ф.Г., Прокофьев В.Ю., Балицкий В.С., Ишков Ю.М., **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Смирнов С.З. Сопоставление термометрических и эмиссионно-спектроскопических оценок концентраций бора в искусственных и природных флюидных включениях // Труды X Международной конференции по термобарогеохимии. 2001. Александров. С. 3-17.
26. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Смирнов С.З. Бороносные флюиды и расплавы в процессах образования миароловых пегматитов Малханского поля в Центральном Забайкалье // X Международная конференции по термобарогеохимии. 2001. Александров. С. 73-78.
27. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е. Влияние H_3BO_3 на флюидное давление в миаролах гранитных пегматитов: расчет изохор и плотности борнокислых растворов // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 6. С. 812-817.
28. Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Giester G., Smolin A.N., Tillmanns E., Brandstatter F., Hammer V., **Peretyazhko I.S.**, Sapozhnikov A.N., Kashaev A.A. Bismutocolumbite, $Bi(Nb_{0.79}Ta_{0.21})O_4$, stibiocolumbite, $Sb(Nb_{0.67}Ta_{0.33})O_4$, and their structural relation to other ABO_4 minerals with stibiotantalite ($SbTaO_4$) structure // N.Jb. Miner. Mh. 2002 (4). P. 145-159.
29. Смирнов С.З., **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Михайлов М.Ю. Включения необычных позднемагматических расплавов в кварце пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле, Центральное Забайкалье) // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 2. С. 239-243.
30. Zagorsky V.Y., **Peretyazhko I.S.**, Sapozhnikov A.N., Zhukhlistov A.P., Zvyagin B.B. Borocookeite, a new member of the chlorite group, from the Malkhan gem tourmaline deposit, Central Transbaikalia, Russia // Amer. Mineral. 2003. V. 88. P. 830-836.

31. **Peretyazhko I.S.**, Zagorsky V. Ye., Smirnov S.Z., Mikhailov M. Y. Conditions of pocket formation in the Oktyabrskaya tourmaline-rich gem pegmatite (the Malkhan field, Central Transbaikalia, Russia). *Chem. Geol.* 2004. V. 210. P. 91-111.
32. **Peretyazhko I.S.**, Smirnov S.Z., Thomas V.G., Zagorsky V.Ye. Gels and melt-like gels in high-temperature endogeneous formation. *Proceedings of the interim IAGOD Conference Vladivostok: 1-20 September. 2004.* P. 306-309.
33. Zagorsky V.Ye., **Peretyazhko I.S.** Geochemical evolution and petrology of the Malkhan gem tourmaline-bearing granit-pegmatite system, Central Transbaikalia, Russia. *Proceedings of the interim IAGOD Conference Vladivostok: 2004.* P. 274-277.
34. Ogorodova LP, Melchakova LV, Kiseleva IA, **Peretyazhko IS.** Thermodynamics of natural tourmaline-elbaite // *Thermoch. Acta.* 2004. V. 419. №. 1-2. P. 211-214.
35. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Малханская гранитно-пегматитовая система. *Докл. АН.* 2006. Т. 206. С. 132-135.
36. **Перетяжко И.С.**, Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Докл. АН.* 2007. Т. 413. № 2. С. 244-250.
37. **Перетяжко И.С.**, Царева Е.А., Загорский В.Е. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // *Докл. АН.* 2007. Т. 413. № 6. С. 791-797.
38. **Peretyazhko I.S.**, Zagorsky V.Ye., Smirnov S.Z., Tsareva E.A. Extremely Cs-rich mineral-forming media in pegmatites and ongonites // *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium. 2007. Porto. Portugal.* P. 72-73.
39. Touret J.L.R., Smirnov, S.Z., **Peretyazhko I.S.**, Zagorsky V.Ye., Thomas V.G. Magmatic-hydrothermal transition in tourmaline-bearing miarolitic pegmatites: Hydrosaline Fluids or Silica Gels ? *Granitic Pegmatites // Memorias Universidade do Porto: The State of the Art – International Symposium. 2007. Porto. Portugal.* P. 92-93.
40. **Перетяжко И.С.** PVTX свойства включений магматических флюидов // *Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды.* Иркутск. 2007. Т. 2. С. 186-189.
41. **Перетяжко И.С.** Условия образования полостей (миарол) в гранитах и гранитных пегматитах. Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов // Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 2008. С. 293-296.
42. **Перетяжко И.С.** Свойства флюидных включений с растворами P-Q типа // XIII Международная конференция по термобарогеохимии и IV симпозиум APIFIS. Москва. ИГЕМ РАН. 2008. Т. 1. С. 124-127.
43. Zagorsky V.Ye., **Peretyazhko I.S.** The Malkhan gem tourmaline deposit in Transbaikalia, Russia // *Mineralogical Almanac.* 2008. V. 13b. P. 4-39.
44. **Перетяжко И.С.** Включения магматических флюидов: P-V-T-X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // *Петрология.* 2009. № 2. С. 197-221.
45. **Peretyazhko I.S.** Conditions of formation of large fluid bubbles (future miaroles) in granitic or pegmatitic melts // *Estudos Geológicos.* 2009. V. 19(2). P. 281-286.
46. **Перетяжко И.С.** Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // *Петрология.* 2010. Т. 18. № 2. С. 195-222.
47. Загорский В.Е., **Перетяжко И.С.** Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // *Докл. АН.* 2010. Т. 430. № 5. С. 172-175.
48. **Перетяжко И.С.**, Смирнов С.З., Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение системы $\text{H}_3\text{BO}_3\text{-NaF-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при 350-800°C и 1-2 кбар методом синтетических флюидных включений // *Геология и Геофизика.* 2010. № 4, (в печати).
49. **Перетяжко И.С.**, Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // *Петрология.* 2010. № 3, (в печати).
50. **Перетяжко И.С.**, Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Геология и геофизика.* 2010, (в печати).