

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



ДМИТРИЕВА АННА СЕРГЕЕВНА

**ПРОЦЕССЫ ФТОРИДНО-СИЛИКАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ
ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Специальность 1.6.4 – «Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Игорь Сергеевич Перетяжко

Иркутск – 2024 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	4
СПИСОК ТЕРМИНОВ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. ФТОРИДНО-СИЛИКАТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ И ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	11
ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	20
2.1. История изучения и проблемы формирования онгонитов	20
2.2. Тектоническая и структурная позиция массива Ары-Булак	23
2.3. Геологическое строение массива	26
ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	30
3.1. Минералого-геохимические и аналитические методы	30
3.2. Оборудование для термодриометрических опытов	32
3.3. Методы термобарогеохимии	34
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД	36
4.1. Типизация пород.....	36
4.2. Геохимическая характеристика пород	39
4.2.1. Петрогенные элементы.....	39
4.2.2. Примесные элементы	41
4.2.3. Геохимия REE и Y	45
4.3. Минерально-фазовый состав пород.....	48
4.3.1. Главные породообразующие минералы и F-Ca фаза.....	48
4.3.2. Второстепенные минералы	53
4.3.3. Акцессорные минералы.....	61
ГЛАВА 5. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД	64
5.1. Основные проблемы изучения включений	64
5.2. Включения в породах массива Ары-Булак	67
5.3. Катодолюминесценция зёрен кварца и топаза	68
5.4. Флюидные включения.....	70
5.5. Расплавные включения	76
5.5.1. Силикатные расплавные включения.....	78
5.5.2. Расплавные включения с фторидными и солевыми фазами.....	82
ГЛАВА 6. СОСТАВ И СВОЙСТВА ОНГОНИТОВОГО И ФТОРИДНЫХ РАСПЛАВОВ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА.....	87
6.1. Составы силикатного стекла и фторидно-солевых фаз расплавных включений.....	87

6.2. Сравнение валового состава пород и фаз в расплавных включениях	93
6.3. Реологические свойства онгонитового расплава.....	95
6.4. Анализ условий кристаллизации онгонитового расплава	99
6.5. Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость во флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии (Центральная Монголия).....	101
6.6. Процессы образования пород массива онгонитов Ары-Булак	107
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	113
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	137
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	146
ПРИЛОЖЕНИЕ 3	154

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

PВ – расплавные включения

ФВ – флюидные включения

F-Ca – фторидно-кальциевая фаза

Аббревиатуры минералов, по [Warr, 2021]

Ab	albite	альбит
Cal	calcite	кальцит
Chz	carlhintzeite	карлхинтзеит
Clb-Mn	columbite-(Mn)	колумбит-(Mn)
Cst	cassiterite	касситерит
Fcrt-Ce	fluocerite-(Ce)	флюоцерит-(Ce)
Flr	fluorite	флюорит
Gak	gearksutite	геарксутит
Kln	kaolinite	каолинит
Pl	plagioclase	плагиоклаз
Psp	prosopite	прозопит
Qz	quartz	кварц
Sa	sanidine	санидин
Trp	topaz	топаз
Ttl	tantalite	танталит
W-Ix	tungsten-ixiolite	вольфрамооксиолит
Xtm	xenotime	ксенотим
Znw	zinnwaldite	циннвальдит
Zrn	zircon	циркон

СПИСОК ТЕРМИНОВ

МИНЕРАЛ-ХОЗЯИН – кристалл, содержащий включения минералообразующих сред.

ВКЛЮЧЕНИЕ – участок кристалла (минерала-хозяина), имеющий с ним фазовую границу и вещественно не входящий в его закономерную структуру; герметически изолированная в растущем минерале-хозяине микропорция минералообразующей среды (флюида, расплава), по [Плечов, 2014].

ПЕРВИЧНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ – образуются в процессе роста кристалла.

ПЕРВИЧНО-ВТОРИЧНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ – находятся в залеченных трещинах кристалла минерала-хозяина и образуются после первичных включений в ходе единого флюидно-магматического процесса.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ – при комнатной температуре содержат газ, жидкость ± дочерние кристаллы растворимых при нагревании солевых фаз.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ – порции расплава (силикатного, солевого), захваченного в процессе роста кристалла минерала-хозяина.

ДОЧЕРНИЕ ФАЗЫ – кристаллизуются в минералообразующей среде (расплаве, флюиде), захваченной минералом-хозяином.

ДЕКРЕПИТАЦИЯ (разгерметизация) – вскрытие включения в минерале-хозяине при его нагреве из-за повышения внутривакуольного давления.

ТЕМПЕРАТУРА ГОМОГЕНИЗАЦИИ ($T_{\text{гом.}}$) – температура, при которой минералообразующая среда переходит в гомогенное состояние.

ТЕМПЕРАТУРА ПЛАВЛЕНИЯ ($T_{\text{пл.}}$) – температура плавления кристаллической фазы.

ТЕМПЕРАТУРА ЭВТЕКТИКИ ($T_{\text{эвт.}}$) – температура начала плавления замороженного раствора во флюидном включении.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Жидкостная несмесимость в магматических системах приводит к разделению исходного гомогенного силикатного расплава на две или более фазы. В последние годы опубликовано большое количество работ, где процессы несмесимости силикатных расплавов привлекались для реконструкции условий формирования различных пород [Potter et al., 2017; Делицын, 2018; Stern et al., 2018; Перетяжко и др., 2018a; Хисина и др., 2019; Андреева и др., 2020; Перетяжко и др., 2020; Groulier et al., 2020; Peretyazhko, Savina, 2020; Горбачев и др., 2021; Чашин и др., 2021; Shatskiy et al., 2020; Gurenko, 2021; Wang et al., 2021; Носова и др., 2022; Deng et al., 2022; Перетяжко и др., 2024; и др.] В многокомпонентных экспериментальных силикатных системах также обнаружены явления жидкостной несмесимости [Сук, 2017; Алферьева и др., 2018б; Котельников и др., 2019б; Чевычелов, 2019; Шаповалов и др., 2019; Kotelnikov et al., 2019; Yang, Hinsberg, 2019; Перетяжко и др., 2020; Щекина и др., 2020; Rusak et al., 2021]. Находки в магматических породах реликтов несмесимых силикатных и солевых расплавов (стёкол, первичных минерально-фазовых агрегатов) крайне редки, поскольку они подвергались преобразованиям – девитрификации, перекристаллизации, гидротермальным и гипергенным изменениям.

В диссертации представлены новые данные по породам массива онгонитов Ары-Булак, который был описан В.И. Коваленко [Коваленко и др., 1975] и неоднократно изучался в дальнейшем [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1980; 2006; 2009; Наумов и др., 1990; Кузнецов и др., 2004; Сырицо и др., 2012; Agangi et al., 2014; Алферьева и др., 2022]. В этом массиве были впервые обнаружены и до настоящего времени детально исследуются обогащенные F и Ca породы, сформированные при совместной кристаллизации несмесимых расплавов – онгонитового и фторидно-кальциевого (F-Ca), близкого по стехиометрии к флюориту [Перетяжко и др., 2007a; 2011; 2024; Перетяжко, Савина, 2010a; 2010г; Дмитриева и др., 2021a].

Объекты исследования. Породы массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье), слагающие их минералы, включения расплавных и флюидных сред в минералах. Привлекались также данные по флюоритовым риолитам, открытым в Монголии [Перетяжко и др., 2018a; 2020; Peretyazhko, Savina, 2020], которые изучались при участии автора.

Цель работы. Исследование процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости при формировании пород массива Ары-Булак, получение доказательств гетерогенного состояния онгонитовой магмы на основе изучения минерально-фазовых

ассоциаций пород и фторидно-силикатных сред (расплавов, флюидов) во включениях, захваченных минералами.

Задачи:

- 1) Анализ опубликованных материалов по явлениям фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемости в магматических и экспериментальных системах.
- 2) Изучение геохимических особенностей и минерально-фазовых ассоциаций пород.
- 3) Типизация включений по ростовой зональности зёрен минералов методом катодолюминесценции.
- 4) Термобарогеохимическое исследование включений расплавов (силикатных, фторидных) и флюидов разных типов в кварце и топазе из всех разновидностей пород массива.
- 5) Оценка *P-T* условий формирования пород на основе данных по термодатиметрии расплавных и флюидных включений в минералах.
- 6) Расчёты вязкости и плотности обогащенного F и водой силикатного (онгонитового) расплава.
- 7) Сравнительный анализ минерально-фазовых характеристик пород массива Ары-Булак и флюоритовых риолитов Нилгинской депрессии в Монголии.
- 8) Обсуждение флюидно-магматической модели формирования пород массива с участием флюоритового расплава.

Фактический материал. Образцы для исследований были взяты из коллекции каменного материала, отобранного на массиве Ары-Булак в 2007-2010 гг. И.С. Перетяжко и Е.А. Савиной. Привлекались также данные по флюоритовым риолитам Монголии, опробованным в 2015 г. при участии автора.

Детально исследовано 49 образцов массива Ары-Булак, из которых 16 представляют порфиновый онгонит, 22 – породы переходного типа, и 11 – афировые породы. Изучено 30 шлифов всех разновидностей пород, 55 плоско-полированных пластинок кварца, топаза и минерально-фазовых агрегатов. Выполнено более 450 термодатиметрических опытов с флюидными (124 шт.) и расплавными (336 шт.) включениями. Использовано около 1700 анализов минералов и фаз из пород и 52 вскрытых расплавных включений в кварце и топазе.

Личный вклад автора. Подготовка образцов пород массива Ары-Булак для аналитических исследований. Описание шлифов, изучение минерально-фазового состава и геохимии пород, термодатиметрия включений минералообразующих сред. Обработка и интерпретация данных по породам и включениям, СЭМ ЭДС анализам минералов и фаз, расчёты кристаллохимических формул минералов, вязкости и плотности онгонитового

расплава. Участие в полевых работах на флюоритовых риолитах в Нилгинской депрессии Центральной Монголии.

Научная новизна. Выполнено детальное изучение геохимии, минерально-фазовых ассоциаций для большой выборки образцов всех разновидностей пород массива Ары-Булак. Определены вариации составов главных, второстепенных и аксессуарных минералов, F-Ca фазы и образованного из неё флюорита. Обнаружена новая ди-триокраэдрическая Rb-Cs слюда промежуточного состава между волошинитом, фторлюаньшивейитом и циннвальдитом.

В ходе термометрических опытов получен большой объем новых данных по свойствам включений онгонитового и фторидных расплавов, а также сосуществующих с ними флюидов разных типов. Изучены включения и определены составы фторидных расплавов: кислородсодержащей F-Ca фазы – реликта флюоритового расплава, фторидных и алюмофторидных расплавов с большими вариациями концентраций Al, F, Ca, Mg, Na, K, Cs, As, Fe. Рассчитаны *P-T* условия образования расплавных и флюидных включений в минералах.

Практическая значимость. Полученные результаты вносят вклад в развитие представлений о генезисе редкометалльных гранитоидных пород и могут быть использованы для построения физико-химических моделей эволюции богатых фтором силикатных расплавов в магматических и экспериментальных системах. Получены новые данные об условиях образования, агрегатном состоянии и составе минералообразующих сред в магматических процессах, осложнённых явлениями фторидно-силикатной жидкостной несмесимости с участием F-Ca расплава, из которого может кристаллизоваться магматический флюорит в масштабах промышленного флюоритового оруденения. Результаты работ по фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах могут быть использованы в качестве теоретического материала в образовательном процессе высших учебных учреждений для студентов-геологов.

Защищаемые положения:

1. *В онгонитовой магме при $T > 730$ °C происходили явления фторидно-силикатной жидкостной несмесимости с участием F-Ca (флюоритового) расплава, который находился в подвижном состоянии до стадии формирования матрикса афировых и порфировых пород массива. Кристаллический агрегат расплавных включений в минералах плавился в интервале от 430-470 °C до 700-730 °C с образованием обогащенного F и H₂O онгонитового расплава, имеющего низкую вязкость ($1.1-4.2 \times 10^3$ Па·с при 700 °C).*

2. Следствием фторидно-силикатно-флюидной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей между сосуществующими расплавами (силикатным, фторидными), минералами (кристаллами) и флюидами первого и P-Q типов. Породы переходного типа обогащены REE, Y и U. Эндоконтактная афировая зона по сравнению с порфировыми онгонитами содержит больше H_2O , Sr, Ba, Rb, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc, но меньше Li, Pb, Zn, U, Y, REE.

3. Флюидно-магматические процессы определяют контрастную смену минерально-фазовых ассоциаций. Породы переходного типа содержат F-Ca фазу (реликт флюоритового расплава), монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce), ксенотим. Воздействие магматических флюидов на породы афировой зоны привело к кристаллизации прозопита, водных кальциевых алюмофторидов, касситерита, вольфрамита и Rb-Cs ди-триоктаэдрической Li-Fe слюды. Альбит замещался на каолинит и F-Ca фазу, из которой в дальнейшем образовался флюорит.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 12 работ, из них 4 статьи в журналах, индексируемых WoS, Scopus и рекомендованных ВАК – European Journal of Mineralogy, Петрология, Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов.

Результаты исследований докладывались на XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д.г.-м.н. Ф.Г. Рейфа (Улан-Удэ, 2016 г.); Всероссийской конференции «Современные направления развития геохимии» с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (Иркутск, 2017 г.); XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Москва, 2018 г.); Всероссийском ежегодном семинаре по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (Москва, 2018 г.); XIII Всероссийском петрографическом совещании «Петрология и геодинамика геологических процессов» с участием зарубежных ученых (Иркутск, 2021 г.); Всероссийской конференции «Современные направления развития геохимии» с участием зарубежных ученых, посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (Иркутск, 2022 г.)

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 174 страницы состоит из введения, 6 глав, заключения и списка цитируемой литературы (288 публикаций), включает 46 иллюстраций, 17 таблиц и 3 приложения.

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории физико-химической петрологии и генетической минералогии Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) под руководством доктора геолого-минералогических наук Игоря Сергеевича Перетяжко, которому автор глубоко признателен за всестороннюю помощь, постоянное внимание к работе, предоставленные полевые материалы и уникальную возможность «погружения» в удивительный мир включений. Выражаю искреннюю благодарность Елене Алексеевне Савиной за помощь в проведении трудоёмких опытов с включениями, критические замечания в процессе написания статей, тезисов докладов и текста диссертации.

В разное время формировали мои представления на многие геологические проблемы В.Е. Загорский, В.М. Макагон и Б.М. Шмакин, а без содействия Л.А. Ивановой (ИЗК СО РАН) могло не состояться знакомства с методами термобарогеохимии. Плодотворное сотрудничество с коллегами из Лабораторий ИГХ СО РАН (А.Б. Перепеловым, В.С. Антипиным, В.А. Макрыгиной, Т.А. Радомской, Л.Г. Кузнецовой, В.Е. Глушковой, М.Г. Волковой) позволило провести необходимые исследования, получить ценные рекомендации и поддержку. Петрографические шлифы и прозрачно-полированные препараты были изготовлены М.А. Митичкиным и Н.Е. Литасовым. Неоценимую помощь при изучении расплавных включений оказали С.З. Смирнов и Н.С. Карманов (ИГМ СО РАН). Благодарю всех названных коллег и аналитиков ИГХ СО РАН (Л.С. Таусон, Г.А. Погудину, Е.В. Смирнову, Г.П. Сандимирову, Л.А. Павлову, О.Ю. Белозёрову, Ю.Д. Щербакова) за профессионализм, отзывчивость и постоянную помощь в моей работе.

ГЛАВА 1. ФТОРИДНО-СИЛИКАТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ И ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В бездне виднелись огни – реки расплавленной лавы текли вдоль морских долин на протяжении десятков километров. На такой глубине давление было настолько велико, что вода, соприкасаясь с раскаленной магмой, не превращалась в пар, и две жидкости сохраняли между собой неустойчивое перемирие.

Артур Кларк

Жидкостной несмесимостью в геологии называется процесс разделения расплава на две или более несмешивающиеся жидкости разного состава. Она возникает в тех случаях, когда первоначально гомогенный расплав в изменившихся физико-химических условиях становится неустойчивым и, стремясь перейти в равновесное состояние, расслаивается на стабильные фазы. Причинами несмесимости чаще всего являются: возрастание давления летучих или падение общего давления при подъеме магмы с глубины, понижение температуры или изменение состава расплава в результате начавшейся кристаллизации. Получение доказательств существования жидкостной несмесимости в магматических системах представляет собой проблему для исследователей, поскольку породы подвергаются перекристаллизации, гидротермальным и гипергенным изменениям.

Предположение о существовании несмесимости в природных условиях было выдвинуто ещё в XIX столетии [Zirkel, 1876]. Этой проблемой занимались многие видные ученые-петрологи: Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Ф. Циркель, А.А. Маракушев, Д.С. Коржинский, В.А. Жариков, Э. Рёддер и другие. Неослабевающий и даже все возрастающий интерес к изучению явлений жидкостной несмесимости определяется их исключительной важностью в решении целого ряда вопросов как петрологии, так и геохимии. Научные изыскания в области разделения расплавов идут по трем основным направлениям: теоретическое, экспериментальное и рудно-петрологическое изучение природного материала. Все эти направления дополняют и уточняют друг друга.

Существование жидкостной несмесимости продолжительное время ставилась под сомнение некоторыми учеными в нашей стране и за рубежом. Н. Боуэн и его последователи считали, что единственным доказательством реальности процесса жидкостной несмесиваемости должно быть только обнаружение её в природных стеклах. Они являются “наиболее благоприятным материалом для решения данной проблемы, поскольку представляют собой образования, о которых мы с уверенностью можем судить как о магматических жидкостях” [Рябов, 1989]. Такие стёкла с признаками силикатно-силикатной и рудно-

силикатной ликвации были найдены и сыграли главную роль в подтверждении существования магматической несмесимости.

В 1927 г. Дж. Грейг [Greig, 1927] опубликовал результаты исследований ряда силикатных систем, показавшие несмешиваемость богатых и бедных кремнеземом расплавов в бинарных системах оксид металла – SiO_2 . Советский ученый Д.П. Григорьев был первым, кто экспериментально доказал возможность расслаивания расплавов, по составу приближающихся к изверженным породам. При введении в шихту CaF_2 он осуществил разделение расплава [Григорьев, Искюль, 1937] при температурах, близких к температуре природных магм. О разделении некоторых фосфор- и фторсодержащих силикатных расплавов упоминал В.В. Лапин [Лапин, 1949], причем присутствие фтора, как было показано, расширяет пределы области сосуществования подобных расплавов. Вслед за Д.П. Григорьевым, О.Н. Дмитриевский обнаружил неоднородность в системах с участием бора А.С. Гинзберг [Гинзберг, 1951].

Бурный подъем исследовательских работ в области стеклообразного состояния, в том числе изучение ликвационных явлений, произошел в начале 60-х годов. Это было вызвано развитием методов исследования, в первую очередь рентгеновских и электронной микроскопии. В мировой литературе ежегодно стали появляться сотни работ, посвященных несмесимости. В 1982 г. А.Р. Филпоттс [Philpotts, 1982] сообщил, что расслоение магм следует рассматривать как “жизнеспособное средство дифференциации на поздних стадиях фракционирования расплава”, по крайней мере, при низких давлениях.

Экспериментальные исследования при разных P - T - X условиях дали толчок к выяснению роли «третьего компонента» [Рябов, 1989], присутствие которого приводит флюидно-магматическую систему в неустойчивое состояние и стимулирует её разделение. Таким элементами являются F, Cl, S, B, H_2O , CO_2 и P. Помимо разделения двух силикатных фаз, разрывы смешиваемости были обнаружены в большом количестве систем, где компонентом второй жидкости является не силикат, а карбонат, сульфид, хлорид, фторид и т. д. [Greig, 1927; Roedder, Weiblen, 1970; Philpotts, 1971; Charlier et al., 2013; Котельников и др., 2019б]. По результатам экспериментов А.Р. Котельниковым с соавторами [Kotelnikov et al., 2019] было получено разделение в системах силикатный расплав – солевой (карбонатный, фосфатный, фторидный, хлоридный) расплав в широком диапазоне T (800-1250 °С) и P (1-5.5 кбар).

Эффект расслоения расплавов привлекается для объяснения происхождения разнообразных карбонатитовых комплексов [Koster van Groos, Wyllie, 1963; 1966; Freestone, Hamilton, 1980; Amundsen, 1987; Brooker, Hamilton, 1990; Панина, Моторина, 2008; Sharygin et al., 2012]. Л.Н. Когарко считает, что в условиях земной коры карбонатно-силикатная несмесимость возникает на последних стадиях в ходе длительной дифференциации ультраосновной щелочной магмы, что подтверждается характером взаимоотношений между

карбонатом, сульфидными глобулами и стеклом [Когарко, 2002]. Результаты исследований жидкостной несмесимости в карбонатно-силикатных системах неоднократно обсуждаются также в недавних многочисленных публикациях [Секисова и др., 2015; Potter et al., 2017; Groulier et al., 2020; Shatskiy et al., 2020].

Обнаружено сосуществование силикатных и обогащенных железом жидкостей в природных породах и в экспериментальных системах [Veksler et al., 2007; Charlier et al., 2011; Hou, Veksler, 2015; Fischer et al., 2016; Hou et al., 2017; Андреева и др., 2020; Xiong et al., 2021; Носова и др., 2022]. Несмесимость этого типа была обнаружена в лунных базальтах [Roedder, Weiblen, 1970] и породах земного происхождения [Roedder, 1979; Philpotts, 1982; Wang et al., 2021]. Текстура, химический состав и пространственное расположение пород, сформировавшихся на последних стадиях кристаллизации массива Скаергаард в Гренландии, указывают на разделение силикатных жидкостей с высоким содержанием Si и Fe [Holness et al., 2011; Jakobsen et al., 2011]. Получены данные по включениям минералообразующих сред, свидетельствующие о силикатно-железистой несмесимости в риолитовой магме [Перетяжко, 2014].

Л. Уэйнджер и Г. Браун [1970], изучая расслоенные изверженные породы, обнаружили магматическую силикатно-сульфидную жидкостную несмесимость. А.А. Маракушев [1979] упоминает о разделении сульфидного расплава и расплава, имеющего состав плагиоклазового перидотита, подчеркивая важность явлений несмесимости при образовании контрастных ассоциаций пород, характерных не только для вулканических образований, но и для расслоенных интрузивов с ультраосновными породами. Силикат-сульфидная жидкостная несмесимость обнаружена позже в многих земных породах и метеоритах [Хисина и др., 2019; Горбачев и др., 2021; Чашин и др., 2021; Gurenko, 2021].

Влияние воды на возникновение процессов расслоения в магме отмечается многими исследователями [Kamenetsky et al., 2004; Veksler, 2004; Thomas, Davidson, 2008; Симонов и др., 2021]. Флюидно-магматическое взаимодействие приводит к обогащению расплавов летучими компонентами (водой, F, Cl, B и др.), что вызывает изменение фазовых соотношений, существенно смещая положение котектики и эвтектики, значительно понижает вязкость расплава и температуру кристаллизации, способствуя возникновению областей несмесимости [Маракушев, 1979; Чевычелов, 2019; Thomas et al., 2000]. Экспериментальные данные [Граменицкий и др., 2005; Перетяжко, 2009; Котельникова, Котельников, 2010; 2011; Алферьева и др., 2011; Thomas et al., 2012; Смирнов, 2015; Перетяжко и др., 2020; 2024] позволяют предполагать, что в многокомпонентных флюидно-силикатных системах существенно возрастает вероятность гетерогенизации флюида, из-за чего становится возможным сосуществование не только двух, а трех, четырех и более несмесимых флюидных фаз. Р. Томас

и П. Дэвидсон [Thomas, Davidson, 2008] продемонстрировали, что насыщенный водой остаточный гранитный расплав расслаивается с образованием двух несмешивающихся жидкостей. Экспериментально воспроизведены процессы флюидной несмесимости в работах [Котельникова, Котельников, 2009; 2010; Сук, 2017; Котельников и др., 2019б].

Роль хлора как фактора, способствующего расслоению расплавов также велика [Roedder, Coombs, 1967; Рябчиков, 1968; 1975; Webster, De Vivo, 2002; Veksler, 2004; Панина, Моторина, 2008; Чевычелов, 2019]. В системе $\text{SiO}_2 - \text{NaCl}$ была обнаружена почти полная несмесимость двух жидких фаз [Рябчиков, 1975]. Добавление в такую систему Al_2O_3 приводит к более резкому сокращению взаимной смешиваемости силикатного и солевого расплавов, причем с понижением давления область расслаивания расширяется.

Согласно наблюдениям, явления микрогетерогенности основного расплава чаще всего приводят к образованию сосуществующих щелочного и мафического расплавов [Граменицкий и др., 2000], поэтому жидкостная несмесимость была выявлена, в первую очередь, в ультрамафических расслоенных комплексах, таких как Скаергаард в Гренландии, в базальтовых лавах Сибирских траппов и андезитовых потоках провинции Донгаргар в Индии.

P-T диаграммы магматических систем с жидкостной несмесимостью были подробно рассмотрены рядом авторов [Buchner, 1918; Ниггли, 1946; Маракушев, 1979; Жариков, 2005; Thompson et al., 2007]. Важным достижением А.А. Маракушева является разработка термодинамики рудоносных магматических систем, характеризующихся развитием в них жидкостной несмесимости [Маракушев, 1979], сопровождающейся обособлением солевых флюидных фаз – концентраторов рудных элементов. В.А. Жариковым были подробно рассмотрены методы физико-химических расчётов и построения бинарных и многокомпонентных диаграмм различных типов [Жариков, 2005], в том числе для силикатных систем с несмесимостью, а Л.М. Делицын [2018] приводит детальные диаграммы для различных технологических систем, характеризующихся широкими областями жидкостной несмесимости.

Силикатно-фторидная несмесимость, которой посвящена данная работа, редко описывалась в магматических системах. По-видимому, это связано с тем, что фторидные расплавы при охлаждении кристаллизуются с образованием фаз, близких, либо соответствующих стехиометрии фторидных минералов (NaF - виллиомита, MgF_2 – селлаита, CaF_2 – флюорита, Na_3AlF_6 – криолита, $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ – хиолита и др.), магматический генезис которых сложно однозначно идентифицировать. Фторидные кристаллические фазы флюидно-магматического происхождения часто встречаются в породах щелочно-карбонатитовых комплексов, иногда в гранитах, пегматитах, субэффузивных и эффузивных изверженных породах (онгонитах, эльванах, риолитах и др.).

На сегодняшний день имеется всего несколько природных объектов, где описывались явления силикатно-фторидной жидкостной несмесимости. С. Клемме [Klemme, 2004] обнаружил фторидные стёкла в мантийных ксенолитах, захваченных щелочными базальтами в Новой Зеландии. По его мнению, необычные округлые выделения флюорита являются продуктом закаливания фторидно-кальциевого расплава в силикатном стекле основного состава. И.С. Перетяжко с соавторами [Перетяжко и др., 2007а] обнаружили субмикронные срастания “флюоритовой” и “калишпатовой” фаз в богатых Са и F порфировых онгонитах массива Ары-Булак. Авторы предположили, что эти фазы формируются в результате частичной раскристаллизации микроэмульсии несмешивающихся фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов. Кроме того, были найдены РВ, заполненные силикатным стеклом с округлыми выделениями “флюоритовой” фазы. Дальнейшие исследования подтвердили существование несмесимых жидкостей богатого фтором алюмосиликатного и фторидно-кальциевого составов в онгонитах [Перетяжко, Савина, 2010а; 2010г; Перетяжко и др., 2011; Дмитриева и др., 2021а].

Пример флюидно-магматической жидкостной несмесимости в пегматитах и щелочных гранитах канадской провинции Квебек приводится в работе [Vasyukova, Williams-Jones, 2014]. Петрографические наблюдения и опыты с РВ показали, что от силикатной магмы, насыщенной фтором, отделились фторидно-кальциевые и РЗЭ-фторидные фазы.

Многостадийная несмесимость между силикатными, фторидно-кальциевыми, карбонатными и хлоридными расплавами описана в карбонатитовой магме вулкана Олдоиньо Ленгаи в Танзании [Секисова и др., 2015; Potter et al., 2017], где F-Ca фаза в виде флюорита заполняет интерстиции между минералами матрикса пород. С. Штерн с соавторами [Stern et al., 2018] предполагает, что необычные шаровидные обособления с высоким содержанием фтора, фосфора и редкоземельных элементов в дайках аплитов и гранитов вблизи Джеймстауна (штат Колорадо) также образовались из-за разделения силикатной магмы на гранитоидные расплавы разного состава.

Несмесимость фторидно-кальциевого и риолитового расплавов была обнаружена И.С. Перетяжко с соавторами [Перетяжко и др., 2018а; Peretyazhko, Savina, 2020] во флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии в Центральной Монголии. Структурно-текстурные особенности пород и данные по включениям минералообразующих сред свидетельствуют о существовании F-Ca фазы в риолитовой магме на разных стадиях ее эволюции – от начала кристаллизации в магматической камере до излияния на земную поверхность.

Влияние фтора на возникновение несмесимости в экспериментальных силикатных системах изучалось многими исследователями [Когарко, Кригман, 1975; 1981; Граменицкий и др., 2005; Жариков, 2005; Котельникова, Котельников, 2009; Делицын, 2018; Котельников и др.,

2019a; 2019b; Yang, van Hinsberg, 2019; Перетяжко и др., 2018a; 2020]. Среди солевых компонентов F занимает одно из ключевых мест благодаря своей высокой химической активности и способности к комплексообразованию со многими элементами. Фтор замещает кислород, образуя связи Si-F, либо связывается с Na и другими катионами. Он накапливается в расплаве, снижает температуру ликвидуса и увеличивает ликвидус-солидусный интервал кристаллизующихся силикатных расплавов, способствуя увеличению в них растворимости H₂O. Даже небольшое количество фтора заметно влияет на минеральные равновесия и существенно мобилизует целый ряд редких металлов в магматических системах [Косалс, 1976; Чупин и др., 1994; Антипин и др., 2006; Антипин и др., 2019].

Результаты экспериментального изучения систем гранит–H₂O–NaF [Анфилогов и др., 1973] и гранит–H₂O–KF [Глюк, Анфилогов, 1973] при давлении 1000 атм. показывают, что в зависимости от катионного состава фторидные соединения по-разному влияют на фазовые отношения в системе гранит–вода. Так, NaF при концентрации 8-10 мас.% резко снижает температуру солидуса системы от 780 до 580 °С. При дальнейшем увеличении содержания NaF появляется самостоятельный фторидный расплав, равновесный с силикатным. Фазовые соотношения в водных флюидах определяются низкой растворимостью NaF в надкритической водной фазе [Равич, Валяшко, 1965]. KF хорошо растворим в воде и в надкритических условиях способен образовать концентрированные флюиды [Равич, 1974].

При исследовании системы Si–Al–Na/O–F [Когарко, 1967; Когарко, Кригман, 1975] также наблюдалось сосуществование двух расплавов – алюмосиликатного с небольшим количеством F и существенно фторидного Na-содержащего. Установлено [Глюк, Анфилогов, 1973], что натриевые фторсодержащие расплавы обособляются в ранних фазах кристаллизации гранитоидных интрузий, а калиевые фторсодержащие – в более поздних.

Экспериментальные доказательства силикатно-фторидной жидкостной несмесимости были предоставлены для сухих систем при 960-1200 °С и атмосферном давлении и для водосодержащих систем при 700-800 °С и 100 МПа [Hards, Freestone, 1978; Коваленко, 1979; Аксюк, 2002; Veksler, 2004; Dolejs, Baker, 2007; Алферьева и др., 2018б; Щекина и др., 2020; Rusak et al., 2021]. Изучая несмесимость в хлор- и фторсодержащих системах, следует учитывать, что растворимость фтора в гранитных расплавах в 4-5 раз выше, чем у хлора при сходных *P-T* параметрах [Webster, De Vivo, 2002; Граменицкий и др., 2005; Чевычелов, 2019]. Для хлоридов растворимость измеряется десятными долями процента, а для фторидов - первыми процентами.

В природных флюидах с высокими содержаниями фтора также вероятны явления жидкостной (флюидной) несмесимости с образованием концентрированного водного раствора

P-Q типа¹ и парового раствора. Процессы несмесимости с участием силикатных расплавов и флюидов часто многостадийны. При быстром изменении *P-T* параметров (например, падение *P* от 10-15 до 1-3 кбар и *T* от ~ 1200 до 800-900 °С) во время движения силикатной магмы к поверхности может происходить ее дегазация и гетерогенизация изначально гомогенного силикатного расплава [Перетяжко, 2024], которая сопровождается выделением флюидно-солевых фаз, образованием фторидных расплавов и остаточного редкометалльного силикатного расплава. Между этими фазами перераспределяются многие рудные и редкие элементы [Маракушев, 1979; Gramenitskiy et al., 1996; Сырицо, 2002; Жариков, 2005; Антипин, Макрыгина, 2006; Перетяжко, Савина, 2010a; Veksler et al., 2012; Vasyukova, Williams-Jones, 2016; 2020; Сук и др., 2018; Перетяжко и др., 2020; Щекина и др., 2020; Чевычелов и др., 2020; Сырицо и др., 2021]. Появление солевого расплава или рассола наряду с флюидом наблюдалось также в экспериментальных исследованиях [Граменицкий и др., 2000; Thomas et al., 2000; 2012; Borisova et al., 2012; Veksler et al., 2002; Prokopyev et al., 2023]. Фторидными солевыми расплавами эффективно экстрагируются W, Mo, Pb, а также La и другие РЗЭ [Шаповалов и др., 2019]. Фосфатный расплав концентрирует РЗЭ, Ti, Nb, Ta, W, Sn, а хлоридный – W. В силикатно-карбонатной системе РЗЭ, Ba и Sr накапливаются в карбонатном расплаве, а Nb и Ta – в силикатном.

Таким образом, к настоящему времени накоплены обширные данные, свидетельствующие о фазовой неоднородности природных силикатных расплавов и флюидов, как на природных объектах, так и в экспериментальных системах. Выявлен широкий спектр пород – от ультраосновных до кислых и щелочных, генезис которых объясняется с позиций жидкостной несмесимости.

Исключительное значение для исследования явлений жидкостной несмесимости во флюидно-магматических системах имеют реликты минералообразующей среды – расплавные и флюидные включения. Они дают возможность проследить дифференциацию расплава по мере его кристаллизации и реконструировать условия формирования различных магматических пород. Появляется все больше работ, основанных на изучении включений, где для конкретных магматических комплексов подтверждается реальность силикатно-солевого (в том числе фторидно-силикатного) расслоения [Thomas et al., 2000; Рейф, Ишков, 2003; Панина, Моторина, 2008; Thomas, Davidson, 2008; Перетяжко, Савина, 2010a; Jakobsen et al., 2011; Borisova et al., 2012; Sharygin et al., 2012; Vasyukova, Williams-Jones, 2014; 2016; 2020; Fischer et

¹ Водно-солевые растворы по [Равич, 1974; Валяшко, 1990] делятся на два типа. В первом типе флюида растворимость солевых фаз (NaCl, KCl, KF и др.) растет с повышением температуры. Во втором или *P-Q* типе флюида растворимость солевых фаз (NaF, Na₂SO₄ и др.) снижается до критической точки раствора, а затем быстро возрастает при увеличении температуры.

al., 2016; Potter et al., 2017; Перетяжко и др., 2018а; Андреева и др., 2020; Deng et al., 2022; Prokopyev et al., 2023 и др.].

По [Ермаков, Долгов, 1979] включения – это “микропробы захваченных материнских расплавов и растворов, сохраняющие исходную среду, которая существовала в момент кристаллизации минерала”. Они представляют собой природные «автоклавы» с прозрачными стенками, позволяющими наблюдать за тем, что происходит внутри при изменении термодинамических параметров. Эти замкнутые микросистемы являются источником генетической информации, которую невозможно получить иными методами. Изучением включений занимается дисциплина термобарогеохимия, возникшая на стыке минералогии и геохимии. Её основная цель состоит в восстановлении условий и динамики процессов минералообразования. Основными методами термобарогеохимии являются микроскопические физические, химические, минералогические, спектрографические исследования, которые дают возможность достаточно точно установить параметры минералообразующей среды.

Начавшееся еще в IXX веке с изучения ФВ, это научное направление получило дальнейшее развитие только во второй половине XX века благодаря трудам Н.П. Ермакова и Ю.А. Долгова [Ермаков, 1950; 1972; Ермаков, Долгов, 1979], а затем Э. Рёддера [Roedder, 1958; 1984]. Наиболее полным обзором по методам изучения включений является классическая монография Э. Рёддера [1987]. Большое количество публикаций по расплавленным и флюидным включениям опубликовано также в русскоязычных изданиях.

Изучением включений минералообразующих сред занимались многие известные исследователи: Г. Сорби [Sorby, 1858], Ф. Циркель [Zirkel, 1873; 1876], А.П. Карпинский [1879], Г.Г. Леммлейн [1951; 1956], В.А. Калюжный [1965; 1982], В.С. Соболев [1964; 1976; 1982; 1996], Т.Ю. Базарова [1975], И.Т. Бакуменко [1965; 1978], В.П. Чупин [1979; 1994], Ф.Г. Рейф [1982; 2009] и другие. Идея о том, что включения несут информацию о физико-химических условиях кристаллизации, привела к разработке специальных методов определения температур и давлений. Г. Сорби [Sorby, 1858] сформулировал принципы, на основании которых газожидкие включения можно применять для измерения этих параметров. Он первым установил аналогию между включениями стекла в лавах и включениями в минералах металлургических шлаков. Далее появились работы Ф. Фуке и О. Мишель-Леви, свидетельствующие о сходстве РВ в синтетических минералах с включениями в магматических породах. После этого Л. Баррабе и Г.А. Дейша осуществили гомогенизацию РВ при нагревании содержащих их шариков вулканического кварца [Рёддер, 1987]. На примере этих опытов разрабатывались методики высокотемпературной термометрии и изучения состава флюидов микроаналитическими методами.

Данные по РВ обычно используются для реконструкций различных процессов и условий кристаллизации магматических пород. По мере роста числа специалистов, изучающих РВ, и расширения возможностей микроаналитических методов, число публикаций, в которых приводится информация по РВ, резко увеличилось. Так, в 1990 г. было около 10 таких публикаций, в 2000 г. их количество выросло до 60-100, а в 2017-2020 гг. вышло более 300 научных работ [Rose-Koga et al., 2021]. В нашей стране разработка методических основ изучения РВ в минералах является заслугой новосибирских ученых Ю.А. Долгова, И.Т. Бакуменко, В.П. Чупина и О.Н. Косухина (ИГиГ СО АН СССР). Их наработки в дальнейшем развивались в других академических центрах Советского Союза, а впоследствии – в России. Благодаря этим работам были определены условия кристаллизации различных гранитоидных комплексов, созданы модели эволюции корового магматизма и связанных с ним редкометалльных рудно-магматических систем. Немалую роль в развитии термобарогеохимических исследований гранитоидных пород сыграли работы сотрудников Геологического института БФ СО РАН (Улан-Удэ): Ф.Г. Рейфа, Ю.М. Ишкова, Б.А. Литвиновского, А.Н. Занвилевича и других.

Наряду с термометрией и барометрией разрабатывались и совершенствовались методики изучения химизма содержимого включений (криометрия, микрохимический волюмометрический анализ газовой фазы, хроматографический анализ, Рамановская и ИК-спектроскопия). Создавалась и улучшалась аппаратура для изучения включений (высокотемпературные микротермокамеры, криокамеры, термовакuumный декрипитометр и др.)

В настоящее время исследования РВ и ФВ в минералах ведутся как в России, так и за рубежом [Badanina et al., 2004; Соколова, 2014; Андреева, 2016; Коваленко и др., 2017; Бортников и др., 2019; Safonov et al., 2020; Watts, Mercer, 2020; Boraiaha et al., 2021; Fei et al., 2021; Deng et al., 2022; Prokoryev et al., 2023 и др.]. Одновременно с фундаментальными исследованиями процессов минерало- и петрогенеза, успешно разрабатываются и прикладные аспекты использования включений минералообразующих сред. Данные по РВ и ФВ используются при поисках и разведке рудных месторождений, применяются в экспериментальной минералогии и петрологии, а также в технологических процессах при выращивании кристаллических фаз.

ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. История изучения и проблемы формирования онгонитов

Массив Ары-Булак является модельным объектом для изучения минералогии, геохимии, изотопии, условий и процессов формирования обогащенных фтором гранитоидных пород – онгонитов, которые по [Коваленко и др., 1975; Коваленко, Коваленко, 1976] являются субэффузивными аналогами редкометалльных Li-F гранитов. Название онгониты получили по месту открытия даек этих пород (топаз-содержащих кварцевых кератофигов) в районе Онгон-Хайрхан (Монголия) [Коваленко и др., 1970; 1971]. После открытия онгонитов в Монголии, массив Ары-Булак в Забайкалье был первой находкой этих необычных редкометалльных гранитоидных пород на территории СССР [Коваленко и др., 1975]. Позднее онгониты были найдены на Бага-Газрынском гранитном массиве в Монголии, расположенном в 100 км от месторождения Онгон-Хайрхан [Štemprok, 1991; Dostal et al., 2015], и во многих регионах мира, например, в США [Burt et al., 1982; Christiansen et al., 1986; Kortemeier, Burt, 1988], Австралии [Johnston, Chappell, 1992], Китае [Liankui et al., 1998], Казахстане [Соколова и др., 2016]. В России онгониты описаны в Восточном Саяне, Забайкалье, Прибайкалье, Туве, Алтае и на Чукотке [Дергачев, 1991; Попов, 1998; Соколова и др., 2011; Алексеев, 2013; Сырицо и др., 2012; 2021; Рихванов и др., 2017; Андреева и др., 2020].

Онгониты нередко встречаются в складчатом обрамлении южной части Сибирского кратона – монгольском, тувинском, восточно-саянском, прибайкальском и забайкальском ареалах триасово-юрского возраста в Центрально-Азиатском подвижном поясе [Алексеев, 2009]. Геолого-структурная позиция и строение онгонитов, а также минералогическая и петрографическая и физико-химические исследования не оставляют сомнения в том, что они кристаллизовались из обогащенного фтором силикатного магматического расплава, насыщенного водой в малоглубинных (субэффузивных) условиях.

Генезис онгонитов остаётся дискуссионным. Эти породы часто приурочены к активным участкам земной коры, складчатым поясам и зонам глубинных разломов [Таусон и др., 1984; Алексеев, 2009; Козлов, 2011; Шаповалов и др., 2019]. Однако роль мантийно-корового взаимодействия в их происхождении не ясна. В.И. Коваленко предполагал, что онгониты возникают в результате кристаллизационной дифференциации коровых редкометалльных гранитных расплавов [Коваленко, 1977]. Главным фактором формирования специфических онгонитовых расплавов согласно работам [Таусон, 1977; Владимиров и др., 2007] является дифференциация гранитных магм в глубинных камерах. По мнению В.С. Антипина с соавторами [Антипин и др., 2009] онгониты являются продуктами глубокой дифференциации коровой гранитной магмы с обогащением фтором остаточного расплава и сосуществующего

флюида. Онгонитовые расплавы могли зарождаться благодаря плавлению содержащего H_2O и F вещества континентальной коры под действием теплового потока от крупных очагов базальтовой магмы [Абрамов, 2004; Антипин и др., 2002; Коваленко и др., 1999; Козлов, 2011; Соколова и др., 2016]. Таким образом, наиболее распространенная точка зрения о происхождении онгонитов сводится к тому, что онгонитовый расплав формировался в результате дифференциации в глубинных очагах значительного объема редкометалльных гранитных расплавов.

Альтернативная модель формирования онгонитов предполагает их генетическую связь с плюмами [Йодер, Тилли, 1965; Летников, 2003; Yuen et al., 2007; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Добрецов, 2011; 2020; Palin et al., 2020]. Тепловое воздействие плюма вовлекает в процессы плавления, вызванные адиабатической декомпрессией, вещество мантии и коры. В результате образуются мантийно-коровые расплавы, обогащенные фтором и редкими элементами. После их перемещения в континентальную кору и глубокой дифференциации формируются расплавы и магмы, исходные для онгонитов.

Онгониты могут быть источником рудного редкометалльного сырья, так как содержания в них Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta и Nb в десятки-сотни раз выше по сравнению с гранитами и часто достигают уровня, характерного для промышленно-значимых редкометалльных гранитных пегматитов [Дергачев, 1991; Загорский и др., 1997; Антипин и др., 1999; 2006; 2009; Владимиров и др., 2007; Перетяжко, 2012; Dostal et al., 2015; Huang et al., 2015; Андреева и др., 2020; Khromykh et al., 2020; Wang et al., 2020; Cao et al., 2021].

Онгониты слагают серии дайковых тел или отдельные небольшие интрузии среди пород различного генезиса и состава (песчаники, туфы, известняки). Они имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами и содержат многочисленные, чаще всего неизменные, ксенолиты этих пород. Мощность даек составляет от 20-30 см до 2-2.5 м, протяженность до 1-2 км [Коваленко, 1979; Антипин и др., 2009]. Тела онгонитов обычно имеют симметричное внутреннее строение, при этом эндоконтактные зоны отличаются сливным, микрозернистым, часто флюидалным обликом. К центральным областям возрастает количество вкрапленников, и породы становятся всё более раскристаллизованными. Послемагматические изменения, проявленные после затвердевания основной массы, имеют крайне небольшое распространение в онгонитах и не оказывают существенного влияния ни на их состав, ни на структуру.

Онгониты из разных регионов представляют собой светлые, белые, кремовые или чуть голубоватые породы, состоящие из относительно крупных вкрапленников и тонкозернистой основной массы, значительная часть которой сложена вулканическим стеклом (до 10-20%). Структура изменяется от порфировой (содержание фенокристов минералов до 50% и более) до афировой (фенокристы практически отсутствуют) [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др.,

2009; Сырицо и др., 2012]. Главные породообразующие минералы – кварц, полевые шпаты; второстепенные – фтор-топаз и циннвальдит, обогащенный F; акцессорные – циркон, монацит, апатит, колумбит, касситерит и др. Микролиты тех же минералов, что и вкрапленники, слагают основную массу онгонитов. В афировых разновидностях она стекловатая, а в закристаллизованных – микрокристаллическая.

В 1976 г. Я.А. Косалс [1976] на основании экспериментальных исследований и термодинамических расчетов предполагал связь процессов образования богатого F гранитоидного расплава (онгонитового) с накоплением фторидного флюида в некоторых областях магмы. Экспериментальное изучение фазовых соотношений в системах онгонит – вода, онгонит – раствор HF (1-4 мас.%) при 550-800 °С и P_{H_2O} 500-1000 атм. показало, что температура начала плавления онгонитов понижается с ростом содержания фтора и с увеличением P_{H_2O} [Коваленко, Лapidес, 1974; Коваленко, 1979]. Минимальная температура солидуса составляет 575 ± 25 °С. Судя по отрицательным корреляционным связям фтора с кремнеземом, концентрация насыщения гранитного расплава F уменьшается с возрастанием его кремнекислотности [Коваленко, 1979]. Отделение фтора от онгонитового расплава происходит в виде кислотного флюида (раствора HF).

2.2. Тектоническая и структурная позиция массива Ары-Булак

Важным элементом тектоники плит являются орогенные пояса, сформировавшиеся в процессах коллизии крупных континентальных блоков [Кузьмин и др., 2021]. Одним из крупнейших внутриконтинентальных аккреционно-коллизионных поясов в мире является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), сформированный в течение фанерозоя при закрытии Палеоазиатского океана [Коваленко и др., 2002; Парфенов, 2003; Ярмолук, Коваленко, 2003; Yarmolyuk et al., 2014; Гордиенко, 2019]. Он расположен между Европейским кратоном на западе, Сибирским – на севере и кратонами Тарим и Северный Китай на юге (рис. 2.1, а). В состав ЦАСП входит позднепалеозойско-раннемеловой Монголо-Охотский складчатый пояс, который простирается более чем на 3000 км от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. Большинство исследователей приходят к выводу, что Монголо-Охотский пояс представляет собой коллаж разновозрастных террейнов различной геодинамической природы, который продолжает к северо-востоку структуры ЦАСП [Руженцев, Некрасов, 2009; Гордиенко, 2020].

На территории Юго-Восточного Забайкалья, являющейся составной частью Монголо-Охотского пояса (рис. 2.1, б), развит магматизм, связанный с процессами субдукции океанической коры под Сибирский континент. Он проявляется обширными ареалами базальт-риолитового и более позднего трахибазальтового и трахитового вулканизма. Вмещающие породы представлены нижнекаменноугольной метаморфизованной песчаниково-сланцевой толщей, содержащей прослойки эффузивов и известняков с фауной турневизейского возраста. В ней находятся также интрузивы габбро-диоритов и диоритов, плагиогранитов и гранитов герцинского этапа [Yurgenson, Kononov, 2014].

Согласно схеме тектонического районирования Восточного Забайкалья [Государственная геологическая карта, 2019] массив Ары-Булак расположен в пределах Агинского террейна – одной из составляющих Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы [Гайворонский, 1995; Сырицо и др., 2012]. Большую часть Агинского блока занимают интрузивные и субвулканические тела лейкогранитов и Li-F гранитов Кукульбейского комплекса (J_3), который является типичным для редкометалльных провинций примером рудообразующих комплексов [Сырицо и др., 2021]. Он аналогичен вознесенскому комплексу в Приморье, яньшанскому в Юго-восточном Китае и т.д. Геохимические данные дают основания относить эти породы к этапу посторогенного развития с сохранением черт, присущих коллизионному режиму.

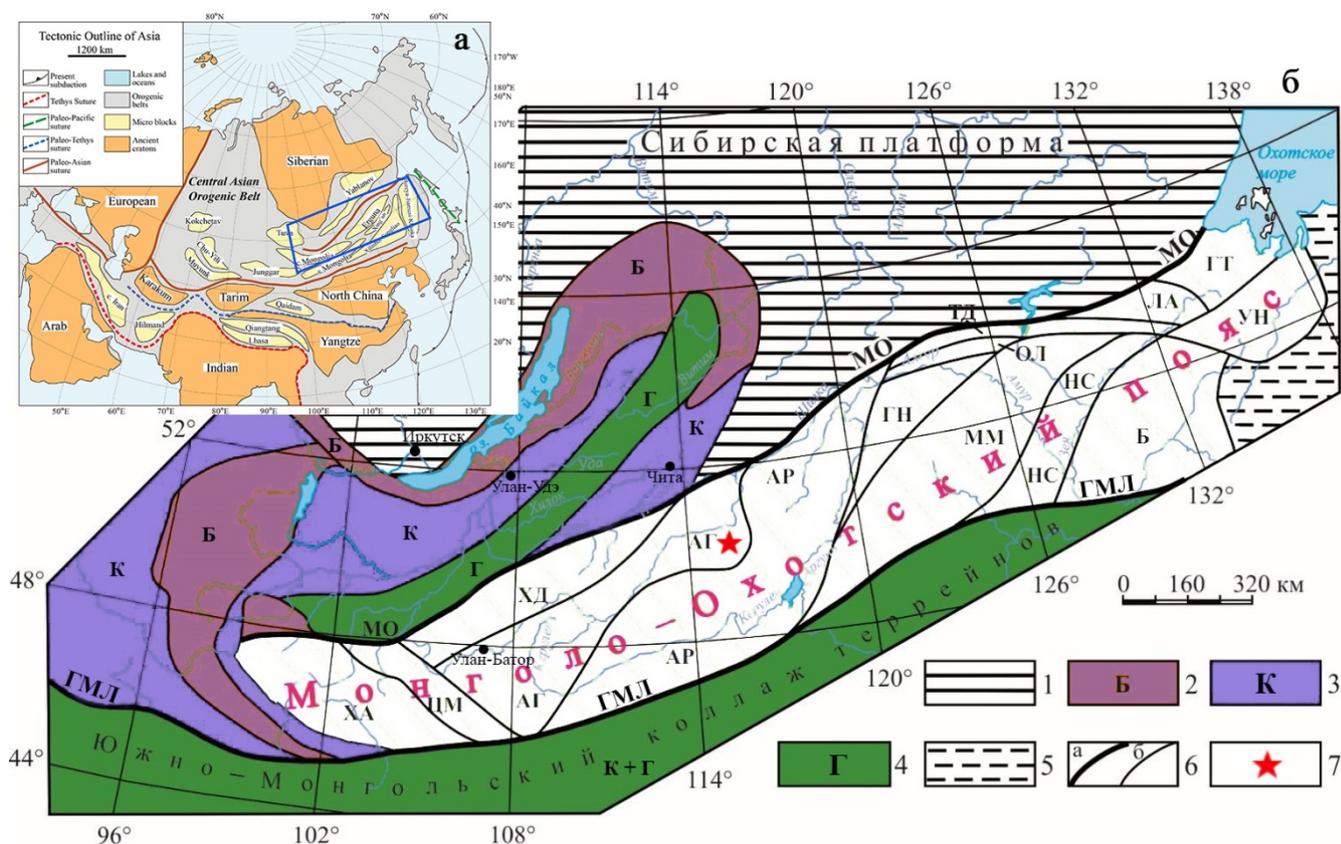


Рис. 2.1. а) Центрально-Азиатский складчатый пояс по [Liu et al., 2017]; б) Схема тектонического строения Монголо-Охотского орогенного пояса в структурах складчатого обрамления юга Сибирской платформы по [Gordienko et al., 2018] с дополнениями.

1 – Сибирская платформа; 2 – байкальские кратонные, океанические, островодужные и коллизионные комплексы – NP; 3 – каледонские океанические, островодужные и коллизионные комплексы – V-PZ1; 4 – герцинские океанические, островодужные и аккреционно-коллизионные комплексы PZ2-3; 5 – мезозойды Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 6 – (а) глубинные сдвиги, надвиги, сутурные швы: Монголо-Охотский – МО, Главный Монгольский – ГМЛ и (б) границы складчатых сооружений и террейнов; 7 – расположение массива Ары-Булак в МОСП.

Тектоно-стратиграфические супертеррейны в пределах Монголо-Охотского пояса: ХА – Хангайский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ХД – Хэнтэй-Даурский, АГ – Агинский, АР – Аргунский, ОЛ – Олдойский, ГН – Гонжинский, ММ – Мамынский, НС – Нора-Сухотинский, Б – Буреинский, ТД – Тукурингро-Джагдинский, ЛА – Ланский, ГТ – Галамско-Тугурский, УН – Ульбанский.

К описываемому этапу приурочено формирование субэффузивного тела онгонитов Ары-Булака и интрузии Li-F гранитов Адун-Челона. Массив Ары-Булак образует купольную, вытянутую в субширотном направлении структуру изометричной формы с крутым падением на восток. Расположен массив в пределах резкопеременного магнитного поля, около гравитационной ступени, разделяющей палеозойский и мезозойский структурные этажи (средне-верхнеюрский подэтаж) [Жуликов и др., 1983].

С гранитными интрузиями Кукульбейского комплекса генетически связаны многочисленные месторождения и рудопроявления Ta, Li, Sn, Be, W. Все они сосредоточены в редкометалльных рудных узлах: Шерловогорском, Хангилайском, Белухинском, Этыкинском и др. [Сырицо и др., 2012; Андреева и др., 2020]. Гранитоиды этого типа характеризуются резко

повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями некогерентных гранитофильных элементов, К, F и В, а некоторые крайние их дифференциаты – альбит-амазонитовые граниты с танталитом, микролитом и др. редкоэлементными минералами являются редкометалльной рудой [Таусон и др., 1984; Таусон, 1989; Козлов, 2011]. В составе этих ассоциаций на территории Забайкалья кроме интрузивных фаций гранитоидов развиты также когенетичные и субвулканические, жильные тела пород кислого и среднего состава, обладающих многими чертами сходства с “материнскими” массивами Li–F-гранитов: онгониты, онгориолиты, онгориодациты, риолиты [Коваленко, Коваленко, 1976]. Для перечисленных пород характерна обогащённость фтором и литофильными редкими элементами, особенно литием. Пространственная приуроченность этих пород к массивам редкометалльных гранитов, общность геохимической специализации, изотопно-геохимические и возрастные характеристики позволяют предполагать их определенную петрологическую взаимосвязь [Yurgenson, Kononov, 2014; Litvinovsky et al., 2017; Savelyeva et al., 2018; Ефремов, 2019; Рампилов, 2019; Андреева и др., 2020; Сырицо и др., 2021].

2.3. Геологическое строение массива

Массив Ары-Булак находится на юго-востоке Забайкальского края, в 250 км от Читы, и в 25 км к западу от пос. Шерловая Гора. Расположен в долине р. Борзя, являющейся притоком р. Онон. Согласно государственной геологической карте [Государственная геологическая карта, 2019] и работам [Антипин и др., 1980; Сырицо и др., 2012; Андреева и др., 2020], массив приурочен к Шерловогорскому рудному району. Позднемезозойские субвулканические тела редкометалльных онгонитов здесь представлены штокообразными массивами, дайками и частично эродированными апикальными выступами небольших интрузий, прорывающих осадочно-вулканогенные породы усть-борзинской свиты девонского возраста. Наиболее крупным среди них является массив Ары-Булак.

После первого описания В.И. Коваленко, А.М. Гребенниковым и Д.С. Коржинским Ары-Булакского массива в 1973 г. [Коваленко и др., 1975], он неоднократно изучался в дальнейшем [Антипин и др., 1980; 2009; Жуликов и др., 1983; Трошин и др., 1983; Наумов и др., 1982; 1990; Гайворонский, 1995; Костицын и др., 1995; Сырицо, 2002; Кузнецов и др., 2004; Перетяжко и др., 2007а; 2007б; 2011; Перетяжко, Савина, 2010а; 2010г; Agangi et al., 2014; Алферьева и др., 2022].

Минеральный и валовый составы, геохимические особенности и экспериментальные данные по условиям образования онгонитов Ары-Булака были описаны в монографии [Коваленко, Коваленко, 1976] и публикациях [Коваленко, Антипин, 1980; Антипин и др., 2006; 2009; Перетяжко, Савина, 2010а; 2010г; 2011]. Включения в минералах первоначально охарактеризованы В.Б. Наумовым с соавторами [Наумов и др., 1982; 1990]. Здесь были впервые обнаружены реликты кислородсодержащего F-Sa расплава [Перетяжко и др., 2007а]. При исследовании расплавных включений в кварце и топазе получены доказательства гетерогенного состояния онгонитовой магмы, в которой сосуществовали фторидные и онгонитовый несмешиваемые расплавы, в том числе аномально обогащенные Cs и As [Перетяжко и др., 2007б; Перетяжко, Савина, 2010а]. В минералах изучались сингенетичные включения силикатных и фторидных расплавов, первичные флюидные включения с водными растворами *P-Q* типа [Перетяжко, 2009], свойства которых использовались для оценок *P-T* параметров образования массива в субэффузивных условиях. Ранее были также получены оценки длительности формирования пород массива [Перетяжко, Савина, 2010а] и определён их возраст по Rb-Sr изотопной системе – 141.6 ± 0.5 млн. лет [Костицын и др., 1995; Перетяжко и др., 2011].

Первая геологическая карта-схема массива была составлена в 1974 г. геологом Б.А. Гайворонским и опубликована в монографии [Коваленко, Коваленко, 1976]. На ней базальтоиды и осадочно-вулканогенные породы усть-борзинской свиты контактируют с зоной

афировых онгонитов, которые сменяются порфировыми онгонитами в центральной части массива (рис. 2.2, а).

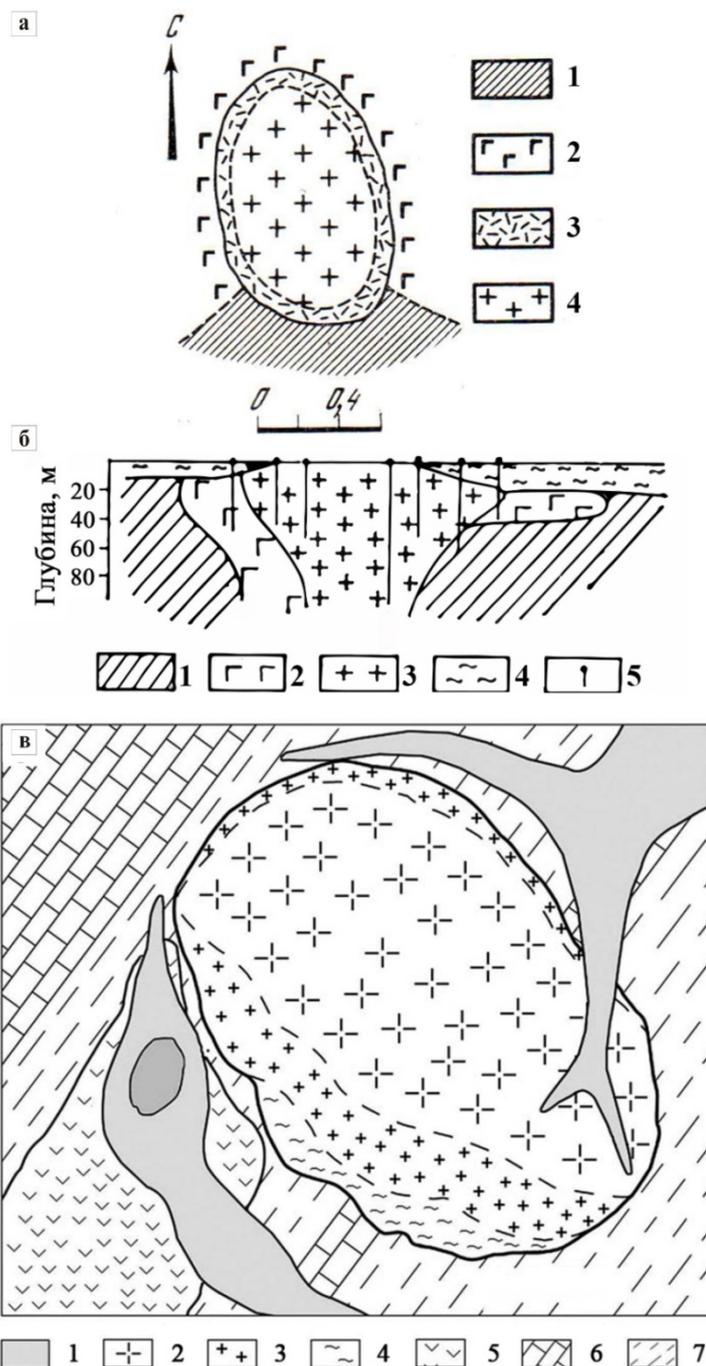


Рис 2.2. Геологические карты-схемы массива Ары-Булак по литературным данным:

а) Схема Б.А. Гайворонского, опубликована в [Коваленко, Коваленко, 1976]. 1 – осадочные и вулканогенные породы усть-борзинской свиты, 2 – базальтоиды, 3 – афировые эндоконтактовые онгониты, 4 – порфировые онгониты.

б) Вертикальный разрез через массив [Трошин и др., 1983]. 1 – метаэффузивы, 2 – андезиты, андезитобазальты, 3 – онгониты, 4 – четвертичные отложения, 5 – скважины.

в) Схема В.С. Антипина с соавторами [Антипин и др., 2009]. 1 – четвертичные отложения, 2 – порфировые онгониты, 3 – раскристаллизованные онгониты с “Са-Ф стеклом”, 4 – афировые онгониты, мелкозернистые и стекловатые, 5 – базальты, андезитобазальты, 6 – известняки, 7 – сланцы. Отметим, что в породах Ары-Булака по нашим данным не содержится силикатного или какого-либо фторидного стекла.

В работе [Трошин и др., 1983] приведён схематичный вертикальный разрез, составленный по буровым скважинам, на котором массив не имеет афировой зоны и на восточном крутом фланге находится в контакте с андезитами и андезито-базальтами, а на западном более пологом – с метаэффузивами (рис. 2.2, б). На карте, представленной В.С. Антипиным с соавторами [Антипин и др., 2009], вскрытая поверхность пород имеет эллипсовидную форму. На юго-западном фланге афировые мелкозернистые и стекловатые онгониты сменяются зоной т.н. “раскристаллизованных онгонитов с Са-Ф стеклом” и далее к центру порфировыми онгонитами (рис. 2.2, в). На этой карте массив контактирует только со сланцами и известняками. Согласно объяснительной записке к государственной геологической карте [Государственная геологическая карта, 2019], форма массива Ары-Булак в плане изометричная, несколько вытянутая в субширотном направлении. Площадь штока составляет 1.5 км². Контакты с вмещающими отложениями среднего – верхнего девона преимущественно интрузивные резкие, реже – тектонические. Восточный контакт массива имеет западное погружение под углом 20-30°, а южный и западный контакты падают более круто (40-50°).

Мы провели картирование массива по нескольким разрезам с GPS привязками точек отбора образцов, выходов скважин и коренных обнажений всех разновидностей пород. В результате построена карта, учитывающая типизацию пород массива, данные бурения и геофизики (электроразведки) по разрезам скважин (рис. 2.3). Бурение проводилось по субширотному (АБ) и субмеридиональному (ВГ) разрезам на глубину от 37 до 71 м. Наиболее глубокая скважина (9) не вышла из порфировых онгонитов до горизонта 171 м.

Согласно данной карте, которая существенно отличается от опубликованных (рис. 2.2), массив имеет грибообразную форму (возможно, лакколита) с максимальным размером под четвертичными отложениями в горизонтальной проекции ~ 700 x 1500 м и углами наклона 35°-12° относительно андезито-базальтов, базальтов (J₃) и девонских (D₁₋₂) метаморфизованных сланцев усть-борзинской свиты. По буровым разрезам порфировые онгониты находятся в контакте со сланцами, базальтами и андезито-базальтами (скважины 4, 7). Вблизи массива на западном фланге находятся базальты, андезито-базальты и сланцы (скважина 12), а на южном – сланцы (скважина 14). В плане породы массива образуют субмеридионально ориентированный эллипс размером ~500 x 800 м. На юго-западном фланге вмещающие породы контактируют с афировыми породами эндоконтактной зоны шириной 50-100 м, которые в интервале нескольких десятков метров постепенно сменяются порфировыми онгонитами. На эродированной поверхности все контакты с вмещающими породами скрыты четвертичными отложениями (суглинком, глиной и песком). В афировых породах (иногда, флюидалных) редко находятся остроугольные ксенолиты сланцев. В других породах массива не встречались ксенолиты вулканических и осадочных пород.

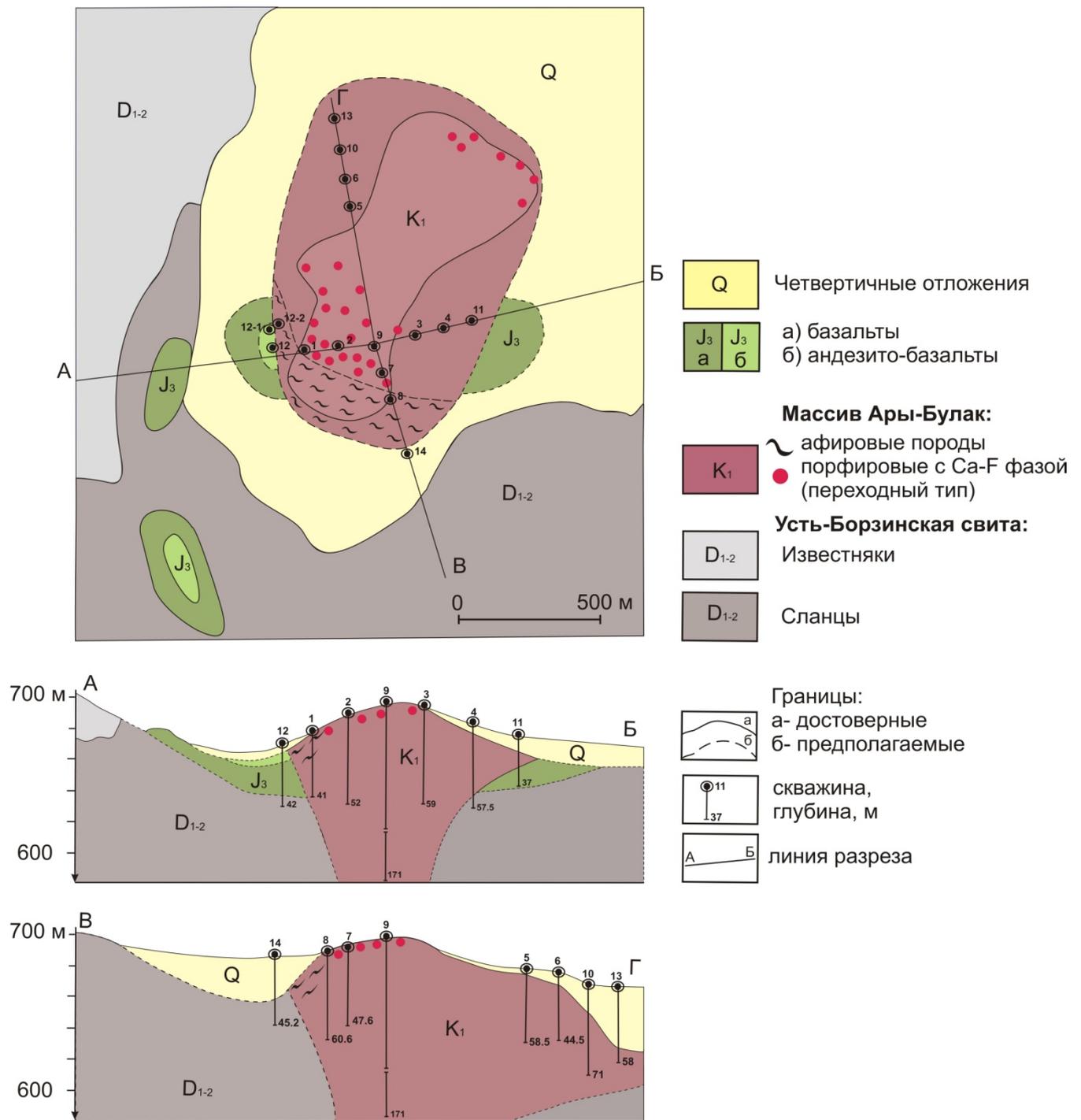


Рис 2.3. Геологическая карта массива Ары-Булак. Составлена с учётом данных буровых и геофизических работ, проводившихся геологическими партиями – Чесучейской в 1964-1965 гг. и Леонтьевской в 1967-1969 гг. (материалы предоставлены геологом Б.А. Гайворонским).

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Минералого-геохимические и аналитические методы

Аналитические работы проводили в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Изотопно-геохимических исследований” Института Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) и Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Концентрации SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , Li_2O , Rb_2O , Cs_2O , P_2O_5 , B_2O_3 , F , CO_2 , S и H_2O в породах определяли комплексом физико-химических методов из растворов, полученных после кислотного разложения валовых проб. Содержания примесных элементов получили методом *масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме* (ICP MS) на масс-спектрометрах NexION 300D (Agilent Technologies Inc), VG PlasmaQuard PQ 2+ и Element II. Растертые пробы пород сплавляли с метаборатом лития в стеклоуглеродных и/или платиновых тиглях перед кислотным разложением (аналитики ИГХ СО РАН Г.А. Погудина, Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова, Л.С. Таусон). Методом *количественного спектрального анализа* определили также концентрации W , V , Cu , Zn , Ge , Mo , Sn , Tl и Pb . Качество аналитических результатов в нескольких партиях анализов разных типов пород контролировали по стандартам: JG-2 (гранит), JG-3 (гранодиорит), SG-1A (щелочной гранит). Методики анализов и данные по стандартным образцам представлены на сайте <http://www.igc.irk.ru/ru/uslugi/eksperimentalnye-obraztsy>

Составы минералов, фаз и стёкол расплавных включений определили методом *сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектрометрии* (СЭМ ЭДС) на электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMN с системой микроанализа AzteLive Advanced Ultin Max 40 (Oxford Instruments Analytical Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ и времени накопления 30 сек (аналитики Н.С. Карманов и Ю.Д. Щербаков). Качество анализов контролировали на эталонных образцах минералов и синтетических соединений из стандартных наборов (6316 и 7682 Micro-Analysis Consultants Ltd). Предел обнаружения оксидов составляет 0.2-0.3 мас.% при средней случайной погрешности в зависимости от их содержаний (мас.%): $>10 \pm 0.9$ отн.%, $1-10 \pm 3.0$ отн.% и $0.3-1 \pm 13$ отн.% [Лаврентьев и др., 2015].

Концентрации элементов-примесей в стёклах, F-Са фазе и флюорите из пород и расплавных включений определяли *методом лазерной абляции* (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре NexION 300D (PerkinElmer, США) с платформой NWR-213 на основе твердотельного лазера Nd:YAG 213 нм (New Wave Research, США). Составы стёкол и фаз получены по методике, описанной в [Перетяжко и др., 2020]. Выполнены анализы крупных РВ размером более 50 мкм, расположенных на вскрытой поверхности и на глубине 5-7 мкм от

поверхности кварца. Съёмка проходила при частоте лазера в 20 Гц, энергии в 12 Дж/см² с диаметром пучка 20–50 мкм. Мощность лазера 1350 Вт. Значения потока охлаждающего, плазмообразующего и добавочного газа аргона составляли 16.0, 1.0 и 0.4 л/мин соответственно. В качестве несущего газа использовался гелий “чистотой 4.5” и скоростью потока 0.6 л/мин. Энергия плазмы составляла 1350 Вт. Для контроля анализов применялся международный стандартный образец NIST SRM 610, а в качестве внутренних стандартов использовали содержания SiO₂, Ca и F в фазах, определенные методом СЭМ ЭДС.

Состав слюд был дополнительно исследован с помощью *рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализатора* JEOL Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония) на спектрометрах с волновой дисперсией (ВДС) в ЦКП ИГХ СО РАН (аналитик О.Ю. Белозерова). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр зонда 1 мкм. Экспозиция измерения интенсивностей на пике аналитической линии определяемых элементов составила 10 с, фон – 5 секунд. Используемые стандарты: Na – альбит; K – ортоклаз; Mg, Si, Ca – голубой диопсид; Al, Fe – пироп O-145; Ti – рутил TiO₂; Mn – Mn-гранат; F – F-флогопит; Cl – Cl-апатит; Zn – сфалерит ZnS; Rb – RbNdWO₄; Cs – CsNdMoO₄. Стандартные образцы минералов аттестованы как лабораторные образцы сравнения в ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Катодолюминесцентное изучение ростовой зональности зёрен минералов проводили на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (LEO Electron Microscopy Ltd) с детектором CENTAURUS при энергии пучка 20 кэВ в ИГМ СО РАН (аналитик М.В. Хлестов).

Методические приёмы изучения включений минералообразующих сред (расплавных, флюидных) в минералах и обработки термодатных данных для оценок *P-T* условий образования (захвата) включений обсуждаются в нашей работе по аксинитовой минерализации миароловых гранитных пегматитов Малханского поля в Забайкалье [Zagorsky et al., 2016].

Метод СЭМ ЭДС применялся для изучения химического состава стёкол РВ (гомогенизированных, природно-закалённых) и кристаллических фаз. При выведении расплавных включений на поверхность зёрна минералов шлифовались абразивными порошками и полировались алмазными пастами. Составы стекол и минералов получали при сканировании прямоугольных участков площадью более 10 мкм², что уменьшило потери щелочных элементов и влияние на точность анализа микрорельефа полированных поверхностей препаратов. При анализе фторидных фаз концентрацию кислорода определяли путем измерения его аналитического сигнала и вычисления матричных поправок, а в анализах силикатных стёкол и минералов добавляли к содержаниям катионов по стехиометрии оксидов. Съёмка микрофотографий осуществлялась в режиме обратно рассеянных электронов (BSE). Фазовый состав был изучен в 52 РВ.

3.2. Оборудование для термокриометрических опытов

Термометрические эксперименты с включениями проводятся в специальных установках, различающихся типом нагревателя, способом охлаждения, возможностью визуального наблюдения, регулировкой температурного режима и доступным температурным интервалом. Использование зрительного контроля позволяет отслеживать все процессы, происходящие во включениях, измерять температуры плавления, растворения фаз, гомогенизации и наблюдать динамику фазовых переходов. Применялись термокамеры различных конструкций, каждая из которых имеет определенные преимущества.

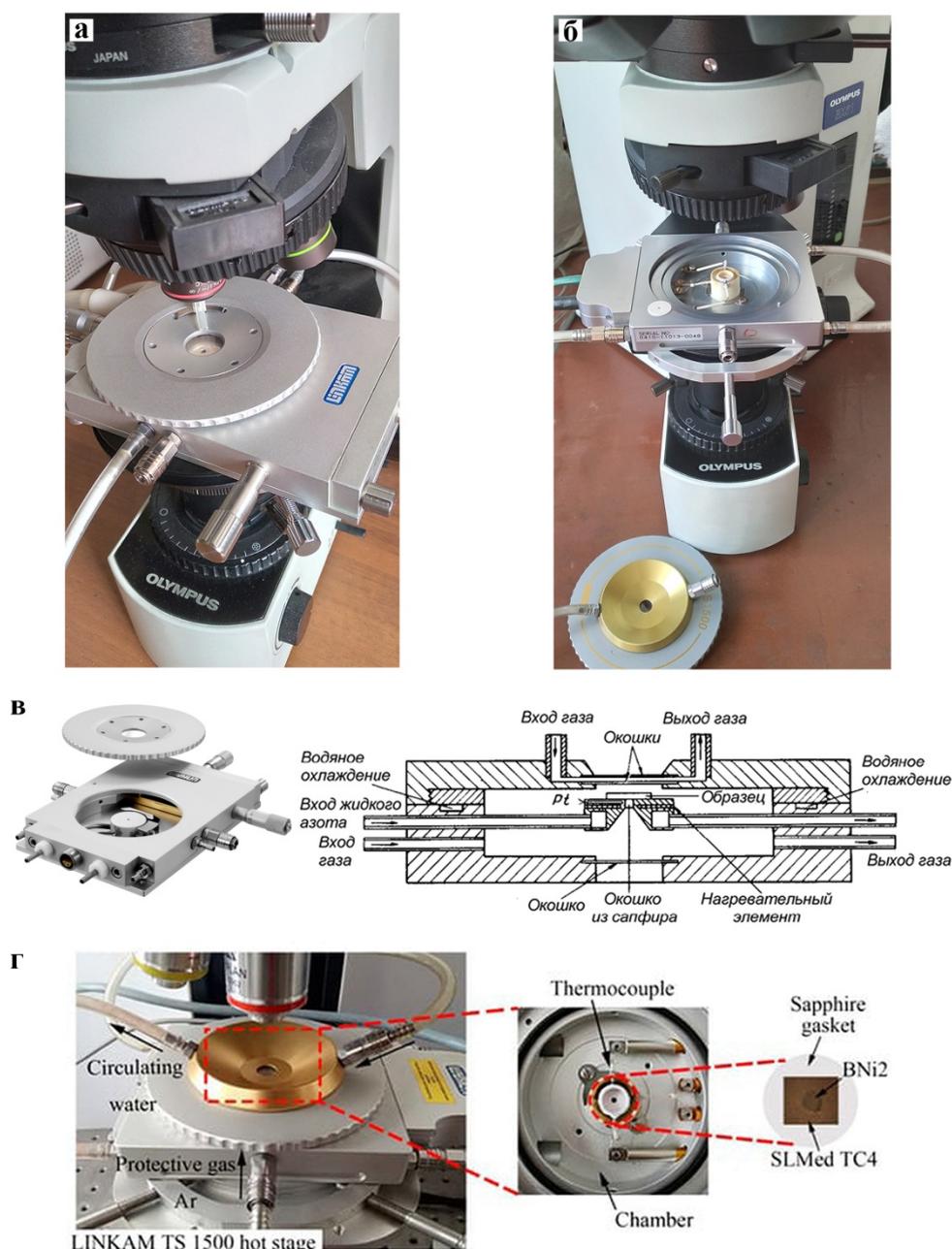


Рис. 3.1. а-б – Микроскопы Olympus BX51: а – с термокриокамерой Linkam THMSG-600; б – с термокамерой Linkam TS-1500; в – Термокриокамера Linkam THMSG-600 с визуальным контролем: внешний вид и внутреннее устройство по [Плечов, 2014]; г – Устройство камеры TS-1500, по [Hao et al., 2021].

Для изучения ФВ применялась термокамера Linkam THMSG-600 (рис. 3.1, а). В этой камере находится нагревательный элемент, расположенный под образцом, что позволяет минимизировать температурные градиенты внутри камеры (рис. 3.1, в). Камера позволяет работать в режиме нагревания до 600 °С и охлаждения жидким азотом до -96 °С.

Термокамера Linkam TS-1500 для работы с РВ (рис. 3.1, б) позволяет проводить контролируемые нагревы до 1500 °С. После закрепления образца на сапфировый диск происходит его нагрев, который контролируется Pt-Ro термопарой и программатором TMS94/1500 (рис. 3.1, г). Корпус и крышка камеры имеют водяное охлаждение, что позволяет проводить наблюдения, используя длиннофокусные объективы, до высокой температуры. Термокамеры калибровали по температурам плавления $K_2Cr_2O_7$, NaCl и Au. Погрешность определения температуры составляла: $\pm 0.1^\circ C$ от -20 до 80°C (Linkam THMSG-600), $\pm 1^\circ C$ до 600°C (Linkam THMSG-600), $\pm 3^\circ C$ от 600°C до 800°C и $\pm 5^\circ C$ до 1000°C (Linkam TS-1500).

Длительные опыты с многочасовыми выдержками РВ при заданной температуре проводили в термокамере ТК-1500 (производитель – ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

3.3. Методы термобарогеохимии

Для отбора включений, разделения их на типы, анализа закономерностей распределения в зернах минералов или определения взаимоотношений РВ и ФВ необходимо детальное изучение пород. Породы исследовались в петрографических шлифах и в полированных с двух сторон пластинках толщиной 0.3-0.5 мм.

Шлифы и пластинки изучали в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51 с цифровыми фотокамерами PixeLINK и QImaging. Зёрна отмечались (рис. 3.2) и затем извлекались из пластинки.

Дополнительно проводился отбор зёрен из монофракций минералов под бинокулярным микроскопом, после чего выделенные зерна помещались в заготовки из эпоксидной смолы. После полировки эти препараты также использовались для поиска включений. Методами микроскопии было изучено 30 шлифов и 55 плоскополированных пластинок.

Трудоемкость термокриометрических опытов достаточно высока. При самых благоприятных условиях за рабочий день можно провести 2-3 опыта по 3-4 часа на каждый. В процессе исследования РВ применялся метод гомогенизации, основанный на работах [Базарова и др., 1975; Соболев и др., 1976; Соболев, 1996]. При нагревании с контролируемой скоростью определялась температура, при которой полностью плавилась кристаллические фазы. Методики изучения РВ достаточно подробно описаны [Смирнов и др., 1968; Рейф, 1976; Наумов, 1979; Чупин, Косухин, 1982; Thomas et al., 1996; Severs et al., 2007; Смирнов и др., 2011 и др.].

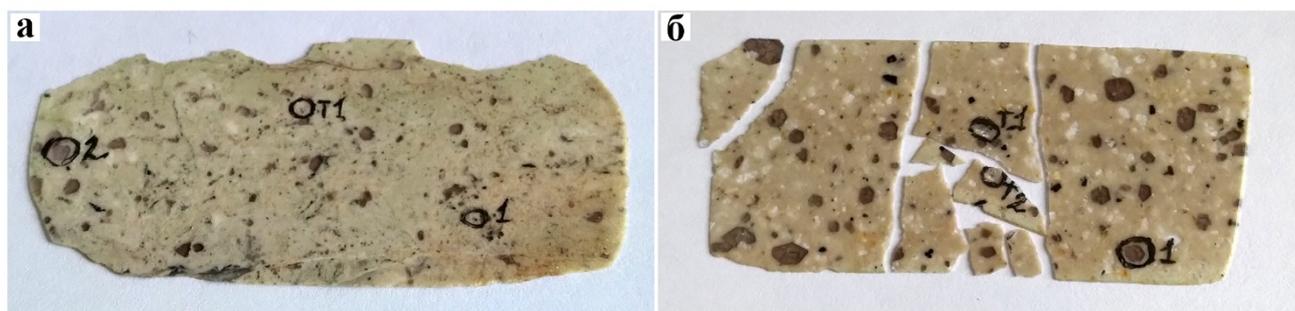


Рис. 3.2. Плоско-полированные пластинки: а) с пронумерованными зёрнами минералов, б) разделённая на небольшие фрагменты для термометрических опытов.

Как правило, РВ с видимой флюидной фазой при нагревании выше 400-500 °С вскрываются до наступления гомогенизации. Однако, РВ в минералах Ары-Булака выдерживали нагрев до 700-800 °С. Учитывая, что при нагреве некоторые РВ растрескивались, опыты проводили с препаратами, содержащими 3-5 крупных РВ размером 40-150 мкм и находящихся недалеко друг от друга в пределах одного препарата. Длительность прогревов составляла 3-4 ч, а время выдержки образцов в термокамере при температуре 700 °С не

превышало 90 минут. Проводились также опыты со ступенчатым подъемом температуры в интервале 500-800 °С.

Для достижения статистической достоверности термометрические опыты с РВ проводили трёхкратно. В тех случаях, когда полная гомогенизация содержимого РВ не наступала, нагрев завершался после часовой выдержки при 700°С. Температура частичной гомогенизации РВ, при которой наблюдался расплав и газовые пузыри, считается минимальной температурой образования включения. В дальнейшем некоторые РВ выдерживали 4-5 ч (в отдельных опытах 20-24 ч) при 730 °С до исчезновения пузырей в расплаве и получения после закаливания РВ гомогенного стекла.

В криометрических опытах происходило охлаждение препарата для замораживания находящихся в ФВ фаз и последующее наблюдение фазовых переходов. Измерялись температуры эвтектики, плавления льда и растворения солевых кристаллических фаз. Эти параметры использовались для предварительной оценки солевого состава флюида и расчёта концентрации в нём солей по NaCl эквиваленту.

Методические приёмы изучения ФВ и обработки термометрических данных для оценок *P-T* условий минералообразования детально обсуждаются в нашей работе по аксинитовой минерализации миароловых гранитных пегматитов Малханского поля в Забайкалье [Zagorsky et al., 2016].

Для петрохимических расчётов и кристаллохимических формул минералов использовалась программа CRYSTAL [Перетяжко, 1996]. Концентрация солей и плотность растворов ФВ определялись по температуре плавления льда или кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994], в программе FLINCOR [Brown, 1989].

Вязкость онгонитового расплава рассчитали по методике [Giordano et al., 2008], а плотность – по составу силикатных стекол в РВ методом, учитывающим изменение парциальных мольных объемов расплавленных оксидов в зависимости от температуры [Lange, 1994; Перетяжко, Савина, 2010a]. Для оценок вязкости онгонитового расплава по термометрическим данным применялся метод, основанный на изучении динамики всплытия пузырей флюида в расплаве РВ и уравнении Навье-Стокса [Перетяжко, Савина, 2010a]. Необходимые для расчётов параметры были получены при изучении РВ и ФВ в зёрнах кварца и топаза.

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

4.1. Типизация пород

По петрографическим особенностям, валовому составу и данным СЭМ ЭДС выделяется три разновидности пород массива Ары-Булак: порфиновые онгониты, порфиновые породы переходного типа и афировые породы (рис. 4.1). Порфиновые онгониты преобладают в объеме массива (рис. 2.3). Это светло-серые породы с массивной текстурой и порфировой структурой, содержащие 20-30 об.% вкрапленников дымчатого кварца, санидина, альбита размером 1-6 мм, а также в меньшем количестве идиоморфные крупные до 2 мм по удлинению кристаллы прозрачного топаза и лейсты зеленовато-бурой слюды (рис. 4.1, а, г). Матрикс породы сложен кварц-санидин-альбитовым агрегатом, в котором находятся многочисленные тонкоигольчатые кристаллы топаза. В валовом составе порфиновых онгонитов содержится < 0.5 мас.% СаО и 1-1.5 мас.% F. По петрографическим характеристикам только порфиновые онгониты соответствуют эталонным онгонитам, петротипом которых являются топаз-содержащие дайковые породы (табл. 4.1) района Онгон-Хайерхан в Монголии [Петрографический кодекс России, 2008].

Необходимо отметить неоднозначное толкование термина “онгонит”. Высокофтористые флюорит- и топаз-содержащие субвулканические породы разные исследователи в публикациях называют как онгонитами, так и эльванами. В этой связи ниже приведем основные характеристики эльванов и онгонитов.

Эльваны, по [Левинсон-Лессинг, Струве, 1963] представляют собой гранит-порфиры, состоящие из кварца, плагиоклаза, ортоклаза, мусковита и биотита, иногда с турмалином. Типичные эльваны – порфиновые породы, содержащие 5-30 об.% вкрапленников, среди которых преобладают щелочной полевошпат и кварц, реже отмечаются биотит и турмалин. Матрикс эльванов наряду с ортоклазом и кварцем включает кислый плагиоклаз, биотит и турмалин. Обычными акцессорными минералами являются циркон, апатит, рутил, магнетит, сфен, флюорит и касситерит. Эльванами называют дайки турмалин-содержащие фельзит-порфиры в провинции Корнуолл, Англия. Эти породы содержат 4.8-8.2 мас.% K₂O и 0.1-2.4 мас.% Na₂O [Антипин и др., 2002]. Онгониты, по [Коваленко, Коваленко, 1976] – афировые или порфиновые породы, содержащие вкрапленники калиевых полевых шпатов (микроклина, ортоклаза, санидина), альбита и кварца, а также второстепенные минералы – топаз и Li-Fe слюду (циннвальдит).

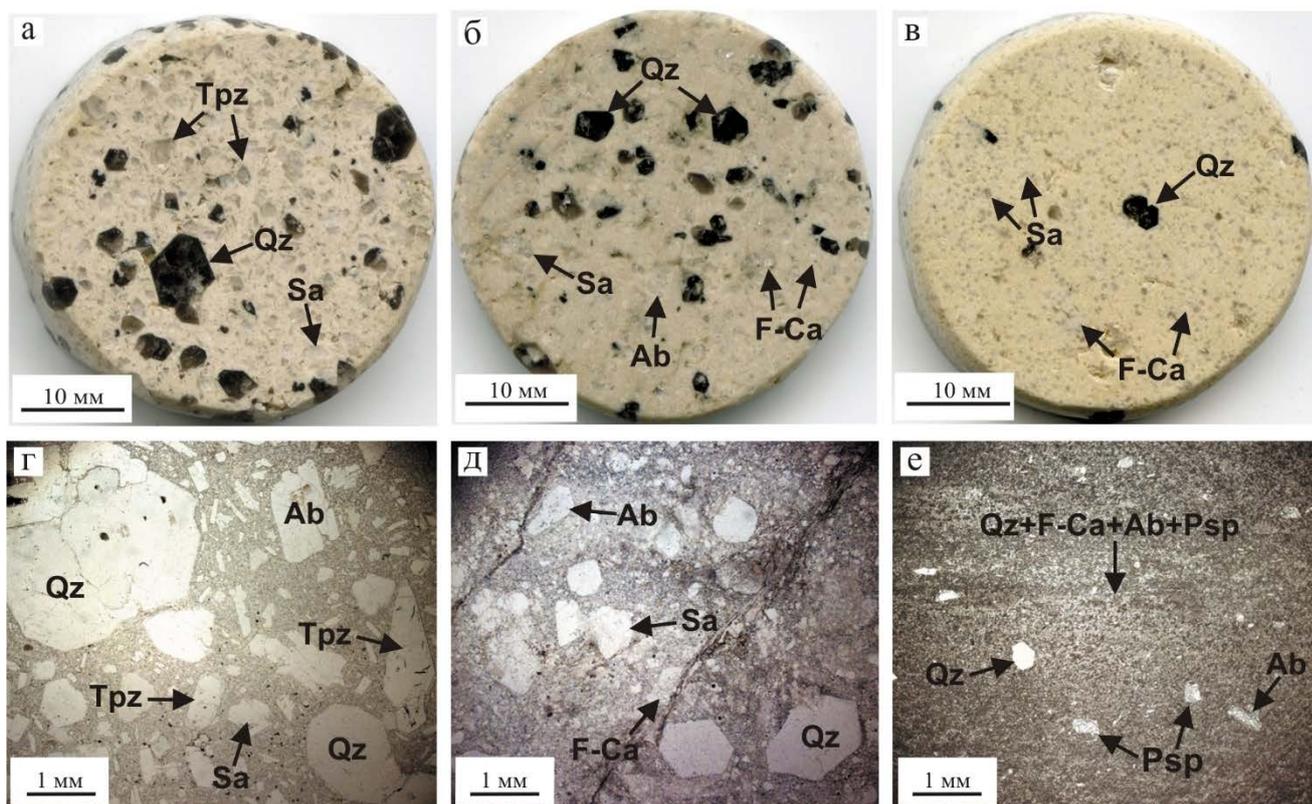


Рис. 4.1. Породы массива: а – Порфиновый онгонит с кристаллами дымчатого кварца, топаза и санидина, обр. АРБ-28. б – Порфировая порода переходного типа, обр. АРБ-26. в – Афировая порода, обр. АРБ-19. г-е – Микроструктурные особенности в шлифах (поляризаторы полускрещены): г – порфиновый онгонит, обр. АРБ-34; д – порфировая порода переходного типа, обр. АРБ-190; е – афировая порода, обр. АРБ-184. Qz – кварц, Trpz – топаз, Ab – альбит, Sa – санидин, Psp – прозопит, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза.

В русскоязычных публикациях эльваны и онгониты формально разделяют по соотношению K_2O и Na_2O : в первых больше K_2O , а во вторых – Na_2O [Дергачев, 1991; 1992; Владимиров и др., 2007; Антипин и др., 2002]. По этому критерию все породы массива Ары-Булак должны называться эльванами, поскольку имеют соотношение $K_2O > Na_2O$ при содержании K_2O до 5.0-5.5 мас.% (Приложение 1). Мы не придерживаемся такой формальной типизации и вслед за В.И. Коваленко называем онгонитом преобладающую порфировую породу Ары-Булака. В.И. Коваленко все породы массива относил к онгонитам, независимо от соотношения K и Na , и подчеркивал, что «в связи с наличием среди исходных (афировых) онгонитов разностей, заметно различающихся по составу, в процессе их кристаллизации происходит перераспределение кремния, натрия, калия и других компонентов» [Коваленко, Коваленко, 1976, стр. 66].

На юго-западном фланге массива, реже в центральной его части и на северо-восточном фланге встречаются небольшие участки породы размером до 1-2 м. По внешнему облику они практически неотличимы от порфирированных онгонитов (рис. 4.1, б, д), но имеют необычно высокие концентрации CaO до 13 мас.% и F до 9 мас.%. Ранее было установлено [Перетяжко,

Савина, 2010a], что аномалии Ca и F связаны с большим количеством фторидно-кальциевой (F-Ca) фазы в матрице таких порфировых пород, которые мы относим к переходному типу. По данным порошковой дифрактометрии F-Ca фаза состоит из агрегата микрözёрен флюорита размером 200-800Å [Перетяжко и др., 2007a].

Афировые породы эндоконтактной зоны имеют полустекловатый флюидалный облик, их структура порфировидная, с редкими вкрапленниками и более мелкозернистой основной массой (рис. 4.1, в). В них находится <5 об.% порфировых вкрапленников кварца и санидина размером 0.5-2 мм, а матрикс содержит кварц, санидин, игольчатый топаз, прозопит, F-Ca фазу и другие акцессорные минералы (рис. 4.1, е). Для афировых пород характерны максимальные концентрации CaO до 22 мас.% и F до 19 мас.%.

Аномально обогащенные Ca и F порфировые переходные и афировые породы массива, содержащие большое количество F-Ca фазы, имеют специфические минералого-геохимические характеристики и должны относиться к необычному типу Li-F гранитоидных пород, образованных в результате совместной кристаллизации F-Ca (флюоритового, стехиометрического) и силикатного онгонитового несмесимых расплавов [Перетяжко и др., 2024].

4.2. Геохимическая характеристика пород

Валовый состав определён для 49 образцов, из которых 16 представляют порфировый онгонит, 22 – породы переходного типа и 11 – афировые породы (табл. 4.1).

Таблица 4.1. Средние составы (мас.%) и петрохимические характеристики пород Ары-Булака и онгонитов Монголии

породы компонент	Порфировые онгониты (16)	Переходный тип (22)	Афировые породы (11)	Порфировые онгониты, Монголия (6)			Афировые онгониты, Монголия (35)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72.13 ± 1.58	66.57 ± 4.65	55.77 ± 6.24	70.36	73.47	74.23	70.79	72.57	73.40
TiO ₂	0.06 ± 0.05	0.09 ± 0.14	0.13 ± 0.16	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	15.93 ± 0.64	14.64 ± 1.36	16.66 ± 1.51	16.67	15.01	14.24	16.89	15.71	15.60
Fe ₂ O ₃	0.47 ± 0.19	0.46 ± 0.30	0.27 ± 0.13	0.33	0.37	0.13	0.27	0.27	0.24
FeO	0.36 ± 0.15	0.33 ± 0.17	0.48 ± 0.14	0.37	0.31	1.11	0.24	1.14	0.66
MnO	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.00	0.15	0.12	0.06	0.20	0.11	0.05
MgO	0.06 ± 0.08	0.15 ± 0.27	0.23 ± 0.12	0.31	0.32	0.08	0.20	0.08	0.25
CaO	0.70 ± 0.60	5.62 ± 3.46	12.11 ± 5.41	0.30	-	0.7	0.36	-	1.17
Na ₂ O	3.62 ± 0.53	2.91 ± 0.89	0.73 ± 0.28	5.50	6.56	4.79	5.10	7.07	4.27
K ₂ O	4.42 ± 0.24	4.17 ± 0.34	4.25 ± 0.90	3.44	2.40	3.97	3.15	1.85	3.47
Li ₂ O	0.10 ± 0.01	0.12 ± 0.17	0.04 ± 0.03	0.50	-	0.07	0.47	-	0.05
Rb ₂ O	0.20 ± 0.02	0.21 ± 0.07	0.33 ± 0.07	0.26	-	0.12	0.22	-	0.07
Cs ₂ O	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.02 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.06 ± 0.03	0.06	0.11	0.09	0.07	0.10	0.09
B ₂ O ₃	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.03 ± 0.02	-	-	-	-	-	-
F	1.35 ± 0.32	4.89 ± 2.10	10.79 ± 4.04	1.89	0.32	0.56	2.13	0.60	0.95
S	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.42 ± 0.54	0.51 ± 0.39	0.37 ± 0.30	-	-	-	-	-	-
H ₂ O _{общ}	0.82 ± 0.20	1.36 ± 0.60	2.64 ± 0.93	0.68	1.15	0.94	0.93	0.85	0.61
Σ (-O = F ₂)	100.19	100.19	100.38	100.82	100.01	100.66	101.02	100.10	100.50
Петрохимические коэффициенты									
Na ₂ O+K ₂ O	8.04	7.08	4.99	8.94	8.96	8.76	8.25	8.92	7.74
Na ₂ O/K ₂ O	0.82	0.70	0.17	1.60	2.73	1.21	1.62	3.82	1.23
A/NK	1.49	1.62	3.01	1.31	1.12	1.17	1.43	1.15	1.45
A/CNK	1.34	0.86	0.72	1.25	1.12	1.06	1.36	1.15	1.21
(Na+K)/Al	0.67	0.64	0.35	0.77	0.89	0.86	0.70	0.87	0.69

Примечание. В скобках после названия пород указано количество образцов, по которым получены средние значения. Сумма с поправкой на фтор. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения, «±» – стандартное отклонение для отдельных величин. Мольные отношения: A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O); A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O); Na+K/Al = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃. Состав онгонитов Монголии приведён по [Коваленко, Коваленко, 1976]: 4,7 – дайка Амазонитовая и 5,8 – дайка Штокверковая (Онгон-Хайерхан); 6,9 – дайки Бага-Газрынские.

4.2.1. Петрогенные элементы

По петрогенным компонентам порфировые онгониты близки составу онгонитов других регионов, которым свойственны гранитоидные составы и низкие содержания Fe, Mg, Ti [Коваленко, 1977; Коваленко и др., 2002; Сырицо, 2002; Владимиров и др., 2007].

Породы массива Ары-Булак дают большой разброс концентраций SiO_2 (от 55.77 до 72.13 мас.%, см. табл. 4.1, Приложение 1), являются нормально и умеренно-щелочными ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.99\text{-}8.04$ мас.%) и относятся к калиево-натриевой петрохимической серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.17\text{-}0.82$). На TAS диаграмме [Le Bas et al., 1986] точки состава порфировых онгонитов находятся в поле риолитов нормальной и умеренно-щелочной серии. Точки составов переходных и афировых разновидностей занимают поля от риолитов до базальтов (рис. 4.2, а) нормальной и умеренной щелочности.

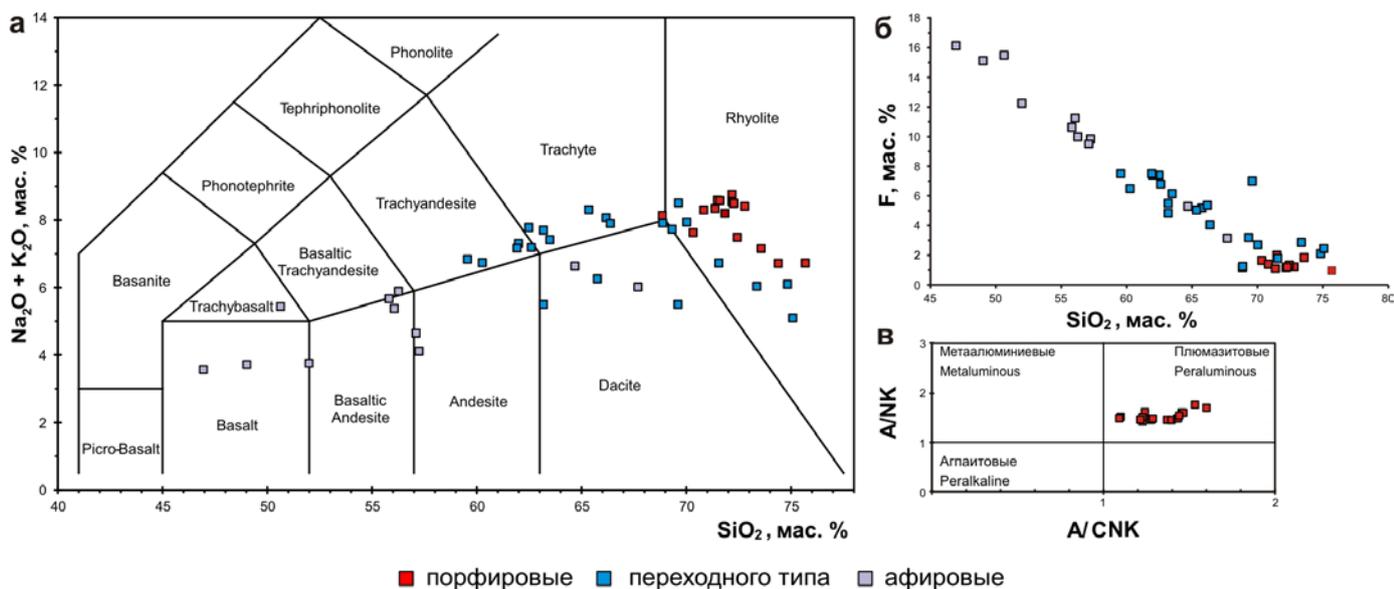


Рис. 4.2. Составы пород массива на диаграммах: а – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , TAS по [Le Bas et al., 1986]; б – содержание F относительно SiO_2 ; в – $\text{A}/\text{NK} - \text{A}/\text{CNK}$, по [Maniар, Piccoli, 1989] для порфировых онгонитов, сплошные линии разделяют поля щелочных, нормальных и плюмазитовых пород.

Наблюдаются линейные зависимости между концентрациями CaO , F и SiO_2 для пород массива (рис. 4.2, б; рис. 4.3, д-е). В пересчете на флюорит, порфировые породы переходного типа содержат до 15 мас.% CaF_2 , а афировые – до 25 мас.% CaF_2 (рис. 4.3, е). Отклонения точек состава от линейных зависимостей по этим компонентам связаны с примесью топаза во всех породах, а также прозопита и кальциевых алюмофторидов в афировых разновидностях.

По соотношению индексов A/CNK и A/NK все порфировые онгониты соответствуют плюмазитовым породам (рис. 4.2, в). Количество K_2O и Al_2O_3 во всех породах находится примерно одном уровне, а концентрации Na_2O и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ уменьшаются в порфировых переходных и, особенно, в афировых разновидностях (рис. 4.3, а, в-г). Породы афировой зоны и часть образцов пород переходного типа содержат на 1-2 мас.% больше воды по сравнению с порфировыми онгонитами (табл. 4.1). Минимальное количество MgO (<0.06 мас.%) характерно для онгонитов, а переходные и афировые породы содержат 0.1-0.2 мас.% (в единичных пробах, до 1.3 мас.%) этого компонента (рис. 4.2, б). Во всех породах обнаружены примеси (мас.%): $\text{TiO}_2 < 0.1$, $\text{MnO} < 0.04$ и $\text{CO}_2 < 0.5$. Повышенные концентрации CO_2 (1-2 мас.%) определены

только в нескольких образцах порфировых пород, имеющих небольшую примесь вторичного кальцита. Максимальные концентрации редких щелочных оксидов составляют (мас.%): Li_2O – 0.12, Rb_2O – 0.33, Cs_2O – 0.01 (табл. 4.1). Породы имеют постоянную примесь V_2O_5 до 0.03 мас.% и P_2O_5 до 0.06 мас.%, а содержание S не превышает 0.02 мас.%.

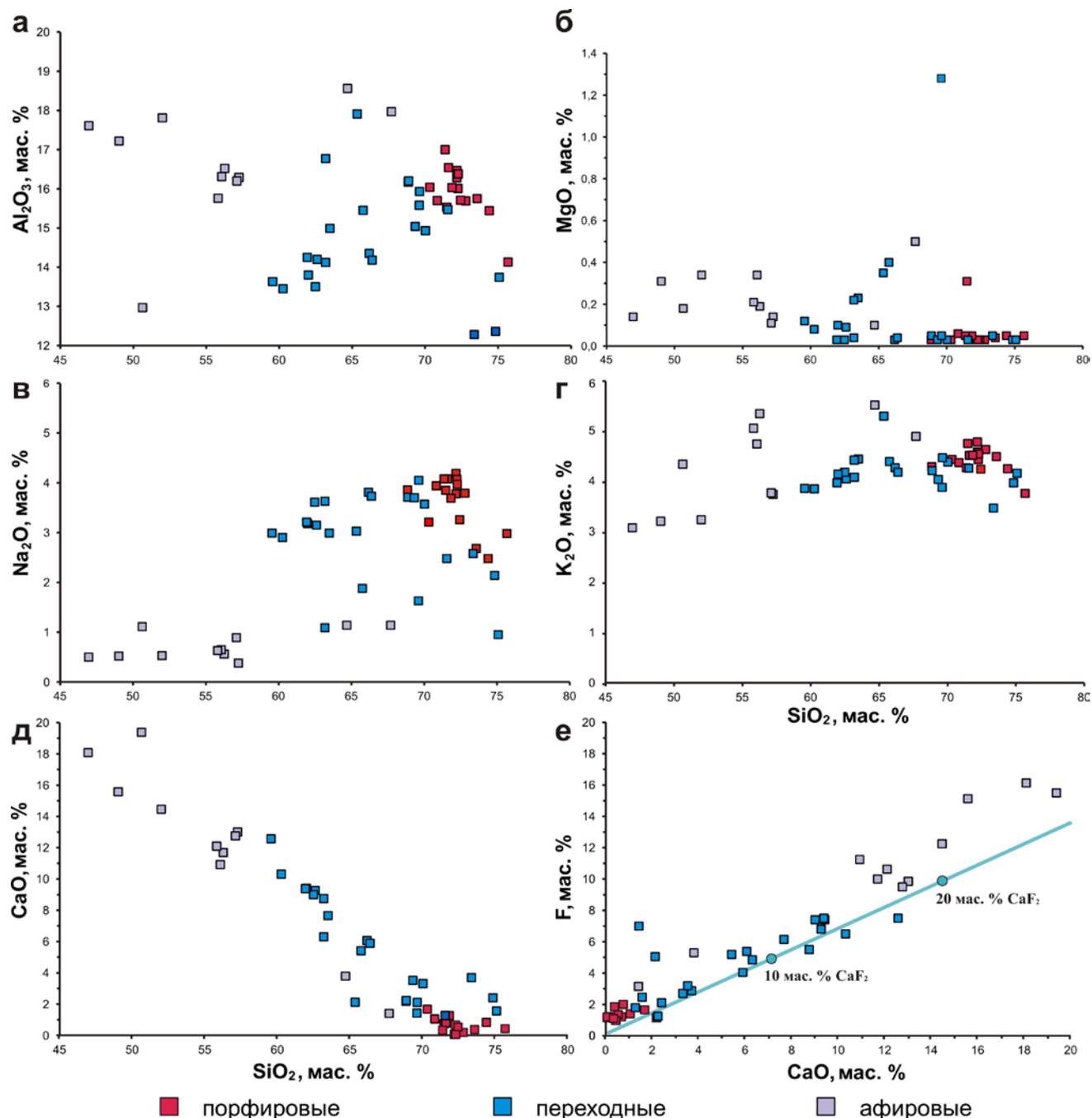


Рис. 4.3. Вариации валового состава пород: а-д – Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O и CaO относительно SiO_2 (мас.%); е – F относительно CaO.

4.2.2. Примесные элементы

Концентрации примесных элементов, в том числе REE и Y, проанализированы в 30 образцах: 9 порфировых онгонитах, 14 переходных и 7 афировых. Средние содержания

элементов и стандартные отклонения представлены в таблицах 4.2 и 4.3, а анализы всех пород – в Приложении 1.

Таблица 4.2. Средние содержания (ppm) примесных элементов в породах

породы компонент	Порфиновые онгониты (9)	±	Переходный тип (14)	±	Афировые породы (7)	±
B	31.8	12.0	34.4	18.6	80.1	63.1
Li	476	65.0	367	110	163	117
Be	8.11	1.93	13.6	13.0	13.3	0.54
Sc	2.93	0.59	5.61	1.65	18.9	0.00
Ti	40.9	5.77	37.2	11.2	48.5	0.00
V	37.4	80.8	1.79	1.17	2.16	0.00
Cr	18.2	5.59	14.0	7.16	29.9	0.00
Co	1.13	0.90	1.03	0.98	4.81	3.46
Ni	16.1	28.7	6.82	3.47	8.29	2.78
Cu	10.0	6.85	5.83	2.35	4.64	2.20
Cu	9.64	7.23	7.49	2.14	8.00	3.01
Zn	30.1	7.46	17.6	5.65	7.04	4.74
Zn	29.6	4.86	23.3	5.76	15.0	3.16
Ga	53.3	5.75	46.4	6.20	47.3	10.1
Ge	3.86	1.58	4.11	1.29	5.15	2.15
Ge	4.81	0.48	4.85	1.05	5.98	0.89
As	16.7	8.20	14.8	4.51	30.9	0.00
Rb	1911	271	1784	759	2775	483
Sr	22.0	13.0	158	162	949	693
P	106	67.6	132	73.6	274	143
Y	3.11	2.11	5.29	4.18	0.93	0.44
Zr	28.8	8.73	30.4	11.0	51.1	7.89
Nb	77.2	12.6	81.3	34.0	75.4	8.41
Mo	0.43	0.36	0.62	0.45	0.21	0.12
Mo	0.46	0.20	0.45	0.18	0.51	0.23
Sn	40.5	23.0	54.5	25.7	129	47.6
Sb	4.20	1.54	8.30	7.77	13.7	2.34
Cs	121	63.4	74.8	35.8	116	18.7
Ba	46.7	24.8	59.1	35.3	316	195
Hf	4.02	1.52	4.06	1.74	8.30	1.06
Ta	35.0	10.3	41.9	21.6	95.1	16.5
W	29.9	6.87	34.3	15.6	66.4	25.8
W	32.1	7.37	30.0	14.6	66.9	25.4
Tl	6.84	3.86	7.21	6.59	2.76	3.01
Tl	8.46	1.58	8.38	3.22	11.0	2.71
Pb	30.2	8.31	23.6	5.33	15.2	7.67
Pb	28.6	4.93	24.8	6.06	16.3	8.06
Th	14.8	3.75	16.1	4.74	16.5	5.33
U	10.6	5.77	42.8	79.9	11.4	4.00

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым получены средние значения и стандартные отклонения элементов-примесей по ICP MS. Жирным курсивом выделены концентрации B, Cu, Zn, Mo, W, Tl и Pb по данным количественного спектрального анализа 16 проб порфириновых онгонитов, 22 порфириновых пород переходного типа и 11 проб афировых пород.

Геохимические характеристики порфириновых онгонитов соответствуют типу редкометалльных плюмазитовых гранитов, по [Таусон, 1977]. В породах фиксируются повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Li, Rb, Cs), некоторых

высокозарядных (Nb, Ta, W) а также Ga и Sn относительно кларковых содержаний [Виноградов, 1962]. Концентрация Cs превышает кларк в 20-32 раза, Li – в 5-15 раз, Rb – в 12-18 раз. В то же время содержания Sr (за исключением афировых разностей), Ba и элементов группы железа резко понижены. Вариации большинства примесных элементов в породах разного типа незначительны (см. табл. 4.2). Наиболее широкие диапазоны содержаний характерны для Rb (1784-2775 ppm), Li (163-476 ppm) и Sr (22-949 ppm).

Порфиновые онгониты наиболее обогащены Li, V, Ni, Zn и Pb. Породы переходного типа характеризуются значительными вариациями концентраций примесных элементов, но только среди них встречаются разновидности максимально обогащенные REE, Y и U. При уменьшении кремнекислотности в ряду от порфириковых онгонитов к афировым породам наиболее закономерно увеличиваются концентрации Sr, Ba, Sn, Rb, W, Ta, Zr, Hf, Sc, Be, As и Sb и снижаются – Li, Pb, Zn (табл. 4.2).

Содержание Sr, например, в переходных и порфириковых породах составляет в среднем 20-160 ppm, а в афировых разностях увеличивается до 950 ppm. С увеличением Sr растут содержания Ba от 47 до 316 ppm. Концентрации Nb находятся на одном уровне, независимо от типа породы, и не превышают 75-81 ppm. Количества Ta и W увеличиваются от 30-35 ppm в порфириковых онгонитах до 95 и 66 ppm соответственно в афировых породах. Для афировых пород характерны также наиболее высокие концентрации Sn (129 ppm) и Zr (51 ppm).

Онгониты и порфириковые породы переходного типа характеризуются близкими по форме нормированными мультиэлементными распределениями с хорошо выраженными максимумами Ga, Tl, Cs, Rb, U, Ta, Pb, Hf (рис. 4.4, а-б). Заметного обогащения Zr и Ti относительно соседних редкоземельных элементов не наблюдается. Спектры всех пород имеют отчетливые Co-V, Mo, Ba, La-Ce и Eu-Ti минимумы (рис. 4.4) и демонстрируют менее выраженные негативные аномалии для Cu, Ge, Li, Be Nb и Y. Афировые породы (рис. 4.4, в) по сравнению с онгонитами и порфириковыми породами переходного типа обогащены Sr, Ba, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc, Ge, но содержат меньше Li, Pb, Zn, Y и суммы REE.

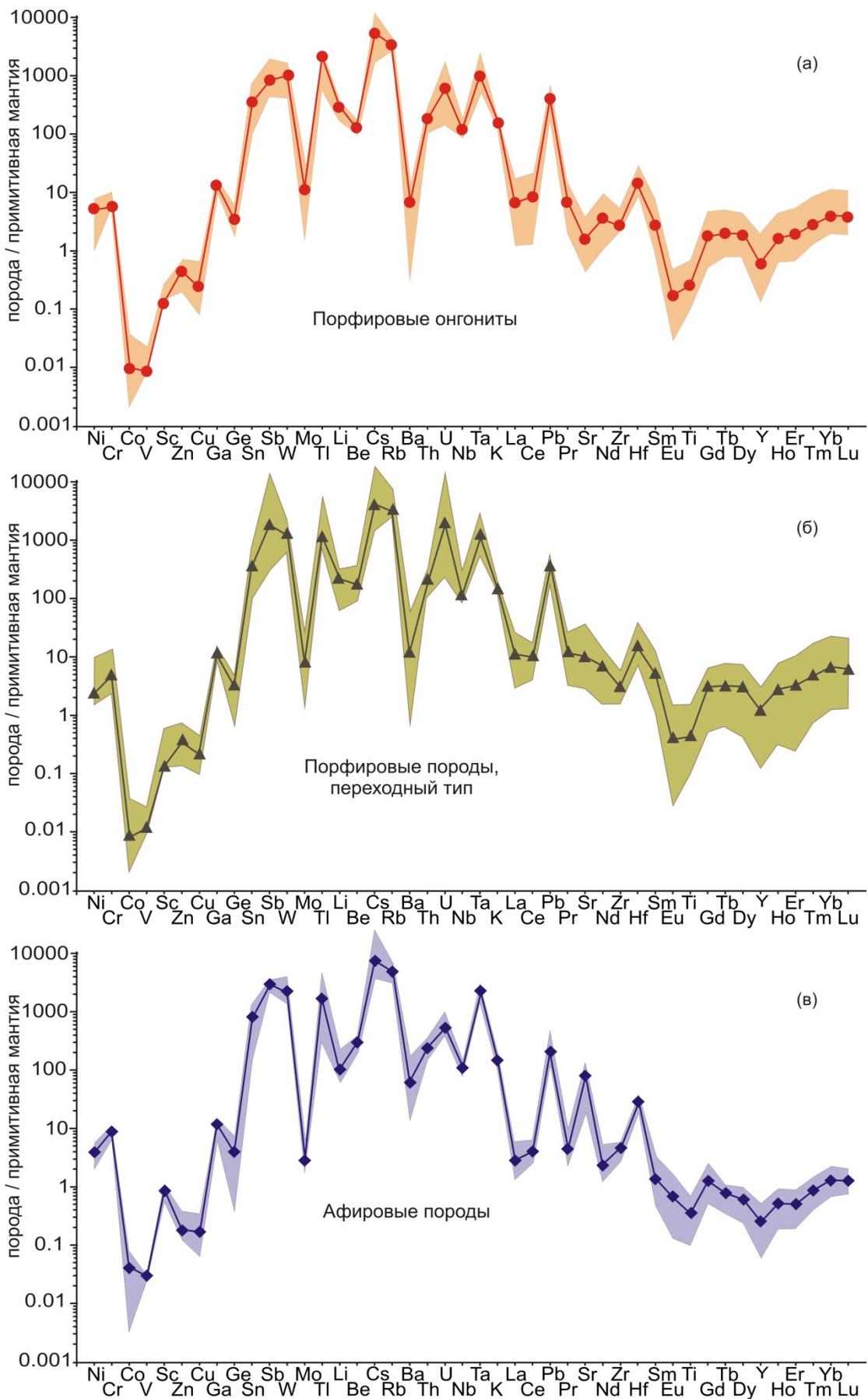


Рис. 4.4. Нормированные к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементные распределения пород массива.

4.2.3. Геохимия REE и Y

Средние значения концентраций REE, отношения L_{REE}/H_{REE} и Y/Ho в пробах пород разных типов, а также нормированные к хондриту коэффициенты La/Yb и Eu/Eu* представлены в таблице 4.3.

Таблица 4.3. Средние содержания (ppm) редкоземельных элементов и Y в породах

породы компонент	Порфиновые онгониты (9)	±	Переходный тип (14)	±	Афировые породы (7)	±
Y	3.11	2.11	5.29	4.18	0.82	0.44
La	5.14	2.71	6.74	3.62	1.33	0.47
Ce	15.3	9.19	16.9	5.74	6.05	1.92
Pr	1.93	1.08	2.75	1.58	0.86	0.22
Nd	5.03	2.81	7.81	5.05	2.04	0.60
Sm	1.27	0.61	1.93	1.25	0.37	0.20
Eu	0.03	0.02	0.04	0.04	0.07	0.03
Gd	1.11	0.71	1.51	0.96	0.56	0.23
Tb	0.21	0.09	0.31	0.19	0.06	0.03
Dy	1.42	0.70	2.09	1.50	0.35	0.12
Ho	0.26	0.13	0.41	0.34	0.07	0.03
Er	0.88	0.42	1.45	1.24	0.20	0.09
Tm	0.21	0.09	0.34	0.32	0.06	0.02
Yb	1.83	0.64	2.98	2.62	0.55	0.17
Lu	0.27	9.10	0.42	0.36	0.07	0.01
ΣLREE	27.4	15.4	34.2	15.4	10.9	3.02
ΣHREE	6.18	2.80	9.50	7.41	1.95	0.52
ΣREE	34.9	18.6	45.7	22.6	13.3	3.62
ΣLREE/ΣHREE	4.38	1.14	4.91	2.27	5.70	1.19
Y/Ho	11.1	3.14	12.0	3.80	13.4	5.06
(La/Yb) _n	1.92	0.78	2.01	0.92	2.10	1.13
Eu/Eu*	0.10	0.05	0.10	0.12	0.51	0.33
T ₁ (La–Nd)	1.48	0.29	1.48	0.48	1.90	0.26
T ₃ (Gd–Ho)	1.16	0.19	1.14	0.13	0.83	0.16
T ₄ (Er–Lu)	1.28	0.10	1.30	0.19	1.42	0.28
T _{1–4}	1.29	0.13	1.28	0.14	1.30	0.11

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым рассчитаны средние значения и стандартные отклонения REE и Y по ICP MS. ΣLREE – сумма элементов от La до Nd. ΣHREE – сумма от Gd до Lu. $Eu/Eu^* = Eu/(Sm \cdot Gd)^{1/2}$. Значения $(La/Yb)_n$, Eu/Eu^* и тетрад-эффектов T₁, T₃, T₄ получены для нормированных к хондриту C1 содержаний REE, по [McDonough, Sun, 1995]. $T_1 = (Ce \cdot Pr / La \cdot Nd)^{1/2}$, $T_3 = (Tb \cdot Dy / Gd \cdot Ho)^{1/2}$, $T_4 = (Tm \cdot Yb / Er \cdot Lu)^{1/2}$, $T_{1-4} = (T_1 \cdot T_3 \cdot T_4)^{1/3}$.

Породы массива имеют низкую сумму REE (в среднем, ΣREE < 45.7 ppm) и Y < 5.3 ppm. Максимальные средние значения ΣREE (85 ppm) и Y (13 ppm) характерны породам переходного типа, а минимальные – афировым (9.1 и 0.3 соответственно) (Приложение 1). Все породы обогащены LREE (не менее 70-80% от общего содержания) относительно HREE. Средние суммарные содержания LREE и HREE находятся в диапазонах 10.3-34.2 и 1.9-9.5 ppm соответственно. В спектрах REE наблюдается более крутой наклон LREE относительно HREE и отрицательная аномалия европия (рис. 4.5). Отрицательная Eu-аномалия характерна для

онгонитов, переходных порфировых пород и менее выражена в афировых (значение Eu/Eu^* повышается от 0.10 до 0.51). Отношения $(La/Yb)_n$ и Y/No в среднем повышаются от 1.9 и 11.1 для онгонитов, 2.0 и 12.0 для переходных, до 2.1 и 13.4 для афировых пород.

Для нормированных спектров REE всех пород характерны тетрад-эффекты в первой (T_1 $La-Nd$, М-тип), третьей (T_3 $Gd-No$, М-тип и W-тип) и четвертой (T_4 $Er-Lu$, М-тип) тетрадах (рис. 4.5). Тетрад-эффект REE был впервые описан в 1966 г. [Fidelis, Siekierski, 1966] при изучении нормированных распределений лантаноидов между двумя жидкостями. Этот эффект приводит к разделению нормированных к хондриту спектров REE на четыре сегмента (рис. 4.5) или тетрады. Первая тетрада ($La-Ce-Pr-Nd$), вторая ($Pm-Sm-Eu-Gd$), третья ($Gd-Tb-Dy-No$) и четвертая ($Er-Tm-Yb-Lu$). Вторую группу ($Pm-Gd$) не учитывают в связи с отсутствием Pm в земных условиях и Eu-минимума. Тетрады бывают выпуклыми (М-тип) или вогнутыми (W-тип). Считается, что тетрад-эффекты связаны с вариациями спин-орбитального или обменного взаимодействия неспаренных 4f-электронов REE.

Величина тетрад-эффекта (табл. 4.3) рассчитывается по следующему выражению [Irber, 1999; Monecke et al., 2002]:

$$T = (C_2 \cdot C_3 / C_1 \cdot C_4)^{1/2}$$

где C_1, C_2, C_3, C_4 – нормированные концентрации элементов в тетраде от первого к четвертому. Учитывая погрешность метода ICP-MS, обычно используемого для анализа REE, тетрад-эффект является значимым при $T < 0.9$ (W-тип), либо $T > 1.1$ (М-тип). В нормированных спектрах REE без тетрад-эффектов $T = 1$. Используют также значение совокупного тетрад-эффекта первой, третьей и четвертой тетрад, который определяется по выражению:

$$T_{1-4} = (T_1 \cdot T_3 \cdot T_4)^{1/3}$$

Во всех породах массива наиболее сильно выражены выпуклые тетрад-эффекты М-типа в первой и четвертой тетрадах при максимальных средних значениях $T_1 = 1.90$ и $T_4 = 1.42$ для афировых пород (табл. 4.3). В третьей тетраде небольшой тетрад-эффект М-типа (среднее значение $T_3 = 1.15$) наблюдается в порфировых онгонитах и переходных разностях. В некоторых образцах переходных и, особенно, афировых пород для третьей тетрады характерна вогнутая форма W-типа (рис. 4.5, б-в) при минимальном среднем значении $T_3 = 0.83$.

Отметим также, что в спектрах некоторых образцов пород переходного типа наблюдается отрицательная аномалия церия (рис. 4.5, б).

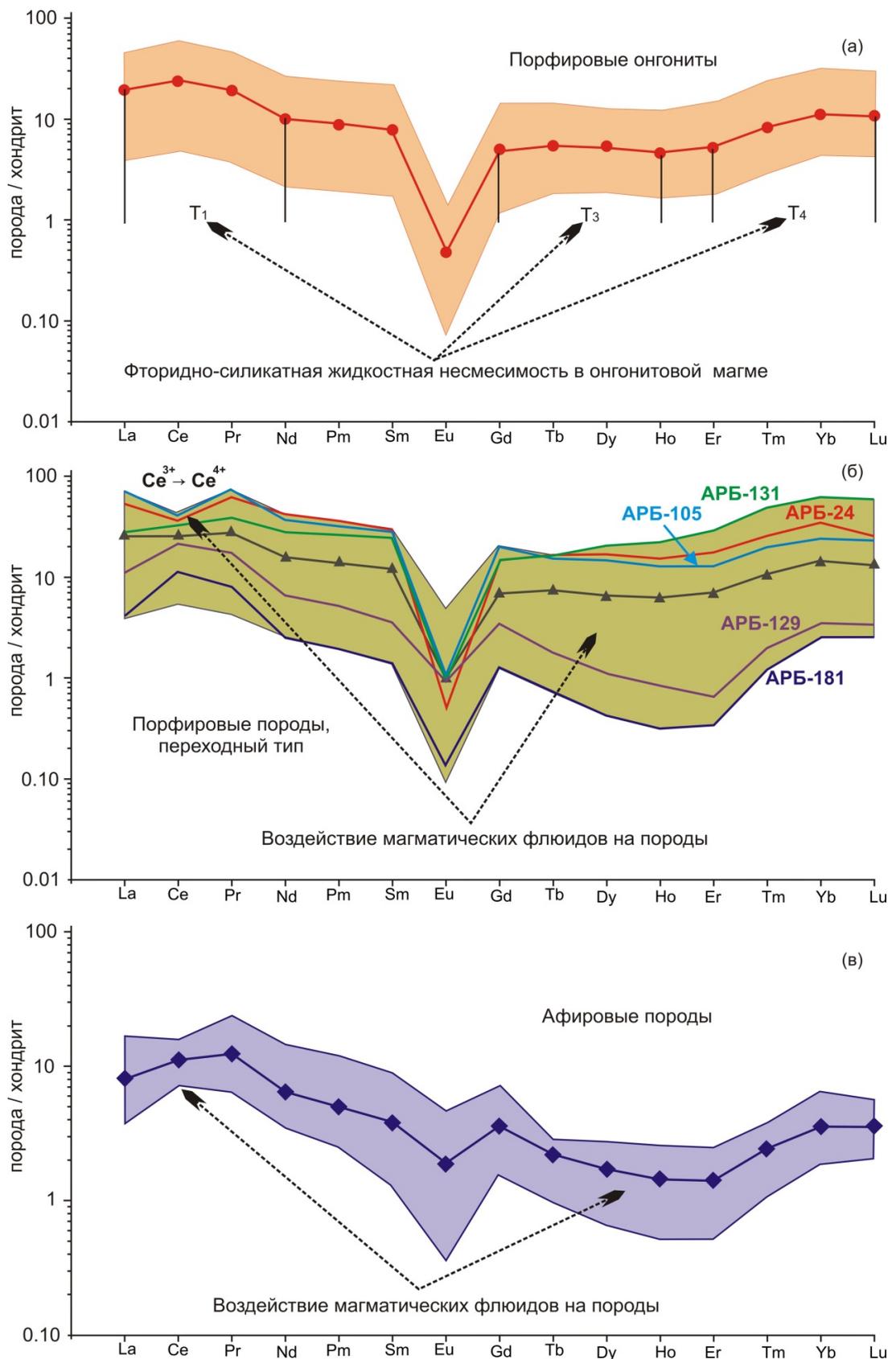


Рис. 4.5. Нормированные к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] распределение REE в породах. Т₁, Т₃ и Т₄ – тетрады REE как следствие фторидно-силикатной несмесимости для порфировых онгонитов (а), взаимодействия магматических флюидов с порфировыми породами переходного типа (б) и афировой зоной массива (в).

4.3. Минерально-фазовый состав пород

4.3.1. Главные породообразующие минералы и F-Ca фаза

Кварц встречается во всех породах в виде крупных идиоморфных кристаллов дымчатой окраски и мелких зёрен в основной массе. Вкрапленники имеют правильную дипирамидальную кристаллографическую форму и гексагональное сечение, реже образуют неправильные, более или менее изометричные порфиновые обособления (рис. 4.1; 4.6, б, ж). Размер их колеблется от 1 до 6 мм, в среднем 2-4 мм. Содержание кварца в онгонитах и порфириновых переходных породах достигает 10 и более об.%, в афировых разностях вкрапленников значительно меньше. В шлифах минерал бесцветный, чистый и прозрачный. Рельеф очень слабый, погасание прямое. Интерференционная окраска белая и серая, первого порядка.

В кристаллах кварца находятся вкрапленники альбита, санидина, топаза, аксессуарных минералов (рис. 4.6, б), РВ и ФВ, а в кварце из афировых породах – обособления F-Ca фазы. Под микроскопом нередко видно, как включения обильно насыщают зоны роста вкрапленников. Крупные фенокристы часто расколоты округлыми трещинами, располагающимися в границах зерна (рис. 4.1, г).

Кварц содержит 0.3-1.0 мас.% Al_2O_3 , а в некоторых зернах отмечаются примеси Ca, Na, K и Fe при суммарном количестве оксидов этих элементов <0.5 мас.% (Приложение 2).

Полевые шпаты

Альбит $Na[AlSi_3O_8]$ образует ограненные таблитчатые призматические полупрозрачные кристаллы с удлинением от 1:1 до 1:4 и размером до 1 мм в максимальном сечении (рис. 4.1; рис. 4.6, а-б, з; 4.7, а-б). В шлифах наблюдается полисинтетическое двойникование (рис. 4.6, а, з). Двойниковые полоски тонкие, характерные для кислого плагиоклаза. Минерал в шлифах бесцветный, прозрачный, с низким рельефом. Максимальная интерференционная окраска белая первого порядка, погасание двойников симметричное. Вкрапленники, как правило, не содержат включений других минералов, не считая мелких кристаллов альбита и РВ. Нередко отмечаются агрегаты фенокристов альбита (рис. 4.6, а). В порфириновых породах типичны срастания кристаллов альбита и санидина, а также футлярные кристаллы альбита с санидиновой каймой (рис. 4.7, а). В афировых породах альбит неустойчив и частично либо полностью замещен F-Ca фазой (агрегатом мелкозернистого флюорита) и/или каолинитом (рис. 4.6, ж; 4.7, б-в). Каолинит образует криптозернистые, мелкочешуйчатые агрегаты с четкими границами, окрашен в серый, буроватый цвет.

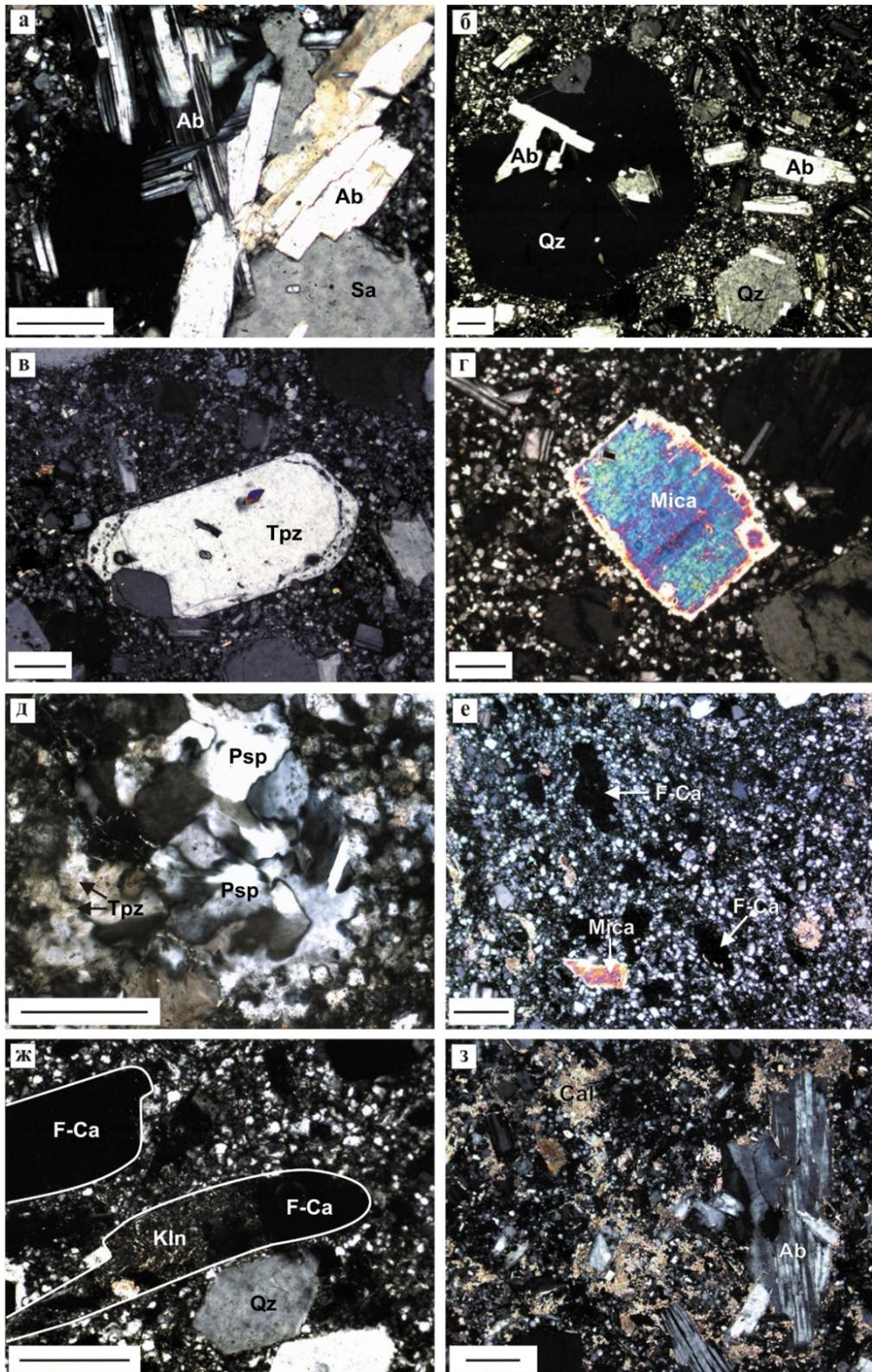


Рис. 4.6. Минеральные ассоциации пород в шлифах (поляризаторы скрещены): а – Срастание кристаллов альбита и санидина, обр. АРБ-357. б – Матрикс онгонита, обр. АРБ-34. в – Кристалл топаза с каймой, содержащей расплавленные и флюидные включения, обр. АРБ-34. г – Зональный циннвальдит, обр. АРБ-146. д – Прозопит и топаз в афировой породе, обр. АРБ-19. е – Матрикс афировой породы, обр. АРБ-54. ж – Фенокристы альбита (показаны контуры) полностью замещены F-Ca фазой и/или каолинитом, обр. АРБ-343. з – Агрегат кальцита в матриксе онгонита, обр. АРБ-142. Длина масштабного отрезка – 200 мкм. Ab – альбит, Sa – санидин, Qz – кварц, Tpz – топаз, Mica – циннвальдит, Psp – прозопит, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, Kln – каолинит, Cal – кальцит.

Для *санидина* $(K,Na)[AlSi_3O_8]$ характерны таблитчатые кристаллы или неправильной формы зёрна размером до 0.5-0.7 мм (рис. 4.1; рис. 4.6, а; 4.7, б-г). Типичны срастания кристаллов альбита и санидина, а также футлярные кристаллы альбита с санидиновой каймой (рис. 4.7, а, в). Обрастают санидином не только одиночные кристаллы альбита, но и их агрегаты. Отметим, что многие вкрапленники санидина содержат включения альбита и, в единичных случаях, F-Ca фазы (рис. 4.7, г). Многочисленные игольчатые включения санидина микронных размеров встречаются только в F-Ca фазе из афировых пород (рис. 4.7, в-г). В санидине нет полисинтетических двойников (наблюдаются только простые двойники). В шлифах минерал бесцветный, слегка мутноватый с низким рельефом. Интерференционная окраска серая, темно-серая первого порядка, погасание неравномерное, микроклиновка решетка не видна.

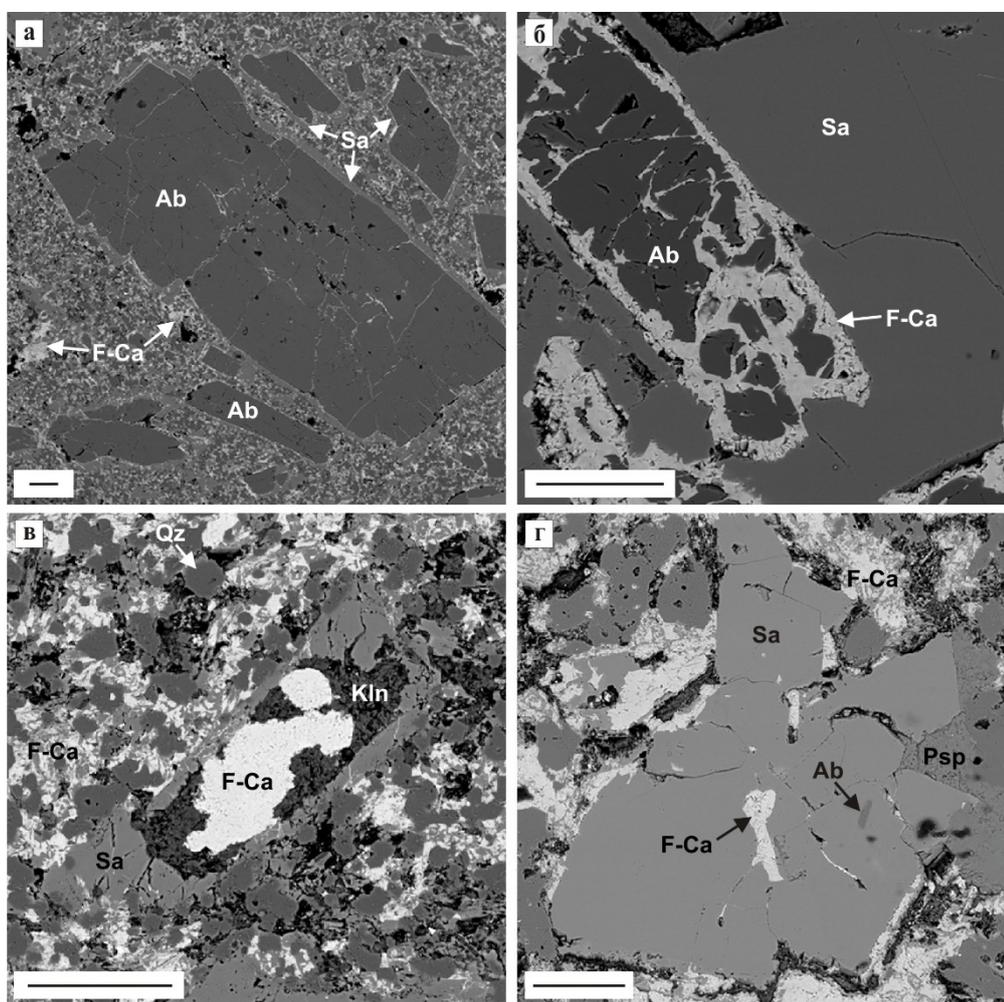


Рис. 4.7. Полевые шпаты в породах: а – Футлярные кристаллы альбита с каймой санидина в порфировой породе переходного типа, обр. АРБ-106. б – Кристалл альбита в санидине частично замещен F-Ca фазой в афировой породе, обр. АРБ-184. в – Футлярный кристалл альбита полностью замещен F-Ca фазой и каолинитом в афировой породе, обр. АРБ-4. г – Кристалл санидина с включениями альбита, часть из которых замещена F-Ca фазой в афировой породе, обр. АРБ-182. В матрице афировых пород (в и г) F-Ca фаза содержит игольчатые включения санидина микронных размеров. Длина масштабного отрезка – 100 мкм. Условные обозначения см. на рис. 4.6. Изображения в BSE.

Составы полевых шпатов приведены на диаграмме *Ab–An–Or* (рис. 4.8) и в таблице 4.4. Количество минала *Ab* в санидине составляет 23-35 мол.%, а минала *Or* в альбите < 3 мол.%. Концентрации Na₂O в альбите 10.8-10.9 мас.%, а K₂O <0.5 мас.%. Санидин содержит до 12.5 мас.% K₂O и до 3.9 мас.% Na₂O. Альбит и санидин имеют примесь 0.2-0.4 мас.% CaO. Полевые шпаты в порфировых породах содержат 0.1-0.4 мас.% Fe₂O₃, а санидин в афировых породах – до 1 мас.% Rb₂O (табл. 4.4).

Анализы полевых шпатов приведены в Приложении 2 и использованы при построении рисунков 4.8 и 4.15. Состав порфировых вкрапленников полевых шпатов близок к таковым в микролитах матрикса пород.

Таблица 4.4. Средние составы полевых шпатов, мас.%

	Порфировый онгонит		Порфировая порода, переходный тип		Афировые породы	
	Альбит (18)	Санидин (13)	Альбит (42)	Санидин (40)	Альбит (9)	Санидин (36)
SiO ₂	67.76	66.44	67.66	65.64	68.10	65.08
Al ₂ O ₃	19.88	18.87	19.64	18.56	19.61	18.55
Fe ₂ O ₃	0.06	0.02	0.14	–	–	–
CaO	0.25	–	0.42	–	0.19	–
Na ₂ O	11.01	3.87	10.93	3.88	10.99	2.54
K ₂ O	0.38	10.90	0.42	10.95	0.40	12.64
Rb ₂ O	–	–	–	–	–	0.27
Сумма	99.34	100.10	99.21	99.03	99.29	99.08
Формульные коэффициенты						
Si	2.980	3.004	2.982	3.004	2.994	3.000
Al	1.030	1.005	1.020	1.001	1.016	1.008
Fe ³⁺	0.002	0.001	0.005			
Ca	0.012		0.020		0.009	
Na	0.939	0.339	0.934	0.344	0.937	0.227
K	0.021	0.629	0.024	0.639	0.022	0.743
Rb						0.008
Сумма	4.984	4.977	4.984	4.988	4.978	4.986
<i>Ab</i> , мол.%	96.6	35.0	95.6	35.0	96.8	23.4
<i>An</i> , мол.%	1.2		2.0		0.9	
<i>Or</i> , мол.%	2.2	65.0	2.4	65.0	2.3	76.6

Примечание. В скобках – количество СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитаны средние значения. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Формульные коэффициенты рассчитаны по суммарному заряду катионов. *Ab*, *An*, *Or* – миналы альбита, анортита и ортоклаза.

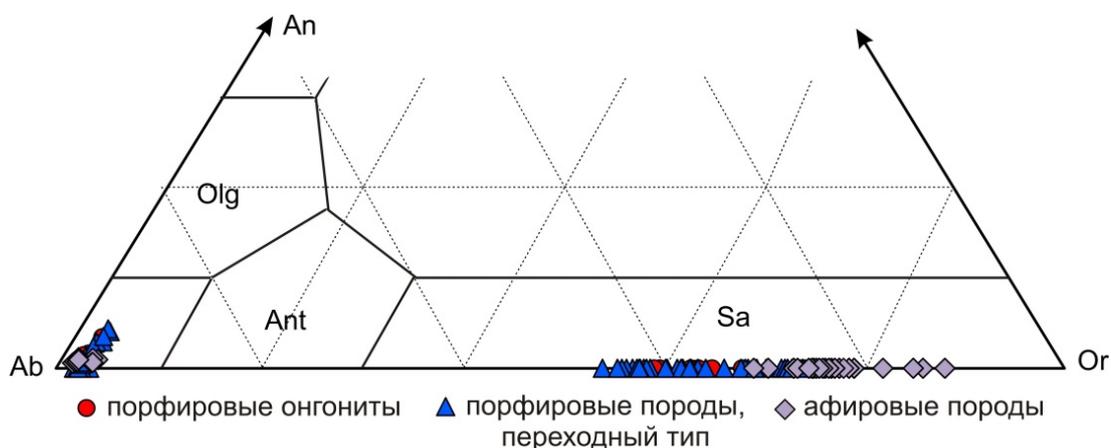


Рис. 4.8. Составы полевых шпатов на диаграмме анортит (An) – ортоклаз (Or) – альбит (Ab). Миналы: Sa – санидин, Ant – анортоклаз, Olg – олигоклаз.

Фторидно-кальциевая фаза

Заполняет интерстиции между минералами матрикса порфирировой породы переходного типа и афировых пород (рис. 4.1, б-в, д-е; рис. 4.6, е-з; рис. 4.7, б-г). В некоторых участках развития F-Ca фазы иногда встречаются хорошо оформленные кристаллы флюорита (рис. 4.14, в). Средние составы F-Ca фазы в образцах пород представлены в таблице 4.5. В отличие от флюорита стехиометрического состава (51.33 мас.% Ca, 48.67 мас.% F), F-Ca фаза содержит меньше Ca, F и больше примесных элементов при следующих вариациях средних концентраций в образцах пород (мас.%): 0.9-5.2 O, 0.1-0.3 Si, 0.1-1.2 Al, 0.1-0.6 Na, 0.1-0.7 Sr, < 0.4 Ba (табл. 4.5). Кристаллы флюорита в F-Ca фазе имеют стехиометрический состав без примесей на уровне разрешающей способности СЭМ ЭДС.

Таблица 4.5. Средние составы F-Ca фазы, мас.%

АРБ-	Порфириновые породы, переходный тип							Афировые породы				
	54 (5)	106 (15)	131 (12)	148 (12)	343 (9)	353 (14)	370 (14)	4 (46)	19 (21)	176 (35)	182 (9)	184 (13)
Ca	47.25	49.87	47.93	47.90	49.69	48.63	50.07	50.12	45.55	47.03	48.03	50.67
F	48.59	48.04	47.39	46.57	46.43	45.31	47.32	47.20	48.67	47.56	47.64	47.33
O	2.33	1.64	3.73	5.18	0.85	3.57	1.51	1.63	1.84	2.07	2.04	1.40
Si	0.28	0.07	0.25	0.09	0.07	0.14	0.03	0.16	0.25	0.12	0.13	0.20
Al	1.21	0.38	0.91	–	0.12	0.18	0.12	0.50	0.97	0.96	0.94	0.30
Na	0.57	–	–	–	–	0.10	–	–	0.38	0.43	0.43	–
Ba	–	–	–	–	–	–	–	–	0.35	0.45	0.08	–
Sr	0.33	0.13	–	–	–	0.11	0.02	–	0.69	0.66	0.65	–
S	–	–	–	–	–	0.13	0.02	–	–	0.13	0.09	–
Сумма	100.56	100.13	100.22	99.74	97.18	98.45	99.10	99.61	98.69	99.40	100.15	99.90

Примечание. В скобках – количество СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитаны средние значения. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.

Из вторичных минералов в некоторых образцах порфировых онгонитов отмечается *кальцит* (рис. 4.6, з), образующий плотные, тонкокристаллические агрегаты в матриксе, или заполняющий трещины в порфировых вкрапленниках. Для него характерны субизометричные, либо неправильные зерна размером не более 10 мкм. В шлифах минерал прозрачный, отчетливо видна псевдоабсорбция. В скрещенных поляризаторах наблюдается косое погасание и характерная перламутровая интерференционная окраска высшего порядка.

4.3.2. Второстепенные минералы

Топаз $Al_2[SiO_4](F,OH)_2$ образует прозрачные крупные (до 2 мм) призматические кристаллы в порфировых онгонитах и породах переходного типа (рис. 3, а, г; рис. 4.6, в), а также многочисленные игольчатые кристаллы субмикронных размеров в матриксе (рис. 4.9, а).

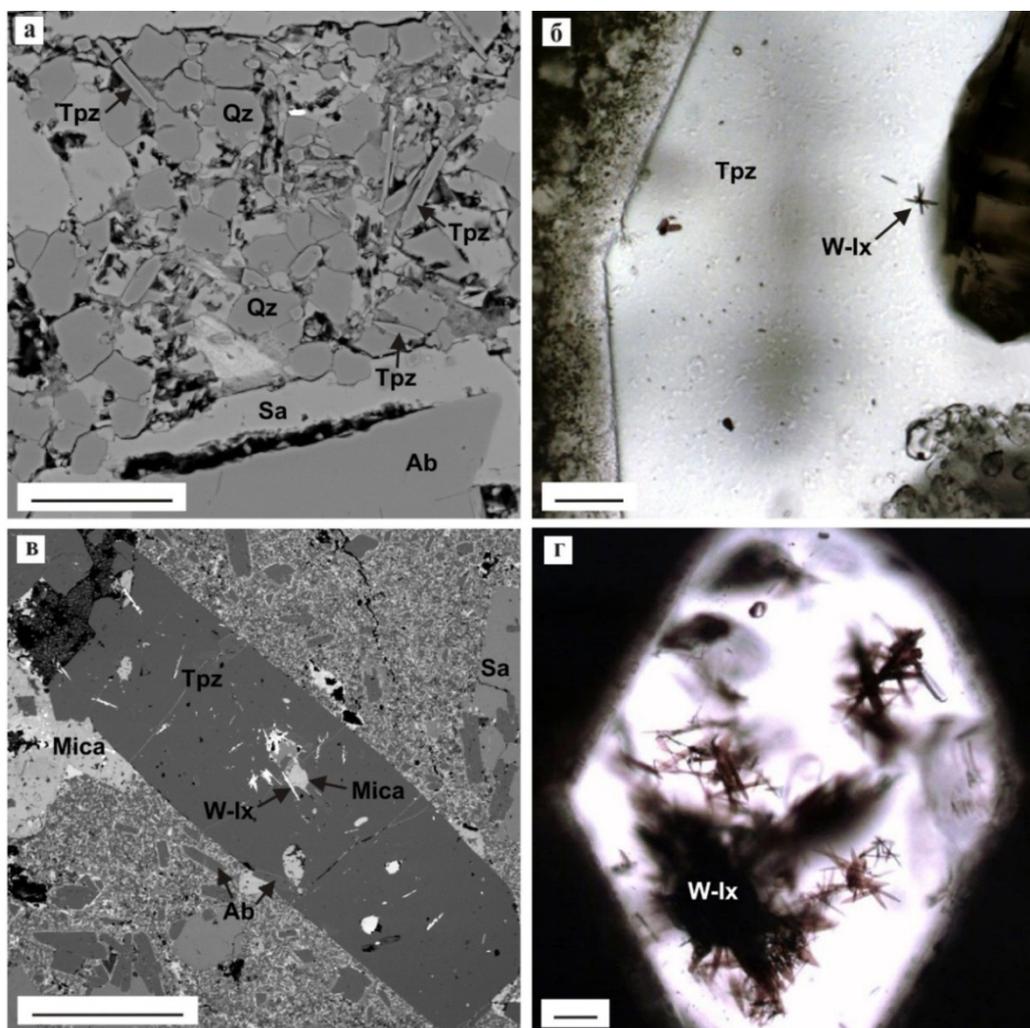


Рис. 4.9. Топаз в породах. а – Игольчатые кристаллы в матриксе, обр. АРБ-34. б – Кристалл с включениями минералов, обр. АРБ-371. в – Кристалл с включениями альбита, циннвальдита и вольфрамоксиолита, обр. АРБ-106. г – Включения игольчатых кристаллов вольфрамоксиолита, обр. АРБ-34. Длина масштабного отрезка на (а, б, г) – 50 мкм, на (в) – 1 мм. W-Ix – вольфрамоксиолит, остальные обозначения см. на рис. 9. (а, в) – BSE изображения; (б, г) – фотографии шлифов в проходящем свете.

Скопления игольчатых микролитов топаза нередко обтекают вкрапленники и обладают признаками флюидальности [Коваленко, Коваленко, 1976]. Иногда периферические зоны вкрапленников обогащены включениями минералов основной массы, которые к центру переходят в монокристалл топаза (рис. 4.9, б).

В крупных кристаллах топаза встречаются сростания игольчатых кристаллов вольфрамооксилита, включения альбита, санидина, W-содержащего колумбита и циннвальдита, а краевая зона иногда содержит большое количество расплавных и флюидных включений, вкрапленники альбита, санидина и кварца (рис. 4.6, в; рис. 4.9, б-г). В шлифах минерал бесцветный, прозрачный, с ясным положительным рельефом и отчетливой шагреновой поверхностью. Интерференционная окраска серая первого порядка, погасание прямое.

Топаз содержит 18-19 мас.% F и небольшое количество примесей FeO, CaO и K₂O, в сумме не превышающее 0.7 мас.%. Особенностью его состава в афировых породах является пониженное количество Al₂O₃ (в среднем 48.5 мас.%).

Слюда – характерный минерал для всех типов пород – образует чешуйчатые лейсты и обособления неправильной формы с отчетливой спайностью размером от 10-20 мкм до 1-2 мм (рис. 4.6, г, е; рис. 4.10). В шлифах слюда прозрачна или полупрозрачна, слегка окрашена в буроватые, зеленоватые, желтоватые тона. Плеохроизм – от бесцветного до светло-коричневого, погасание прямое. Интерференционная окраска чистая, яркая, зеленовато-желтая, сине-желто-красная (рис. 4.6, г). В крупных лейстах часто встречаются включения кварца, альбита, санидина, циркона, вольфрамооксиолита, касситерита, ксенотима и колумбита (рис. 4.10; рис. 4.16, а, в), а в краевой зоне – игольчатого топаза.

Слюда имеет промежуточный Fe-Al-Li состав между триоктаэдрическими *сидерофиллитом* $KFe^{2+}_2Al[Al_2Si_2]O_{10}(OH,F)_2$, *полилитионитом* $KLi_2AlSi_4O_{10}(F,OH)_2$ и ди-триоктаэдрическим *фторлюаньшивейитом* $KLiAl_{1.5}\square_{0.5}[Al_{0.5}Si_{3.5}]O_{10}F_2$ [Qu et al., 2020] (табл. 4.6). Количество лития в слюде рассчитано по эмпирическому соотношению между концентрациями Li₂O и SiO₂ из [Tindle, Webb, 1990]. В соответствии с диаграммой *mgli* [Mg - Li] – *feal* [Fe_{общ} + Mg + Ti - ^{VI}Al], по [Tischendorf et al., 1997; 2004], слюда такого состава соответствует *циннвальдиту*.

Лейсты циннвальдита (рис. 4.10, а-б) в онгонитах и порфировых породах переходного типа имеют в центральных областях максимально железистый состав (18-21 мас.% FeO, 1.1-1.3 ф.ед. Fe; табл. 4.6, ан. 1, 3, 6). Лейсты обрастают тонкой менее железистой каймой (рис. 4.10, в), содержащей 10-13 мас.% FeO (0.7-0.8 ф.ед. Fe; табл. 4.6, ан. 2, 4, 5, 7, 8). В циннвальдите из афировых пород обычно меньше FeO (около 9 мас.%, 0.5-0.6 ф.ед. Fe; табл. 4.6, ан. 9, 10).

Циннвальдит из афировых пород и кайм в лейстах из остальных пород имеет наиболее высокие концентрации лития и фтора. Во всех породах циннвальдит содержит примеси (мас.%): 1-3 MnO, 1.0-2.3 Rb₂O, < 0.6 Na₂O и < 0.3 ZnO.

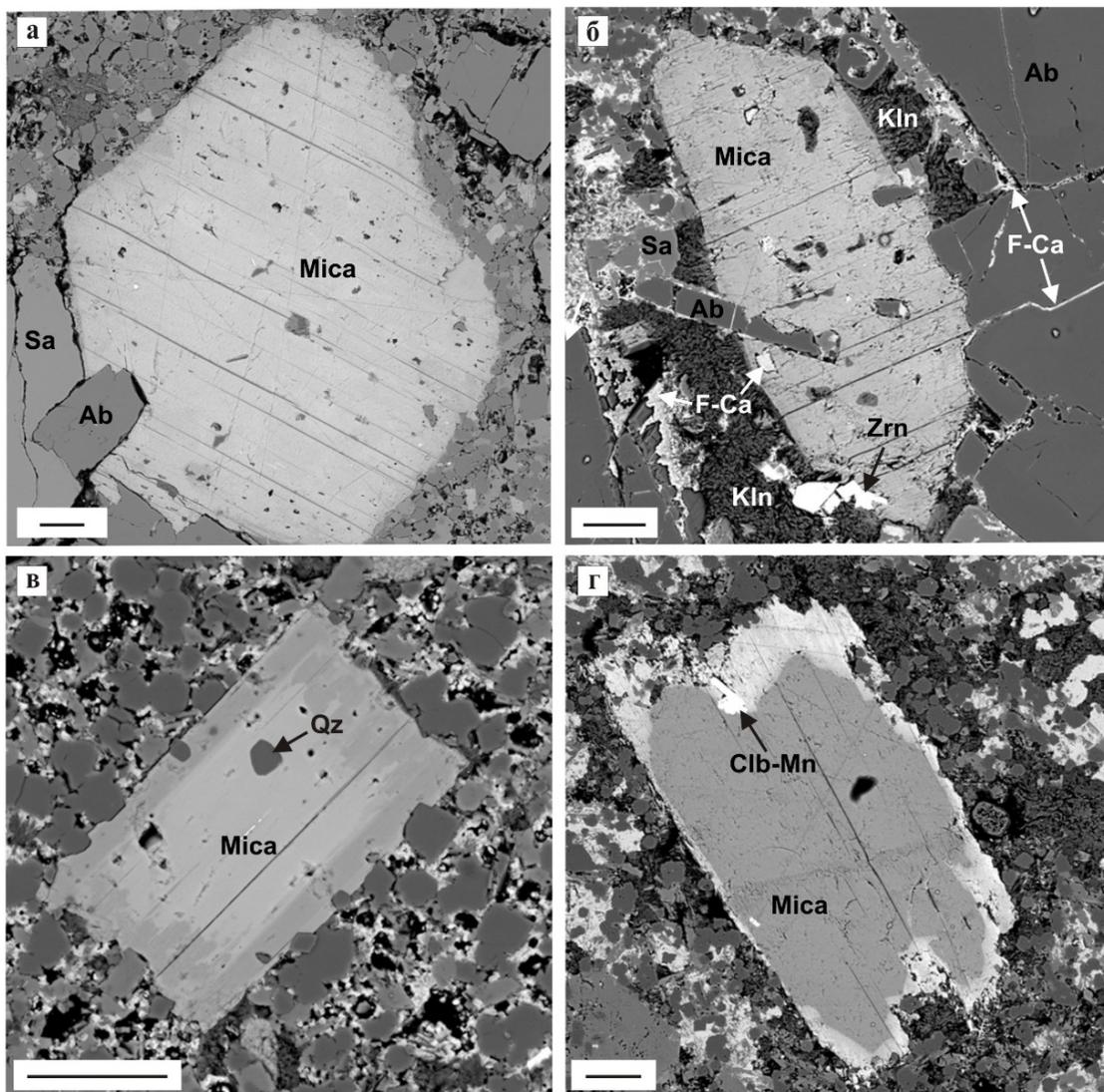


Рис. 4.10. Циннвальдит в породах: а – с многочисленными включениями, обр. АРБ-34 и б – АРБ-106; в – с менее железистой каймой, обр. АРБ-370; г – с Rb-Cs каймой и включением колумбита-(Mn), обр. АРБ-4. Длина масштабного отрезка – 50 мкм. Clb-Mn – колумбит-(Mn), Zrn – циркон, остальные обозначения см. на рис 4.6. BSE изображения.

Таблица 4.6. Средние составы циннвальдита, мас.%

АРБ-	Онгониты		Порфиновые, переходный тип						Афировые			
	34 (23)	34 (15)	54 (21)	54 (12)	343 (23)	131 (2)	131(14)	148(8)	184(6)	4 (66)	4(286)	4(62)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40.83	45.38	38.98	43.96	44.38	39.78	46.25	45.20	46.69	46.12	43.46	43.01
TiO ₂	0.33	0.22	0.29	0.15	0.13	–	–	–	–	0.12	–	–
Al ₂ O ₃	22.13	21.12	21.40	21.16	20.76	21.48	20.99	21.43	21.11	20.61	18.94	18.76
FeO	18.47	12.78	19.60	12.66	10.07	20.65	12.76	12.62	9.13	9.16	11.31	11.43
MnO	1.38	1.34	1.35	1.74	2.59	1.16	1.24	1.59	2.95	2.75	1.85	1.74
ZnO	0.07	–	–	–	0.22	–	–	–	0.29	0.22	–	–
Na ₂ O	0.44	0.48	0.41	0.43	0.37	–	0.60	0.41	0.41	0.38	0.26	–
K ₂ O	9.66	9.53	9.29	9.65	9.45	10.07	9.70	10.11	10.09	9.91	4.91	3.88
Rb ₂ O	1.17	2.25	0.96	1.06	1.60	–	–	–	1.21	1.23	7.49	8.31
Cs ₂ O	–	–	–	–	0.32	–	–	–	–	–	2.67	4.13
Li ₂ O*	2.17	3.47	1.63	3.06	3.18	1.86	3.72	3.42	3.85	3.68	2.92	2.79
F	6.00	7.58	5.37	7.20	7.79	6.18	8.40	8.68	8.23	7.93	7.78	7.68
Cl	–	–	0.08	–	–	–	–	–	–	–	0.07	–
Сумма	100.11	100.97	97.10	98.05	97.56	98.58	100.14	99.80	100.50	98.77	98.39	98.51
Формульные коэффициенты												
K	0.909	0.865	0.908	0.899	0.887	0.968	0.875	0.922	0.909	0.907	0.479	0.384
Na	0.062	0.066	0.061	0.061	0.052		0.082	0.057	0.056	0.053	0.039	
Rb	0.056	0.103	0.047	0.050	0.075				0.055	0.057	0.369	0.414
Cs					0.010						0.087	0.137
Сумма	1.027	1.035	1.016	1.010	1.024	0.968	0.957	0.979	1.020	1.017	0.974	0.934
Fe ²⁺	1.139	0.761	1.255	0.773	0.619	1.302	0.755	0.754	0.539	0.550	0.724	0.741
Li	0.642	0.994	0.503	0.900	0.941	0.565	1.058	0.983	1.093	1.063	0.900	0.871
Al _{VI}	0.933	1.003	0.915	1.029	1.061	0.906	1.019	1.036	1.053	1.051	1.037	1.050
Mn	0.086	0.081	0.088	0.108	0.161	0.074	0.074	0.096	0.176	0.167	0.120	0.114
Ti	0.018	0.012	0.017	0.008	0.007				0.006			
Сумма	2.818	2.851	2.777	2.818	2.790	2.847	2.906	2.869	2.862	2.837	2.781	2.776
Si	3.010	3.231	2.984	3.209	3.263	2.998	3.270	3.230	3.297	3.309	3.328	3.335
Al _{IV}	0.990	0.769	1.016	0.791	0.737	1.002	0.730	0.770	0.703	0.691	0.672	0.665
F	1.400	1.706	1.300	1.661	1.811	1.473	1.879	1.962	1.837	1.799	1.885	1.884
Cl			0.010								0.009	
ОН*	0.600	0.294	0.690	0.339	0.189	0.527	0.121	0.038	0.163	0.201	0.106	0.116
<i>mgli</i>	-0.642	-0.994	-0.503	-0.900	-0.941	-0.565	-1.058	-0.983	-1.093	-1.063	-0.900	-0.871
<i>feal</i>	0.224	-0.230	0.357	-0.248	-0.435	0.403	-0.257	-0.275	-0.507	-0.494	-0.313	-0.300

Примечание. В скобках – количество анализов, по которым рассчитаны средние значения. Суммы – с поправкой на фтор и хлор. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Анализы 1, 3, 6, 9, 10 – центральные области лейст слюды, 2, 4, 5, 7, 8 – кайма лейст. 11 и 12 – Rb-Cs кайма на лейстах циннвальдита, обр. АРБ-4: 11– K > Rb > Cs, 12 – Rb > K > Cs. Li₂O*, мас.% = 0.287·SiO₂-9.552, по [Tindle, Webb, 1990], ОН* – по стехиометрии. Формулы рассчитаны на 22 положительных заряда катионов. *mgli* = Mg - Li и *feal* = Fe_{общ} + Mg + Ti - Al_{VI}, ф.ед., по [Tischendorf et al., 2004].

В образце афировой породы АРБ-4 обнаружены крупные (до 2 мм) лейсты циннвальдита с железистой Rb-Cs каймой (рис. 4.10, г), содержащей (мас.%): ~ 11 FeO (~ 0.7 ф.ед. Fe), 7.5-8.3 Rb₂O и 2.7-4.1 Cs₂O (табл. 4.6, ан. 11 и 12). При изучении циннвальдита (рис. 4.11, рис. 4.12) точки для СЭМ ЭДС анализов выбирались в центральных и краевых зонах вкрапленников.

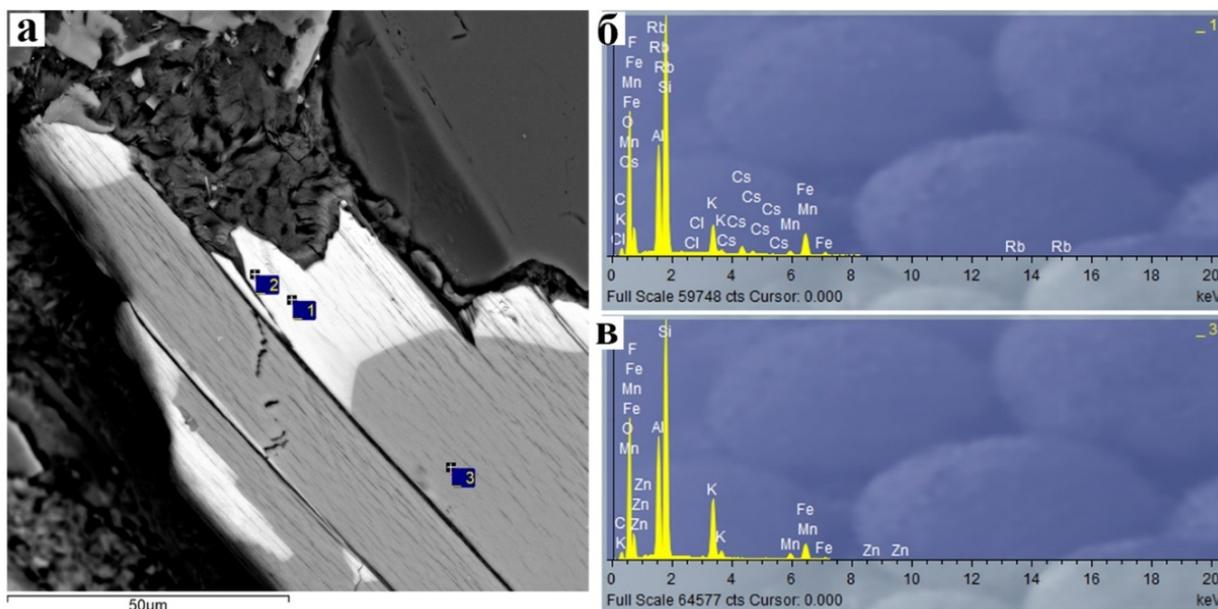


Рис. 4.11. Зональный циннвальдит: а – вкрапленник в афировой породе, обр. АРБ-4; б – спектр краевой зоны; в – спектр центральной зоны.

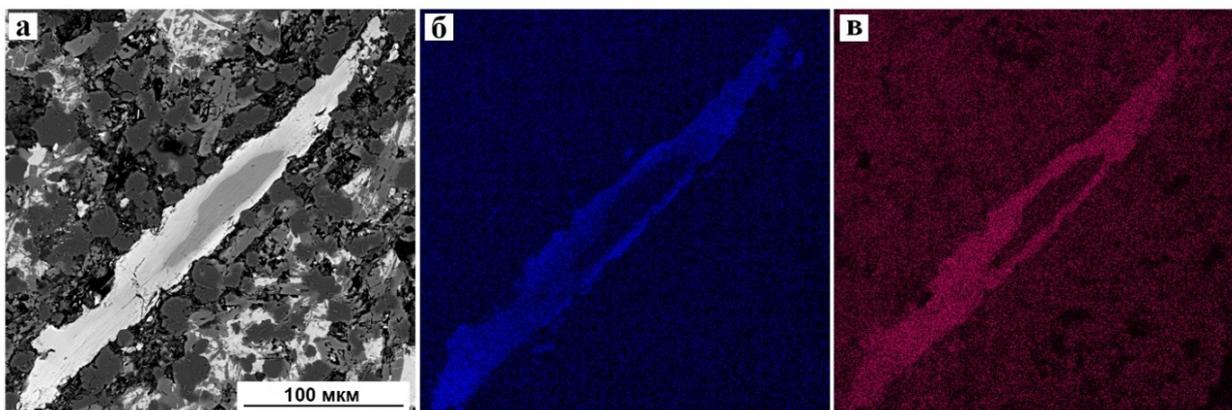


Рис. 4.12. Вкрапленник циннвальдита, обр. АРБ-4 в BSE (а) и карты распределения Cs (б) и Rb (в).

В некоторых участках Rb-Cs слюды из каймы соотношение щелочных катионов $Rb > K > Cs$ и количество Rb превышает 33 мол.% (рис. 4.13). В группе слюд крайне редко встречаются Rb-Cs минералы, из которых один рубидиевый – ди-триоктаэдрический волошинит $RbLiAl_{1.5}\square_{0.5}[Al_{0.5}Si_{3.5}]O_{10}F_2$ и четыре цезиевых – триоктаэдрические соколоваит $CsLi_2[AlSi_4]O_{10}F_2$, гармит $CsLiMg_2Si_4O_{10}F_2$, крейтерит $CsLi_2Fe^{3+}Si_4O_{10}F_2$ и диоктаэдрический нанпингит $CsAl_2[AlSi_3]O_{10}(OH,F)_2$. В отличие от волошинита, Rb-Cs слюда имеет Li-Fe состав (0.5-0.8 ф.ед. Fe^{2+}) – переходный между волошинитом, ди-триоктаэдрическим

фторлюаньшивейитом $\text{KLiAl}_{1.5}\square_{0.5}[\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}]\text{O}_{10}\text{F}_2$ и триоктаэдрическим циннвальдитом $\text{KLiFe}^{2+}\text{Al}[\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}\text{F}_2$ при соотношении щелочных катионов $\text{Rb} > \text{K} > \text{Cs}$ и упрощенной идеальной формулой $(\text{Rb},\text{K},\text{Cs})\text{LiAlFe}^{2+}_{0.75}\square_{0.25}[\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}]\text{O}_{10}\text{F}_2$.

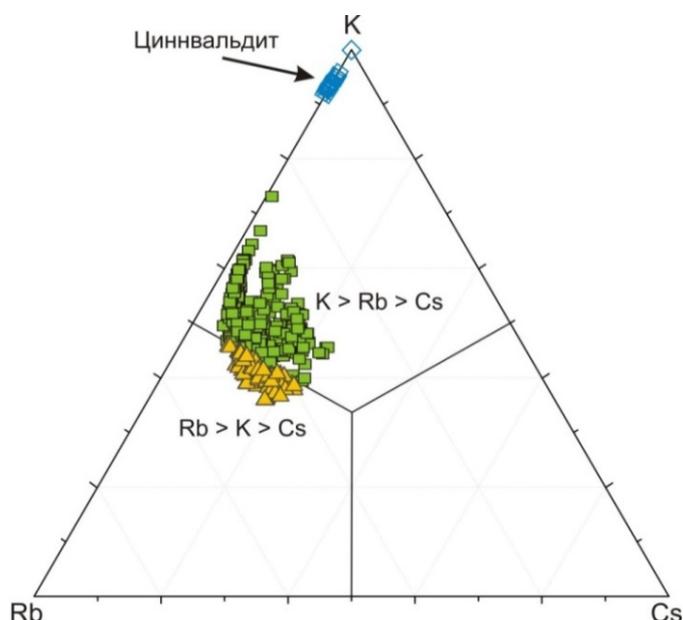


Рис 4.13. Соотношения Rb, K и Cs в циннвальдите и Rb-Cs слюде.

Кальциевые алюмофториды

Прозопит $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_{4-x}\text{F}_x$ встречается только в афировых породах (рис. 4.14, а). В некоторых образцах содержится до 20-26 мас.% этого минерала [Перетяжко и др., 2007а, 2011; Перетяжко, Савина, 2010а]. Крупные зерна прозопита неправильной формы размером до 1 мм, часто с включениями игольчатого топаза, образуют срастания с санидином, кварцем и F-Ca фазой (рис. 4.1, е; рис. 4.6, д). Прозопит в шлифе можно распознать по специфичному секториальному волнистому угасанию. Он имеет низкий оптический рельеф, а в скрещенных поляризаторах отличается голубоватым цветом (рис. 4.14, б).

Прозопит Ары-Булака, по сравнению со стехиометрическим составом этого минерала, содержит меньше фтора и до 0.9 мас.% SrO (табл. 4.7, ан. 5). Суммы оксидов в SEM EDS анализах ниже 100 мас.%, что свидетельствует о наличии в минерале до 7-15 мас.% H_2O .

В афировых породах встречаются прожилки шириной от нескольких мм до 1 см (рис. 4.14, г), сложенные F-Ca фазой с включениями микронных размеров кальциевых алюмофторидов – *гearnсyтита* $\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$ и недиагностированного минерала, имеющего соотношение Ca, Al и F близкое к *карлхинтзеиту* $\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$ (рис. 4.14, д-е; рис. 4.15). Алюмофториды неустойчивы под электронным пучком и в процессе СЭМ ЭДС анализа быстро разрушаются, что указывает на присутствие в них слабо связанной молекулярной воды. Вероятно, этим объясняются завышенные суммы компонентов в анализах (табл. 4.7, ан. 6, 8). Состав *гearnсyтита* отличается от стехиометрического повышенными концентрациями Al и Ca,

а недиагностированный минерал, в отличие карлхинтзеита, содержит больше Al, Ca и меньше F (табл. 4.7, ан. 7, 9; рис. 4.15).

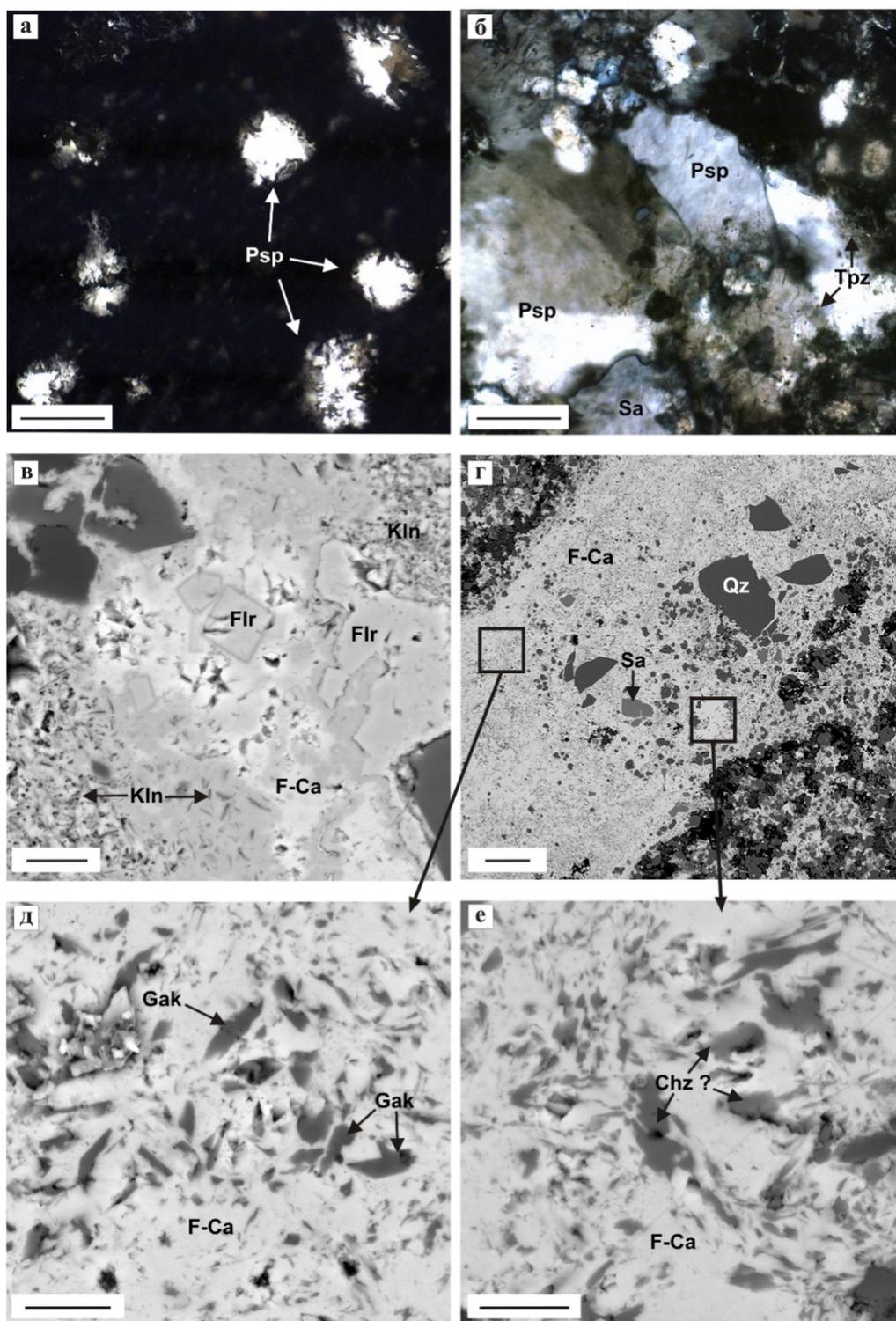


Рис. 4.14. Фторидные кристаллические фазы в афировых породах: а – Вкрапленники прозопита, обр. АРБ-325. б – Сrostок прозопита и санидина, обр. АРБ-19. в – Кристаллы флюорита во F-Ca фазе, обр. АРБ-106. г – Прожилок в обр. АРБ-4 с врезками: д – геарксутит во F-Ca фазе; е – недиагностированный кальциевый алюмофторид, состав которого сравнивается с карлхинтзеитом. Длина масштабного отрезка на (а, б, г) – 100 мкм, на (в, д, е) – 10 мкм. Fl – флюорит, Gak – геарксутит, Chz ? – недиагностированный кальциевый алюмофторид, остальные обозначения см. на рис. 4.6. (а-б) – фотографии шлифов, поляризаторы скрещены, (в-е) – BSE изображения.

Таблица 4.7. Средние составы кальциевых алюмофторидов, мас.%

АРБ-	Прозопит				Прозопит	Геарксутит		Алюмофторид Ca	
	4 (17)	19 (20)	176 (9)	182 (7)		4 (9)	Геарксутит	4 (4)	Карлхинтзеит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al ₂ O ₃	44.93	43.60	43.87	46.06	42.12	37.64	28.63	29.92	19.75
CaO	24.92	20.91	21.74	21.95	23.17	36.05	31.49	45.36	43.45
SrO	–	0.95	0.59	–	–	–	–	–	–
F	42.39	34.38	34.67	36.93	47.09	47.68	42.67	46.53	51.52
H ₂ O					7.44		15.17		6.98
Сумма	94.39	85.36	86.27	89.39	100.00	101.29	100.00	102.21	100.00
Формульные коэффициенты									
Al	1.996	2.055	2.044	2.069	2	1.055	1	1.216	1
Ca	1.006	0.896	0.921	0.896	1	0.918	1	1.676	2
Sr		0.022	0.014						
Сумма	3.002	2.973	2.978	2.978	3	1.973	2	2.892	3
F	5.053	4.348	4.334	4.452	6	3.585	4	5.075	7

Примечание. В скобках – количество анализов, по которым рассчитаны средние значения. Суммы – с поправкой на фтор. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Формулы рассчитаны по сумме положительных зарядов катионов. 1-4 – прозопит, 6 – геарксутит, 8 – недиагностированный кальциевый алюмофторид (формула по стехиометрии карлхинтзеита). Идеальные составы минералов: 5 – прозопит CaAl₂F₆(OH)₂, 7 – геарксутит CaAlF₄OH·H₂O, 9 – карлхинтзеит Ca₂AlF₇·H₂O.

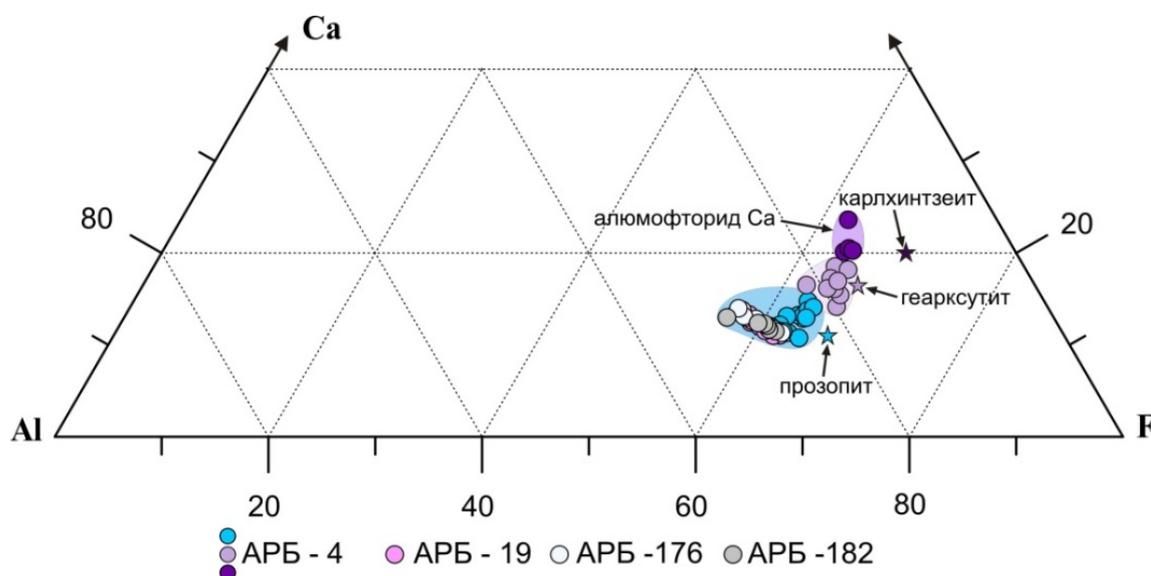


Рис. 4.15. Составы кальциевых алюмофторидов в афировых породах (обр. АРБ-4, АРБ-19, АРБ-176 и АРБ-182) на диаграмме Ca – F – Al.

4.3.3. Акцессорные минералы

Зерна акцессорных минералов (рис. 4.16) размером от первых микрон до десятков микрон находятся в матрице пород, а также в порфиризовых вкрапленниках минералов (кварце, топазе, санидине, циннвальдите) в виде включений. Наиболее распространенными акцессориями во всех разновидностях пород являются вольфрамооксиолит и W-содержащий колумбит (рис. 4.16, а-б).

Вольфрамооксиолит $(\text{Nb,W,Ta,Fe,Mn})\text{O}_4$ образует игольчатые кристаллы длиной до 250 мкм, не превышающие 10 мкм по ширине (рис. 4.9, б-г, рис. 4.16, а-б). Включения W-оксиолита не показывают какого-либо особого распределения или ориентации во вмещающих вкрапленниках. Типичны группы сросшихся кристаллов и радиально-лучистых агрегатов (рис. 4.16, б). В проходящем свете минерал полупрозрачен или слабо просвечивает. Окраска буровато-жёлтая или красновато-коричневая. Рельеф высокий. Погасание прямое. Интерференционная окраска маскируется собственной окраской минерала (рис. 4.16, б).

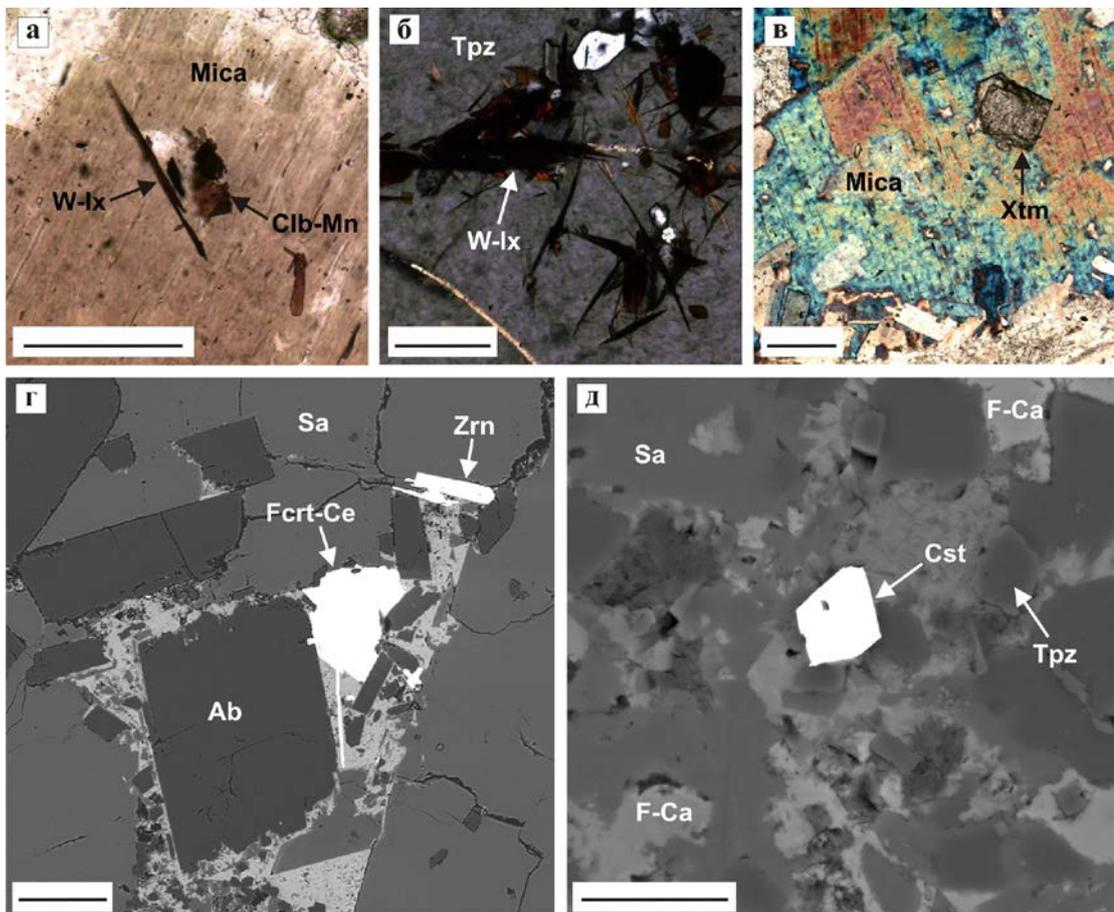


Рис. 4.16. Акцессорные минералы: а – колумбит-(Mn) и вольфрамооксиолит в циннвальдите, обр. АРБ-136; б – игольчатые кристаллы вольфрамооксиолита в топазе, обр. АРБ-146; в – ксенотим в циннвальдите, обр. АРБ-106; г – циркон и флюоцерит-(Ce) в порфириовой породе переходного типа, обр. АРБ-353; д – касситерит в породе переходного типа, обр. АРБ-131. Длина масштабного отрезка на (а-г) – 100 мкм, на (д) – 20 мкм. Xtm – ксенотим, Fcrt-Ce – флюоцерит-(Ce), Cst – касситерит, остальные обозначения см. на рис. 4.6, 4.9 и 4.10. (а-в) фотографии шлифов: проходящий свет (а), поляризаторы скрещены (б, в); (г-д) – BSE изображения.

W-ксиолит имеет устойчивый состав при небольших вариациях основных компонентов W, Nb, Fe, Mn и примесей Ta, Ti, Sr, Sc, Ca (табл. 4.8, Приложение 2).

Таблица 4.8. Средние составы аксессуарных минералов, мас.%

	Вольфрамо-ксиолит (17)	Колумбит-(Mn) (14)	Колумбит-(Fe) (1)	Касситерит (12)	Вольфрамит (3)
TiO ₂	1.08	1.78	1.13	3.22	1.38
Al ₂ O ₃	–	1.14	2.04	0.45	–
FeO	14.67	8.21	13.56	3.46	7.51
MnO	6.46	12.04	7.41	0.28	10.32
CaO	–	–	–	–	1.10
SrO	3.48	–	–	–	5.52
Sc ₂ O ₃	0.38	0.34	0.28	–	0.33
ZrO ₂	–	–	–	1.36	2.34
SnO ₂	–	–	–	80.82	4.45
WO ₃	25.53	6.46	16.75	3.01	54.93
Nb ₂ O ₅	44.66	60.63	48.11	6.55	7.63
Ta ₂ O ₅	4.39	8.78	5.60	–	3.76
Сумма	100.66	99.38	94.88	99.15	99.25
Формульные коэффициенты					
Ti	0.034	0.079	0.054	0.057	0.051
Al		0.079	0.153	0.013	
Fe ²⁺	0.516	0.405	0.720	0.069	0.308
Mn	0.230	0.602	0.399	0.006	0.429
Ca					0.058
Sr	0.085				0.157
Sc	0.014	0.018	0.016		0.014
Zr				0.016	0.056
Sn				0.765	0.087
W	0.278	0.099	0.276	0.019	0.698
Nb	0.848	1.617	1.381	0.070	0.169
Ta	0.050	0.141	0.097		0.050
Сумма	2.055	3.039	3.094	1.014	2.075

Примечание. В скобках после названия минерала приводится количество СЭМ-ЭДС анализов. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. Формулы рассчитаны по сумме положительных зарядов катионов.

W-содержащий *колумбит* (Fe,Mn)(Nb,Ta,Ti)₂O₆ образует пластинчатые кристаллы размером 20-130 мкм (рис. 4.16, а). В шлифах просвечивает и густоокрашен (красновато-бурый). В составе минерала преобладает Nb относительно Ta (54-60 мас.% Nb₂O₅, 6-9 мас.%

Ta₂O₅), количество WO₃ изменяется от 6.5 до 16.7 мас.%, имеются также примеси Ti, Sc и Sn (табл. 4.8). Обнаружены две разновидности колумбита с разным соотношением Mn и Fe, среди которых чаще встречается колумбит-(Mn): 0.602 ф.ед. Mn и 0.405 ф.ед. Fe.

Зёрна *циркона* неоднородны по составу. Для них характерны значительные вариации содержаний Th, U, Hf, Y и тяжелых REE (мас.%): 1.0-12.4 ThO₂, 0.9-3.5 UO₂, 1.6-5.0 HfO₂, 1.2-3.8 Y₂O₃, 0.5-2.0 Dy₂O₃, 0.9-1.0 Er₂O₃, 1.1-2.9 Yb₂O₃. Суммы анализов намного меньше 100 мас.%, что косвенно указывает на метамиктное и гидратированное состояние зёрен циркона.

В *касситерите* постоянно фиксируются примеси Nb, Ti, W, Zr и Mn, а в составе *вольфрамит* преобладает минал гюбнерита (табл. 4.8).

Флюоцерит-(Ce) имеет большой диапазон концентраций главных и примесных элементов (мас.%): 43-56 Ce₂O₃, 9-24 La₂O₃, 27-37 F, 3-4 Pr₂O₃, 6-10 Nd₂O₃, до 2 Sm₂O₃ и 2-10 ThO₂. *Монацит*-(Ce) содержит (мас.%): 34-35 Ce₂O₃, 29-30 P₂O₅, 10-11 Nd₂O₃, 9-10 HfO₂, 6-7 La₂O₃, 2-3 Sm₂O₃, 3-4 Pr₂O₃. Составы монацита-(Ce), флюоцерита-(Ce) и циркона приводятся также в [Перетяжко, Савина, 2010а].

ГЛАВА 5. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

5.1. Основные проблемы изучения включений

При отборе включений для термометрических исследований необходимо обращать внимание на следующие условия [Плечов, 2014]:

1. включение должно быть первичным, также целесообразно выяснить, на каком этапе минералообразования оно сформировалось. Это можно определить при микроскопическом изучении пород, минералов и включений с их тщательной систематизацией;
2. отсутствуют вторичные изменения включений: признаки нарушения или вскрытия;
3. включения удалены от поверхности (лучше всего, если они располагаются в центре зерна). При нагревании создается избыточное давление на стенки вакуоли, и если оно превысит предел прочности минерала-хозяина, то произойдет взрыв.

Включения в образце редко принадлежат к одной генерации. *Первичные включения*, как правило, рассеяны по всему объему кристалла, и они более крупные по сравнению с вторичными включениями, которые обычно очень многочисленны. Первичные включения раскрывают информацию об условиях формирования минерала-хозяина, вторичные указывают на более поздние моменты в минералообразовании. Поскольку между захватом включений разного типа может пройти много времени, их содержимое будет иметь совершенно различный состав, из-за чего особенно важно уметь отличать первичные включения от вторичных. Наиболее распространённые критерии диагностики первичных включений [Ермаков, Долгов, 1979; Рёддер, 1987] следующие:

1. включения единичны или составляют компактные трехмерные группы в теле кристалла;
2. вакуоли имеют крупные размеры относительно величины вмещающего их кристалла, этот критерий особенно надежен, если обнаружено несколько таких экземпляров;
3. включения располагаются изолированно друг от друга, на расстоянии, превышающем их диаметр в 5 и более раз;
4. включения, в особенности крупные, размещаются параллельно внешним граням кристалла в их центральных частях или показывают сложную картину распределения в плоскости, подчёркивая зоны роста;
5. в них содержатся дочерние кристаллы или случайно захваченные твёрдые включения того же состава, что и кристаллические включения в минерале-хозяине;
6. вакуоли находятся позади или непосредственно перед ксеногенной кристаллической фазой, препятствовавшей росту минерала-хозяина;

7. включения располагаются на продолжении залеченных трещин, образовавшихся на более ранних этапах кристаллизации и ставших причиной изъянов растущего минерала;
8. вакуоли имеют изометрическую форму в отличие от других включений в данном образце или форму отрицательных кристаллов.

В отличие от вторичных включений *первично-вторичные* могут пересекать ранние зоны роста кристалла, но содержащие их залеченные трещины чётко ограничены бывшей поверхностью роста, находящейся внутри кристалла. Такие включения гораздо чаще имеют изометрическую форму, чем вторичные. *Вторичные включения* пересекают любые зоны роста, более ранние генерации включений и межзерновые границы. К ним относятся явно деформированные и вторично измененные включения. Деформация происходит в результате самых различных процессов [Рёддер, 1987]: разгерметизации или взрыва включения, трассирования трещин (захват включений после образования минерала-хозяина, на этапе развития ослабленных зон), миграции включения по зерну. Очень подходящим минералом для исследования включений является кварц, так как он всегда содержит большое их количество, что повышает вероятность находки первичных включений.

Представительность включения играет решающую роль в интерпретации данных, поэтому одним из принципиальных моментов выступает состав включения, который может неадекватно отображать общий состав расплава или флюида. К тому же, он способен меняться уже после захвата включения. Такие трансформации случаются при взаимодействии между включением и минералом-хозяином, в ходе раскристаллизации РВ или вторичных изменений в них [Граменицкий и др., 2000].

Основополагающим вопросом всей термометрии является *герметичность* включений. Необходимо принимать во внимание возможность утечки флюида из вакуоли, что приведет к изменению состава и свойств содержимого включения. Негерметичность встречается, например, из-за деформации или растрескивания минерала-хозяина, либо больших перепадов давления. В отдельных случаях наблюдается расшнуровка включения с обособлением его частей и образованием нескольких более мелких вакуолей, которые будут давать различную температуру гомогенизации. Негерметичность включений или расшнуровку легко распознать при микроскопическом изучении.

Не решён до конца вопрос о герметичности включений во время проведения высокотемпературных экспериментов. Независимо от того, проводят ли опыт при нормальном давлении или в условиях внешнего противодавления [Смирнов и др., 2011], концентрации компонентов внутри включения и в окружающей его среде различны. Это позволяет включению и внешней среде обмениваться веществом, что приводит к искажению состава

включения и температур фазовых превращений. Таким образом, исследователю необходимо понять, успеет ли включение ощутимо изменить свой состав за время эксперимента.

Прежде всего, следует предполагать, что будет происходить обмен водой посредством диффузии её компонентов: OH^- и H^+ [Qin et al., 1992; Hall, Sterner, 1993; Severs et al., 2007]. С.З. Смирнов с соавторами [Смирнов и др., 2011] опытным путём установили, что в ходе прогрева (в условиях 650 °С, 3 кбар, 4 суток) РВ в кварце сохраняют герметичность, и обмен водой не наблюдается даже в том случае, когда давление в 3 раза превышает давление внутри включений. Также в РВ в кварце изучалась [Severs et al., 2007] потеря воды расплавом (содержащим ~5 мас.% H_2O) во время эксперимента при 800°С. Исследования показали, что при малом времени прогрева утечка воды незначительна. Наиболее важным фактором, влияющим на обмен веществом между внешней средой и включением, являются дефекты кристаллической структуры, например, открытые и залеченные трещины [Смирнов и др., 2011]. Возникновение таких трещин вблизи включения, скорее всего, приведет к его разгерметизации.

5.2. Включения в породах массива Ары-Булак

В санидине удалось обнаружить лишь единичные включения, подходящие для термокриометрии. Поэтому наибольший интерес представляли зёрна кварца и топаза, в которых включений было достаточно много. В порфириковых онгонитах фенокристы кварца и топаза в центральных областях и по зонам роста содержат большое количество включений, размеры которых варьируют от <10 до 300 мкм и более [Дмитриева и др., 2021a]. Вкрапленники минералов из порфириковых пород переходного типа и афировых реже захватывали РВ и ФВ. Соотношение РВ от их общего количества составляет: 53 % в порфириковых, 36 % в переходных и 11 % в афировых породах.

В большинстве случаев РВ тесно ассоциируют с ФВ. Частота встречаемости включений неодинакова: в одних образцах они наблюдаются почти в каждом зерне кварца и топаза, в других – редки или отсутствуют. Неравномерно их распределение и в объеме отдельных зерен: они либо одиночны, либо группируются по 3-8 шт., причём обычно располагаются не в одной плоскости, а образуют неясной формы группу. Первичные включения часто расположены в зонах роста кристаллов.

Размеры, морфология ФВ и РВ и соотношение дочерних кристаллических фаз в них чрезвычайно разнообразны (табл. 5.1). Детальные описания и фотографии включений разных типов приводятся в Приложении 3.

Таблица 5.1. Классификация первичных и первично-вторичных включений

Тип	Расплавные				Флюидные	
	стекловатые	частично раскристаллизованные	полностью раскристаллизованные	силикатно-солевые	существенно-газовые	рассолов
содержание главной фазы	C = 60-95%	K = 50-80% C = 20-50%	K = 90-100%	C = 50-90%	Г = 70-95%	K = 50-70% Ж = 40-50%
соотношение фаз	Cc > Г Cc > (Г+Ка) Cc > (Г+Ки) Cc > (Г+Кх) Cc > (Сф+Г) Сф >> (Сс+Г) Сф >> (Сс+Г+Кх)	Ки > (Сс+Г) Кх > (Сс+Г) Ки > (Сс+Г+Ка) (Кх+Сс+Г) > Сф	Ки >> (Сс+Г) Ки >> Г Кх >> Г	Сс > (Г+Ки) Сс > (Г+Кх)	Г >> Ж Г >> (Ж+Ки) Г >> (Ж+Ка) Г >> (Ж+Кх)	Кх (Ки+Ка) >> (Ж+Г) Кх (Ки+Ка) > (Ж+Г)

Примечание. Ж – жидкая фаза, Г – газовая, Сс – силикатное стекло, Сф – фторидное стекло, К – кристаллические фазы: а – анизотропная, и – изотропная, х – агрегат фаз.

5.3. Катодолюминесценция зёрен кварца и топаза

Метод катодолюминесценции (КЛ) использовался для поиска зон роста вкрапленников и выяснения особенностей распределения включений минералообразующих сред в их объеме. По данным КЛ в зёрнах кварца и топаза отчетливо проявлена зональность, которая осложнена несколькими стадиями растворения и роста (рис. 5.1).

Вкрапленники топаза демонстрируют сложные картины КЛ, отражающие как непрерывность, так и резкие изменения яркости (ступенчатые зоны). В некоторых случаях за яркими КЛ-зонами следуют нарушенные зоны (рис. 5.1, а, б). Интересной особенностью КЛ-изображений топаза является кайма шириной около 50 мкм, особенно хорошо развитая на пирамидальных гранях кристаллов. Она представляет собой позднюю зону роста вкрапленника и на КЛ-изображении выглядит как прерывистый яркий слой, в котором захватывались округлые включения кварца (рис. 5.1, а) диаметром до 10-20 мкм.

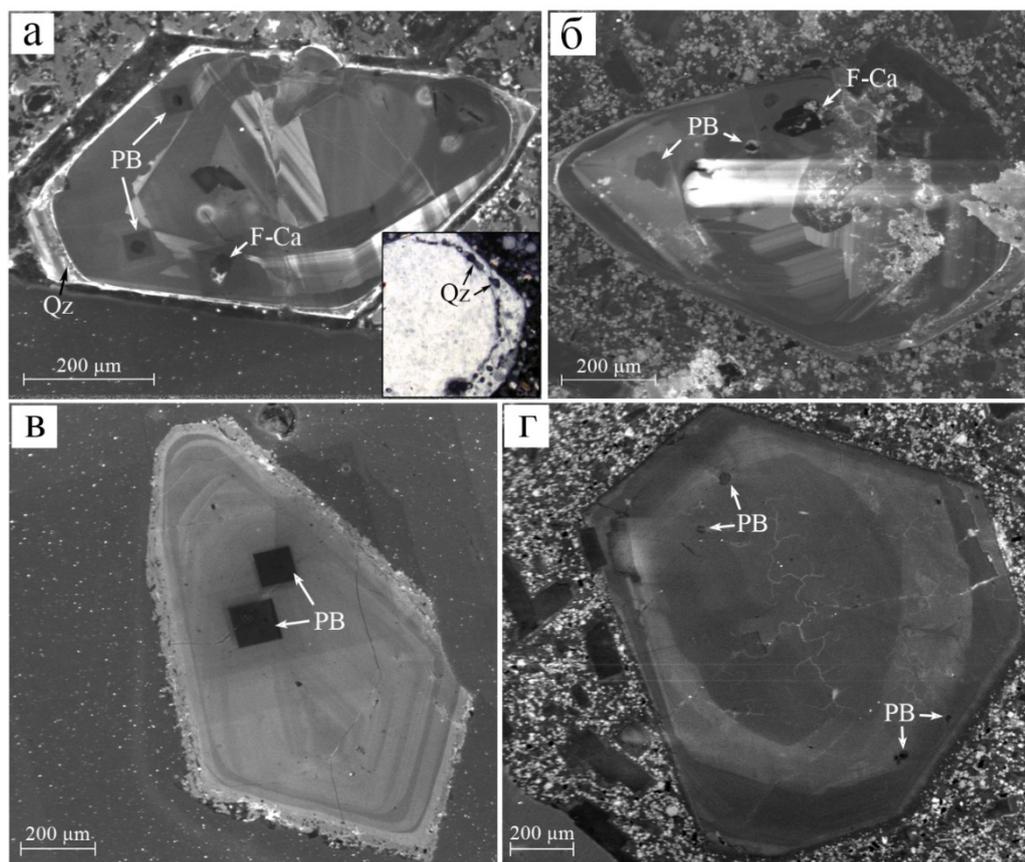


Рис. 5.1. Катодолюминесцентные изображения кристаллов топаза и кварца с ростовой зональностью: а-б – раскристаллизованные РВ и включения F-Ca фазы на границе промежуточной и краевой зон роста кристаллов топаза, обр. АРБ-127Т и АРБ-370Т. На врезке – вкрапленник топаза с каймой, насыщенной включениями кварца; в – РВ в центральной части вкрапленника кварца, обр. АРБ-142; г – РВ на границе с внешней зоной роста кристалла кварца, обр. АРБ-370. РВ – расплавные включения, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, Qz – кварц.

Текстуры роста во вкрапленниках кварца четкие, идиоморфные, могут меняться от мелких до крупных (рис. 5.1, в-г). В отдельных случаях границы зон сглажены, а иногда отмечаются следы частичного растворения предыдущих зон. Некоторые зёрна кварца содержат ядро, на которое нарастали новые генерации минерала (рис. 5.1, г). Круглые залеченные трещины, заполненные рекристаллизованным кварцем, присутствуют в большинстве вкрапленников кварца и не пересекают окружающую основную массу. Кварц в этих трещинах выглядит либо темнее, либо ярче, чем окружающий кварц, и даже вдоль одной и той же трещины яркость значительно колеблется. Такие структуры могут маркироваться группами мелких ФВ, которые плохо различимы в проходящем свете.

Стекловатые и раскристаллизованные РВ часто находятся в ранних и промежуточных зонах роста вкрапленников совместно с включениями F-Са фазы.

5.4. Флюидные включения

ФВ встречаются как совместно с РВ, так и обособленно по зонам роста или в залеченных трещинах. Сингенетичность ФВ и РВ подтверждается их совместным расположением в пределах одной зоны роста (рис. 5.2, а). За первичные приняты включения, которые не имели связи с залеченными секущими трещинами и располагались поодиночке, либо в виде небольших скоплений. Первично-вторичные (рис. 5.2, б) приурочены к залеченным микротрещинам, группируются в уплощенные шлейфы и, как правило, имеют изометрическую или неправильную форму, могут быть расшнурованы.

По фазовому составу ФВ разделены на два типа (табл. 5.1, рис. 5.3). К первому типу относятся первичные *ФВ водных паровых растворов, или существенно-газовые* (рис. 5.3, а-в; табл. 5.2). При комнатной температуре объемные соотношения фаз в них варьируют в некоторых пределах, но газовая фаза всегда преобладает над жидкой [Дмитриева и др., 2021а]. Размеры ФВ составляют 30-70 мкм по удлинению, иногда до 100-200 мкм. Многие из них имеют хорошо развитые грани, часто в виде негативных кристаллов.

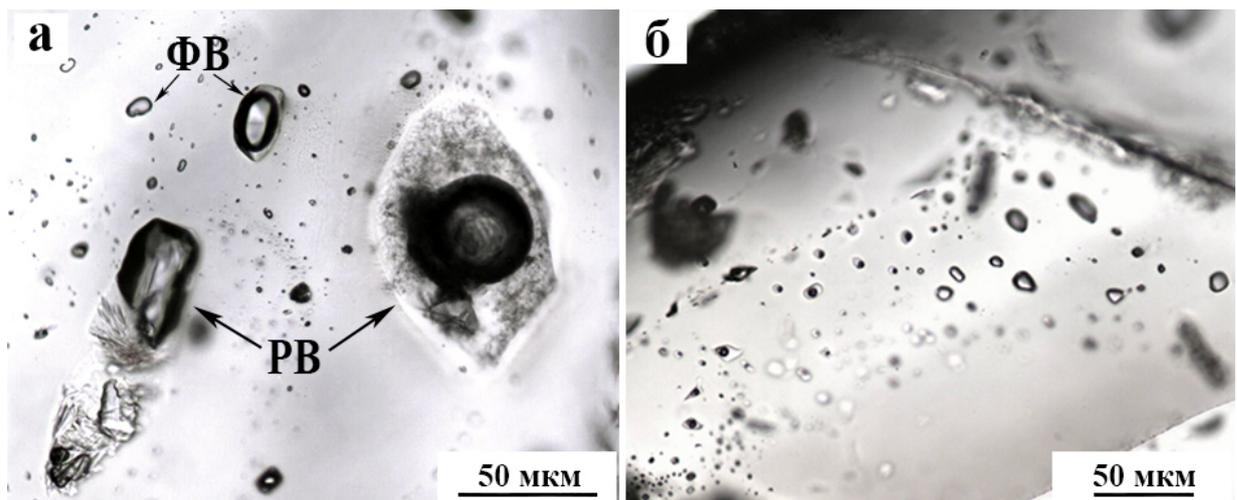


Рис. 5.2. Флюидные включения: а – сингенетичные существенно-газовые ФВ и РВ в кварце, обр. АРБ-142; б – первично-вторичные ФВ в кварце, обр. АРБ-141.

Жидкая фаза представлена водным раствором, а газовая является паровым водным раствором. Установить даже следовые количества других компонентов флюида (CO_2 , N_2 и проч.) методом криометрии не удалось. В некоторых ФВ обнаружена дочерняя фаза – виллиомит, NaF (рис. 5.3, в), размером 1-5 мкм. В разных ФВ соотношение кристаллической фазы и газового пузыря сохраняется, что свидетельствует о том, что виллиомит является дочерней фазой.

Ко второму типу отнесены первично-вторичные *ФВ концентрированных солевых растворов (рассолов)*, встречающиеся в трещинных участках зёрен кварца из переходных и афировых пород (рис. 5.3, г-е). При комнатной температуре ФВ рассолов содержат газовый

пузырь, водный раствор и переменное количество кристаллических фаз (до 50-80 об.%). В них содержится от одной до трех изотропных фаз с отчетливыми кубическими или округлыми очертаниями и до шести анизотропных фаз с разным двупреломлением и рельефом без явно выраженных кристаллических форм. По данным микрозондового анализа, фазы представлены хлоридами K, Na, Cs, фторидами Al, K, Na и кристаллогидратными соединениями типа $AlF_3 \cdot nH_2O$ и $KF \cdot nH_2O$ [Peretyazhko, Tsareva, 2008]. ФВ рассолов имеют уплощенную форму (5-15 шириной и 30-60 мкм, редко до 100 мкм, по удлинению) и сложную морфологию с многочисленными апофизами.

Существенно-газовые ФВ в кварце и топазе и первично-вторичные двухфазные ФВ с малым по объему газовым пузырьком (не более 20 об.%) в кварце из образцов АРБ-43, АРБ-142 и АРБ-359 использовались для проведения криометрических исследований по методике, изложенной в работе [Zagorsky et al., 2016]. Скорость процесса криометрии регулировалась так, чтобы избежать слишком быстрого замораживания образца. Размораживание происходило медленно, температура эвтектики фиксировалась по появлению первой порции водного раствора. По температуре плавления последнего кристаллика льда во включении определялась суммарная концентрация солей с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989]. В этой же программе была рассчитана плотность флюида по уравнениям из работ [Naag et al., 1984] для ФВ 1 типа и [Brown, Lamb, 1989] для первично-вторичных ФВ.

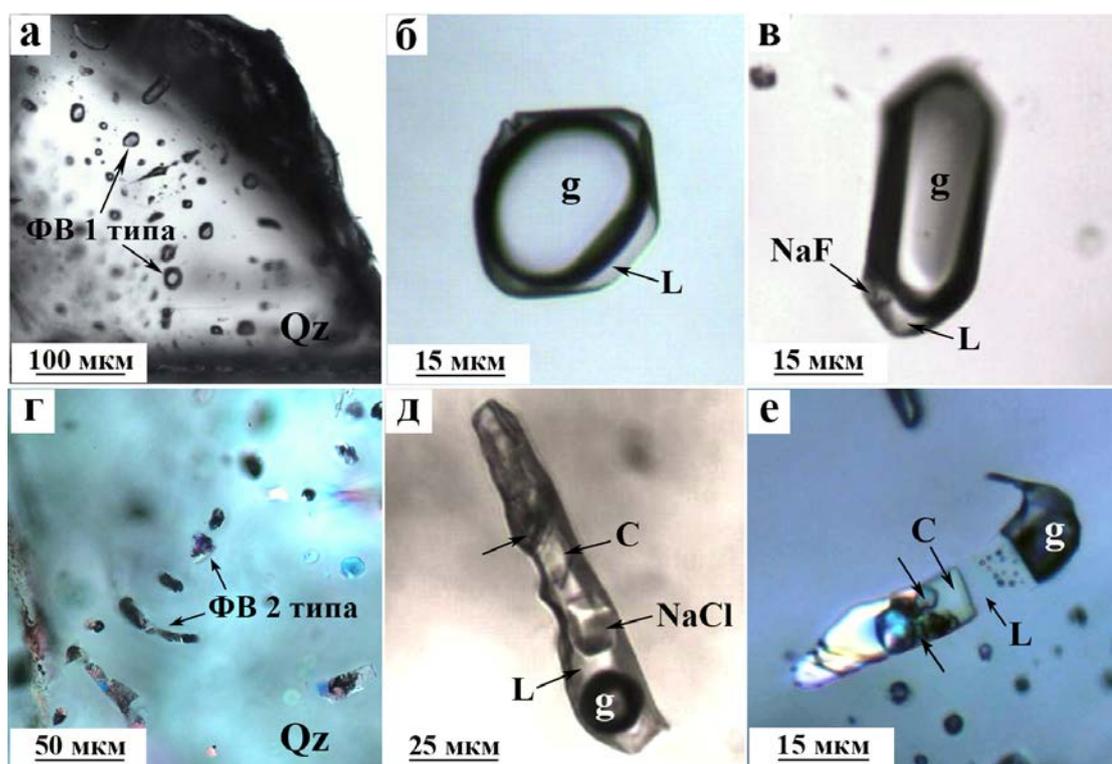


Рис. 5.3. Флюидные включения в кварце: а, б, в – существенно-газовые ФВ 1 типа; г-е – первично-вторичные ФВ 2 типа. L – водный раствор, g – газовый пузырь, C – изотропные фазы, указаны стрелками, NaCl – галит, NaF – виллиомит. Изображения в проходящем свете, г, е – при скрещенных поляризаторах.

Охлаждение до температуры жидкого азота не привело к заметному вымораживанию CO_2 или сжижению N_2 и CH_4 , что свидетельствует о низкой плотности содержащихся во включениях летучих компонентов. Тщательный контроль температурных интервалов, во время которых происходят фазовые преобразования CO_2 , подтвердил её отсутствие в ФВ. Результаты термокриометрических исследований первичных и первично-вторичных ФВ сведены в таблицу (табл. 5.2).

Во время опытов в криокамере установлено, что ФВ замерзают при температурах от -20 до -60 °С. Первые порции жидкости (эвтектика) появляются в интервале $-29.3\dots-19.2$ °С (табл. 5.2). Из-за небольшого объема жидкой фазы и оптических эффектов температуру эвтектики растворов удалось определить только в единичных случаях. Температуры плавления последних кристалликов льда во ФВ 1 типа изменяются от -4.8 до -0.2 °С. В первично-вторичных ФВ эта температура снижается до $-6.7 \div -2.0$ °С, что соответствует концентрациям солей в растворе 3.3–10.1 мас.% NaCl-экв (табл. 5.2).

Таблица 5.2. Результаты термокриометрии существенно-газовых ФВ (1 тип), включений солевого раствора (2 тип) и первично-вторичных ФВ.

минерал-хозяин, тип ФВ	Образец	Температура, °С					Концентрация солей, мас.% NaCl-экв	Плотность флюида, г/см ³
		эвтектики	плавления льда	гомогенизации	среднее	±		
кварц 1 тип	34 (9)	$-21.3 \div -19.2$	$-1.1 \dots -0.2$	352–388	365	12	н.о.	0.12–0.32
кварц 2 тип	34 (1)	$-24.0 \div -23.2$	$+12.8 \text{--} 13.3$	269Ж	-	-	35.45	1.09
топаз 1 тип	34 (2)	н.о.	$-2.9 \dots -2.4$	383–395	389	8	н.о.	0.30–0.32
кварц 1 тип	43 (6)	н.о.	$-2.4 \dots -2.1$	320–411	359	35	н.о.	0.06–0.11
кварц перв-втор.	43 (3)	$-24.5 \div -24.0$	$-2.7 \dots -2.1$	243–250Ж	247	4	3.44–4.39	0.83–0.84
кварц 1 тип	106 (6)	н.о.	$-1.8 \dots -1.1$	302–408	330	39	н.о.	0.05–0.06
топаз 1 тип	106 (1)	н.о.	$-4.8 \dots -4.5$	465	-	-	н.о.	0.32
кварц 1 тип	142 (5)	н.о.	$-2.2 \dots -1.6$	342–360	354	8	н.о.	0.09–0.14
кварц перв-втор.	142 (5)	$-28.0 \div -24.0$	$-6.7 \dots -4.6$	194–268Ж	232	26	7.25–10.10	0.87–0.93
кварц 1 тип	359 (5)	$-24.5 \div -24.0$	$-0.9 \dots -0.4$	350–378	364	11	н.о.	0.11–0.32
кварц перв-втор.	359 (2)	-29.3	$-3.0 \dots -2.0$	127–267Ж	197	99	3.28–4.86	0.82–0.96
кварц 1 тип	360 (3)	н.о.	$-0.9 \dots -0.7$	310–320	314	5	н.о.	0.05–0.06

Примечание. Все образцы имеют префикс АРБ-, в скобках – количество включений. Ж – гомогенизация в жидкость, в остальных случаях в газ, «н.о.» – не определено. Приводится среднее значение выборки температур гомогенизации и стандартное отклонение.

Точность измерения температур фазовых переходов во ФВ имеет первостепенное значение, так как именно по этим показателям определяют состав включений. Необходимая точность достигается очень медленным подъемом температуры с выдержкой в непосредственной близости от температуры фазового перехода. Форма существенно-газовых ФВ в большинстве случаев позволила достоверно проследить ход их гомогенизации. Нагревание таких ФВ приводило к переходу флюида в газовую фазу при 300-465 °С (табл. 5.2, рис. 5.4). По результатам 37 определений преобладающий интервал значений составляет 330-395 °С. Температуры гомогенизации всех существенно-газовых ФВ, участвовавших в термометрических экспериментах (73 шт., см. Приложение 3), изменяются от 300 до 500 °С, а большинство результатов находятся в диапазоне 340-390 °С, вблизи критической точки воды.

Кристалл NaF во ФВ 1 типа при нагревании немного увеличивается в размере до 550-600 °С, а затем быстро уменьшается и растворяется около 600-670 °С. Иногда он становился видимым только после нагрева ФВ выше 300 °С. Во время охлаждения виллиомит кристаллизуется в разных частях включения и при повторном нагреве растворяется в том же температурном интервале. Подобное поведение кристаллической фазы объясняется свойствами растворов с обратной растворимостью солевых компонентов при увеличении температуры – т.е. водно-солевых систем *P-Q* типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990; Veksler, 2004]. Из термометрических данных предполагается, что во ФВ 1 типа содержится водный раствор, близкий по составу к системе H₂O – NaF. Это подтверждается и тем, что жидкая фаза таких ФВ исчезает при температурах вблизи критической точки воды. Существенно-газовые ФВ выдерживают нагрев до высоких температур без вскрытия. Концентрация NaF в точке эвтектики (-3.5 °С) ФВ с дочерним виллиомитом составляет 3.92 мас.% [Справочник по растворимости солевых систем, 1961].

ФВ концентрированных солевых растворов (2 тип) характеризуются следующим поведением во время термометрических экспериментов. При нагревании кристаллические фазы в них растворяются в следующей последовательности: 90-320 °С – анизотропные; 260-590 °С (редко, > 600 °С) – изотропные. Последняя изотропная фаза исчезает одновременно с газовым пузырьком, либо на 10-40 °С позднее температуры частичной гомогенизации включения в жидкую фазу, которая является хлоридным рассолом. Значения температуры гомогенизации ФВ 2 типа имеют бимодальное распределение с максимумами 360-380 и 520-560 °С (рис. 5.4).

Во время охлаждения ФВ 2 типа наблюдается быстрая кристаллизация фаз, при этом их размеры заметно уменьшаются. В дальнейшем наблюдается некоторое увеличение объема кристаллических фаз, но к первоначальным размерам они не возвращаются, что свидетельствует о медленном установлении равновесия в концентрированных водно-солевых

растворах. В течение дальнейших нагревов все фазы растворяются раньше, чем газовый пузырёк. При этом температура гомогенизации в некоторых случаях становится выше. Соленость раствора ФВ 2 типа (37-50 мас.% NaCl-экв.) можно оценить лишь приблизительно по температуре плавления галита в программе FLINCOR [Brown, Lamb, 1989].

В группе первично-вторичных ФВ температуры гомогенизации (в жидкость) составляют в среднем 230 °С при колебаниях 127-268 °С (табл. 5.2, рис. 5.4). Температуры эвтектики и плавления льда в этих ФВ заметно ниже, чем в существенно-газовых ФВ 1 типа. Распределение значений измеренных температур гомогенизации ФВ 1 типа имеет одномодальный характер с резким максимумом в интервале значений 350-360 °С при плотности 0.05-0.32 г/см³ (табл. 5.2, рис. 5.4, 5.5). Такие показатели обычны для низкоплотных магматических флюидов. Первично-вторичные ФВ также имеют одномодальный характер распределения значений $T_{\text{гом}}$ с максимумом в интервале 240-270 °С, но значения плотности выше и составляют 0.77-0.94 г/см³. Для ФВ 2 типа характерно бимодальное распределение значений температур гомогенизации с максимумами в интервалах 360-380 и 520-560 °С и самая высокая плотность – 1.00-1.09 г/см³ (рис. 5.5).

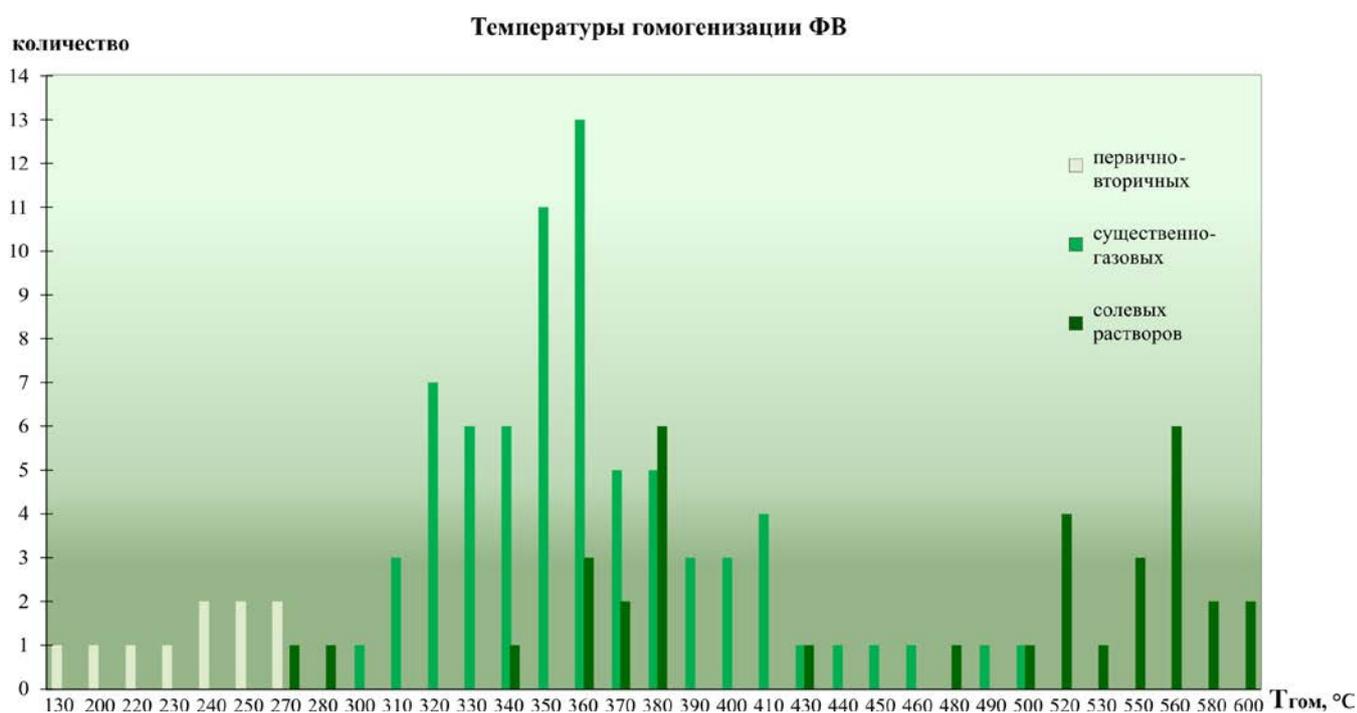


Рис. 5.4. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ.

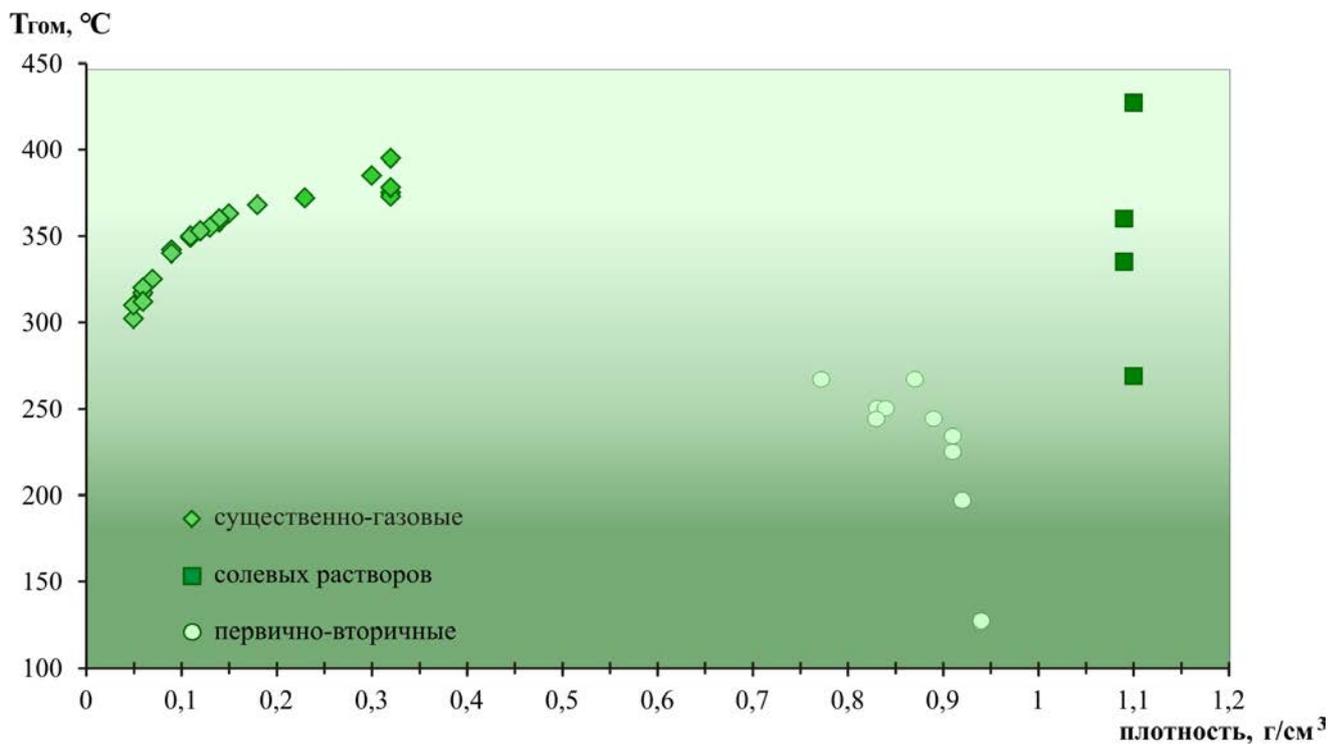


Рис. 5.5. Соотношения плотности раствора ФВ и температуры гомогенизации.

Из термометрических данных предполагается, что в ФВ 1 типа содержится водный раствор с плотностью 0.05-0.32 г/см³ близкий по составу к системе H₂O – NaF. При такой плотности парового раствора *P-Q* типа, захваченного ФВ с гомогенизацией в газовую фазу при 340-390 °С, оценки флюидного давления по изохорам воды для интервала кристаллизации онгонитового расплава 750-600 °С будут изменяться от 300 до 1250 бар.

5.5. Расплавные включения

В порфировых онгонитах и породах переходного типа вкрапленники кварца и топаза в центральных областях и по зонам роста содержат множество РВ размером 40-150 мкм, редко до 250-300 мкм (рис. 5.6). Вкрапленники минералов из афировых пород редко содержат включения, а их размер не превышает 30-70 мкм [Дмитриева и др., 2021a]. В большинстве случаев РВ одиночны или образуют азональные группы в разных частях кристалла, иногда приурочены к зонам роста вкрапленников. Такое расположение РВ свидетельствует об их первичности.

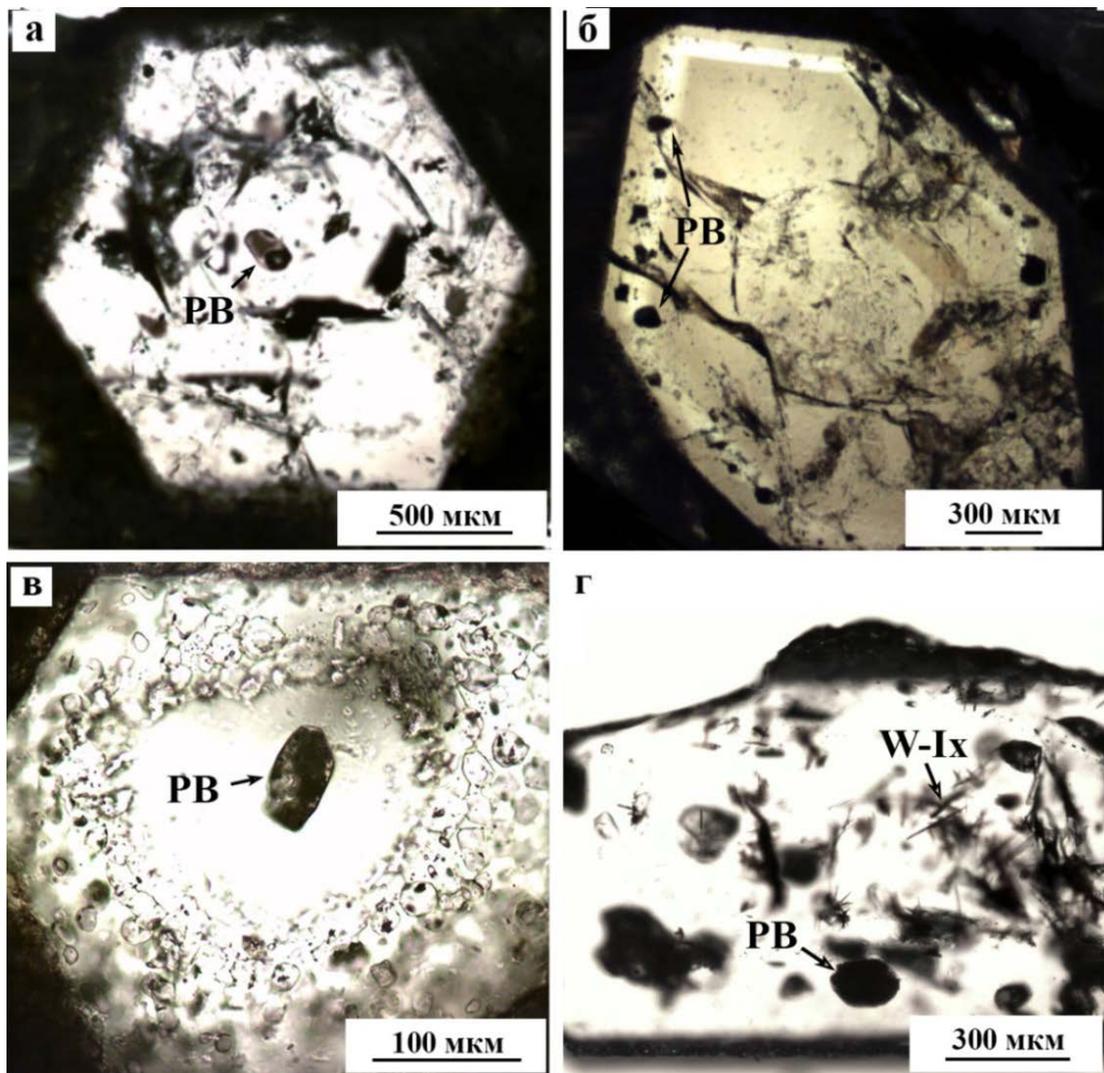


Рис. 5.6. Расплавные включения: а – в центральной зоне роста кристалла кварца; б – в краевой зоне роста кристалла кварца; в – крупное РВ в центре вкрапленника кварца и многочисленные сингенетичные РВ и ФВ во внешней зоне; г – в топазе совместно с игольчатым вольфрамоокисидом. Фото в проходящем свете, при 23 °С.

Для РВ характерен изометричный, округлый, неправильный облик, иногда форма отрицательного кристалла (в кварце). Чаще всего они заполнены мелкокристаллическим

агрегатом силикатных фаз (80-95 об.%), бесцветным или окрашенным. Газовая фаза обычно обособлена в одном или нескольких мелких пузырьках или находится в интерстициях между твёрдыми фазами. В редких зёрнах встречаются природно-закалённые РВ с прозрачным стеклом и несколькими пузырьками.

На основе визуального изучения было выделено пять типов РВ [Дмитриева и др., 2021а], различающихся по фазовому составу (табл. 5.1):

- 1) однофазные стекловатые со светлым и прозрачным стеклом, либо темные и непрозрачные, заполненные кристаллическим агрегатом силикатных минералов (рис. 5.7, а);
- 2) двухфазные со стеклом и одним либо несколькими пузырьками (рис. 5.7, б);
- 3) многофазные с кристаллическими фазами, стеклом и пузырьком (рис. 5.7, в);
- 4) многофазные с F-Ca глобулами (флюоритом) в силикатном стекле ± пузырьком и редкими кристаллическими фазами; F-Ca фаза заполняет почти весь объем некоторых РВ (рис. 5.7, г);
- 5) многофазные со стеклом и многочисленными обособлениями (глобулами) солевых, часто фторидных, кристаллических фаз ± пузырьком (рис. 5.7, д, е).

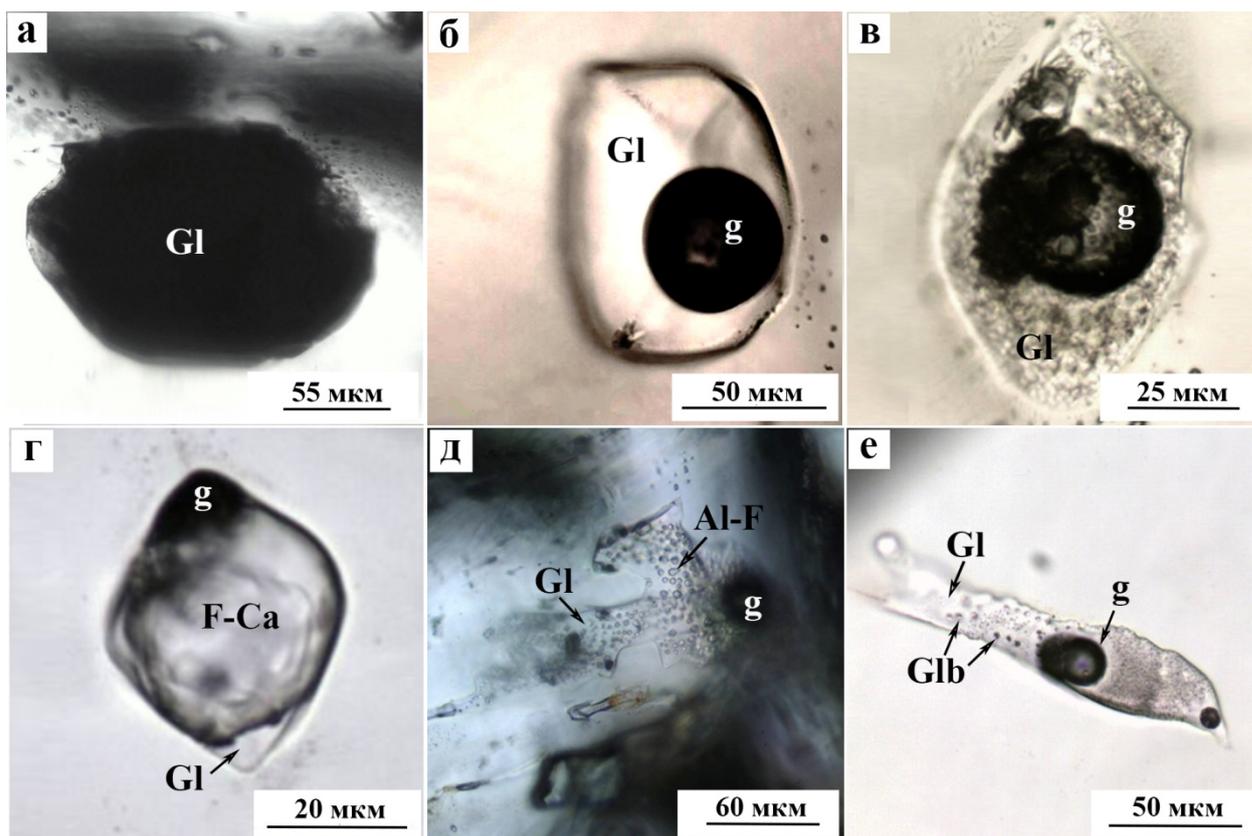


Рис. 5.7. РВ в зёрнах топаза (а, д) и кварца: а – закристаллизованное, б – с прозрачным стеклом, в – частично закристаллизованное, г – с крупным обособлением F-Ca фазы, д – с алюмофторидными глобулами, е – с соевыми глобулами. Gl – силикатное стекло, g – газовый пузырь, Glb – соевые глобулы. F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, Al-F – алюмофторидные фазы. Проходящий свет.

Преобладают РВ 1-3 типов, остальные встречаются редко. Наибольший интерес для наших исследований представляли включения 4 и 5 типов. Самыми распространенными среди

них являются закристаллизованные РВ, в которых F-Са глобулы становились видимыми после плавления агрегата силикатных минералов. Помимо F-Са обособлений, во включениях 4 и 5 типов иногда находились другие фторсодержащие фазы – криолит, селлаит, хиолит и алюмофториды [Перетяжко, Савина, 2010а; 2010г]. На рисунке 5.7 (д) показано РВ 5 типа размерами 80×175 мкм в кристалле топаза (образец АРБ-106Т) с многочисленными глобулами (<1-5 мкм) алюмофторидного состава, имеющими отношение Na/Al, близкое к хиолиту и криолиту с примесью Са, К и Cl. Дочерние минералы (до 4-5 кристаллических фаз) обычно находятся в РВ 3 и 5 типов (рис. 5.8). Чаще всего такие фазы прозрачны или слабо окрашены, имеют неправильную или округлую форму, размер <40 мкм (обычно, 5-10 мкм). При скрещенных поляризаторах могут показывать достаточно четко выраженный эффект двупреломления (рис. 5.10). Средние температуры растворения дочерних фаз в РВ 1-3 типов составляют 690 °С, в РВ 5 типа – 620 °С.

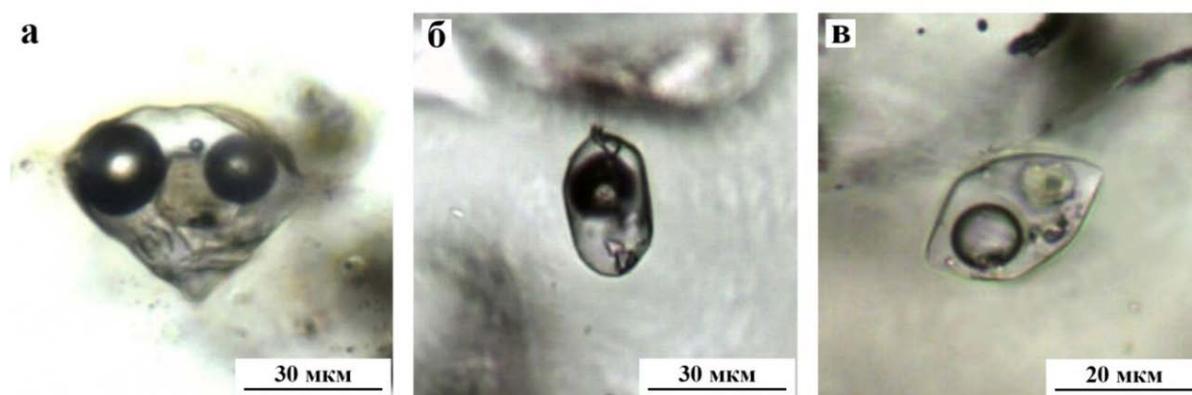


Рис. 5.8. РВ с дочерними фазами: а – РВ 1 типа в кварце (обр. АРБ-142) при 600 °С, температура растворения фаз 700 °С; б – РВ 3 типа в топазе (обр. АРБ-34), температура растворения фаз 650 °С; в – РВ 3 типа в кварце (обр. АРБ-54), температура растворения фаз 730 °С.

5.5.1. Силикатные расплавные включения

В качестве кристаллических фаз в РВ (рис. 5.9) присутствуют минералы, наиболее характерные для порфировых онгонитов: альбит, санидин и слюда. Кроме них, РВ часто содержат F-Са фазу и каолинит (рис. 5.9, а-в). Широко распространенный в топазах W-иксиолит не только встречается совместно с РВ (рис. 5.6, г), но и довольно часто находится внутри РВ как ксеногенная кристаллическая фаза (рис. 5.9, в-г). Реже наблюдаются W-содержащий колумбит, касситерит (рис. 5.9, д-е), флюоцерит-(Ce), циркон. Кристаллические фазы не растворялись при 700-800 °С и только частично оплавливались в течение многочасовых выдержек при 730 °С.

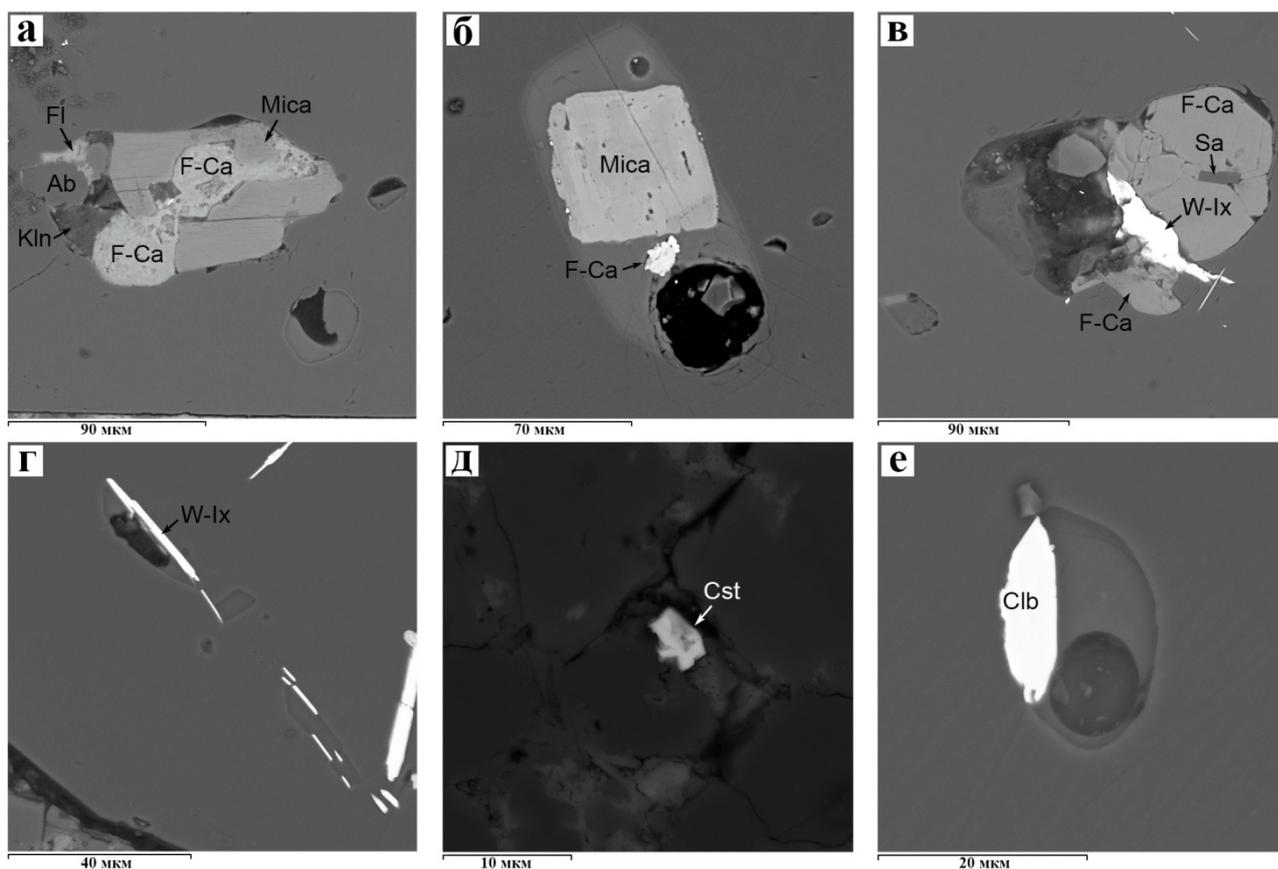


Рис. 5.9. BSE-изображения кристаллических фаз РВ: а – вскрытое включение (без нагрева), содержащее F-Ca фазу, альбит, каолинит и циннвальдит, обр. АРБ-370Т; б – слюда и F-Ca фаза, обр. АРБ-106; в – вскрытое РВ (без нагрева), содержащее F-Ca фазу, санидин и вольфрамоокисиолит, обр. АРБ-370Т; г – вольфрамоокисиолит, обр. АРБ-127Т; д – касситерит, обр. АРБ-106; е – колумбит, обр. АРБ-127Т. Ab – альбит, Sa – санидин, Mica – слюда, F-Ca – фторидно-кальцевая фаза, Kln – каолинит, W-Ix – вольфрамоокисиолит, Cst – касситерит, Clb – колумбит.

Наиболее крупные кристаллические фазы в РВ удалось проанализировать методом СЭМ ЭДС (табл. 5.3). По составу они близки породообразующим минералам основной массы онгонитов (см. табл. 4.5, 4.7, 4.9). Незначительным отличием является отсутствие примеси Fe в полевых шпатах и повышенное содержание CaO в альбите (табл. 5.3, ан. 1, 2, 6, 7). Слюда в РВ характеризуется более высокой концентрацией Na₂O (табл. 5.3, ан. 3, 8) и обогащена F до 7.11 мас. %.

Эксперименты при высоких температурах проводились с РВ всех типов для получения гомогенных стёкол, которые затем изучались методом СЭМ ЭДС. Для гомогенизации РВ оптимальным оказался следующий режим. При нагревании со скоростью 5-10 °С/мин до 430-530 °С в большинстве включений никаких изменений не происходит. При температуре 430 °С, но чаще с 470-530 °С начинается плавление силикатных фаз. При этом раскристаллизованные РВ постепенно становятся прозрачными (рис. 5.10), и в них наблюдается подвижный газовый пузырь. Иногда образуется несколько (до пяти – десяти) более мелких пузырьков. Самая низкая температура, при которой начиналось плавление – 360 °С.

Таблица 5.3. Средние химические составы кристаллических фаз РВ в кварце и топазе, мас.%

компонент	кварц					топаз					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Ab	Sa	Mica	Kln	Cst	Ab	Sa	Mica	Kln	W-Ix	Clb
SiO ₂	65.92	67.03	45.37	50.53	5.20	68.56	65.67	46.13	46.29	-	-
TiO ₂	-	-	0.77	-	1.99	-	-	-	-	1.17	1.80
Al ₂ O ₃	18.81	18.36	21.47	42.17	0.97	19.15	18.34	20.94	37.16	-	-
FeO	-	-	12.58	-	3.54	-	-	11.77	-	13.06	10.00
MnO	-	-	0.80	-	-	-	-	2.07	-	7.83	9.16
CaO	0.30	-	0.15	-	-	0.74	-	0.27	0.75	0.54	-
Na ₂ O	10.58	2.95	0.70	-	0.26	10.56	3.55	0.96	-	-	-
K ₂ O	0.33	11.54	9.04	1.18	-	1.56	11.10	8.64	-	-	-
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41	0.35
SnO ₂	-	-	-	-	70.95	-	-	-	-	-	-
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25.41	7.94
Nb ₂ O ₅	-	-	-	-	7.51	-	-	-	-	47.65	61.26
Ta ₂ O ₅	-	-	-	-	7.51	-	-	-	-	47.65	61.26
F	-	-	6.73	-	2.50	-	-	7.11	0.83	-	-
сумма	95.93	99.87	98.17	93.88	99.03	100.56	98.66	97.94	85.02	100.45	99.42

Примечания. Ab – альбит, Sa – санидин, Mica – циннвальдит, Kln – каолинит, Cst – касситерит, W-Ix – W-иксиолит, Clb – колумбит. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. В анализах дополнительно установлено (в мас.%): 3 – 0.57 MgO, 5 – 0.97 ZrO₂, 8 – 0.05 Cl, 11 – 1.06 Y₂O₃. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН (аналитик Н.С. Карманов).

Вблизи температуры гомогенизации скорость нагрева РВ составляла 0.5-1 °С/мин. При 650-730 °С в течение 1-2 ч происходит полное плавление силикатных фаз (рис. 5.10). Учитывая низкую вязкость онгонитового расплава, длительные выдержки обычно не применялись, и максимальное время большинства опытов составляло 1 час при 700 °С (рис. 5.11). В отдельных РВ размером до 30 мкм пузыри в расплаве исчезали при 700-730 °С. Наиболее крупные экземпляры прогревались при 730 °С 4-5 ч (в некоторых опытах, до 20 ч) [Дмитриева и др., 2021a]. Часть таких РВ удалось гомогенизировать до состояния «расплав + газовый пузырек». В других РВ сохранялось несколько пузырей, силикатные фазы растворялись частично, и полная гомогенизация не наблюдалась. Один из опытов с РВ 1 типа в кварце показан на рисунке 5.10.

Сохранность флюидных фаз в прогретых РВ можно интерпретировать по-разному. Некоторые из них сохранились в результате незавершившегося процесса гомогенизации, другие – могли быть продуктом одновременного захвата порций расплава и флюида при кристаллизации вкрапленников минералов.

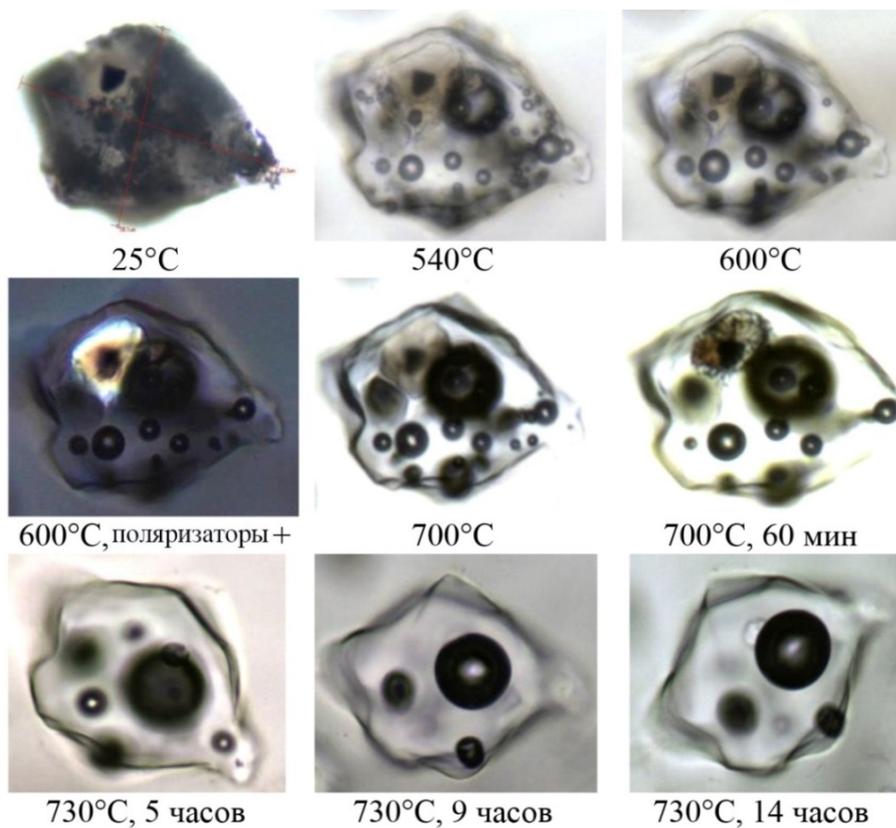


Рис. 5.10. РВ (60×80 мкм) в кварце при нагревании, обр. АРБ-365.

При нагревах не было установлено увеличения объема РВ (рис. 5.11, г-е), а минерал-хозяин не плавился. На всех этапах опытов не было замечено каких-либо признаков вскрытия РВ, вызванного возрастающим внутривакуольным давлением. Только единичные РВ имели визуальные признаки нарушения герметичности (радиальные трещины, ореол мелких вторичных ФВ или аномально больших флюидных обособлений).

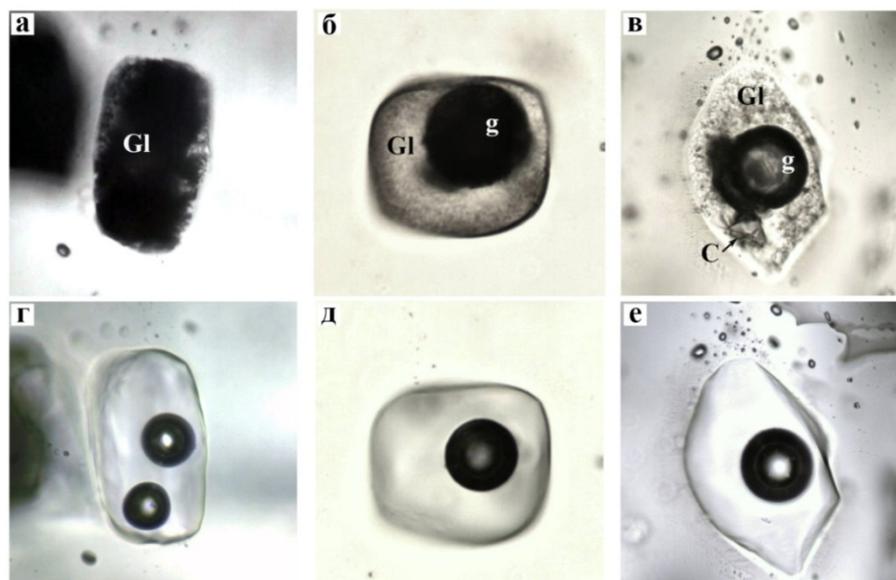


Рис. 5.11. Включения силикатных расплавов в кварце до (а, б, в) и после (г, д, е) прогрева: а, г – РВ 1 типа в обр. АРБ-34 (55×92 мкм), 9 ч при 730 °С; б, д – РВ 2 типа в обр. АРБ-359 (49×54 мкм), 1 ч при 700 °С; в, е – РВ 3 типа в обр. АРБ-142 (68×107 мкм), 1 ч при 700°. Gl – силикатное стекло, г – газовый пузырь, С – кристаллическая фаза.

5.5.2. Расплавные включения с фторидными и солевыми фазами

Процессы силикатно-фторидной жидкостной несмесимости с участием F-Ca расплава на микроуровне выразились в появлении РВ 4 типа в кварце и топазе (рис. 5.7, г; 5.12). В стекле (остаточном либо образованном после плавления силикатных фаз) таких включений находятся округлые F-Ca глобулы разных размеров. В некоторых стекловатых РВ содержится крупное, занимающее почти всю вакуоль, обособление фторидно-кальциевой фазы (флюорита) (рис. 5.12, а-б). В закристаллизованных РВ капли F-Ca расплава становились заметны после плавления силикатных фаз во время длительных изотермических выдержек при 700-730 °С (рис. 5.12, в-г).

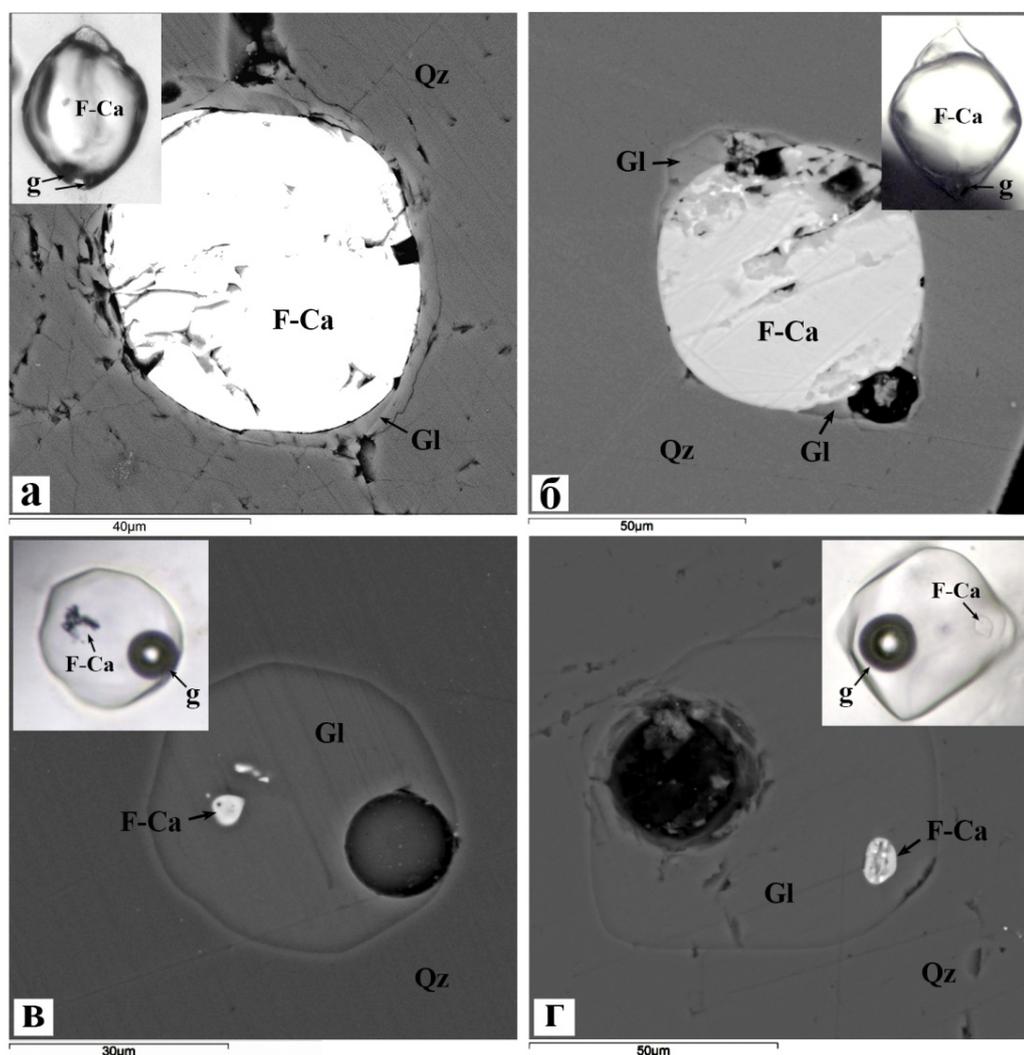


Рис. 5.12. F-Ca фаза в РВ 4 типа: а-б – крупные глобулы в стекле, после нагрева РВ до 770 °С (обр. АРБ-370) и 700 °С (обр. АРБ-132); в-г – округлые глобулы фазы после нагрева и выдержки РВ до 730 °С (обр. АРБ-356 и АРБ-366). Qz – кварц, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза. Gl – силикатное стекло, g – газовый пузырь. Изображения в BSE, врезки – проходящий свет.

С кристаллическими фазами, F-Ca глобулами и стеклом происходили следующие изменения в процессе нагрева РВ (рис. 5.13). В стекле при 350-400 °С начиналось плавление

глобул, после 400-450 °С появлялись мелкие пузырьки в силикатном расплаве [Дмитриева и др., 2021а]. При 550-650 °С были отчетливо видны контуры F-Ca обособления при его незначительном увеличении в объеме (рис. 5.13, а-б). К 700-730 °С силикатное стекло и F-Ca глобулы полностью плавилась: наблюдались сферические капли F-Ca расплава в силикатном расплаве. В тонкой кайме силикатного расплава оставались 1-2 пузырька (рис. 5.12, а-б; 5.13, в).

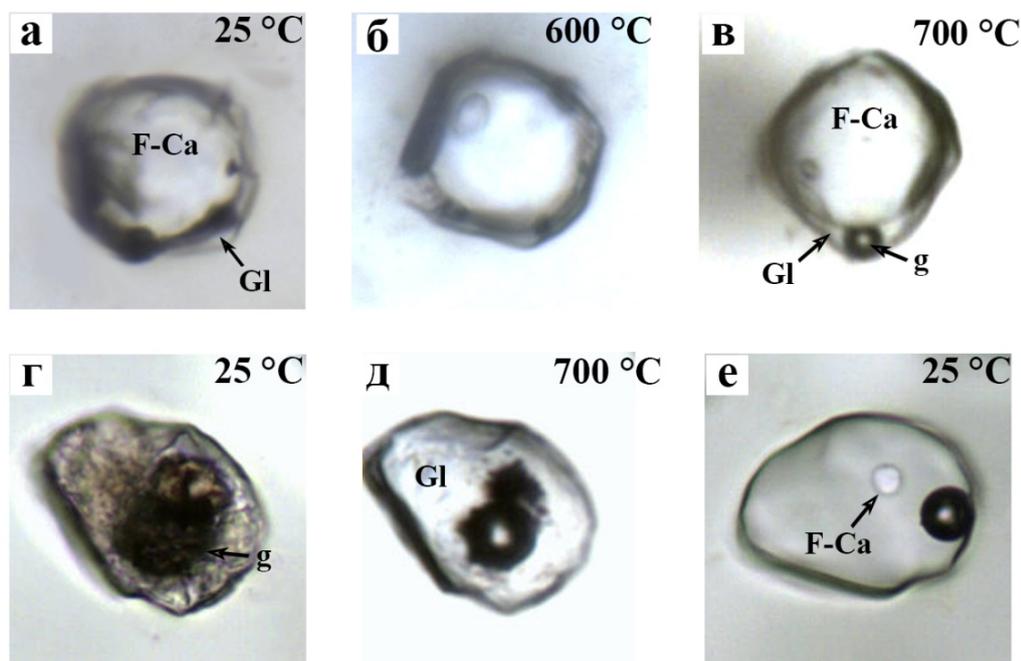


Рис. 5.13. РВ с F-Ca фазой (флюоритом) в кварце до (а, г) и после (б, в, д, е) прогрева: а-в – РВ 4 типа в обр. АРБ-376 (29×30 мкм), 1 ч при 700 °С; г-е – РВ 1 типа в обр. АРБ-365 (30×42 мкм), 1 ч при 700 °С. Gl – силикатное стекло/расплав, F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, g – газовый пузырь.

Небольшие округлые капли F-Ca расплава в силикатном расплаве РВ были заметны после выдержки при 730 °С. Они сливались и укрупнялись во время длительных опытов. После охлаждения препаратов в стеклах РВ наблюдаются F-Ca глобулы более светлого цвета размером от < 5 до 20 мкм (рис. 5.12, в-г; 5.13, е). Они сохраняют форму и вид, приобретенные в ходе нагрева. Многократно повторенные опыты по гомогенизации – гетерогенизации показали полное воспроизведение результатов термометрии фазовых переходов.

Наиболее редко встречаются РВ 5 типа, в прозрачном силикатном стекле которых видны многочисленные глобулы размером до 15 мкм, сложенные мелкокристаллическим агрегатом [Дмитриева и др., 2021а]. Соотношение стекла, глобул и кристаллических фаз меняется значительно (рис. 5.7, д-е; рис. 5.14, а-в). Эти включения достаточно крупные – от 20 до 145 мкм, в среднем размер составляет 40-60 мкм. Имеют вытянутую или приближенную к эллипсу, либо параллелепипеду форму вакуоли. Во вкрапленниках минералов распределены неравномерно, чаще всего находятся в промежуточных и краевых зонах. Образуют

немногочисленные группы или единичны. Большинство РВ 5 типа находится в зёрнах кварца (во вкрапленниках топаза они обнаружены только в одном образце).

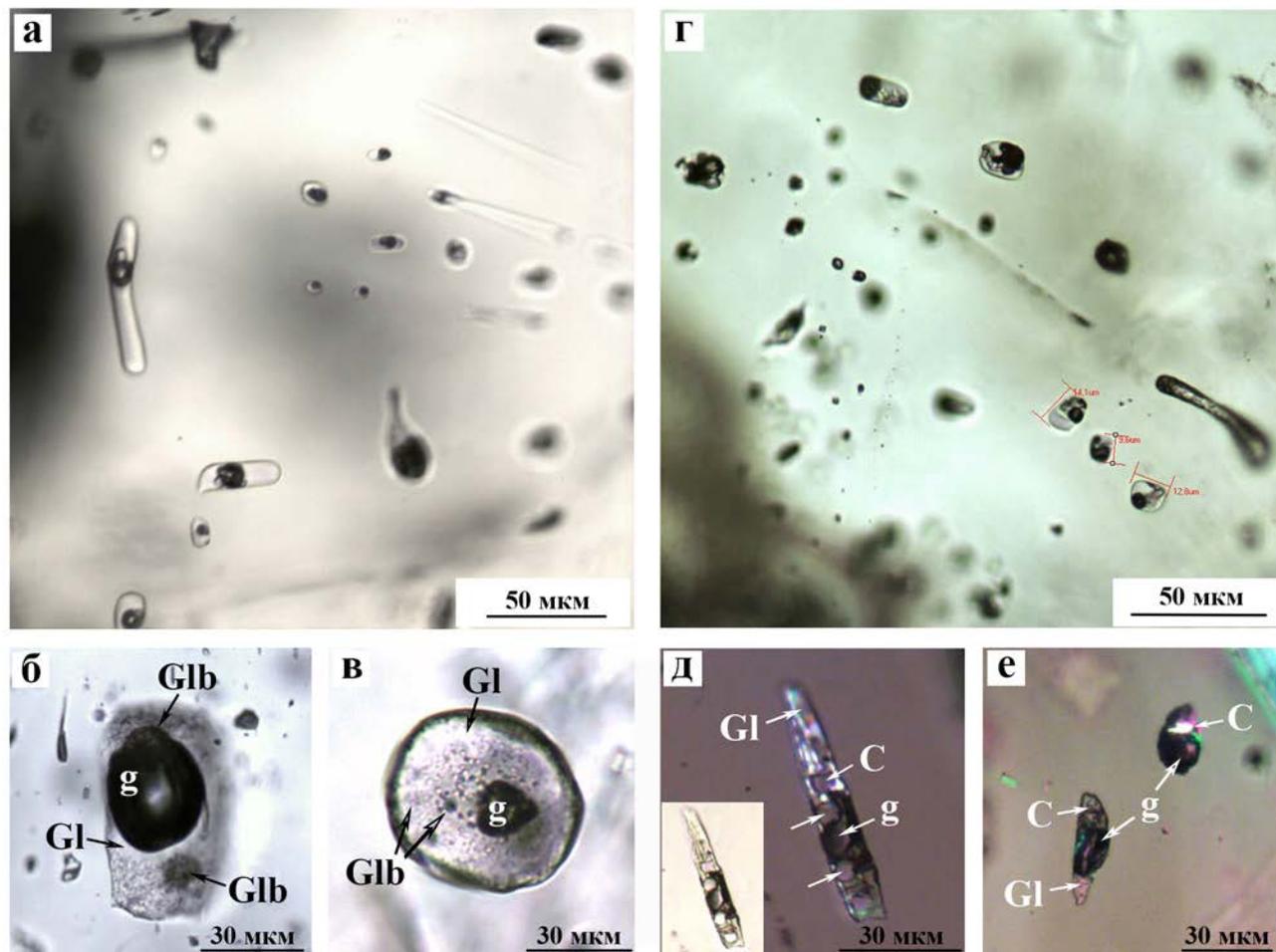


Рис. 5.14. РВ 5 типа (до нагрева): а – группа РВ, обр. АРБ-357; б-в – одиночные РВ, обр. АРБ-142 и АРБ-354; г – группа РВ, обр. АРБ-371; д-е – одиночные РВ, обр. АРБ-372 и АРБ-359. G1 – силикатное стекло, g – газовый пузырь, С – кристаллические фазы (показаны белыми стрелками), Glb – глобулы солевого расплава. Изображения при параллельных (а-в) и скрещенных (г-е) поляризаторах в проходящем свете.

При нагревании РВ 5 типа (рис. 5.15) от 350 до 550 °С начинали плавиться кристаллические фазы в глобулах (рис. 5.15, а), а в интервале 560-730 °С формировались округлые капли, вероятно, солевых расплавов (рис. 5.15, б). Они постепенно растворялись в силикатном расплаве при увеличении температуры до 850-880 °С. Крупные глобулы уменьшались в объёме, но не исчезали до 880 °С, продолжая сосуществовать с силикатным расплавом и газовой фазой (рис. 5.15, в). Многочасовые опыты с таким РВ в кварце (рис. 5.15) проводились поэтапно: нагрев до 730 °С с часовой выдержкой, 5 опытов при температуре 730 °С по 5 часов и нагрев до 880 °С. Если в РВ присутствуют дочерние кристаллические фазы (обычно изотропные, округлой формы), то они начинают растворяться после 450-500 °С и полностью исчезают при 510-690 °С (в среднем 630 °С).

При охлаждении РВ от 700 до 570 °С из гомогенного силикатно-солевого расплава обособляются капельки солевых расплавов и далее существуют в жидком виде, а затем мгновенно кристаллизуются около 500-430 °С. Силикатный расплав при таких температурах находится в жидком состоянии, но при дальнейшем снижении температуры закаливается в стекло (рис. 5.15, г-д). Дочерние кристаллические фазы в РВ во время охлаждения не появляются. Глобулы могут становиться крупнее во время медленного охлаждения РВ, с получасовой выдержкой при $T = 570$ °С, или спустя длительное время после термометрических экспериментов (рис. 5.15, е).

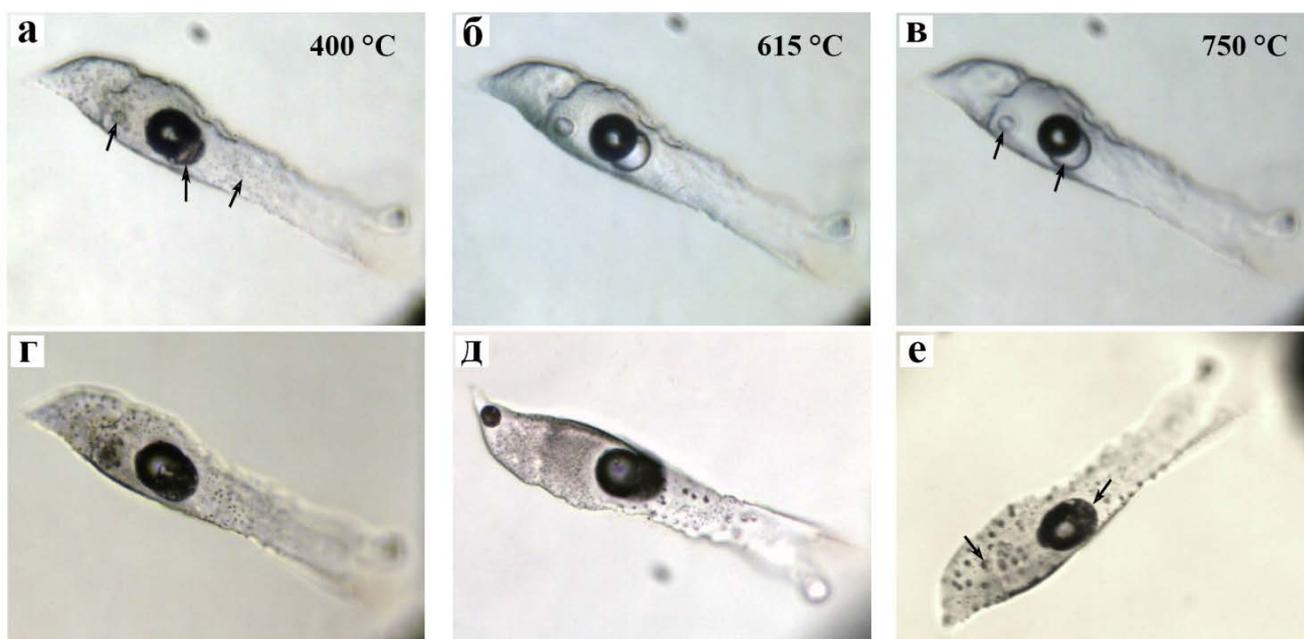


Рис. 5.15. РВ 5 типа в кварце (30×145 мкм), обр. АРБ-142. а-в – во время термометрических экспериментов; г-е – при комнатной температуре после нагрева: г – до 750 °С, д – после 5-часовой выдержки при 730 °С, е – через год. Стрелками указаны солевые глобулы. Проходящий свет, поляризаторы параллельны.

Другая разновидность РВ 5 типа встречается только в кварце (рис. 5.14, г-е). Форма РВ неправильная, удлинённая. Размеры варьируют от 20 до 70 мкм по удлинению, и не превышают 10-20 мкм по ширине. В них обычно содержится мелкокристаллический агрегат силикатных фаз и до десяти изотропных и анизотропных солевых фаз. Газовая фаза, как правило, существенно деформирована, иногда становится заметной лишь при нагревании РВ (рис. 5.16).

Во время термометрических опытов с такими РВ (рис. 5.16, а-г) анизотропные кристаллические фазы растворялись при 230-520 °С, изотропные – при 480-730 °С (в среднем 610 °С). Первые признаки изменения в мелкокристаллическом агрегате фиксировались при 470-550 °С. Флюидный пузырь приобретал шаровидную форму. После 700 °С в РВ остаются только две фазы – расплав и пузырь. В некоторых мелких РВ 5 типа при 700 °С наблюдалась полная гомогенизация. Во время охлаждения РВ (рис. 5.16, д-е) все солевые фазы появляются

одновременно при 675-420 °С, либо вначале изотропные, а затем анизотропные фазы. Обычно они принимают округлую форму.

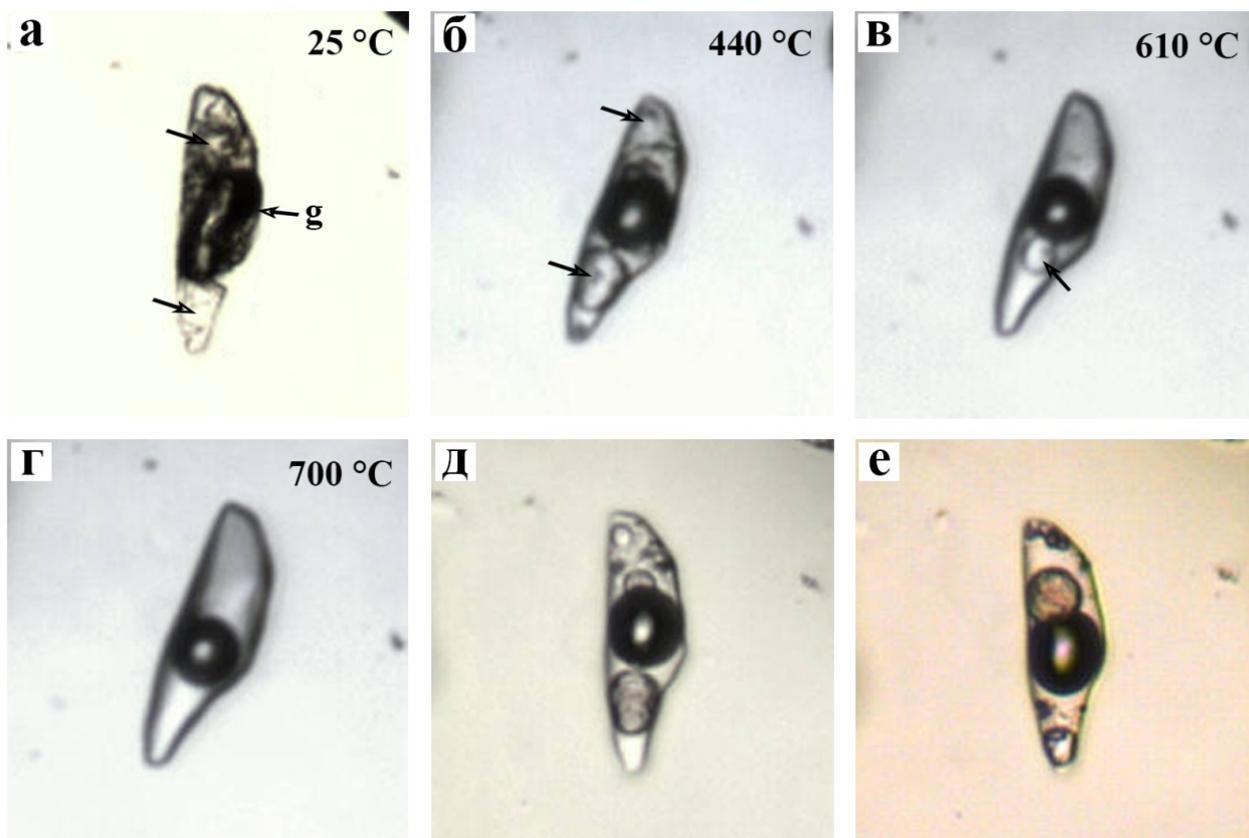


Рис. 5.16. РВ 5 типа в кварце (11×36 мкм), обр. АРБ-359. а – до нагрева; б-г – во время термометрических экспериментов; д-е – при комнатной температуре: д – после прогрева до 800 °С, е – через 5 лет после эксперимента. Стрелки показывают на солевые кристаллические фазы. Изображения в проходящем свете, при параллельных поляризаторах.

ГЛАВА 6. СОСТАВ И СВОЙСТВА ОНГОНИТОВОГО И ФТОРИДНЫХ РАСПЛАВОВ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА

6.1. Составы силикатного стекла и фторидно-солевых фаз расплавных включений

Методом СЭМ ЭДС изучались составы силикатного стекла в гомогенизированных и природно-закалённых РВ, а также F-Са и солевых глобул в РВ после их вскрытия в зёрнах минерала-хозяина (кварца и топаза). В таблице 6.1 представлены средние составы изученных фаз. F-Са имеет состав близкий к стехиометрическому флюориту, но содержит примеси (мас.%): Si 0.04-0.30, Al 0.02-0.23, O 0.13-2.87, REE, Y, иногда Mg и K (табл. 6.1, ан. 1-7).

Средние концентрации F изменяются от 44.76 до 48.54 мас.%, а Са – от 34.90 до 48.84 мас.% [Дмитриева и др., 2021a]. В некоторых выделениях F-Са фазы обнаружены высокие концентрации Y до 4.75 мас.% и легких REE (мас.%): до 7.06 Ce, 2.61 La, 0.99 Pr и до 3.18 Nd, а в одном РВ – примеси Sm, Gd и Dy (табл. 6.1, ан. 3).

При увеличении концентрации элементов-примесей и кислорода в F-Са фазе снижается F от 48 до 44 мас.% (рис. 6.1). Максимальное содержание O (> 8 мас.%) определено в F-Са фазе из РВ в топазе образца АРБ-370Т. Повышение концентрации O во F-Са фазе не коррелируется с концентрациями элементов-примесей (LREE, Y, Si и др., рис. 6.1, в-е).

Средние концентрации F изменяются от 44.76 до 48.54 мас.%, а Са – от 34.90 до 48.84 мас.%. В некоторых выделениях F-Са фазы обнаружены высокие концентрации Y до 4.75 мас.% и легких REE (мас.%): до 7.06 Ce, 2.61 La, 0.99 Pr и до 3.18 Nd, а в одном РВ – примеси Sm, Gd и Dy (табл. 6.1, ан. 3).

При увеличении концентрации элементов-примесей и кислорода в F-Са фазе снижается F от 48 до 44 мас.% (рис. 6.1). Максимальное содержание O (> 8 мас.%) определено в F-Са фазе из РВ в топазе образца АРБ-370Т. Повышение концентрации O во F-Са фазе не коррелируется с концентрациями элементов-примесей (LREE, Y, Si и др., рис. 6.1, в-е).

Переплавленные и природно-закалённые силикатные стекла РВ (табл. 6.1, ан. 8-18; рис. 6.2) содержат до 9.7 мас.% F, примеси Cl <1.9 мас.% и FeO <1 мас.% [Дмитриева и др., 2021a]. Для составов стёкол, пересчитанных на безводный базис, характерна большая дисперсия SiO₂ (55.7-74.9 мас.%), высокая сумма щелочей Na₂O + K₂O до 12 мас.% (2.9-7.3 мас.% Na₂O, 1.1-6.4 мас.% K₂O) при содержании СаО <0.25 мас.% (рис. 6.2, в-г).

Таблица 6.1. Средние составы (мас.%) F-Ca фазы и стёкол из РВ в зёрнах кварца и топаза

Образец	43 (6)	132 (5)	347 (5)	363 (8)	368 (3)	136Т (2)	370Т (12)
	1	2	3	4	5	6	7
F	48.29	47.80	44.76	47.84	48.54	48.18	47.36
Ca	40.81	45.01	34.90	45.83	48.07	46.98	48.84
Si	0.04	0.08	0.30	0.07	0.21	-	0.12
Al	0.04	-	-	0.02	-	-	0.23
Mg	-	-	-	-	-	-	0.04
Na	-	-	-	-	-	-	0.02
K	-	-	-	-	0.10	-	0.02
La	1.05	0.63	2.61	0.50	-	0.53	-
Ce	2.95	1.64	7.06	2.45	1.15	1.74	0.11
Pr	0.08	-	0.99	0.17	-	-	-
Nd	1.48	0.91	3.18	1.01	-	0.68	-
Y	4.75	3.78	3.46	0.94	1.02	0.71	0.26
O	0.52	0.13	0.46	1.05	0.92	1.06	2.87
Сумма	97.61	96.70	97.21	96.21	97.67	96.52	98.86

	34(5)	43(5)	132(2)	142(7)	347(3)	347(2)	363(3)	368(3)	106Т(5)	127Т(12)	370Т(2)
	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	67.28	68.70	67.01	71.69	63.33	55.72	66.11	66.28	69.16	63.13	74.87
Al ₂ O ₃	17.69	15.25	19.71	13.67	19.45	11.14	18.71	17.97	16.99	21.26	14.85
FeO	0.27	0.54	0.41	0.11	0.28	0.19	1.02	-	0.21	0.06	-
CaO	-	0.12	0.24	-	0.10	0.25	0.17	-	-	0.03	-
Na ₂ O	5.65	3.75	4.71	4.38	6.59	3.89	6.59	7.29	2.92	6.77	4.97
K ₂ O	4.70	3.01	4.51	3.38	4.78	1.14	3.89	4.82	6.38	3.97	4.26
Cs ₂ O	0.96	5.57	-	0.89	0.53	5.28	-	0.15	0.76	-	-
As ₂ O ₅	-	-	-	1.07	-	14.36	-	-	1.28	-	-
F	5.62	4.91	5.37	7.38	7.96	9.68	5.39	5.66	3.38	8.00	1.59
Cl	0.26	0.29	0.38	0.71	0.44	1.89	0.49	0.27	0.45	0.19	0.18
Сумма	93.04	98.64	90.49	91.08	87.73	84.24	97.77	94.69	91.00	92.58	96.91
A/NK	1.23	1.62	1.56	1.27	1.21	1.46	1.24	1.05	1.45	1.38	1.16
A/CNK	1.20	1.31	1.51	1.24	1.19	1.11	1.22	1.04	1.42	1.38	1.16

Примечание. В скобках после номера образца – количество СЭМ ЭДС анализов. Т – топаз. (1–7) F-Ca фаза, (8–18) стёкла. Составы нормированы к 100 мас.%. Приводятся суммы для исходных анализов с поправкой на F и Cl. Мольные отношения A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) и A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O + Cs₂O). Прочерк – ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС. Дополнительно в стёклах и F-Ca фазе определено (мас.%): (3) – 0.73 Sm, 0.61 Gd и 0.93 Dy; (4) – 0.12 Th; (6) – 0.14 U; (7) – 0.09 Sr и 0.05 S; (13) – 0.98 Sb₂O₃.

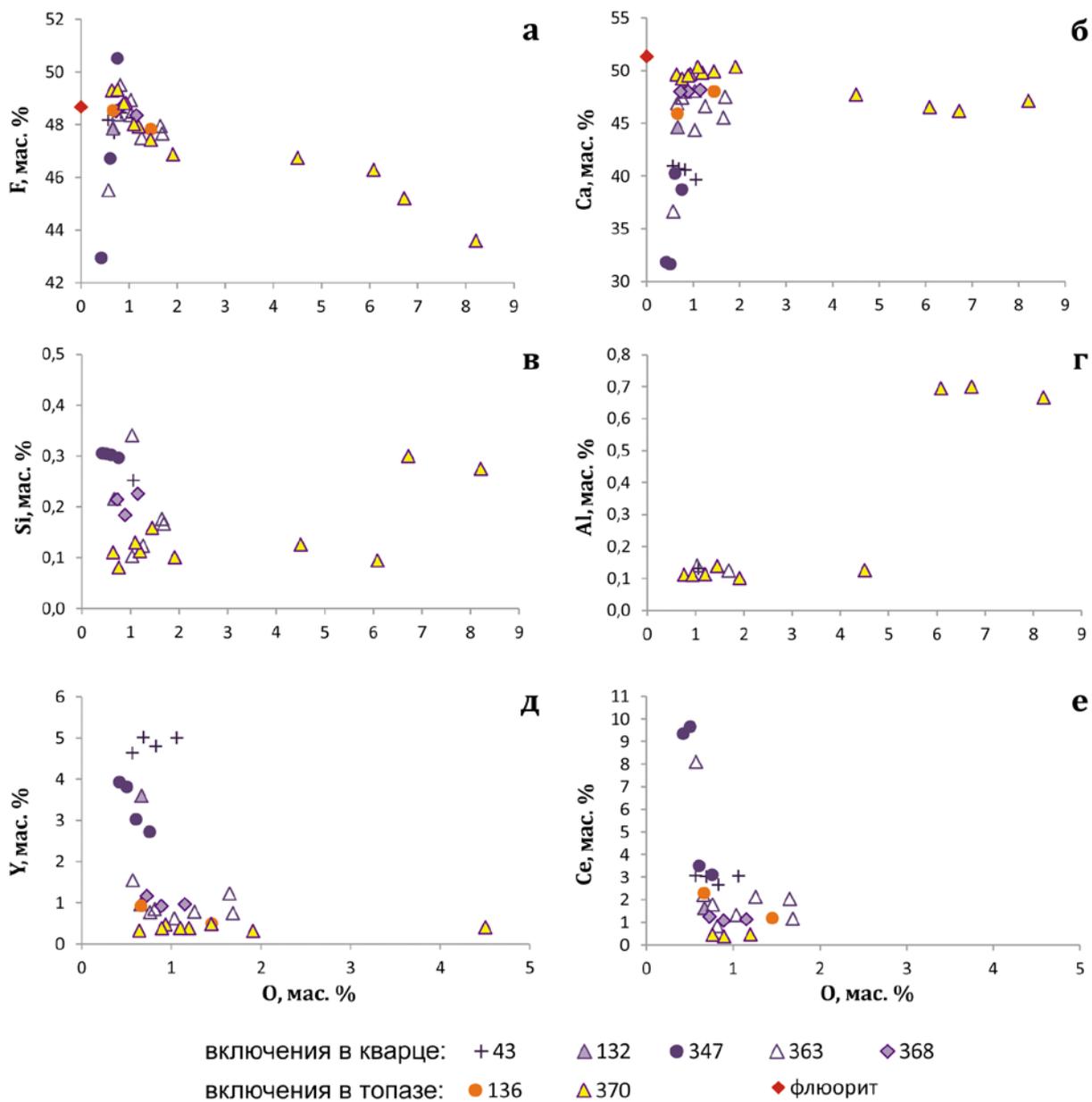


Рис. 6.1. Вариации содержаний F, Ca, Si, Al, Y, Se и кислорода (мас.%) во F-Ca глобулах из РВ. Красный ромб – флюорит стехиометрического состава.

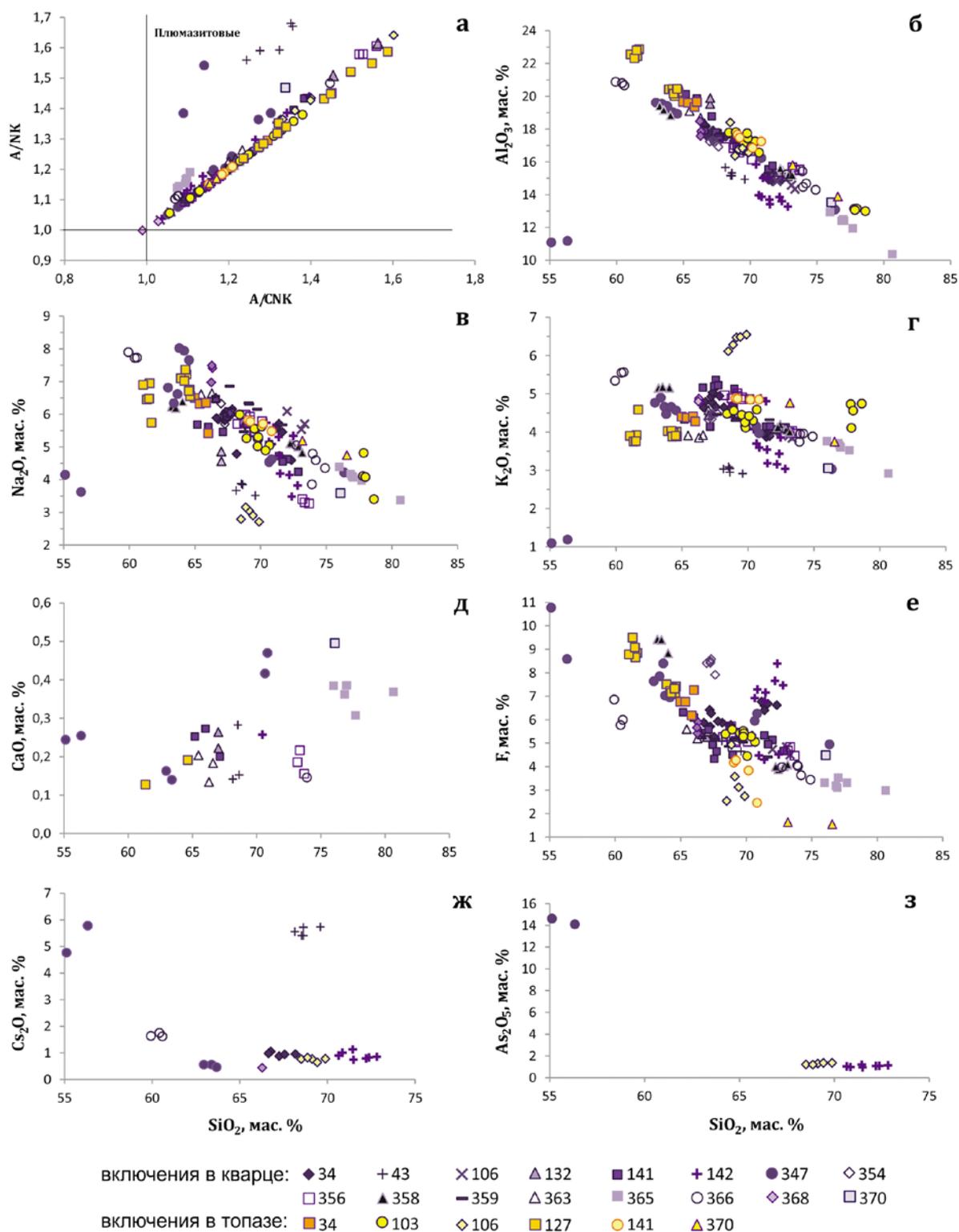


Рис. 6.2. Соотношение A/CNK и A/NK (а), содержаний Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , F , Cs_2O , As_2O_5 относительно SiO_2 (б–з) в силикатных стёклах РВ.

Для стёкол РВ характерно плюмазитовое отношение A/NK и A/CNK (табл. 6.1, рис. 6.2, а). Суммы оксидов в анализах < 100 мас.%, что косвенно указывает на присутствие в них воды до 10-15 мас.%. Наблюдаются обратные зависимости между содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 , Na_2O ,

F (рис. 6.2, б, в, е). В наибольшей степени обогащены F (до 8-10 мас.%) стёкла РВ из образцов АРБ-127Г, АРБ-142 и АРБ-347 (табл. 6.1, ан. 11, 12, 13, 17).

Некоторые РВ содержат стёкла с высоким содержанием Cs_2O (до 5.6 мас.%) (рис. 6.2, ж; табл. 6.1, ан. 9, 13). Учитывая полученные ранее данные по распределению Cs в минералах и породах массива [Перетяжко и др., 2007б], предполагается, что в онгонитовой магме находились обособления (капли) богатого цезием силикатного расплава. Стёкла РВ, обогащенные Cs, часто также содержат значительную примесь As. Максимальная концентрация As_2O_5 (14.36 мас.%) определена в стекле РВ из обр. АРБ-347 (рис. 6.2, з; табл. 6.1, ан. 13).

Составы силикатного стекла в РВ 5 типа и глобул в них приведены в таблице 6.2. Малые размеры глобул (рис. 6.3) не позволяют получить их достоверные составы. В РВ хорошо видны темные округлые глобулы микронных размеров в силикатном стекле (рис. 6.3, а-б). По данным ЭДС спектров (рис. 6.3, в-г) они обогащены F, Cl, Fe, Cs и As. Некоторые глобулы (либо фазы в них), относительно силикатного стекла имеют высокие концентрации Cl, Ag (табл. 6.2, ан. 2), F и Fe (табл. 6.2, ан. 4). Предполагается, что в РВ 5 типа растущими вкрапленниками минералов захватывалась микроэмульсия силикатного и солевых, в т. ч. хлоридных и фторидных ± алюмофторидных расплавов.

Таблица 6.2. Состав (мас.%) силикатного стекла и глобул в РВ 5 типа из кварца

компонент	АРБ-141		АРБ-142		АРБ-354	АРБ-358
	1 (3)	2 (2)	3 (9)	4 (4)	5 (5)	6 (3)
SiO ₂	66.11	65.12	70.35	69.63	67.29	63.60
Al ₂ O ₃	19.60	19.20	12.89	13.20	17.20	19.13
FeO	0.33	0.42	0.59	1.49	-	-
CaO	0.24	0.26	-	0.27	-	-
Na ₂ O	5.59	4.57	4.23	3.82	5.97	6.27
K ₂ O	4.25	3.91	3.13	2.42	4.42	5.16
Cs ₂ O	-	-	0.84	0.61	-	-
As ₂ O ₅	-	-	1.23	0.47	-	-
Ag ₂ O	0.20	2.07	-	-	-	-
WO ₃	-	-	1.83	-	-	-
F	6.00	5.38	7.16	13.35	8.36	9.22
Cl	0.28	1.73	0.67	0.35	0.36	0.64
сумма	99.32	89.70	91.54	83.45	94.95	88.93

Примечание. В скобках после порядкового номера образца – количество СЭМ ЭДС анализов. (1, 3, 5, 6) – силикатное стекло, (2, 4) – смесь силикатного стекла и содержимого глобул. Составы нормированы к 100 мас.%, сумма для исходных анализов с поправкой на F и Cl. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС. Дополнительно определено (мас.%): (3) – 0.19 MnO и 0.54 TiO₂; (4) – 0.41 P₂O₅.

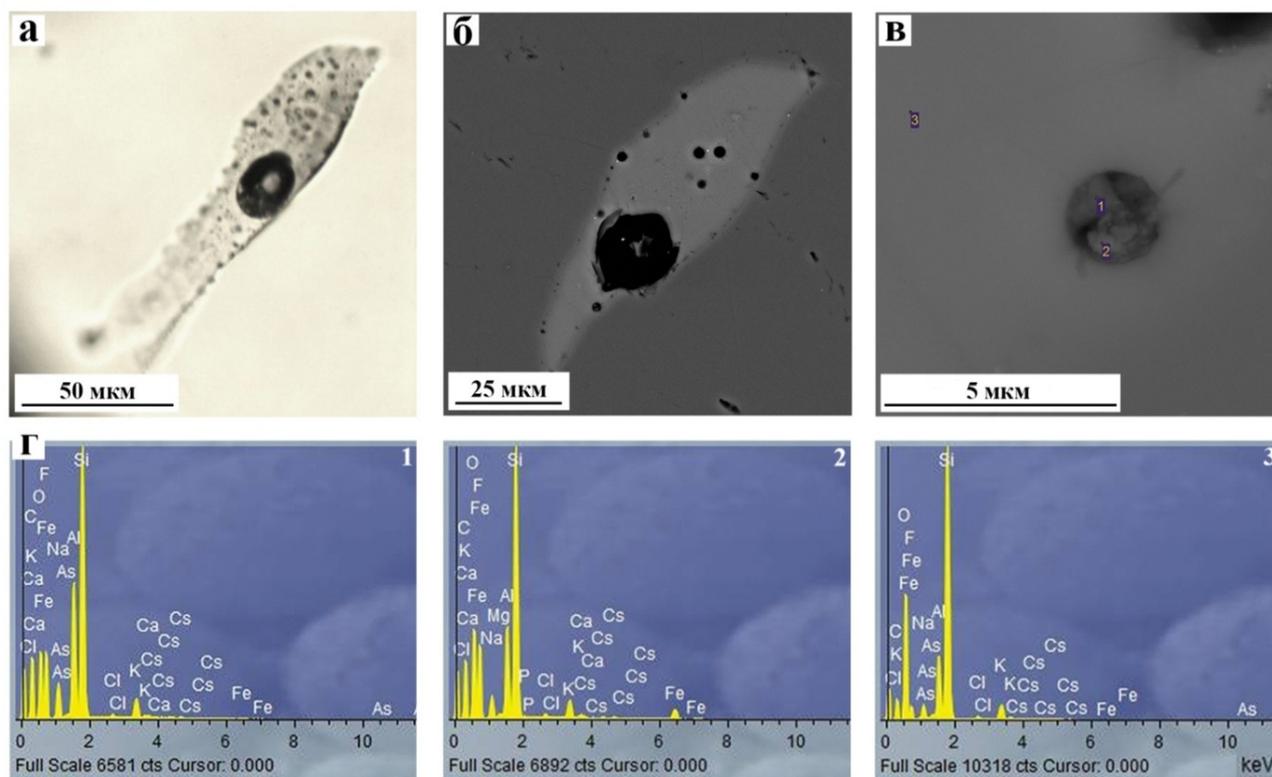


Рис. 6.3. СЭМ ЭДС изучение содержимого глобул в PB 5 типа из кварца в обр. APB-142: а – PB в проходящем свете; б-в – BSE изображения, г – ЭДС спектры на BSE изображении (в): 1 и 2 – кристаллические фазы в глобуле, 3 – силикатное стекло.

Концентрации Y и REE в стёклах наиболее крупных PB и в F-Ca глобулах определены методом лазерной абляции (LA-ICP-MS). Составы стекла и F-Ca фазы рассчитаны по методике, представленной в [Перетяжко и др., 2020]. Изучались PB размером более 50 мкм, расположенные на вскрытой поверхности зёрен кварца и топаза на глубине 5-7 мкм. Большинство силикатных стёкол имеют низкую сумму REE (< 10-20 ppm) при Y < 15 ppm. В стекле одного PB определено ~ 400 ppm суммы REE и 40 ppm Y. Для нормированных к хондриту спектров REE стёкол PB и F-Ca глобул характерны тетрад-эффекты M-типа в тетрадах T₁, T₃ и T₄, как в спектрах порфировых онгонитов (рис. 4.5, а). Вблизи F-Ca глобулы силикатное стекло обеднено REE и Y, а форма его нормированного к хондриту спектра близка к таковому для пород переходного типа (рис. 4.5, б).

6.2. Сравнение валового состава пород и фаз в расплавных включениях

Валовый состав порфировых онгонитов (табл. 4.1, рис. 4.3) близок к составам силикатных стёкол РВ (табл. 6.1 и 6.2, рис. 6.2) по содержаниям Si, Al, Fe и K, но стёкла имеют большой диапазон концентраций Al_2O_3 и K_2O (11.1-21.3 и 1.1-6.4 мас.% соответственно, табл. 6.1, ан. 8-18). Все разновидности пород по сравнению с РВ содержат заметно больше Ti, Mg и Mn, но меньше Na. Наиболее существенное различие заключается в концентрациях CaO, количество которого в породах массива (0.8-12.1 мас.%) намного превышает его содержание в стёклах РВ (< 0.25 мас.%). Для стёкол характерна также высокая сумма щелочей Na_2O+K_2O (табл. 6.1, рис. 6.2, в-г) – до 12 мас.% с преобладанием Na над K (2.9-7.3 мас.% Na_2O , 1.1-6.4 мас.% K_2O). Во всех разновидностях пород сумма щелочей не превышает 8 мас.%, а содержание K больше, чем Na (рис. 4.3, в-г). Средние значения концентраций Na_2O составляют 2.4 мас.%, K_2O – 4.3 мас.%. Все силикатные стекла плюмазитовые: молярное отношение A/CNK варьирует от 1.0 до 1.6 мол.% (табл. 6.1, рис. 6.2, а). В породах плюмазитовое соотношение оксидов ($A/CNK > 1$) имеют только порфировые онгониты (табл. 4.1, рис. 4.2, в).

Силикатные стёкла РВ по сравнению с породами массива заметно обогащены Cs и As, а F-Са фаза в РВ по отношению к F-Са фазе в породах – REE (рис. 6.4). Это особенно характерно для Се, содержание которого в стеклах РВ может достигать 7 мас.% против 17 ppm в породе переходного типа. Во F-Са фазе включений не обнаружены Sr и S, а содержания Ca, O и Al более низкие.

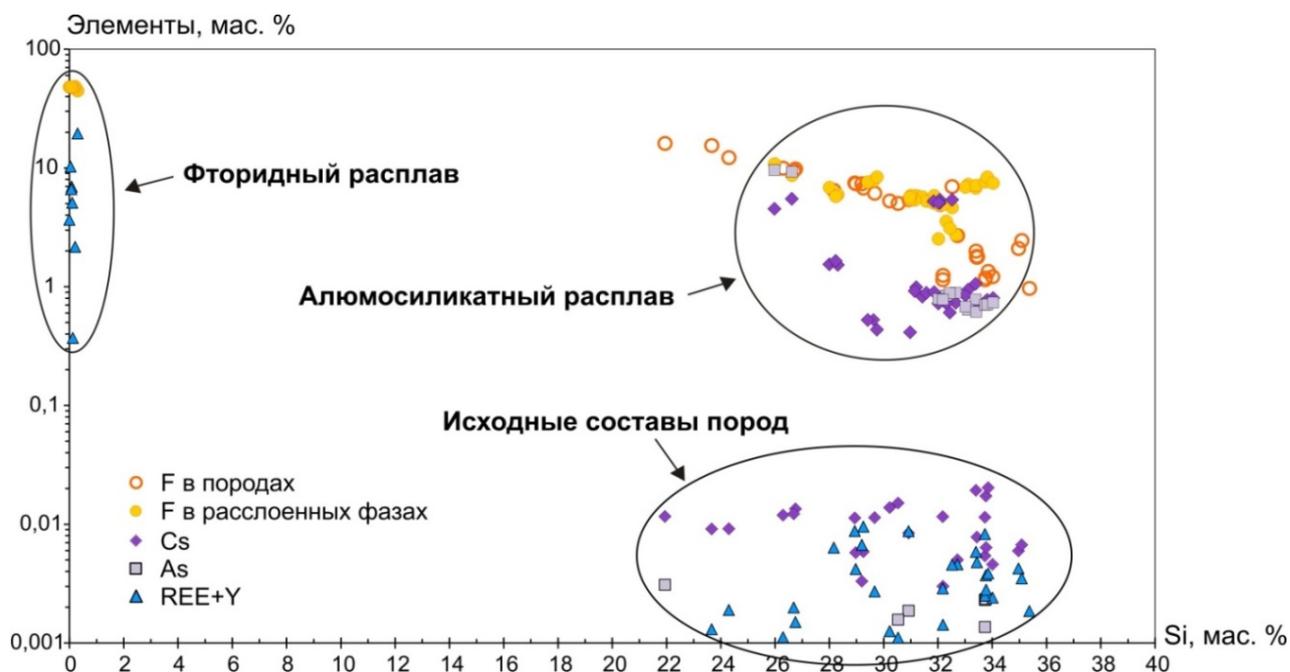


Рис. 6.4. Распределение F, Cs, As, Y и REE между онгонитовым и F-Са несмесимыми расплавами по данным валовой геохимии пород и составам содержимого РВ.

Существенное различие между уровнями концентрации в породе и стёклами наблюдается для воды. Так, породы содержат 3-4 мас.% H_2O (табл. 4.1), в то время как силикатные стёкла РВ – до 8-10 мас.%. Не так однозначно поведение фтора. В составе стекла РВ из топаза в породе переходного типа (табл. 6.1, ан. 16-18) содержание F изменяется от 1.6 до 8.0 мас.%, что сравнимо с его концентрацией в породах – 5 мас.% (табл. 4.1). Стёкла РВ из кварца порфировых онгонитов содержат до 4.9-9.7 мас.% F (табл. 6.1, ан. 8-15), а порфировые онгониты – в среднем 1.3 мас.% F (табл. 4.1, рис. 6.4).

6.3. Реологические свойства онгонитового расплава

Вязкость магматических расплавов – один из наиболее важных реологических параметров, контролирующей динамику дегазации, переноса флюида и кристаллических фаз в магмах, скорости конвекционных потоков расплавов в магматических камерах и другие физико-химические процессы [Webb, 1997; Giordano et al., 2004; Dingwell, 2006]. Количество кристаллических фаз и свободного флюида, вариации макро-состава, примесей H₂O, F, CO₂, Cl, B, S в силикатных расплавах, а также температура и давление в различной степени влияют на совокупную вязкость [Thomas, 1994; Baker, Vaillancourt, 1995; Bourgue, Richet, 2001; Zimova, Webb, 2006; Giordano et al., 2008].

Вязкость силикатных расплавов изменяется в большом интервале значений от 10⁻¹ до 10¹⁵ Па·с. Наибольшей подвижностью обладают высокотемпературные магмы ультраосновного и основного составов, а повышенная вязкость характерна для кислых магм [Дмитриева и др., 2021б]. Например, расплавы, соответствующие безводным составам риолитов, имеют вязкость от 10^{11.8} Па·с при 750 °С до 10^{14.8} Па·с при 650 °С [Перетяжко, Савина, 2010а]. При 750-650 °С увеличение в риолитовом расплаве концентрации растворенной воды до 1 мас.% приводит лишь к небольшому снижению вязкости до 10^{8.7}-10^{10.4} Па·с. По данным [Giordano et al., 2021] вязкость дацитовых и риолитовых расплавов, содержащих < 1 мас.% H₂O, достигает 3.7-5.0×10⁹ Па·с при 680 °С. Для водосодержащего (3.8-5.4 мас.% H₂O) гранитоидного расплава она составляет 6.3-7.9×10⁵ Па·с при температурах 680-730 °С [Персигов, 2019]. Анализ экспериментальных данных в [Giordano et al., 2004] показал, что общее давление до 1 кбар незначительно влияет на вязкость силикатных расплавов.

Замещение кислорода фтором уменьшает активность полевошпатовых компонентов в силикатных расплавах и увеличивает активность кремнекислоты, благодаря чему происходит разрушение алюмоокислородных тетраэдров, деполимеризация расплава и уменьшение его вязкости [Косалс, 1976; Граменицкий и др., 2005]. Процессы жидкостной несмесимости также радикальным образом меняют свойства магм, способствуя снижению их вязкости на 5-6 порядков [Маракушев, 1979].

При определении вязкости природных и экспериментальных многокомпонентных силикатных расплавов часто возникают серьезные трудности, связанные с высокими температурами, химической активностью компонентов расплава, фазовыми превращениями и т.д. Альтернативой может служить расчет вязкости на основе экспериментальных данных и термодинамических моделей в зависимости от температуры и состава силикатных расплавов [Shaw, 1972; Persikov, 1991; Baker, 1996; Hui, Zhang, 2007; Vetere et al., 2007; Giordano et al., 2008; Персигов, Бухтияров, 2013].

Для оценки вязкости онгонитового расплава мы применили метод, основанный на изучении динамики всплытия пузырей флюида в силикатном расплаве и уравнении Навье-Стокса²:

$$\eta_m = gD^2(\rho_m - \rho_f)/12v,$$

где η_m – вязкость расплава (Па·с), ρ_m , ρ_f – плотности расплава и флюида (кг/м³), g – ускорение силы тяжести (9.81 м/с²), D – диаметр пузыря (м), v – скорость всплытия (м/с).

Проведенные термометрические опыты с силикатными РВ позволили наблюдать динамику перемещения пузырьков разного размера в силикатном (онгонитовом) расплаве, захваченном в РВ. Расстояния, на которые перемещаются пузыри, определяются скоростью их всплытия в расплаве, которая зависит от их размера, плотности флюидной фазы и расплава, а также вязкости расплава.

Необходимые для расчетов параметры были получены при изучении РВ и ФВ [Дмитриева и др., 2021б]. В зёрнах кварца и топаза из порфириковых онгонитов массива встречаются крупные (60-170 мкм) стекловатые РВ с несколькими флюидными пузырями и раскристаллизованные РВ, в процессе нагревания которых плавление твердых фаз происходило в интервале 400-700 °С. Во всех РВ наблюдалось перемещение (всплытие) сферических пузырей флюида в объеме включения, что указывает на низкую вязкость захваченного в них онгонитового расплава.

Совместно с РВ в зонах роста минералов часто встречаются существенно-газовые ФВ 1 типа, состоящие из преобладающего в объеме газового обособления и тонкой каймы раствора по стенкам. Ассоциация первичных РВ и ФВ является сингенетичной и образовалась при кристаллизации минеральных зёрен в дегазирующем онгонитовом расплаве. Предполагается, что флюид в пузырях, захваченный расплавом в объеме РВ, и во ФВ имеет близкий состав и плотность. Состав силикатных стекол (т.е. онгонитового расплава) был определен методом СЭМ ЭДС после вскрытия РВ, а плотность флюида – по термометрическим свойствам ФВ.

В семи РВ из пяти образцов порфириковых онгонитов на микроскопе OLYMPUS-BX51 измерялись расстояния, преодолеваемые всплывающими флюидными пузырями разного диаметра при изотермических выдержках. Время выдержки при 700 °С составляло от 3 до 6 часов. Для измерений выбиралось несколько пузырей (3-5 шт.), расположенных на различной глубине, свободно перемещающихся в объеме РВ, не касающихся друг друга и стенок

² Уравнения Навье-Стокса – дифференциальные уравнения движения сплошной среды (жидкости или газа), учитывающие её вязкость. Выведены Л. [Навье](#) в 1822 г. на основе упрощённой модели молекулярных взаимодействий. В 1845 г. Дж. [Стокс](#) при изучении стационарного движения несжимаемой жидкости получил уравнения в современной форме с использованием законов сохранения массы и импульса для сплошной среды.

включения. Определялись диаметр (рис. 6.6) и расстояние в микронах от поверхности зерна до пузырей (фокусировка по их наибольшему контуру).

Препарат переворачивался, происходила изотермическая выдержка при 700 °С и вновь измерялись расстояния до пузырей. Результаты измерений для нескольких пузырей флюида в РВ представлены в таблице 6.3.

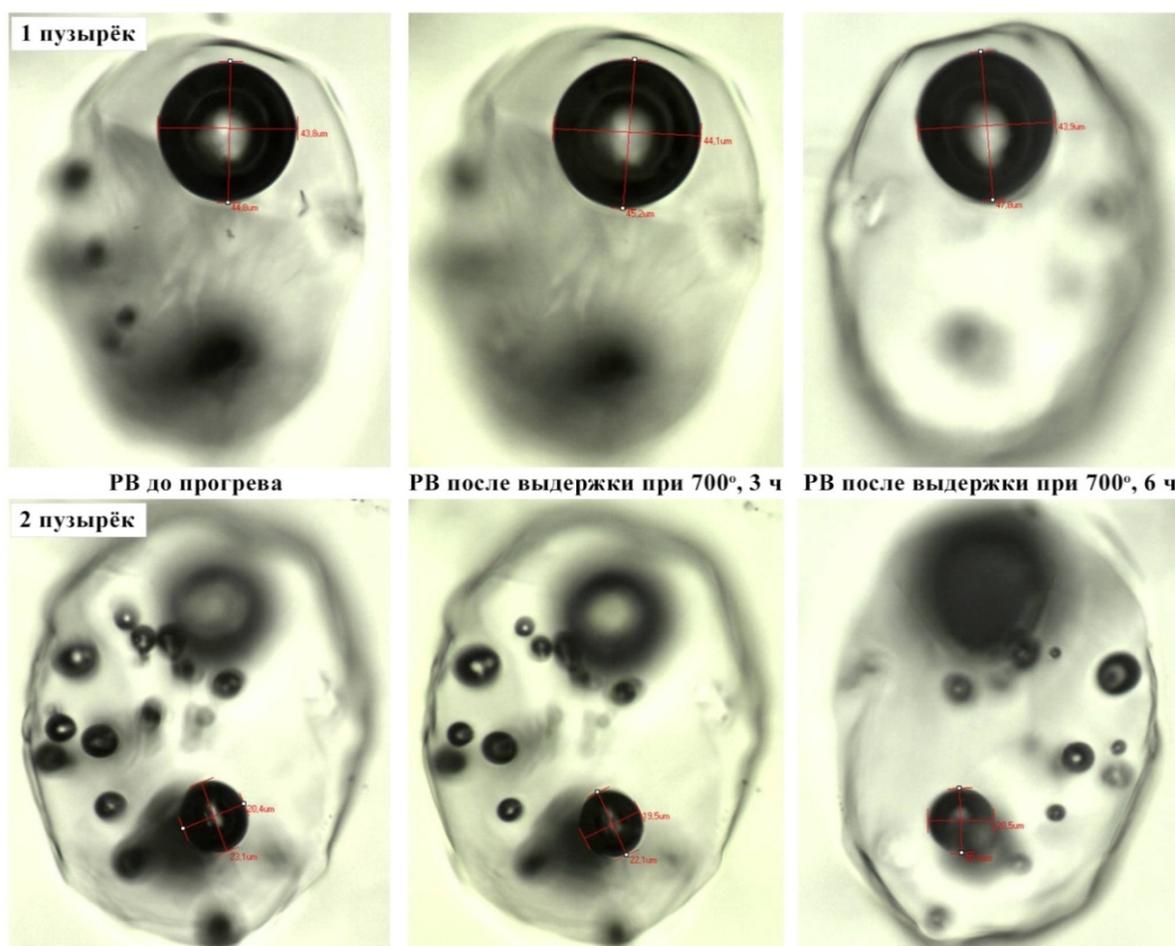


Рис. 6.5. Диаметр флюидных пузырей в РВ из кварца, обр. АРБ-359-2.

Таблица 6.3. Термометрические опыты с РВ из образца породы переходного типа АРБ-359-2

Выдержка 3 ч, 700 °С			
пузыри в РВ	расстояние, мкм	диаметр до нагрева, мкм	диаметр после нагрева, мкм
№1	7.1	43.8×44.8	44.1×45.2
№2	5.7	20.4×23.1	19.5×22.1
№3	7.0	26×29	25×27.3
№4	5.7	10.7×11.7	10.5×11.3
№5	5.7	9.5×10.9	8.2×8.4
Выдержка 6 ч, 700 °С			
№1	8.6	44.1×45.2	43.9×47.8
№2	7.1	19.5×22.1	20.3×20.5
№3	4.2	25×27.3	26×26.4
№4	7.1	10.5×11.3	9.7×10.9
№5	7.1	8.2×8.4	5.7×5.7

Плотность флюида, захваченного в существенно-газовых ФВ 1 типа, по данным термометрии и расчетов в программе FLINCOR [Brown, 1989] составляет 0.050-0.297 г/см³. Поскольку большинство определений плотности флюида находится в интервале 0.110-0.180 г/см³, для вычисления вязкости расплава по уравнению Навье-Стокса использовалось среднее значение 0.145 г/см³. Плотность онгонитового расплава была рассчитана по составу силикатных стёкол РВ методом, учитывающим изменение парциальных мольных объемов расплавленных оксидов в зависимости от температуры [Lange, 1994; Перетяжко, Савина, 2010a]. Плотность расплава при 700 °С находится в интервале 2.129-2.325 г/см³ для кварца и 2.162-2.260 г/см³ для топаза (средние значения – 2.209 и 2.217 г/см³ соответственно). Вариации плотности расплава, рассчитанные для 33 РВ из зёрен кварца и топаза, были незначительны.

Таблица 6.4. Оценки вязкости онгонитового расплава при 700 °С

Образец	кварц				топаз	
	АРБ-142-13	АРБ-353-2	АРБ-359-2	АРБ-359-3	АРБ-34-4	АРБ-369-2
Вязкость, η_m Па·с, $\times 10^3$	1.68-1.95	2.08-2.99	2.78-2.83	1.12-1.68	2.00-4.21	1.49-2.99

В результате исследований было установлено, что вязкость онгонитового расплава при 700 °С составляет $1.12-2.99 \times 10^3$ Па·с для РВ в кварце и $1.49-4.21 \times 10^3$ Па·с для РВ в топазе (табл. 6.4). Расчетная вязкость онгонитового расплава, состав которого соответствует составам стекла изученных РВ, по модели [Giordano et al., 2008] дает сопоставимые значения ($\eta_m = 10^3$ - 10^4 Па·с).

6.4. Анализ условий кристаллизации онгонитового расплава

Исследование РВ и ФВ в минералах даёт возможность оценить некоторые параметры образования пород массива Ары-Булак. Первые сообщения о физико-химических условиях кристаллизации онгонитовых расплавов на основе термометрии РВ и ФВ были опубликованы в 70-80-х годах для онгонитов Монголии и массива Ары-Булак. Во всех изученных породах температура начала плавления РВ в минералах находилась в интервале 500-600 °С, только в отдельных РВ была ниже (430-480 °С) или выше (690-720 °С) [Коваленко, 1979; Коваленко, Коваленко, 1979].

Для РВ в минералах Ары-Булака исследователи [Наумов и др., 1982; Кузнецов и др., 2004; Антипин и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010а] приводили температуру начала плавления 450-520 °С и температуру гомогенизации от 580 до 1100 °С (табл. 6.5). Все исследователи отмечали, что достичь полной гомогенизации РВ не удаётся, что также подтверждают наши опыты. При 650-720 °С кристаллические фазы полностью плавилась, но в РВ сохранялись один или несколько пузырьков флюида.

Таблица 6.5. Термометрические свойства РВ в кварце и топазе и оценки условий кристаллизации онгонитового расплава по литературным и нашим данным

минерал	T _{н.п.} , °С	T _{гом.} , °С	H ₂ O, мас.%	P, кбар	источник
кварц топаз	470-500 470-500	620-1100 620-750		- 0.15-0.6	Наумов и др., 1982
топаз	460-520	580-930	0.2-10.0	0.9-3.9	Наумов и др., 1990
кварц и топаз		650-720	5.0-8.7		Кузнецов и др., 2004
кварц и топаз	450-500	600-750	4.7-8.7		Антипин и др., 2009
кварц	450-500	600-750	1.5-6.3	0.4-0.8	Перетяжко, Савина, 2010а
кварц и топаз	430-470	650-730		0.3-1.2	Настоящая работа

Примечание: T_{н.п.} – температура начала плавления; T_{гом.} – температура гомогенизации; P – давление; H₂O – концентрация воды в онгонитовом расплаве.

В работах В.Б. Наумова с соавторами [Наумов и др., 1971; 1982; 1990] обоснована возможность магматической кристаллизации минералов из онгонитового расплава и определены следующие параметры минералообразования: T_{гом.} (580-1100 °С), P (0.15-3.90 кбар), концентрации H₂O в расплаве до 10.0 мас.%. Температура солидуса составляет 520-460 °С. Было обнаружено, что температуры гомогенизации РВ понижаются по мере роста зёрен минералов: от 1100-1000 °С в центральных зонах роста к 900-850 °С в краевых. Дальнейшие

процессы кристаллизации онгонитового расплава наблюдались по первично-вторичным РВ с $T_{\text{гом}}$ 900-620 °С [Наумов и др., 1982].

Значительные вариации значений температуры гомогенизации РВ, вероятно, объясняются тем, что при проведении высокотемпературных термометрических опытов не учитывалась потеря летучих (воды) из расплава и другие эффекты, детально рассмотренные в [Смирнов и др., 2011]. Термометрические исследования, представленные в настоящей работе, показали, что плавление силикатных стёкол РВ начинается при 430-470 °С (табл. 6.5), а значения 700-730 °С являются ликвидусным интервалом кристаллизации онгонитового расплава. По нашим данным оценки давления при температуре кристаллизации онгонитового расплава 600-750 °С находятся в интервале от 315 до 1253 бар.

Я.О. Алферьева с соавторами [Алферьева и др., 2018а; 2022] проводили эксперименты по плавлению образцов пород массива Ары-Булак на установке высокого давления с внешним нагревом, при 1 кбар, 700 и 800 °С (7 и 14 суток соответственно). В экспериментах использовались образцы трёх разновидностей пород – порфиновый онгонит (обр. АРБ-28), порода переходного типа (обр. АРБ-24) и афировая порода (обр. АРБ-19).

Продукты плавления порфиновых онгонитов при 700 и 800 °С имеют близкие фазовые составы. После плавления обр. АРБ-28 и закаливания образуется силикатное стекло с небольшим количеством кристаллов (1-2 об.%). После плавления обр. АРБ-24 при 800 °С образуется 95 об.% расплава и 5 об.% флюорита, а при 700 °С – кроме расплава (60-65 об.%) и флюорита (15-20 об.%), кристаллизуются топаз (до 5 об.%) и основной плагиоклаз (15-20 об.%). Плавление афировой породы (обр. АРБ-19) при 800 °С даёт (об.%): расплав (80-85), топаз (5-10) и флюорит (5-7), а при 700 °С кристаллизуются, кроме того, основной плагиоклаз и высококремнистая не диагностированная фаза. Выяснилось, что вариации содержания воды в экспериментах не оказывали существенного влияния на фазовые отношения и химический состав стекла и кристаллизующихся минералов.

Из полученных данных [Алферьева и др., 2022] следует, что при 1 кбар ликвидус насыщенного водой онгонитового расплава находится при $T < 800$ °С, а экспериментальные условия плавления обогащенных F и Ca (фторидно-кальциевой фазой) пород переходного типа и афировой зоны не соответствуют природным, поскольку в силикатном (онгонитовом) расплаве, полученном в опытах при плавлении обр. АРБ-24 (порода переходного типа) и АРБ-19 (афировая порода), кристаллизуется магматический флюорит и основной плагиоклаз, которых нет в минеральных ассоциациях пород массива Ары-Булак.

6.5. Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость во флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии (Центральная Монголия)

Реликты F-Ca расплава были обнаружены также в раннемеловых (120.4 ± 5 млн лет) флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии, Центральная Монголия [Перетяжко и др., 2018a; Перетяжко и др., 2020; Peretyazhko, Savina, 2020]. Образование этих пород, так же, как и онгонитов Ары-Булака, сопровождалось явлениями магматической жидкостной несмесимости силикатного и F-Ca расплавов.

Флюоритовые риолиты с аномально высокими концентрациями CaO (1.2-25.7 мас.%) и F (0.6-15 мас.%) слагают небольшой участок ($\sim 0.5 \text{ км}^2$) среди обычных риолитов [Перетяжко и др., 2018a]. Это массивные, часто флюидальные, порфиновые породы с вкрапленниками (около 10 об.%) кварца, санидина размером до 2-4 мм и матриксом, сложенным сферолитовыми и сферолитоподобными симплектитам и прослоями флюорита, кварца и санидина.

Сравнительные характеристики пород массива Ары-Булак и флюоритовых риолитов представлены в таблице 6.6. Общим являются большой интервал концентраций SiO_2 (50-75 мас.%), низкая фемичность и относительно высокие содержания литофильных редких элементов – Li, Rb, Cs, Ta, Nb. Принципиальное различие: уровни содержаний этих элементов значительно ниже в флюоритовых риолитах, а концентрация Al_2O_3 существенно выше в породах Ары-Булака.

Сходной петрохимической особенностью пород является их повышенная калиевоность ($\text{K} > \text{Na}$). Щелочность всех пород повышается ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 4-6 до 8 мас.%) с возрастанием SiO_2 . Для порфиновых онгонитов характерно плюмазитовое соотношение оксидов Al, Ca, Na, K ($\text{A/NK} > 1$, $\text{A/CNK} > 1$, табл. 4.1, рис. 4.2, в), а для остальных пород массива индекс глинозёмистости A/CNK в среднем составляет 0.72-0.86. Значение индекса A/CNK для флюоритовых риолитов варьирует от гаплогранитного (0.96-1.08) до плюмазитового (1.10-1.18). Общая особенность всех пород – обогащение F и Ca, причём во флюоритовых риолитах концентрации этих элементов выше в 1.5-2 раза (табл. 6.6, рис. 6.6, а-в).

Все породы характеризуются сходными формами нормированных к примитивной мантии распределений элементов, с минимумами Ba, Sr, Eu и Ti. Нормированные содержания элементов уменьшаются от Cs, Rb, Th и U к более низким значениям для REE, с отдельными максимумами по Ta и Pb. В обогащенных Ca и F риолитах снижаются содержания Cs, Rb, Nb и Ta, а Zr и REE – возрастают, наблюдается положительная аномалия Y. Уровень Sr одинаков для афировых пород Ары-Булака и флюоритовых риолитов.

Редкометалльно-фтористая специфика массива Ары-Булак выражена в появлении Li-F слюды (циннвальдита), фтор-топаза, прозопита, касситерита, танталит-колумбита и вольфрамооксиолита, минералов-концентраторов REE и Y. Для флюоритовых риолитов

Нилгинской депрессии характерно наличие богатого фтором флогопит-аннита, ферро-ильменита и титаномагнетита, а акцессорные фазы представлены As-содержащими минералами группы монацита, флюоритом, фтор-апатитом, цирконом, церианитом и ксенотимом (табл. 6.6).

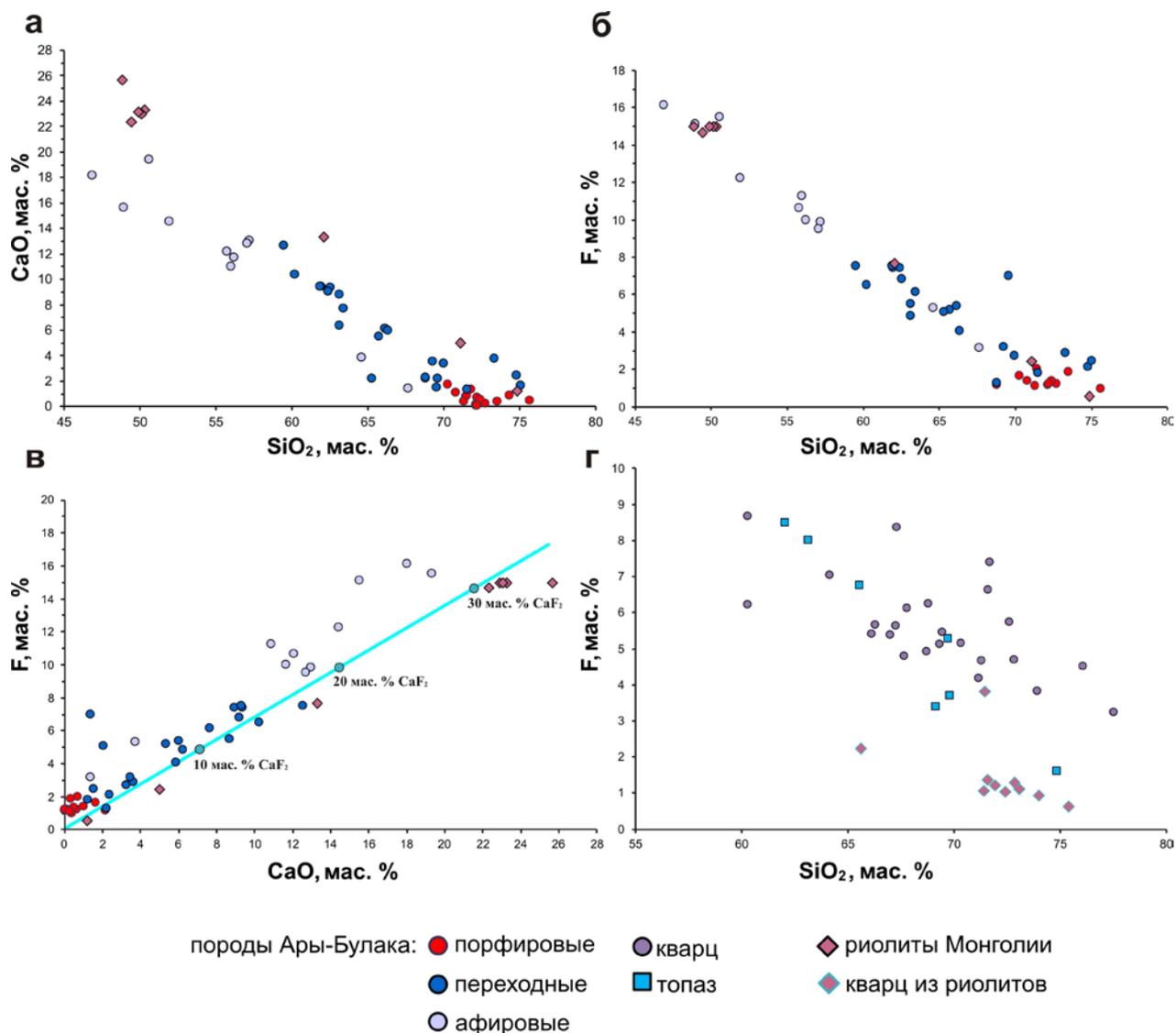


Рис. 6.6. а-в – вариации содержаний F, CaO и SiO₂ во флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии и породах Ары-Булака; г – содержание F относительно SiO₂ в силикатных стёклах РВ из кварца и топаза.

Флюоритовые риолиты не подвергались вторичным изменениям и содержат в стекловатой основной массе F-Ca фазу, преобразованную во флюорит, количество которого достигает 30-36 мас.%. Фторидно-кальциевый расплав существовал в текучем состоянии до кристаллизации матрикса пород. Этот вывод согласуется с такими особенностями риолитов, как флюидальная текстура слоёв F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов (рис. 6.7, а); округлые обособления, включающие как F-Ca фазу, так и кварц-санидиновые симплектиты (рис. 6.7, б); заполненные F-Ca фазой трещины в зёрнах кварца и сцементированные F-Ca фазой обломки минеральных зёрен и фрагментов матрикса [Перетяжко и др., 2018а].

Таблица 6.6. Сравнение флюоритовых риолитов Нилгинской депрессии и пород массива Ары-Булак.

критерии	Ары-Булак	Нилгинская депрессия
Вмещающие породы	Сланцы, базальты, андезито-базальты	Трахиты, трахириодациты, трахириолиты
Возраст Rb-Sr	141.6 ± 0.5 млн. лет	120.4 ± 5 млн. лет
Породообразующие минералы	Кварц, санидин; в переходных и афировых разностях F-Са фаза	Кварц, альбит, санидин, F-Са фаза, флюорит
Второстепенные минералы	Циннвальдит, топаз, прозопит	Флогодит-аннит, ферроильменит, титаномагнетит
Акцессорные минералы	Вольфрамооксиолит, колумбит, касситерит, вольфрамит, циркон, монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce)	Циркон, монацит-(Ce), церианит, гематит, фтор-апатит, ксенотим, чевкинит
Уровни концентраций в породах (F и CaO в мас.%, остальное в ppm):		
F	1.35-10.8	0.58-15.0
CaO	0.70-12.1	1.20-25.7
Li	163-476	22.0-43.0
Rb	1784-2775	118-236
Cs	75.0-121	1.80-3.30
Sr	22.0-949	29.0-976
Zr	28.8-51.1	88.0-211
Ta	35.0-95.1	1.30-3.00
Nb	75.4-81.3	25.0-50.0
REE	13.3-45.7	144-304
Состав F-Са фазы в матриксе пород (мас.%):		
F	45.3-48.7	41.8-48.1
Ca	45.5-50.7	46.0-51.3
O	0.85-3.73	1.39-3.45
Sr	0.02-0.69	0.49-1.39
Si	0.07-0.28	0.21-0.56
Al	0.12-1.21	<ПО-0.21
La	–	<ПО-1.21
Ce	–	<ПО-1.21
Y	–	<ПО-1.23
Включения	а) ФВ существенно-газовые; б) ФВ концентрированных солевых растворов (рассолов); в) РВ, заполненные стеклом или кристаллическим агрегатом силикатных минералов; г) РВ с фторидными и солевыми фазами	а) ФВ без видимой жидкой фазы; б) РВ, заполненные стеклом или кварц-санидиновым симплектитом; в) РВ с фторидными фазами
Элементы-примеси во F-Са фазе РВ:	мас.%	ppm
P	–	769-1550
Sr	–	1416-2040
Zr	–	49.0-80.0
Y	0.26-4.75	100-137
La	0.50-2.61	31.0-66.0
Ce	0.11-7.06	90.0-245
Pr	0.08-0.99	6.40-12.0
Nd	0.68-3.18	37.0-90.0
T _{гом} силикатных РВ	650-730°C	900-950°C
T _{гом} фторидных РВ	700-730°C	Не определено (взрывались)
Давление, бар	300-1200	300-500

На Ары-Булаке F-Ca фаза образует прожилки шириной до 1 см в афировых породах (рис. 6.7, в), заполняет трещины в зёрнах минералов и интерстиции между минералами матрикса афировых и порфировых пород переходного типа, замещает вкрапленники альбита. В риолитах F-Ca фаза занимает до 50% объема в отличие от пород Ары-Булака, где её намного меньше. В риолитах обнаружено две генерации данной фазы: более ранняя во флюидальных прослоях (не окрашена) и поздняя раскристаллизованная в трещинах и минеральных зёрнах (имеет разные оттенки сиреневого цвета).

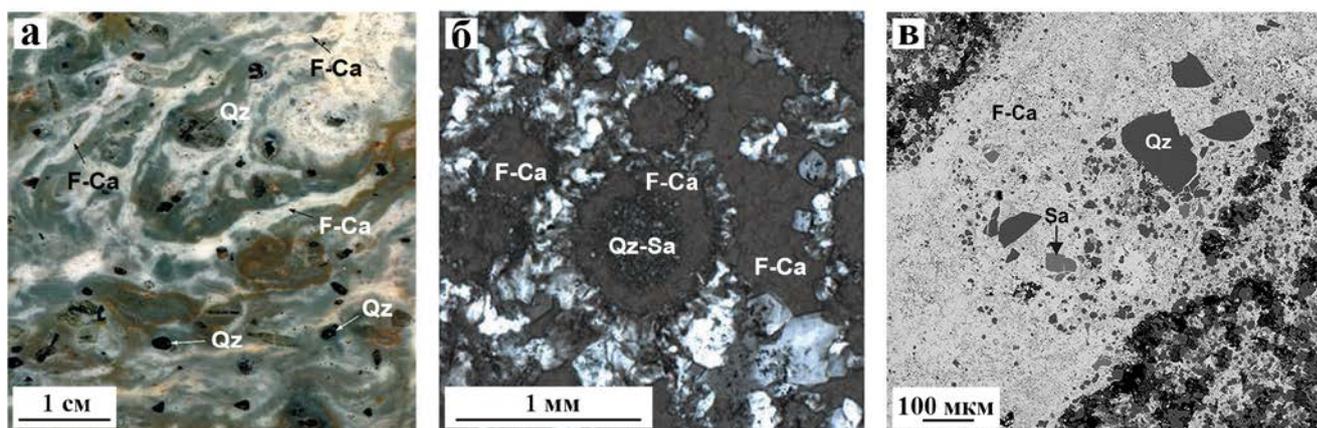


Рис. 6.7. F-Ca фаза в флюоритовых риолитах Нилгинской депрессии и афировой породе Ары-Булака: а – Флюидальный риолит с белесыми прослоями, состоящими из агрегата мелкозернистого флюорита, обр. MN-1120; б – Зональные сферулы со слоями, выполненными F-Ca фазой и кварц-санидиновым симплектом, шлиф, поляризаторы скрещены, обр. MN-1353; в – Прожилок F-Ca фазы, обр. АРБ-4, BSE изображение.

По данным порошковой дифрактометрии и Рамановской спектроскопии F-Ca фаза во всех породах состоит из агрегата микрозёрен флюорита, но в отличие от флюорита стехиометрического состава, содержит примеси O (до 3.7 мас.%), Sr (до 1.4 мас.%), Si (до 0.6 мас.%), Al (до 1.2 мас.%), иногда Y (до 1.2 мас.%) и других REE (табл. 6.6). В матриксе риолитов F-Ca фаза иногда образует округлые выделения размером 20-70 мкм, в которых находятся многочисленные зёрна (< 0.5 мкм) с высокими концентрациями Y и легких РЗЭ. Рядом с ними часто встречаются мелкие зёрна церианита. Такие выделения окружены каймой, где содержание O возрастает до 5-7 мас.%.

Изучение ФВ и РВ в минералах из флюоритовых риолитов показали, что по своему расположению они являются первичными. В отличие от пород массива Ары-Булак (табл. 6.6), вкрапленники кварца и санидина в риолитах содержат в краевых зонах роста крупные газовые ФВ без видимой жидкой фазы. В разных зонах роста кварца встречаются стекловатые или заполненные кварц-санидиновым симплектитом РВ с мелкими зёрнами титаномагнетита, иногда слюды, флюорита, циркона и монацита. В силикатном стекле некоторых РВ видны округлые F-Ca глобулы размером 5-30 мкм, как и во включениях из кварца Ары-Булака (рис. 6.8, в). Стекловатые и раскристаллизованные РВ часто находятся в ранних зонах роста

вкрапленников кварца совместно с РВ, частично или целиком заполненными F-Ca фазой (рис. 6.8, а-б). Как правило, на КЛ-изображениях наблюдается внутренняя неоднородность F-Ca фазы как в матриксе, так и в РВ. Раскристаллизованные области F-Ca фазы в РВ (рис. 6.8, б) содержат микрокристаллы флюорита. Встречаются также крупные F-Ca включения в кварце, заполненные агрегатом из зерен флюорита микронных размеров.



Рис. 6.8. а-б – включения F-Ca фазы в кварце, до прогрева; в – глобула F-Ca фазы в РВ, после нагрева, BSE. Проходящий свет. F-Ca 2 – поздняя, раскристаллизованная генерация F-Ca фазы.

Силикатные РВ после опытов (4-8 ч при 900-950 °С) содержат гомогенное стекло и флюидный пузырек (20-30 об.%). Термометрические свойства включений и СЭМ ЭДС анализы силикатных стекол РВ приводятся в [Перетяжко и др., 2018а]. Включения, полностью заполненные F-Ca фазой, не использовались для термометрических опытов, поскольку они трескались при нагревании до 450-550 °С, что могло быть вызвано ростом внутривакуольного давления, возможно, за счет выделения флюида из F-Ca фазы.

СЭМ ЭДС анализ природно-закалённых и переплавленных стёкол РВ в кварце и санидине из флюоритовых риолитов показал, что они имеют небольшие вариации SiO_2 (72-75 мас.%) и более высокую, чем в породе, сумму Na_2O и K_2O (10-11 мас.%). Индекс A/CNK в плюмазитовых стёклах составляет 1.02-1.11, тогда как в стёклах РВ из минералов Ары-Булака он достигает 1.5. Большинство стёкол РВ имеют плюмазитовый ($A/CNK > 1$, $A/NK > 1$) и метаглиноземистый ($A/CNK < 1$, $A/NK > 1$) составы. Судя по дефициту сумм анализов стёкол, концентрация воды в риолитовом расплаве достигала 2-3 мас.%.

При сравнении составов стёкол РВ выяснилось, что по содержаниям многих компонентов (Al_2O_3 , FeO, CaO, Na_2O и K_2O) они близки. Онгонитовый расплав отличается от риолитового более высоким содержанием Cl (0.2-1.9 мас.%) и F (1.6-9.7 мас.%). В стёклах РВ из кварца риолитов наблюдается снижение концентрации фтора от 4-3 до 1 мас.% с ростом SiO_2 (рис. 6.6, г). Отметим также, что стёкла риолитов имеют примесь Ti, а в стёклах онгонитов обнаружены значительные концентрации Cs и As.

Методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей в стёклах РВ и в F-Ca фазе из включений [Перетяжко и др., 2018б; 2018в; 2020]. Из аналитических данных следует,

что в отличие от онгонитового, в риолитовом расплаве накапливаются REE, P, Li, Rb, Ba, Zr, Nb, Zn и Pb. Фторидно-кальциевая фаза в матриксе риолитов и в РВ обогащена SrO до 2-3 мас.%, O до 2-5 мас.%, содержит примеси Y и REE (La, Ce, Pr, Nd) (табл. 6.6). В составе F-Ca фазы из матрикса пород Ары-Булака содержится 0.1-0.7 мас.% SrO. Во фторидных фазах РВ Sr не обнаружен, концентрации Y, La, Ce, Pr и Nd на два порядка больше, а кислород присутствует в таком же количестве (0.1-5.2 мас.%) (табл. 6.6). Стёкла РВ имеют близкие к риолитам хондрит-нормированные спектры REE без значимых тетрад-эффектов [Перетяжко и др., 2018б], а для F-Ca фазы характерны спектры REE с тетрад-эффектами W-типа и положительной аномалией Y.

Явления силикатно-фторидной жидкостной несмесимости с участием F-Ca (флюоритового) расплава наблюдались также в экспериментах по плавлению флюоритовых риолитов при 1250 °C, 5.5 кбар в присутствии 10 мас.% H₂O [Перетяжко и др., 2020]. Несмесимость возникала при содержании фтора в системе >5 мас.%. Было установлено, что REE (La, Ce, Y, Gd, Dy) концентрируются, преимущественно, во F-Ca расплаве.

Предполагается, что повышение концентрации F до 1.5-2 мас.% в локальных областях риолитового расплава привело к его расслоению и появлению F-Ca расплава. В результате явлений фторидно-силикатной несмесимости элементы-примеси перераспределились между жидкими фазами: REE, Y, Sr и P концентрировались, преимущественно, во флюоритовом, а Zr, Hf, Ta и Nb – в силикатном (риолитовом) расплавах.

Процессы преобразования F-Ca фазы в матриксе риолитов сопровождалась изменениями её состава и агрегатного состояния. В интерстициях между минералами матрикса F-Ca фаза содержит небольшое количество примесей Y, Sr и O, а в микрозернистом флюорите концентрации примесных элементов находятся на уровне предела обнаружения метода СЭМ ЭДС. После удаления элементов-примесей, из F-Ca фазы кристаллизовался флюорит стехиометрического состава. Перекристаллизация F-Ca фазы во флюорит в матриксе риолитов и в РВ сопровождалась кардинальными изменениями её состава и агрегатного состояния. Под воздействием водного флюида, существовавшего в период дегазации и кристаллизации риолитового расплава в близповерхностных условиях, F-Ca фаза освобождалась от кислорода и элементов-примесей.

По итогам сравнительного анализа выявлено, что при формировании пород массива Ары-Булак в субэффузивных условиях и флюоритовых риолитов Монголии при извержениях гранитоидного обогащенного фтором расплава, в магматических системах происходили явления фторидно-силикатной жидкостной несмесимости с участием F-Ca (флюоритового) расплава.

6.6. Процессы образования пород массива онгонитов Ары-Булак

Массив Ары-Булак является природным объектом, где впервые изучались породы, образованные при участии F-Ca (флюоритового) расплава. Многочисленные аргументы, доказывающие реальность существования такого расплава в гранитоидных и других магматических системах, детально анализировались на примере пород массива и флюоритовых риолитов Монголии [Перетяжко и др., 2018a; Peretyazhko, Savina, 2020], а также по экспериментальным данным их плавления при 1250-650 °С, 5.5-1 кбар [Перетяжко и др., 2020].

Результаты минералого-геохимических исследований пород массива, РВ и ФВ в минералах, полученных в настоящей работе и ранее [Перетяжко и др., 2007a; Перетяжко, Савина, 2010a; Дмитриева и др., 2021a], данные по Rb-Sr изотопии [Перетяжко и др., 2011] и тетрад-эффектам в нормированных к хондриту REE спектрах пород (рис. 4.5) свидетельствуют о сложных процессах флюидно-фторидно-силикатной жидкостной несмесимости, которые происходили на разных стадиях эволюции и кристаллизации онгонитовой магмы.

Значительные температурные градиенты, вызванные охлаждением онгонитового расплава после его внедрения в магматическую камеру, и уменьшение давления приводили к образованию свободной газовой фазы и дегазации расплава [Перетяжко, Савина, 2010a]. Разница плотностей между поднимающейся газонасыщенной магмой и опускающейся более бедной летучими магмой, а также высокая подвижность (низкая вязкость) онгонитового расплава вызывали его конвекционные течения в магматической камере, которые захватывали также кристаллические фазы и пузыри флюида (рис. 6.9, а). По нашим оценкам вязкость онгонитового расплава при 700 °С не превышала 4.2×10^3 Па·с [Дмитриева и др., 2021б]. В результате гравитационного всплытия пузырей часть флюида постепенно удалялась из онгонитовой магмы и накапливалась на фронте её кристаллизации в апикальной части магматической камеры. Градиенты температуры и содержания компонентов приводили к вариациям скорости роста и растворения вкрапленников минералов, что создавало условия для захвата ими включений разного типа (расплавных, флюидных, кристаллических).

На пути движения (подъема) онгонитовой магмы и/или в магматической камере, где в дальнейшем формировался массив Ары-Булак, происходили явления фторидно-силикатной жидкостной несмесимости с участием F-Ca (флюоритового) и других фторидно-солевых расплавов (рис. 6.9, б). Образованию фторидных расплавов, по-видимому, способствовали большие концентрации растворённых в онгонитовом расплаве летучих компонентов, прежде всего, фтора и воды. Было установлено, что при кристаллизации крупных вкрапленников кварца, санидина и топаза в онгонитовой магме сосуществовали водно-солевые флюиды разных

типов и фторидные расплавы, близкие по составам к флюориту, селлаиту, криолиту, хиолиту и другим фторидам.

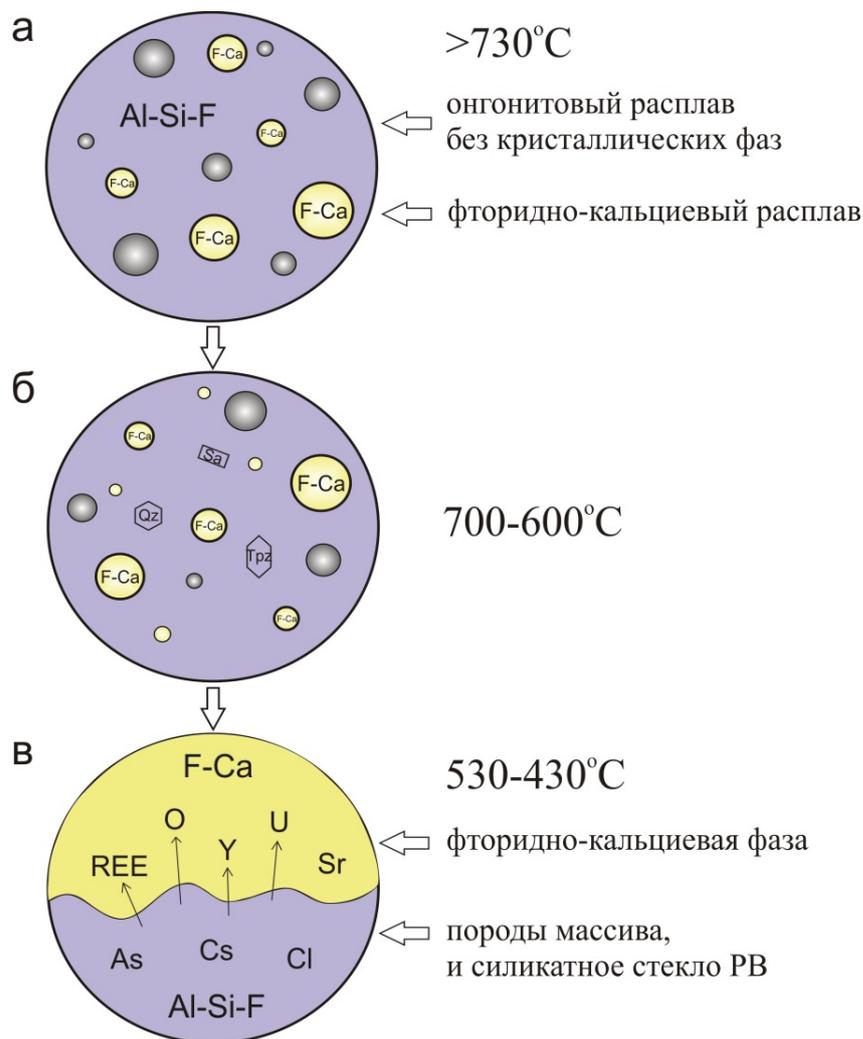


Рис. 6.9. Процессы жидкостной фторидно-силикатной несмесимости в онгонитовой магме

Из онгонитовой магмы сформировались порфировые онгониты, слагающие основной объем массива, а на его юго-западном фланге – афировая эндоконтактовая зона мощностью до 50-100 м (рис. 2.3). В период кристаллизации порфировых онгонитов, занимающих более 90 об.% массива, в магме были небольшие области несмесимых силикатного и фторидно-кальциевого расплавов, из которых образовались порфировые породы переходного типа (чаще всего встречаются вблизи юго-западного фланга массива). Интерстиции между минералами матрикса этих пород заполняет F-Ca фаза, которая образовалась при закаливании F-Ca расплава в близповерхностных условиях (рис. 6.9, в). Эта фаза близка по стехиометрии к флюориту, но содержит примеси O, Si, Al и REE. Предполагается по результатам изучения флюоритовых риолитов Нилгинской депрессии [Перетяжко и др., 2020; Peretyazhko, Savina, 2020], что кислород, входивший в состав F-Ca (флюоритового) расплава, препятствовал кристаллизации

из него флюорита до относительно низких субсолидусных температур (500-600 °С), при которых формировался матрикс афировых и порфировых пород массива.

Согласно качественной петрологической модели, представленной в [Перетяжко, Савина, 2010а; Перетяжко и др., 2011], афировая эндоконтактовая зона массива Ары-Булак формировалась после локальной декомпрессии магматической камеры, что привело к стеклованию (закаливанию) в её апикальной части онгонитового и флюоритового расплавов. В дальнейшем происходило аутометасоматическое преобразование пород под воздействием высокотемпературных магматических флюидов, выделяющихся при дегазации онгонитового расплава в ходе кристаллизации центральной части массива.

При этом афировые породы обеднялись натрием (альбит замещался на F-Ca фазу) по сравнению с онгонитами и порфировыми породами переходного типа. Проникая в афировую зону, NaF-содержащий магматический флюид *P-Q* типа, сосуществующий с онгонитовым расплавом в магматической камере, охлаждался и становился многокомпонентным. Его свойства стали отвечать водно-солевой системе 1 типа, в которой преобладали хлориды. В близповерхностных условиях (давление < 800 бар) такой флюид вскипал и разделялся на две несмешиваемые фазы – низкоплотный паровой раствор и высококонцентрированный солевой раствор (рассол), содержащий Cl, F, K, Cs, Na, Mn, Fe, Al. При взаимодействии кислого водного флюида с альбитом и F-Ca фазой в переходных и афировых породах происходило образование прозопита, каолинита и аутометасоматического кварца. Прозопит и кварц кристаллизовались по реакции [Перетяжко и др., 2024]: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{альбит}) + \text{CaF}_2(\text{фаза}) + 4\text{HF}(\text{флюид}) = \text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{ОН})_4(\text{прозопит}) + 6\text{SiO}_2(\text{кварц}) + 2\text{NaF}\uparrow(\text{флюид})$, а каолинит в результате замещения альбита в футлярных кристаллах по реакции: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{альбит}) + 2\text{HF}(\text{флюид}) + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{ОН})_4(\text{каолинит}) + 4\text{SiO}_2(\text{кварц}) + 2\text{NaF}\uparrow(\text{флюид})$. Отметим, что игольчатые микролиты каолинита также кристаллизовались во F-Ca фазе, вероятно, заимствуя из неё примесные элементы – O, Al и Si. В результате взаимодействия с флюидом F-Ca фаза преобразовалась в микрозернистый флюорит стехиометрического состава.

Флюидно-магматические процессы при кристаллизации онгонитовой магмы определяют как минералогические, так и геохимические особенности пород массива. Повышенные концентрации REE, Y и U в порфировых породах переходного типа связаны с присутствием в их составе монацита-(Ce), флюоцерита-(Ce), ксенотима и первичной F-Ca фазы, обогащенными этими элементами. Дегазация магматических флюидов через афировую зону сопровождалась кристаллизацией Sr-содержащего прозопита и акцессорных минералов (касситерита, вольфрамит, водных кальциевых алюмофторидов) свойственных только афировым породам. Это объясняет геохимическую специфику пород афировой зоны – обогащение относительно

порфировых онгонитов водой (до 4 мас.%), Sr, Ba, Rb, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc и обеднение Li, Pb, Zn, U, Y, REE.

Только в афировой зоне обнаружены лейсты цинвальдита с Rb-Cs каймой. Новая ди-триокраэдрическая Rb-Cs слюда промежуточного состава между волошинитом, фторлюаньшивейитом и цинвальдитом при соотношении щелочных катионов $Rb > K > Cs$ имеет упрощенную идеальную формулу $(Rb,K,Cs)LiAlFe^{2+}_{0.75}\square_{0.25}[Al_{0.5}Si_{3.5}]O_{10}F_2$.

Перераспределение REE и Y между расплавами, флюидами, минералами было вызвано жидкостной несмесимостью в онгонитовой магме и аутометасоматическими преобразованиями пород массива под воздействием флюидов. После публикаций [Veksler et al., 2005; Перетяжко, Савина, 2010б; Peretyazhko et al., 2020] фторидно-силикатная несмесимость с участием фторидных, в т.ч. флюоритового, расплавов признается многими исследователями [Yasnygina, Rasskazov, 2008; Huang et al., 2015; Lv et al., 2018; Yang et al., 2018; Shuai et al., 2021 и др.] как наиболее вероятная причина появления тетрад-эффектов в нормированных к хондриту REE спектрах обогащенных фтором гранитоидных пород. Тетрад-эффекты W- и M-типов в спектрах REE пород (рис. 4.5, табл. 4.3) объясняются перераспределением лантаноидов между несмесимыми расплавами (онгонитовым, флюоритовым) и воздействием на породы флюидов разных типов, выделяющихся при дегазации расплавов и последовательной кристаллизации онгонитовой магмы в центральной части магматической камеры.

Фторидные расплавы концентрируют в десятки-сотни раз больше REE, чем силикатные [Veksler et al., 2005; Граменицкий, Щекина, 2005; Щекина и др., 2020; Peretyazhko, Savina, 2020; Перетяжко и др., 2020]. По всей видимости, это объясняет наиболее высокую сумму REE в некоторых порфировых породах переходного типа, содержащих первичную F-Ca фазу. Интенсивное флюидное воздействие на эти и афировые породы привело к увеличению Y/No отношения и снижению концентраций всех REE (табл. 4.3), особенно из третьей тетрады: в спектрах появляется тетрад-эффект W-типа между Gd и Er. В спектрах некоторых образцов наблюдается минимум Ce (рис. 4.5, б), что вызвано окислением Ce^{3+} до Ce^{4+} и преимущественным относительно других REE перераспределением Ce^{4+} из пород во флюидную фазу.

Термобарогеохимические исследования, эксперименты по плавлению онгонитов, флюоритовых риолитов и обогащенных фтором гранитоидных систем [Котельникова, Котельников, 2011; Перетяжко и др., 2020] продемонстрировали, что температура ликвидуса онгонитового расплава находится в диапазоне 730-700 °С, а кристаллизация несмесимых онгонитового и F-Ca расплавов происходила в субсолидусном интервале 600-550 °С. Концентрация F в онгонитовом расплаве достигала 8-10 мас.%, а количество растворённой в нём воды было 10-15 мас.%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование силикатно-фторидной несмесимости во флюидно-магматических системах представляет собой важную задачу магматической петрологии. Разделение исходных гомогенных обогащенных фтором силикатных расплавов на несмешивающиеся жидкие фазы контрастного состава, в т.ч. фторидные расплавы и рассолы, является эффективным процессом магматической дифференциации и концентрирования рудного вещества при формировании редкометалльных месторождений. Поэтому уникальные по минерально-фазовому составу породы массива онгонитов Ары-Булак детально изучаются на протяжении длительного времени.

Показано, что аномально обогащенные Са и F переходные и афировые породы массива, содержащие большое количество в разной степени измененной F-Са фазы, имеют специфические минералого-геохимические характеристики и могут быть отнесены к необычному типу Li-F гранитоидных пород, образованных в результате совместной кристаллизации флюоритового и онгонитового несмесимых расплавов.

Метод термобарогеохимии хорошо дополняет традиционные петрологические и геохимические исследования, а включения минералообразующих сред наиболее информативны для диагностики физико-химических условий минералообразования. Исследование включений в минералах позволило получить новые данные о *P-T* параметрах, составе флюидов и расплавов, изучить явления несмесимости в онгонитовой магме, а также дополнить полученные ранее данные об условиях образования и эволюции высокофтористого кислого силикатного расплава при формировании пород массива Ары-Булак.

Из термометрических данных по включениям минералообразующих сред следует, что процессы фторидно-силикатной несмесимости начались до кристаллизации онгонитового расплава в надликвидусных условиях (> 730 °C). При изучении расплавных включений в широком температурном диапазоне наблюдались явления фторидно-силикатно-солевой жидкостной несмесимости с участием фторидных (преобладает флюоритовый расплав), солевых фаз и онгонитового расплава.

Определены составы природно-закалённых и переплавленных силикатных стёкол РВ во вкрапленниках кварца и топаза. Изучены включения гетерогенного захвата силикатного (онгонитового) расплава и глобул F-Са фазы в разном соотношении. Для глобул F-Са фазы характерны высокие содержания Y и легких REE.

Перераспределение REE и Y между расплавами, флюидами, минералами было вызвано жидкостной несмесимостью в онгонитовой магме и автотасоматическими преобразованиями пород массива под воздействием флюидов. Подтверждается связь между явлениями силикатно-

фторидной несмесимости и тетрад-эффектами в нормированных к хондриту распределениях REE обогащенных фтором гранитоидных пород.

Проведенные исследования подтверждают, что геохимические и минерально-фазовые особенности пород, эволюция составов минералов и F-Sr фазы являются следствием формирования массива Ары-Булак в ходе единого флюидно-магматического процесса, осложненного фторидно-силикатной жидкостной несмесимостью с участием флюоритового, фторидных и солевых расплавов с большими вариациями состава, а также магматических флюидов *P-Q* и первого типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 22–45.
2. Аксюк А.М. Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 6. – С. 628–642.
3. Алексеев В.И. О проявлении субвулканического онгонитового магматизма в восточном складчатом обрамлении Сибирского кратона // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. – 2009. – Т. 1. – С. 241–244.
4. Алексеев В.И. Онгонитовый магматизм Баджальского рудного района (Приамурье) / Записки Горного института. – 2013. – Т. 1. – № 200. – С. 114–125.
5. Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. Экспериментальное изучение фазовых отношений в литийсодержащей богатой фтором гаплогранитной и нефелин-сиенитовой системе // Геохимия. – 2011. – № 7. – С. 713–728.
6. Алферьева Я.О., Новикова А.С., Дмитриева А.С. Экспериментальное изучение фазовых отношений при кристаллизации онгонитового расплава массива Ары-Булак // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЭСЭМПГ-2018). Москва, ГЕОХИ РАН. – 2018а. – С. 93–96.
7. Алферьева Я.О., Чевычелов В.Ю., Новикова А.С. Экспериментальное исследование условий кристаллизации онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Петрология. – 2022. – Т. 30. – № 2. – С. 209–224.
8. Алферьева Я.О., Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Предельное содержание фтора и воды в гранитных высоко эволюционированных расплавах // Вестник Московского ун-та. Серия 4. Геология. – 2018б. – № 3. – С. 70–76.
9. Андреева И.А. Генезис и механизмы образования редкометалльных щелочных гранитов массива Халдзан-Бурегтей, Монголия: данные изучения расплавных включений // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 5. – С. 499–514.
10. Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология рудных месторождений. – 2020. – Т. 62. – № 1. – С. 76–104.
11. Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А. Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 601–612.

12. Антипин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П., Писарская В.А. Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье) // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 253. – № 1. – С. 228–232.
13. Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов: учебное пособие / В.С. Антипин, В.А. Макрыгина. – Иркутск: Иркут. Ун-т, 2006. – 354 с.
14. Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии Наук. – 2019. – Т. 485. – № 3. – С. 74–79.
15. Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А. Геохимия и условия образования редкометалльных гранитов с различными фторсодержащими минералами (флюорит, топаз, криолит) // Геохимия. – 2006. – № 10. – С. 1040–1052.
16. Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 2. – С. 141–155.
17. Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н. Эльваны Корнуолла и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 9. – С. 847–857.
18. Анфилогов В.Н., Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Фазовые отношения в системе гранит–H₂O–NaF при давлении паров воды 1000 кг/см² // Геохимия. – 1973. – № 7. – С. 44–48.
19. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И. Магματοгенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975. – 232 с.
20. Бакуменко И.Т. О первичных включениях в магματοгенных минералах и начальных экспериментах с ними. // В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965. – С. 100–106.
21. Бакуменко И.Т., Чепуров А.И., Чупин В.П. Диагностика и особенности исследования расплавных включений. // В кн.: Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск, Наука, 1978. – С. 28–53.
22. Бортников Н.С., Аранович Л.Я., Кряжев С.Г., Смирнов С.З., Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Дубинина Е.О., Гореликова Н.В., Соколова Е.Н. Баджальская оловоносная магματοгенно-флюидная система (Дальний восток, Россия): переход от кристаллизации гранитов к гидротермальному отложению руд. // Геология рудных месторождений. – 2019. – Т. 61. – № 3. – С. 3–30.
23. Валяшко М.И. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. – 270 с.

24. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
25. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. – 2007. – № 4. – С. 21–40.
26. Гайворонский Б.А. Шерловогорское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. – Т. 1. – Кн. 1. – С. 130–133.
27. Гинзберг А.С. Экспериментальная петрография. Л.: Изд-во ЛГУ, 1951. – 270 с.
28. Глюк Д.С., Анфилогов В.Н. Фазовые равновесия в системе гранит – H_2O – KF при давлении паров 1000 кг/см^2 // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 210. – № 4. – С. 938–940.
29. Горбачев Н.С., Шаповалов Ю.Б., Костюк А.В., Горбачев П.Н., Некрасов А.Н., Султанов Д.М. Фазовые соотношения в системе Fe–S–C при $P=0.5 \text{ ГПа}$, $T=1100\text{--}1250^\circ\text{C}$: расслоение Fe–S–C-расплава и его роль в формировании магматических сульфидных месторождений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2021. – Т. 497. – № 1. – С. 23–29.
30. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10. – № 2. – С. 405–457.
31. Гордиенко И.В. Природа Монголо-Охотского складчатого пояса (по тектоническим, петролого-геохимическим, биостратиграфическим и палеомагнитным данным) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. – С. 190–194.
32. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-XIV (Ниж. Цасучей), XX (Соловьевск). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. В. Куриленко, Н. Г. Ядрищенская, В. В. Карасев и др.; Минприроды России, Роснедра, Забайкалнедра, ОАО «Читагеолсъёмка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019.
<http://geo.mfvsegei.ru/200k/m-50/m-50-14,20/20/index.html#zoom=12&lat=50.4604&lon=115.9019>
33. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.Н., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. – 416 с.
34. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. – 2005. – № 1. – С. 45–59.

35. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М: ГЕОС, 2005. – 186 с.
36. Григорьев Д.П., Искюль Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей // Изв. АН СССР. Серия Геологическая. – 1937. – № 1. – С. 77–107.
37. Делицын Л.М. Механизм ликвации в природных и технологических силикатно-солевых расплавах – концентраторах редких земель и ниобия. М.: ГЕОС, 2018. – 408 с.
38. Дергачев В.Б. Онгониты и эльваниты // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1991. – № 10. – С. 34–43.
39. Дергачев В.Б. Классификация пород группы онгонита // Геология и геофизика. – 1992. – № 2. – С. 104–112.
40. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Реликты фторидно-кальциевого (флюоритового) и солевых расплавов в породах массива Ары-Булак (Вост. Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021а. – Т. 332. № 5. – С. 201–214.
41. Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Вязкость онгонитового расплава по данным изучения расплавных включений // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021б. – В 3-х томах. – Т. 1. – С. 182–185.
42. Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011. – 492 с.
43. Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 5-6. – С. 617–647.
44. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Хар. ун-та, 1950. – 460 с.
45. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. – 376 с.
46. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия: методы исследования и перспективы использования включений минералообразующих сред. М: Наука. 1979. – 271 с.
47. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 6. – С. 772–788.
48. Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: Изд. МГУ, 2005. – 654 с.

49. Жуликов В. В., Марков В. П., Кондраков В. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Борзя (Отчет Ары-Булакской партии по геологической съемке и глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 за 1980–1983 гг.). 1983.
50. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. и другие. Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты. Новосибирск: Наука, 1997. – 285 с.
51. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. – 248 с.
52. Калюжный В.А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья. // Докл. АН СССР. – 1965. – Т. 160. – № 2. – С. 438–441.
53. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. – 240 с.
54. Карпинский А.П. О включениях жидкостей в минералах и горных породах // Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. – 1879. – Т. 10. – С. 68–70.
55. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. – 206 с.
56. Коваленко В.И., Антипин В.С. Коэффициенты распределения элементов в онгонитах // ДАН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 1. – С. 182–186.
57. Коваленко В.И., Гребенников А.М., Антипин В.С. Онгониты Ары-Булакского массива (Забайкалье) – первая находка субвулканических аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов («апогранитов») в СССР // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 220. – № 5. – С. 1169–1171.
58. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов / Коваленко В.И., Коваленко Н.И.; чл.-кор. АН СССР Таусон Л.В., Зайцев Н.С. (отв. редредкол.) [и др.]; АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геохимии, АН МНР, Геол. ин-т. – М.: Наука, 1976. – 127 с. (Труды / Совместная сов.-монг. науч.-исслед. геол. экспедиция; Вып. 15 «б»).
59. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгонитовые магмы, проблемы их образования и кристаллизации // Проблемы физико-химической петрологии. – 1979. – Т. 1. – С. 224–242.
60. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 199. – № 2. – С. 430–433.
61. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Цеден Ц., Владыкин Н.В. Литий-фтористый кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических магматических пород // Ежегодник (1969): Сибирский институт геохимии. Иркутск. – 1970. – С. 85–88.

62. Коваленко В.И., Лапидес И.Л. Физические условия кристаллизации дайки топаз-содержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) // ДАН СССР. – 1974. – Т. 215. – № 6. – С. 1443–1446.
63. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Костицын Ю.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 3. – С. 227–253.
64. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 21–41.
65. Коваленко Д.В., Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю., Агеева О.А., Андреева О.А., Ковальчук Е.В., Ерофеева К.Г., Угрюмова Н.Ю. Химический состав расплавов раннеэоценового вулканического центра мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 1. – С. 71–91.
66. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М: Наука, 1979. – 151 с.
67. Когарко Л.Н. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na/O, F // ДАН СССР. – 1967. – Т. 176. – № 4. – С. 918–920.
68. Когарко Л.Н. Роль сульфидно-карбонатно-силикатной и карбонатно-силикатной ликвации в генезисе Са-карбонатитов // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов (Труды II междунар. семинара): Иркутск-Владивосток, 2002. – С. 43–53.
69. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Расслаивание во фторидно-силикатных системах // Физическая химия стекла. – 1975. – Т. 1. – № 1. – С. 61–65.
70. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. – 127 с.
71. Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометального комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 676–689.
72. Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – 232 с.
73. Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr-изохронное датирование штока онгонитов Арбы-Булак: Вост. Забайкалье // Доклады РАН. – 1995. – Т. 343. – № 3. – С. 381–384.
74. Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А., Шаповалов Ю.Б. Межфазовое разделение редких и редкоземельных элементов в силикатно-фторидных

системах при $T = 800\text{--}1200^\circ\text{C}$ и $P = 1\text{--}2$ кбар (экспериментальные исследования) // Доклады Академии наук. – 2019а. – Т. 484. – № 5. – С. 595–599.

75. Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Янев Й., Енчева С., Ананьев В.В. Жидкостная несмесимость во флюидно-магматических системах (экспериментальное исследование) // Петрология. – 2019б. – Т. 27. – № 2. – С. 206–224.

76. Котельникова З.А., Котельников А.Р. Расслоение жидкости в присутствии пара в синтетических флюидных включениях, синтезированных из растворов Na_2CO_3 // Доклады РАН. – 2009. – Т. 429. – №5. – С. 652–654.

77. Котельникова З.А., Котельников А.Р. Экспериментальное изучение гетерогенных флюидных равновесий в системах силикат-соль-вода // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 2. С. 171–185.

78. Котельникова З.А., Котельников А.Р. Фазовое состояние NaF-содержащего флюида при 700°C и $P = 1, 2$ и 3 кбар по данным изучения синтетических флюидных включений в кварце // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 11. – С. 1665–1676.

79. Кузнецов В.А., Андреева И.А., Коваленко В. И., Антипин В. С., Кононкова Н. Н. Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавных включений) // Доклады РАН. – 2004. – Т. 396. – № 4. – С. 524–529.

80. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы - основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд. лет// Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 1. – С. 11–30.

81. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Деревянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / отв. Ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк; Рос. Акад. Наук, Сиб. Отд-ние, Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2021. – 327 с.

82. Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 8. – С. 1473–1482.

83. Лапин В.В. О ликвации некоторых фосфор- и фторсодержащих силикатных расплавов //Труды Института геологических наук (Петрографическая серия, № 30). М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1949. – Вып. 106. – С. 28–32.

84. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь / под ред. Афанасьева Г.Д., Петрова В.П., Устиева Е.К. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. – 448 с.

85. Леммлейн Г.Г. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразования формы полостей вторичных жидких включений // ДАН СССР. – 1951. – Т. 78. – № 4. – С. 685–688.
86. Леммлейн Г.Г. Исследования образования жидких включений в кристаллах // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. – С. 139–141.
87. Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1262–1269.
88. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование: геохимические аспекты. М.: Наука, 1979. – 263 с.
89. Наумов В.Б. Определения концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. – 1979. – № 7. – С. 997–1007.
90. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Косухин О.Н. Параметры кристаллизации онгонитовых магм по данным изучения расплавных включений // ДАН СССР. – 1982. – Т. 267. – № 2. – С. 435–437.
91. Наумов В.Б., Соловова И.Л., Коваленко В.И., Гужова А.В. Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Геохимия. – 1990. – № 8. – С. 1200–1205.
92. Ниггли П. Магма и её продукты: Часть 1. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1946. – 436 с.
93. Носова А.А., Лебедева Н.М., Сазонова Л.В., Возняк А.А. Проявления несмесимости между богатыми железом и кремнием силикатными расплавами в мезопротерозойских ферробазальтах Ладожского грабена, Карелия, Россия // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 505. – № 2. – С. 129–136.
94. Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. – 2008. – № 5. – С. 487–504.
95. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томур-Тогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
96. Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Записки ВМО. – 1996. – № 3. – С. 141–148.
97. Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: P–V–T–X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 2. – С. 197–221.
98. Перетяжко И.С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. – 421 с.

99. Перетяжко И.С. Жидкостная несмесимость в гранитоидных расплавах // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – С. 87–88.
100. 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) // Доклады Академии наук. – 2007а. – Т. 413. – № 2. – С. 244–250.
101. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2010а. – Т. 51. – № 10. – С. 1423–1442.
102. 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. – 2010б. – Т. 18. – № 5. – С. 536–566.
103. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в редкоземельных спектрах гранитоидных пород – следствие процессов жидкостной несмесимости в богатых фтором силикатных расплавах // Докл. РАН. – 2010в. – Т. 433. – № 4. – С. 524–529.
104. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Признаки жидкостной несмесимости в онгонитовой магме по данным изучения расплавных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. – 2010г. – Т. 433. – № 5. – С. 678–683.
105. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С. Распределение R3Э и Y между фторидно-кальциевым и силикатным несмесимыми расплавами в онгонитовой и обогащенной фтором трахириолитовой магмах // Материалы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва, 2018б. – С. 100–102.
106. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С. Породы массива онгонитов Ары-Булак: взаимосвязи между геохимическими особенностями, минерально-фазовыми ассоциациями и процессами образования // Петрология. – 2024. – Т. 32. – № 3 (в печати). Переводная версия статьи: Petrology. – 2024. – V. 32. – № 3. – P. 359–385.
107. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 11. – С. 1776–1789.
108. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2018а. – Т. 26. – № 4. – С. 400–424.

109. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Котельников А.Р., Сук Н.И. Особенности распределения элементов-примесей между фторидно-кальциевым и трахириолитовым несмесимыми расплавами // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М: ГЕОХИ РАН, 2018в. – С. 125–128.
110. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 3. – С. 254–279.
111. Перетяжко И.С., Царева Е.А., Загорский В.Е. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // Доклады Академии наук. – 2007б. – Т. 413. – № 6. – С. 791–797.
112. Персиков Э.С. Взаимосвязь относительной распространенности масс гранитов и риолитов в земной коре с закономерностями реологии гранитоидных магм // Петрология. – 2019. – Т. 27. – № 5. – С. 496–502.
113. Персиков Э. С., Бухтияров П. Г. Обобщенные закономерности динамических свойств магм (вязкость, диффузия воды) // Вестник СПбГУ. Серия 7. – 2013. – № 3. – С. 50-64.
114. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Под ред. Богатикова О.А. и др. С.-П.: ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
115. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: КДУ, 2014. – 267 с.
116. Попов В.С. Новые магматические горные породы // Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 6. – С. 60–64.
117. Равич М. И. Водно-солевые системы при повышенных температурах. М: Наука, 1974. – 151 с.
118. Равич М. И., Валяшко В. М. Растворимость фторида натрия при повышенных температурах // Журнал неорганической химии. – 1965. – Т. 10. – № 1. – С. 204–208.
119. Рампилов М.О., Рипп Г.С. Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья // Литосфера. – 2019. – Т. 19. – № 4. – С. 598-614.
120. Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. – 87 с.
121. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Возможности использования лазерного микроанализатора для изучения состава жидкой фазы индивидуальных включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. – С. 14–25.

122. Рейф Ф.Г., Ишков Ю. М. Несмешиваемые фазы гетерогенного магматического флюида, их рудная специализация и отдельная миграция при формировании Ермаковского F-Be месторождения // Доклады РАН. – 2003. – Т. 390. – № 3. – С. 386–388.
123. Рейф Ф.Г., Цыганков А.А. Оценка давления по сингенетичным расплавленным и флюидным включениям: возможные причины расхождений // Доклады РАН. – 2009. – Т. 425. – № 1. – С. 98–100.
124. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2-х т. Т. 1: Природа включений и методы их исследования; Т. 2: Использование включений при изучении генезиса пород и руд / Пер. с англ. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 560 с.; Т. 2. – 632 с.
125. Рихванов Л.П., Арбузов С.И., Даш Б. Новые данные по геохимии онгонитов // Геосферные исследования. – 2017. – № 1. – С. 50–59.
126. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. – 2009. – № 1. – С. 39–58.
127. Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 224 с.
128. Рябчиков И.Д. Экспериментальное изучение распределения щелочных элементов между несмешиваемыми силикатными и хлоридными расплавами // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 181. – № 1. – С. 207–209.
129. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. - М.: Наука, 1975. – 232 с.
130. Секисова В.С., Шарыгин В.В., Зайцев А.Н., Стрекопытов С. Ликвационные явления при кристаллизации форстерит-флогопитовых ийолитов вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания: по данным изучения включений расплава в минералах // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 12. – С. 2173–2197.
131. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 1. – С. 103–133.
132. Смирнов В.И., Соболев В.С., Кузнецова В.А. и др. [Ред.] Минералогическая термометрия и барометрия: Т. 1. Геохимия глубинных минералообразующих растворов. М.: Наука, 1968. – 368 с.
133. Смирнов С.З. Флюидный режим магматического этапа развития редкометалльных гранитно-пегматитовых систем: петрологические следствия: дис. ... доктора геол.-мин. наук: 25.00.04 / Смирнов Сергей Захарович. – Новосибирск, 2015. – 557 с.

134. Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D₂O при 650°C и 3 кбар // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 690–703.
135. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4. – № 3. – С. 228–239.
136. Соболев В.С. О состоянии и задачах термобарогеохимических исследований // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. – С. 4-6.
137. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. – 1976. – № 5. – С. 146–149.
138. Соболев В.С., Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. и др. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов // Докл. АН СССР. – 1964. – Т. 157. – № 2. – С. 349–352.
139. Соколова Е.Н. Физико-химические условия кристаллизации гранитных расплавов редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04 / Соколова Екатерина Николаевна. – Новосибирск, 2014. – 182 с.
140. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 2. – С. 168–193.
141. Справочник по растворимости солевых систем. Под ред. В.В. Вязова, А.Д. Пельша. Л.: Госхимиздат, 1961. – 1668 с.
142. Сук Н.И. Жидкостная несмесимость в щелочных магматических системах. М.: «КДУ», «Университетская книга», 2017. – 238 с.
143. Сук Н.И., Котельников А.Р., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное изучение межфазового распределения R₃Э, Ba, Sr во флюидно-магматических силикатных системах (T = 1250°C, P = 2кбар) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 478. – № 5. – С. 580–583.
144. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного сырья. СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т., 2002. – 358 с.
145. Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Шуклина Е.В. Вулканоплутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, P-T-условия кристаллизации // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 6. – С. 622–648.
146. Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. – 2021. – Т. 29. – № 1. – С. 64–89.

147. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977. – 280 с.
148. Таусон Л.В. Магмы и руды // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989. – С. 5–17.
149. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.
150. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. – 181 с.
151. Уэйнджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. – 552 с.
152. Хисина Н.Р., Вирт Р., Абдрахимов А.М. Жидкостная несмесимость в областях локального ударного плавления метеорита Эльга // Геохимия. – 2019. – Т. 64. – № 8. – С. 837–847.
153. Чащин В.В., Петров С.В., Киселёва Д.В., Савченко Е.Э. Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni месторождения Нюд-II Мончегорского Плутона, Кольский полуостров, Россия // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63. – № 2. – С. 99–131.
154. Чевычелов В.Ю. Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава // Петрология. – 2019. – Т. 27. – № 6. – С. 638–657.
155. Чевычелов В.Ю., Вирюс А.А., Шаповалов Ю.Б. Распределение Nb, Ta, Ti, Ce и La между гранитоидными магматическими расплавами и минералами // Доклады РАН. – 2020. – Т. 495. – № 1. – С. 19–25.
156. Чупин В.П., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви // ДАН СССР. – 1979. – Т. 248. – № 5. – С. 1200–1204.
157. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. – 1982. – № 10. – С. 66–72.
158. Чупин В.П., Смирнов С.З., Бакуменко И.Т., Титов А.В., Кузьмин Д.В., Бабанский А.Д. Эволюция фтора при кристаллизации редкометалльных гранитоидных расплавов (на примере изучения включений в минералах литий-фтористых гранитов и онгонитов Базардаринского массива, Юго-Восточный Памир и онгонитов Ары-Булакского штока, Восточное Забайкалье) // В кн. Симонов В. А. (ред.). Термобарогеохимия минералообраз. процессов. Т. 3 Летучие компоненты. - Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994. – С. 38–50.
159. Шаповалов Ю.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А. Жидкостная несмесимость и проблемы рудогенеза (по экспериментальным данным) // Петрология. – 2019. – Т. 27. – № 5. – С. 577–597.

160. Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В., Хвостиков В.А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // *Геохимия*. – 2020. – Т. 65. – № 4. – С. 343–361.
161. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 556–586.
162. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // *Геология рудных месторождений*. – 2012. – Т. 54. – № 5. – С. 375–399.
163. Agangi A., Kamenetsky V.S., Hofmann A., Przybyłowicz W., Vladykin N.V. Crystallisation of magmatic topaz and implications for Nb–Ta–W mineralisation in F-rich silicic melts – The Ary-Bulak ongonite massif // *Lithos*. – 2014. – V. 202–203. – P. 317–330.
164. Amundsen H.E.F. Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle // *Nature*. – 1987. – V. 327 (6124). – P. 692–696.
165. Badanina E.V., Veksler I.V., Thomas R., Syritso L.F., Trumbull R.B. Magmatic evolution of Li-F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia) // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 210. – Iss. 1-4. – P. 113–133.
166. Baker D.R. Granitic melt viscosities: Empirical and configurational Entropy models for their calculation // *American Mineralogist*. – 1996. – V. 81. – P. 126–134.
167. Baker D.R., Vaillancourt J. The low viscosities of F + H₂O-bearing granitic melts and implications for melt extraction and transport // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1995. – V. 132. – P. 199–211.
168. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // In De Vivo B., Frezzotti M.L. (Eds.) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignano-Siena, 1994. – P. 117–130.
169. Boraiaha C.K., Ugarkar A.G., Padhi J.K., Chandan R., Kallapur M.V. Genesis of the Late Archean granitoids of the northern part of the Dharwar foreland (Dharwar Craton), south India – Insights from field, crystal size distribution, thermobarometry, microgeochemical and bulk-rock geochemical studies // *Geochemistry*. – 2021. – V. 97. – Iss. 1. – 125688.
170. Borisova A.Y., Thomas R., Salvi S., Candaudap F., Lanzanova A., Chmeleff J. Tin and associated metal and metalloid geochemistry by femtosecond LA-ICP-QMS microanalysis of pegmatite – leucogranite melt and fluid inclusions: new evidence for melt – melt – fluid immiscibility // *Mineralogical Magazine*. – 2012. – V. 76. – Iss. 1. – P. 91–113.
171. Bourgue E., Richet P. The effects of dissolved CO₂ on the density and viscosity of silicate melts: a preliminary study // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 2001. – V. 193. – Iss. 1–2. – P. 57–68.

172. Brooker R. A., Hamilton D.L. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites // *Nature*. – 1990. – V. 346. – P. 459–462.
173. Brown P.E. FLINCOR: a fluid inclusion data reduction and exploration program // *American Mineralogist*. – 1989. – V. 74. – № 11-12. – P. 1390–1393.
174. Brown P.E., Lamb W.M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O–CO₂–NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusions studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53. – P. 1209–1222.
175. Buchner E. Die heterogenen Gleichgewichte von H.B. Roozeboom (System mit zwei flüssigen Phasen), T.2. H.2. Braunschweig: F. Vieweg & Sohn, 1918. – 193 s.
176. Burt D.M., Sheridan M.F., Bikun J.V., Christiansen E.H. Topaz rhyolites: distribution, origin, and significance for exploration // *Economic Geology*. – 1982. – V. 77. – P. 1818–1836.
177. Cao R., Gao Y., Bagas L., Chen B., Zhao H., Yan S., Huang C. Pegmatite magmatic evolution and rare metal mineralization of the Dahongliutan pegmatite field, Western Kunlun Orogen: Constraints from the B isotopic composition and mineral-chemistry // *International Geology Review*. – 2021. – V. 30. – P. 1–19.
178. Charlier B., Namur O., Toplis M.J. et al. Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap // *Geology*. – 2011. – V. 39. – P. 907–910.
179. Charlier B., Namur O., Grove T. L. Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt-rhyolite volcanic and plutonic series // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2013. – V. 113. – P. 79–93.
180. Christiansen E.H. Sheridan M.F., Burt D.M. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United States: The Geological Society of America, Special Paper 205, 1986. – 82 p.
181. Deng J., Li J., Zhang D., Chou I-M., Yan Q., Xiong X. Origin of pegmatitic melts from granitic magmas in the formation of the Jiajika lithium deposit in the eastern Tibetan Plateau // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2022. – V. 229. – 105147.
182. Dingwell D.B. Transport properties of magmas: Diffusion and rheology // *Elements*. – 2006. – V. 2. – P. 281–286.
183. Dolejs D., Baker D.R. Liquidus equilibria in the system K₂O–Na₂O–Al₂O₃–SiO₂–F₂O–1–H₂O to 100 MPa: II. Differentiation paths of fluorosilicic magmas in hydrous systems // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – P. 785–806.
184. Dostal J., Kontak D.J., Gerel O., Shellnutt J.G., Fayek M. Cretaceous ongonites (topaz-bearing albite-rich microleucogranites) from Ongon Khairkhan, Central Mongolia: Products of

extreme magmatic fractionation and pervasive metasomatic fluid: rock interaction // *Lithos.* – 2015. – V. 236–237. – P. 173–189.

185. Fei G., Menuge J. F., Chen C., Yang Y., Deng Y., Li Y., Zheng L. Evolution of pegmatite J. F. ore-forming fluid: The Lijiagou spodumene pegmatites in the Songpan-Garze Fold Belt, southwestern Sichuan province, China // *Ore Geology Reviews.* – 2021. – V. 139. – Part A. – 104441.

186. Fidelis I., Siekierski S. The regularities in stability constants of some rare earth complexes // *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry.* – 1966. – V. 28. – Iss. 1. – P. 185–188.

187. Fischer L.A., Wang M., Charlier B., Namur O., Roberts R.J., Veksler I., Cawthorn R., Holtz F. Immiscible iron and silica-rich liquids in the upper zone of the Bushveld Complex // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 2016. – V. 443. – P. 108–117.

188. Freestone C., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – An experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1980. – V. 73. – № 2. – P. 105–117.

189. Frezzotti M. L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology // *Lithos.* – 2001. – V. 55. – Iss. 1. – P. 273–299.

190. Giordano D., Romano C., Dingwell D.B., Poe B., Behrens H. The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2004. – V. 68. – № 24. – P. 5159–5168.

191. Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B. Viscosity of magmatic liquids: a model // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2008. – V. 271. – P. 123–134.

192. Giordano D., Vona A., Gonzalez-Garcia D., Allabar A., Kolzenburg S., Polo L.A., de Assis Janasi V., Behrens H., De Campos C.P., De Cristofaro S., Freitas Guimarães L., Nowak M., Müller D., Günther A., Masotta M., Roverato M., Romano C., Dingwell D.B. Viscosity of Palmas-type magmas of the Paraná Magmatic Province (Rio Grande do Sul State, Brazil): Implications for high-temperature silicic volcanism // *Chemical Geology.* – 2021. – V. 560. – 119981.

193. Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E., Kulakov E.V. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk ocean // *Geophysical Journal International.* Published by Oxford University Press. – 2018. – V. 213. – P. 1463–1477.

194. Gramenitskiy E.N., Shchekina T.I., Sval'nova V.I., Romanenko I.M. Fractionation of ore elements in the fluorine-bearing granite system // *Experiment in GeoSciences.* – 1996. – V. 5. – № 1. – P. 38–39.

195. Greig J.W. Immiscibility in silicate melts // *Amer. Jour. Sci.* – 1927. – V. 13. – № 1. – P. 1–44, 133–154.

196. Groulier P.-A., Turlin F., André-Mayer A.-S., Ohnenstetter D., Crépon A., Boulvais P., Poujol M., Rollion-Bard C., Zeh A., Moukhsil A., Solgadi F., El basbas A. Silicate-Carbonate Liquid Immiscibility: Insights from the Crevier Alkaline Intrusion (Quebec) // *Journal of Petrology*. – 2020. – V. 61. – Iss. 3.
197. Gurenko A.A. Origin of sulphur in relation to silicate-sulphide immiscibility in Tolbachik primitive arc magma (Kamchatka, Russia): Insights from sulphur and boron isotopes // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 576. – 120244.
198. Haar L., Gallagher J.S., Kell G.S. NBS/NRC Steam Tables // Thermodynamic and transport properties and computer programs for vapor and liquid states of water in SI units. New York: Hemisphere Publ. Corp., McGraw Hill, 1984. – 320 p.
199. Hall D.L., Sterner S.M. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1993. – V. 114. – P. 489–500.
200. Hao L., Liu J., Li Y. Wetting and Spreading of AgCuTi on Selective Laser-Melted Ti-6Al-4V // *Materials*. – 2021. – V. 14. – № 17 (4804).
201. Hards N.J., Freestone I.C. Liquid immiscibility in fluor-silicate systems // *NERC Rpt. Prog. Exp. Petrol*. – 1978. – V. 4. – P. 11–13.
202. Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S. et al. Silicate Liquid immiscibility within the Crystal Mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Journal of Petrology*. – 2011. – V. 52. – P. 175–222.
203. Hou T., Veksler I.V. Letter. Experimental confirmation of high-temperature silicate liquid immiscibility in multicomponent ferrobasaltic systems // *American Mineralogist*. – 2015. – V. 100. – P. 1304–1307.
204. Hou T., Charlier B., Namur O., Schütte P., Schwarz-Schampera U., Zhang Z., Holtz F. Experimental study of liquid immiscibility in the Kiruna-type Vergenoeg iron–fluorine deposit, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – V. 203. – P. 303–322.
205. Huang F., Wang R.-C., Xie L., Zhu J.-C., Erdmann S., Che X.D., Zhang R.Q. Differentiated rare-element mineralization in an ongonite – topazite composite dike at the Xianghualing tin district, Southern China: an electron-microprobe study on the evolution from niobium-tantalum-oxides to cassiterite // *Ore Geology Reviews, Elsevier*. – 2015. – V. 65. – P. 761–778.
206. Hui H., Zhang Y. Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2007. – V. 71. – P. 403–416.
207. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1999. – V. 63. – № 3/4. – P. 489–508.

208. Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks K. Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // *Petrology*. – 2011. – V. 52. – № 2. – P. 345–373.
209. Johnston C., Chappell B.W. Topaz-bearing rocks from Mount Gibson, North Queensland, Australia // *American Mineralogist*. – 1992. – V. 77. – P. 303–313.
210. Kamenetsky V.S., Naumov V.B., Davidson P. et al. Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: A melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan granite (NE Russia) // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 210. – P. 73–90.
211. Khromykh S.V., Oitseva T.A., Kotler P.D., D'yachkov B.A., Smirnov S.Z., Travin A.V., Vladimirov A.G., Sokolova E.N., Kuzmina O.N., Mizernaya M.A., Agaliyeva B.B. Rare-metal pegmatite deposits of the Kalba Region, Eastern Kazakhstan: age, composition and petrogenetic implications // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – № 11 (1017).
212. Klemme S. Evidence for fluoride melts in Earth's mantle formed by liquid immiscibility // *Geology*. – 2004. – V. 32. – № 5. – P. 441–444.
213. Kortemeier W.T., Burt D.M. Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch area, Tonto basin, Arizona // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – P. 507–523.
214. Koster van Groos A.F., Wyllie P.J. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility the genesis of carbonatites. // *Nature*. – 1963. – V. 199. – № 4895. – P. 801–802.
215. Koster van Groos A.F., Wyllie P.J. Liquid immiscibility in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ // *American Journal of Science*. – 1966. – V. 264. – P. 234–255.
216. Kotelnikov A.R., Shapovalov Yu.B., Suk N.I., Kotelnikova Z.A., Korzhinskaya V.S. Liquid immiscibility and problems of ore genesis // *Experiment in Geosciences*. – 2019. – V. 25. – № 1. – P. 140–144.
217. Lange R.A. The effects of H_2O , CO_2 and F on the density and viscosity of silicate melts // *Reviews in Mineralogy*. – 1994. – V. 30. – P. 331–369.
218. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journal of Petrology*. – 1986. – V. 27. – P. 745–750.
219. Liankui W., Huifen W., Zhilong H. The three end members of Li-F granites and their origin of liquid segregation // *Chinese Journal of Geochemistry*. – 1998. – V. 17. – № 1. – P. 1–11.
220. Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – V. 136. – P. 16–39.

221. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 43. – P. 123-148.
222. Lv Z.-H., Zhang H., Tang Y. Lanthanide tetrads with implications for liquid immiscibility in an evolving magmatic-hydrothermal system: Evidence from rare earth elements in zircon from the No. 112 pegmatite, Kelumute, Chinese Altai // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 164. – P. 9–22.
223. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. – 1989. – V. 101. – № 5. – P. 635–643.
224. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
225. Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – № 7. – P. 1185–1196.
226. Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S.-S., Hernández-Uribe D., Parsons A. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – V. 207. – 103172.
227. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // *Lithos*. – 2020. – V. 354–355. – 105348.
228. Peretyazhko I.S., Tsareva E.A. Processes of fluid-magmatic crystallization of heterogeneous magma at rock formation of Ary-Bulak ongonite massif. Russia. ACROFI-2 Asian Current Research on Fluid Inclusions. India, Kharagpur, 2008. – P. 147–150.
229. Persikov E.S. The viscosity of magmatic liquids: Experiment generalized patterns, a model for calculation and prediction, applications // L.L. Perchuk, I. Kushiro (Eds.), *Physical Chemistry of Magmas, Advances in Physical Chemistry*, Springer, Berlin. – 1991. – V. 9. – P. 1–40.
230. Philpotts A.R. Immiscibility between Feldspathic and Gabbroic Magmas // *Nature Physical Science*. – 1971. – V. 229. – P. 107–109.
231. Philpotts A.R. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1982. – V. 80. – P. 201–218.
232. Potter N.J., Kamenetsky V.S., Simonetti A., Goemann K. Different types of liquid immiscibility in carbonatite magmas: A case study of the Oldoinyo Lengai 1993 lava and melt inclusions // *Chemical Geology*. – 2017. – V. 455. – P. 376–384.

233. Prokopyev I., Doroshkevich A., Redina A. Brine–Melts and Fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian Carbonatite Province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic Aspects // *Minerals*. – 2023. – V. 13. – № 4 (573).
234. Qin Z., Lu F., Anderson A.T. Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions // *American Mineralogist*. – 1992. – V. 77. – P. 565–576.
235. Qu K., Sima X., Li G., Fan G., Shen G., Liu X., Xiao Z., Guo H., Qiu L., Wang Y. Fluorluanshiweiite, $\text{KLiAl}_{1.5}\square_{0.5}(\text{Si}_{3.5}\text{Al}_{0.5})\text{O}_{10}\text{F}_2$, a New Mineral of the Mica Group from the Nanyangshan LCT Pegmatite Deposit, North Qinling Orogen, China // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – № 2 (93).
236. Roedder E. Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluid filled inclusions from minerals. *Economic Geology*. – 1958. – V. 53. – № 3. – P. 235–269.
237. Roedder E. Silicate liquid immiscibility in magmas // Ed. H. S. Yoder. *The Evolution of the Igneous Rocks. 50th Anniversary Perspectives*. Princeton: University Press, 1979. – P. 15–57.
238. Roedder E. Fluid Inclusions. In *Reviews in Mineralogy* (Ribbe P.H., Ed.), Mineralogical Society of America: Washington, DC, USA, 1984. – V. 12. – P. 644.
239. Roedder E., Coombs D.S. Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island // *Journal of Petrology*. – 1967. – V. 8. – № 3. – P. 417–451.
240. Roedder E., Weiblen P.W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks // *Science*. – 1970. – V. 167. – P. 641–644.
241. Rose-Koga E.F., Bouvier A.-S., Gaetani G.A., Wallace P.J., Allison C.M., Andrys J.A., Angeles de la Torre C.A., Barth A., Bodnar R.J., Bracco Gartner A.J.J., Butters D., Castillejo A., Chilson-Parks B., Choudhary B.R., Cluzel N., Cole M., Cottrell E., Daly A., Danyushevsky L.V., DeVitre C.L., Drignon M.J., France L., Gaborieau M., Garcia M.O., Gatti E., Genske F.S., Hartley M.E., Hughes E.C., Iveson A.A., Johnson E.R., Jones M., Kagoshima T., Katzir Y., Kawaguchi M., Kawamoto T., Kelley K.A., Koornneef J.M., Kurz M.D., Laubier M., Layne G.D., Lerner A., Lin K.-Y., Liu P.-P., Lorenzo-Merino A., Luciani N., Magalhães N., Marschall H.R., Michael P.J., Monteleone B.D., Moore L.R., Moussallam Y., Muth M., Myers M.L., Narváez D.F., Navon O., Newcombe M.E., Nichols A.R.L., Nielsen R.L., Pamukcu A., Plank T., Rasmussen D.J., Roberge J., Schiavi F., Schwartz D., Shimizu K., Shimizu N., Thomas J.B., Thompson G.T., Tucker J.M., Ustunisik G., Waelkens C., Zhang Y., Zhou T. Silicate melt inclusions in the new millennium: A review of recommended practices for preparation, analysis, and data presentation // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 570. – 120145.
242. Rusak A.A., Shchekina T.I., Zinovieva N.G., Alferyeva Ya O., Khvostikov V.A., Gramenitsky E.N., Kotelnikov A.R. The peculiarities of crystallization of lithium-containing granite

melt with high water and fluorine contents in the temperature range of 800-400 °C and pressure of 1 kbar (according to experimental data) // MDPI Proceedings. – 2021. – № 68. – P. 1–8.

243. Safonov O.G., Mityaev A.S., Yapaskurt V.O., Belyanin G.A., Elburg M., Rajesh H.M., Golunova M.A., Shcherbakov V.D., Butvina V.G., van Reenen D.D., Smit A.C. Carbonate-silicate inclusions in garnet as evidence for a carbonate-bearing source for fluids in leucocratic granitoids associated with granulites of the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // Gondwana Research. – 2020. – V. 77. – P. 147–167.

244. Savelyeva V.B., Bazarova E.P., Khromova E.A. et al. REE Minerals in the Rocks of the Katugin Rare Metal Deposit, East Transbaikalia: Behavior of Lanthanides and Y during Crystallization of an F-Saturated Agpaitic Melt // Geol. Ore Deposits. – 2018. – V. 60. – P. 643–657.

245. Severs M.J., Azbej T., Thomas J.B. Mandeville C.W., Bodnar R.J. Experimental determination of H₂O loss from melt inclusions during laboratory heating: Evidence from Raman spectroscopy // Chemical Geology. – 2007. – V. 237. – P. 358–371.

246. Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zaitsev A.N., Kamenetsky M.B. Silicate–natrocarbonatite liquid immiscibility in 1917 eruption combeite–wollastonite nephelinite, Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: Melt inclusion study // Lithos. – 2012. – V. 152. – P. 23–39.

247. Shatskiy A.F., Arefiev A.V., Podborodnikov I.V., Litasov K.D. Liquid immiscibility and phase relations in the system $KAlSi_3O_8$ – $CaMg(CO_3)_2 \pm NaAlSi_2O_6 \pm Na_2CO_3$ at 6 GPa: Implications for diamond-forming melts // Chemical Geology. – 2020. – V. 550. – 119701.

248. Shaw H.R. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction // American Journal of Science. – 1972. – V. 272. – P. 870–893.

249. Shuai X., Li S.-M., Zhu Di-C., Wang Q., Zhang L.-L., Zhao Z. Tetrad effect of rare earth elements caused by fractional crystallization in high-silica granites: An example from central Tibet // Lithos. – 2021. – V. 384–385. – 105968.

250. Sorby H.C. On the microscope structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks // Quart. J. Geol. Soc. L. – 1858. – V. 14. – P. 453–500.

251. Štemprok M. Ongonite from Ongon Khairkhan, Mongolia // Mineralogy and Petrology. – 1991. – V. 43. – P. 255–273.

252. Stern C.R., Allaz J.M., Raschke M.B., Farmer G. L., Skewes M.A., Ross J.T. Formation by silicate–fluoride + phosphate melt immiscibility of REE-rich globular segregations within aplite dikes // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2018. – V. 173. – № 8. – P. 1–13.

253. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geological Society, London. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

254. Thomas R. Estimation of the viscosity and the water content of silicate melts from melt inclusion data // *European Journal of Mineralogy*. – 1994. – № 6. – P. 511–535.
255. Thomas R., Davidson P. Water and melt/melt immiscibility, the essential components in the formation of pegmatites; evidence from melt inclusions // *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*. Berl. – 2008. – V. 36. – № 6. – P. 347–364.
256. Thomas R., Davidson P., Badanina E.V. Water- and boron-rich melt inclusions on quartz from the Malkhan pegmatite, Transbaikalia, Russia // *Minerals*. – 2012. – V. 2. – P. 435–458.
257. Thomas R., Rhede D., Trumbull R.B. Microthermometry of volatile-rich silicate melt inclusions in granitic rocks // *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*. Berl. – 1996. – V. 24. – № 3/4. – P. 505–526.
258. Thomas R., Webster J. D., Heinrich W. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluid at low pressure // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 139. – P. 394–401.
259. Thompson A.B., Aerts M., Hack A.C. Liquid Immiscibility in Silicate Melts and Related Systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2007. – V. 65. – № 1. – P. 99–127.
260. Tindle A.G., Webb P.C. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks // *European Journal of Mineralogy*. – 1990. – V. 2. – P. 595–610.
261. Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation // *Mineralogical Magazine*. – 1997. – V. 61. – № 409. – P. 809–834.
262. Tischendorf G., Rieder M., Förster H.-J., Gottesmann B., Guidotti C.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas // *Mineralogical Magazine*. – 2004. – V. 68. – P. 649–667.
263. Vasyukova O., Williams-Jones A.E. Fluoride–silicate melt immiscibility and its role in REE ore formation: Evidence from the Strange Lake rare metal deposit, Quebec-Labrador, Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 139. – P. 110–130.
264. Vasyukova O., Williams-Jones A.E. The evolution of immiscible silicate and fluoride melts: Implications for REE ore-genesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2016. – V. 172. – P. 205–224.
265. Vasyukova O., Williams-Jones A.E. Partial melting, fractional crystallisation, liquid immiscibility and hydrothermal mobilisation – A ‘recipe’ for the formation of economic A-type granite-hosted HFSE deposits // *Lithos*. – 2020. – V. 356–357. – 105300.
266. Veksler I.V. Liquid immiscibility and its role at the magmatic - hydrothermal transition: a summary of experimental studies // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 210. – № 1–4. – P. 7–31.

267. Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – № 11. – P. 2187–2210.
268. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – V. 79. – P. 20–40.
269. Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – V. 69. – Iss. 11. – P. 2847–2860.
270. Veksler I.V., Thomas R., Schmidt C. Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatite // *American Mineralogist*. – 2002. – V. 87. – P. 775–779.
271. Vetere F., Behrens H., Misiti V., Ventura G., Holtz F., De Rosa R., Deubner J. The viscosity of shoshonitic melts (Vulcanello Peninsula, Aeolian Islands, Italy): Insight on the magma ascent in dikes // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 245. – P. 89–102.
272. Wang K., Dong H., Ou Q., Liu R. Large-scale liquid immiscibility in the Hongge layered intrusion hosting a giant Fe-Ti oxide deposit in SW China // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 136. – 104268.
273. Wang H., Gao H., Zhang X.-Y., Yan Q., Xu Y., Zhou K., Dong R., Li P. Geology and geochronology of the super-large Bailongshan Li–Rb–(Be) rare-metal pegmatite deposit, West Kunlun orogenic belt, NW China // *Lithos*. – 2020. – V. 360. – 105449
274. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – № 3. – P. 291–320.
275. Watts K.E., Mercer C.N. Zircon-hosted melt inclusion record of silicic magmatism in the Mesoproterozoic St. Francois Mountains terrane, Missouri: Origin of the Pea Ridge iron oxide-apatite-rare earth element deposit and implications for regional crustal pathways of mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2020. – V. 272. – P. 54–77.
276. Webb S.L. Silicate melts: relaxation, rheology, and the glass transition // *Rev. Geophys.* – 1997. – V. 35. – P. 191–218.
277. Webster J.D., De Vivo B. Experimental and modeled solubilities of chlorine in aluminosilicate melts, consequences of magma evolution, and implications for exsolution of hydrous chloride melt at Mt. Somma-Vesuvius // *American Mineralogist*. – 2002. – № 87. – P. 1046–1061.
278. Xiong F., Tao Y., Liao M., Liao Y., Ma J. Liquid immiscibility in the Panzhihua intrusion, SW China: Evidence from ore textures and Fe–Ti oxide-rich globules in gabbros // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2021. – V. 209. – 104683.

279. Yang L., van Hinsberg V.J. Liquid immiscibility in the CaF₂-granite system and trace element partitioning between the immiscible liquids // *Chemical Geology*. – 2019. – V. 511. – P. 28–41.
280. Yang Z.-Y., Wang Q., Zhang C., Dan W., Zhang X.-Z., Qi Y., Xia X.-P., Zhao Z.-H. Rare earth element tetrad effect and negative Ce anomalies of the granite porphyries in southern Qiangtang Terrane, central Tibet: New insights into the genesis of highly evolved granites // *Lithos*. – 2018. – V. 312–313. – P. 258–273.
281. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2014. – V. 93. – P. 158–179.
282. Yasnygina T.A., Rasskazov S.V. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: evidence from the Paleozoic granitoids of the Oka Zone, Eastern Sayan // *Geochemistry International*. – 2008. – V. 46. – № 8. – P. 814–825.
283. Yuen D.A., Maruyama S.H., Karato S.I., Windley B.F. *Superplumes: beyond plate tectonics*. New York, Springer, 2007. – 569 p.
284. Yurgenson G.A., Kononov O.V. Sherlova Gora: a deposit for Gemstones and Rare Metals // *Famous Mineral Localities of Russia: Sherlova Gora* // *Mineralogical Almanac*, Ltd. Lakewood, CO80227, USA. – 2014. – V. 19. – Iss. 2. – P. 12–93.
285. Zagorsky V.Ye., Peretyazhko I.S., Dmitrieva A.S. Axinite-(Mn) from miarolitic granitic pegmatites of the Malkhan gem-tourmaline deposit (Transbaikalia, Russia): composition, paragenesis and conditions of formation // *European Journal of Mineralogy*. – 2016. – V. 28. – № 4. – P. 811–824.
286. Zimova M., Webb S.L. The combined effects of chlorine and fluorine on the viscosity of aluminosilicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – V. 71. – P. 1553–1562.
287. Zirkel F. *Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*. Leipzig: Wilhelm Engelmann, 1873. – 502 s.
288. Zirkel F. *Microscopical petrography* // *Geological Exploration of the 40th Parallel (C. King)*. – 1876. – V. 6. – 297 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1. Валовый состав (мас.%) и содержания примесных элементов (ppm) в породах массива Ары-Булак

Образец	23	28	34	43	45	132	136	141	142	146	347	350	351	354	366	378
Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	71.48	72.79	72.18	72.18	72.25	73.57	72.43	72.27	68.85	70.32	71.6	71.84	75.68	74.39	70.83	71.37
TiO ₂	0.02	0.02	0.15	0.14	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01	0.01	0.14	0.01	0.05	0.08
Al ₂ O ₃	15.53	15.69	16.47	16.28	16.01	15.75	15.71	16.38	16.17	16.04	16.54	16.03	14.13	15.44	15.70	17.00
Fe ₂ O ₃	0.65	0.61	0.35	0.28	0.38	0.37	0.52	0.53	0.48	0.2	0.68	0.81	0.17	0.75	0.34	0.35
FeO	0.27	0.09	0.23	0.57	0.29	0.31	0.25	0.31	0.29	0.54	-	-	0.46	-	0.53	0.53
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.055	0.06	0.04	0.05	0.05
MgO	0.31	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
CaO	0.75	0.19	0.05	0.08	0.67	0.37	0.53	0.06	2.18	1.67	0.78	1.26	0.43	0.82	1.05	0.33
Na ₂ O	3.85	3.79	4.19	3.78	4.07	2.68	3.26	3.97	3.86	3.21	4.08	3.69	2.98	2.48	3.94	4.08
K ₂ O	4.74	4.62	4.57	4.77	4.42	4.48	4.23	4.53	4.28	4.42	4.50	4.51	3.75	4.24	4.36	4.26
Li ₂ O	0.11	0.11	0.12	0.11	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.12	-	-	0.08	-	0.12	0.09
Rb ₂ O	0.23	0.22	0.21	0.18	0.20	0.19	0.20	0.23	0.21	0.20	-	-	0.18	-	0.20	0.21
Cs ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	-	-	0.02	-	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	-	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02
B ₂ O ₃	-	-	0.02	-	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-
F	2.00	1.22	1.15	-	1.20	1.85	1.35	1.20	1.15	1.65	-	-	0.97	-	1.40	1.10
S	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	0.05	0.05	-	0.22	0.06	0.46	0.22	1.92	0.72	-	-	0.22	-	0.44	0.22
H ₂ O	0.55	1.05	0.72	-	0.55	0.64	0.88	0.65	0.88	1.10	-	-	1.11	-	0.86	0.87
Сумма	99.74	100.05	100.07	98.45	100.02	99.76	99.55	100.12	100.07	99.70	98.32	98.28	101.15	98.25	100.29	101.02
B	36	51	55	32	20	34	22	24	28	19	36	33	22	53	24	20
Li	511	511	557	511	418	400	446	492	460	557			376		557	395
Be			9.1	11	9.2		7.8	5.9	6.2				7.2			
Rb	2217	1640	2126	2012	2176		2070	1752	1762				1441			

Образец	23	28	34	43	45	132	136	141	142	146	347	350	351	354	366	378
Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cs	193	46	54	115	173		203	64	116							
Ba	36	49	29	15	18		67	47	68				89			
Sr	44	20	8.2	11	21		17	7.8	37				33			
Zr	30	33	25	24	19		18	40	27				43			
Hf	3.4	4.2	3.6	3.1	2.6		2.7	7.1	3.5				5.9			
Ta	46	48	21	24	27		27	43	37				41			
Nb	103	88	65	73	68		68	71	71				86			
Ni	9.7	7.3	3.4	3.0	1.8		7.8	5.7	14				92			
Co	0.90	0.95	0.40	0.58	0.27		0.84	2.3	3.0				1.0			
Cr			19	22	19		23	7.6	18							
V			1.1	1.1	1.3		1.5						182			
Ga	58	59	57	57	56		53	49	47				43			
Ge	5.8	5.7	2.1	2.7	2.3		2.0	4.7	4.8				4.6			
Ge	4.9	4.7	4.9	4.6	4.3	5.3	4.5	4.1	4.4	4.8	4.6	5.4	4.7	5.8	4.4	5.6
As			23	14	23		6.4									
Sc			3.4	3.3	2.9		2.1									
Cu	15	7.5	10	4.7	4.0		26	8.7	6.9				6.8			
Cu	12	9.3	6.1	6.6	<5.0	<5.0	8.8	7.2	6.5	7.2	8.1	34	6.6	7.4	5.3	9.8
Zn	34	19	40	31	23		33	25	25				40			
Zn	41	29	29	30	31	36	31	24	28	29	20	33	32	30	26	25
Mo			0.15	0.22	0.10		0.37	0.70	1.0							
Mo	0.80	0.30	<0.30	0.40	<0.30	<0.30	0.80	0.40	<0.30	0.30	0.30	<0.30	0.50	0.50	<0.30	<0.30
Sn	66	67	16	19	17		17	59	59				45			
Sb			2.8	2.7	4.8		4.9	3.8	3.3				7.1			
W	34	32	25	24	35		19	36	40				24			
W	30	25	33	28	33	20	23	25	34	28	39	45	30	43	41	37
Tl	2.8	1.1	8.5	9.0	9.3		10									

Образец	23	28	34	43	45	132	136	141	142	146	347	350	351	354	366	378
Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Tl</i>	6.8	7.8	7.6	6.6	7.3	9.2	9.9	8.6	9.1	11	9.7	6.9	7.1	12	7.6	8.1
Pb	26	23	30	35	29		49	28	29				21			
<i>Pb</i>	30	28	28	31	26	30	27	22	24	26	28	33	23	25	42	34
Th	17	10	14	23	15		12	17	14				11			
U	20	10	14	9.7	4.7		17	5.2	2.7				12			
Y	7.1	2.2	1.5	6.2	3.2		1.9	2.2	2.6				1.1			
La	6.9	2.7	2.6	11	4.6		6.0	4.3	5.5				2.6			
Ce	22	9.8	13	36	15		17	8.2	8.9				6.6			
Pr	3.0	0.97	0.97	4.2	1.7		2.2	1.7	1.7				0.91			
Nd	7.5	2.4	2.3	11	4.5		5.3	4.9	4.7				2.6			
Sm	1.9	0.89	0.58	2.5	1.3		1.1	1.3	1.1				0.75			
Eu	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01		0.04	0.06	0.05				0.02			
Gd	1.5	0.55	0.61	2.8	1.1		1.1	0.92	0.83				0.46			
Tb	0.32	0.16	0.13	0.35	0.24		0.13	0.22	0.18				0.12			
Dy	2.6	1.2	0.83	2.6	1.5		0.96	1.2	1.0				0.87			
Ho	0.41	0.21	0.17	0.55	0.29		0.19	0.22	0.18				0.17			
Er	1.5	0.71	0.54	1.6	0.94		0.62	0.74	0.60				0.58			
Tm	0.33	0.20	0.14	0.39	0.22		0.15	0.17	0.14				0.14			
Yb	2.7	1.8	1.2	3.0	1.9		1.3	1.7	1.2				1.5			
Lu	0.37	0.21	0.19	0.49	0.29		0.21	0.25	0.19				0.22			

Таблица 1. Продолжение

Образец	24	26	54	58	103	106	125/1	127	131	148	180	181	190	343	348	349	353
Анализ	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	62.60	70.02	74.83	68.87	75.08	62.48	65.75	61.99	61.92	66.17	63.48	65.34	71.55	63.18	73.36	69.32	60.26
TiO ₂	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.09	0.18	0.04	0.04	0.32	0.57	0.03	0.29	0.09	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	14.20	14.93	12.36	16.20	13.74	13.5	15.45	13.8	14.25	14.35	14.99	17.91	15.47	16.77	12.28	15.04	13.45
Fe ₂ O ₃	0.10	0.6	0.36	0.16	0.75	1.31	0.26	1.05	0.29	0.44	-	-	0.56	-	0.26	0.34	0.42
FeO	0.68	0.17	0.47	0.49	0.10	0.10	0.37	0.10	0.46	0.23	0.46	0.30	0.10	0.49	0.52	0.30	0.19
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03
MgO	0.09	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.40	0.10	0.03	0.03	0.23	0.35	0.03	0.22	0.05	0.03	0.08
CaO	9.26	3.31	2.40	2.24	1.56	9.00	5.41	9.41	9.38	6.06	7.66	2.12	1.27	6.30	3.69	3.52	10.3
Na ₂ O	3.15	3.57	2.14	3.71	0.95	3.61	1.88	3.18	3.21	3.81	2.99	3.03	2.48	1.09	2.58	3.70	2.90
K ₂ O	4.04	4.37	3.96	4.20	4.15	4.17	4.38	4.13	3.96	4.26	4.43	5.28	4.25	4.41	3.46	4.03	3.84
Li ₂ O	0.08	0.11	0.09	0.08	0.06	0.09	0.04	0.09	0.10	0.10	0.05	0.05	0.11	0.05	0.08	0.10	0.07
Rb ₂ O	0.16	0.19	0.19	0.24	0.18	0.17	0.28	0.18	0.18	0.18	0.28	0.44	0.20	0.25	0.15	0.19	0.16
Cs ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.06	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02
B ₂ O ₃	-	-	-	0.02	-	-	0.02	-	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	-	-	-	-
F	6.80	2.70	2.11	1.25	2.46	7.40	5.19	7.40	7.50	5.38	6.15	5.05	1.79	4.85	2.87	3.19	6.50
S	-	-	-	0.02	-	-	-	-	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.22		0.94	1.50	1.37	0.76	0.17	0.76	0.29	0.44	0.11	0.05	0.66	0.44	0.33	0.33	0.44
H ₂ O	1.46	0.76	1.28	1.20	0.43	0.97	2.48	1.01	1.23	0.74	1.27	1.80	2.28	2.86	1.37	1.01	1.63
Сумма	100.10	99.74	100.36	99.81	99.90	100.54	100.10	100.31	99.81	100.08	99.95	100.25	100.16	99.21	99.97	99.88	97.62
B	18	36	44	27	39	24	49	52	35	17	100	41	30	30	17	18	20
Li	372	511	435	372	279	418	193	409	465	455	237	246	511	218	381	451	344
Be			9.8	7.2	7.4	7.7		6.6	15	13	53	18	8.3				7.6
Rb	1281	1680	1488	1829	1499	1435		1514	1776	1836	2040	4309	1585				1289
Cs	59	50	60	30	67	33		58	113	84	114	151	78				
Ba	60	22	79	86	58	58		49	23	18	159	32	63				58

Образец	24	26	54	58	103	106	125/1	127	131	148	180	181	190	343	348	349	353
Анализ	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Sr	312	54	159	58	24	128		131	169	107	669	287	50				215
Zr	50	28	49	29	27	28		22	16	16	38	45	29				23
Hf	5.0	2.9	6.5	4.2	3.6	3.4		2.7	2.2	2.1	5.3	8.2	4.5				2.9
Ta	107	42	37	43	36	29		30	22	22	45	65	34				36
Nb	195	93	73	63	82	65		67	62	68	71	76	66				77
Ni	4.7	4.9						12	5.7	4.1	11	3.1	8.1				–
Co	2.3	0.97	0.26	0.24	0.33	0.37		2.7	0.57	0.39	2.0	0.21	2.8				0.75
Cr			8.4	6.0	9.9	0.91		20	17	18	19	22	18				
V								0.05	2.5	2.2		2.5					
Ga	47	53	36	49	48	41		41	44	49	45	62	47				43
Ge	4.4	5.2	4.9	5.0	4.8	4.2		4.2	1.7	2.1	4.9	1.6	4.9				4.3
Ge	4.5	4.0	5.1	4.5	4.9	4.0	6.8	4.9	3.6	3.9	5.3	7.6	4.8	5.2	3.0	4.7	4.9
As									9.9	19		16					
Sc									4.9	4.4		7.5					
Cu	8.1	6.3	9.0	4.7	4.5	4.2		7.2	10	4.1	6.4	3.0	4.6				2.8
Cu	6.5	6.7	9.1	7.6	14	7.1	8.7	7.5	<5.0	4.8	<5.0	<5.0	<5.0	5.6	8.3	8.5	6.8
Zn	18	18	14	14	15	23		25	13	25	16	23	23				11.2
Zn	21	23	23	17	17	25	23	28	14	22	12	32	27	22	23	30	19
Mo			0.24	0.82	0.99	0.43		0.96	0.15	0.15	1.2	0.06	1.1				
Mo	0.40	0.30	0.40	0.70	0.80	0.30	0.50	0.90	<0.03	<0.30	0.60	<0.30	0.30	<0.30	0.30	0.40	<0.30
Sn	76	61	53	64	92	49		51	13	14	70	23	57				43
Sb			19	3.6	5.8	2.6		4.2	1.6	2.5	27	10	12				4.7
W	27	38	22	19	50	24		34	18	21	51	65	25				30
W	12	26	14	10	49	18	47	28	21	29	38	56	17	19	33	33	32
Tl	0.20	2.3							8.4	8.0		17					
Tl	5.8	7.0	5.7	6.8	16	5.1	9.9	6.7	6.6	7.3	9.6	18	7.4	11	5.7	9.6	7.7
Pb	23	23	23	21	18	27		34	31	31	17	20	25				21

Образец	24	26	54	58	103	106	125/1	127	131	148	180	181	190	343	348	349	353
Анализ	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Pb	31	24	20	20	19	26	17	26	20	26	15	23	24	32	20	30	26
Th	12	12	23	16	9.3	17		14	16	16	15	28	17				13
U	313	16	12	5.2	3.0	53		29	40	30	9.9	12	11				59
Y	11	2.9	6.9	0.49	2.4	7.1		2.2	13	11	2.4	0.04	6.5				5.4
La	13	6.6	2.9	1.9	5.6	11		7.22	6.75	11	3.4	0.98	5.8				10
Ce	24	21	13	6.7	14	20		19	20	24	11	7.0	17				21
Pr	6.0	2.57	1.63	0.83	1.93	3.9		2.2	3.7	5.3	1.5	0.74	2.1				3.6
Nd	19	6.4	5.0	1.9	5.2	11		5.6	13	14	4.0	1.1	6.2				10
Sm	4.5	1.1	1.9	0.45	1.2	2.7		1.3	3.7	3.4	0.99	0.21	1.7				2.5
Eu	0.05	0.02	0.05	0.02	0.02	0.04		0.02	0.03	0.05	0.16	0.01	0.05				0.05
Gd	2.9	0.97	1.5	0.29	0.89	2.0		0.88	3.0	3.2	0.87	0.26	1.4				1.9
Tb	0.60	0.19	0.42	0.06	0.19	0.45		0.19	0.60	0.51	0.16	0.03	0.33				0.35
Dy	4.2	1.4	2.7	0.39	1.1	2.6		1.0	5.1	4.0	0.79	0.10	1.9				2.5
Ho	0.83	0.24	0.51	0.06	0.20	0.49		0.19	1.2	0.84	0.14	0.02	0.36				0.48
Er	2.7	0.86	1.8	0.26	0.66	1.7		0.66	4.6	2.8	0.46	0.05	1.2				1.6
Tm	0.63	0.18	0.38	0.07	0.15	0.36		0.14	1.2	0.71	0.10	0.03	0.25				0.36
Yb	5.6	1.5	3.4	0.75	1.4	3.3		1.4	10	5.5	1.0	0.41	2.3				3.2
Lu	0.64	0.27	0.48	0.11	0.21	0.46		0.19	1.4	0.79	0.15	0.06	0.32				0.46

Таблица 1. Окончание

Образец	359	360	361	370	372	4	8	11	15	19	108	124	164	176	182	184
Анализ	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	69.62	63.18	69.6	66.37	59.55	57.24	56.26	57.1	50.63	51.99	64.68	67.69	56.06	49.02	46.95	55.81
TiO ₂	0.01	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.02	0.23	0.10	0.20	0.54	0.20
Al ₂ O ₃	15.93	14.12	15.58	14.18	13.63	16.29	16.52	16.20	12.97	17.81	18.56	17.97	16.31	17.22	17.61	15.76
Fe ₂ O ₃	0.69	0.34	-	0.32	0.16	-	-	-	0.03	-	-	0.33	-	-	-	-
FeO	-	0.32	0.43	0.38	0.36	0.18	0.35	0.24	0.58	0.26	0.43	0.38	0.27	0.27	0.10	0.47
MnO	0.06	0.06	0.03	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.05	0.04	1.28	0.04	0.12	0.14	0.19	0.11	0.18	0.34	0.10	0.50	0.34	0.31	0.14	0.21
CaO	2.11	8.75	1.42	5.89	12.6	13.01	11.69	12.76	19.38	14.46	3.79	1.4	10.92	15.57	18.08	12.1
Na ₂ O	4.05	3.63	1.63	3.73	2.99	0.38	0.56	0.89	1.11	0.53	1.14	1.14	0.65	0.52	0.50	0.63
K ₂ O	4.46	4.07	3.87	4.17	3.85	3.73	5.33	3.76	4.33	3.23	5.5	4.88	4.73	3.20	3.07	5.04
Li ₂ O	-	0.11	0.04	-	0.08	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.11
Rb ₂ O	-	0.17	0.17	0.18	0.17	0.31	0.37	0.28	0.30	0.26	0.42	0.40	0.37	0.22	0.29	0.39
Cs ₂ O	-	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.05	0.02	0.05	0.06	0.06	0.06	0.14	0.05	0.03	0.03	0.1	0.06	0.03	0.07
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.05
F	-	5.50	7.00	4.04	7.50	9.85	10.0	9.5	15.5	12.25	5.3	3.15	11.25	15.13	16.13	10.63
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	0.45	0.22	0.33	0.44	0.17	0.22	0.21	-	0.11	0.33	0.22	0.86	0.76	0.06	0.76
H ₂ O	-	0.83	1.64	1.12	1.24	2.45	2.03	2.57	0.56	3.88	2.27	3.02	2.71	3.93	3.28	2.32
Сумма	97.03	99.33	100.04	100.03	99.65	99.76	99.46	99.77	99.32	100.12	100.43	100.10	100.06	100.12	100.07	100.13
B	21	29	38	52	21	50	38	31	180	28	43	110	140	42	29	190
Li		506	163		386	139	139	93	107	186	116	124	130	135	116	511
Be			10								13				14	
Rb			1420			2368	3247	2880	3032	2066	3359				2475	
Cs						135	119	123	91	92	138				117	
Ba			62			131	685	161	291	433	178				339	

Sr			112			184	1674	213	1131	1233	378				1835	
Zr			26			42	42	55	59	50	62				47	
Hf			3.2			7.8	7.6	7.7	8.0	8.6	10.6				7.8	
Ta			38			100	100	100	105	108	96				59	
Nb			81			67	80	85	82	80	68				65	
Ni						4.7	11	11	5.2	9.7	–				8.3	
Co			0.43			6.9	4.0	7.6	9.0	5.5	0.12				0.46	
Cr															30	
V															2.2	
Ga			47			59	49	57	39	50	48				30	
Ge			5.2			6.5	5.5	6.6	6.0	5.3	5.6				0.41	
Ge	4.0	4.3	4.9	6.2	5.7	5.2	6.4	5.4	6.0	5.0	7.0	7.6	5.4	5.0	5.9	6.9
As															31	
Sc															19	
Cu						4.1	7.7	6.6	6.1	3.3	3.3				1.4	
Cu	<5.0	5.2	<5.0	7.3	6.1	<5.0	8.2	<5.0	9.2	4.7	7.7	13	<5.0	<5.0	<5.0	5.2
Zn			7.3			8.9	8.2	7.9	3.8	11.5	11					
Zn	24	22	<10	35	30	14	13	12	13	21	15	20	16	12	<10	14
Mo											0.29				0.12	
Mo	<0.30	0.30	<0.30	0.40	0.40	<0.30	0.80	<0.30	0.70	0.30	0.04	0.30	<0.30	<0.30	<0.30	0.60
Sn			97			155	148	143	167	128	134				25	
Sb			5.9								15				12	
W			59			44	85	44	114	69	48				61	
W	21	23	67	29	39	48	81	48	97	38	40	59	82	100	100	43
Tl						2.3	1.0	1.7	1.8	0.90	–				8.8	
Tl	7.1	5.6	8.7	9.3	7.7	9.0	12	10	12	6.4	13	12	13	8.1	9.3	16
Pb			16			11	16	13	11	13	32				11	
Pb	30	27	17	39	33	14	26	15	12	14	37	13	9.0	13	13	13
Th			14			16	12	17	12	14	27				18	

U	4.9	11	8.5	11.1	9.9	7.9	20	11
Y	2.6	1.0	0.26	1.2	0.85	1.6	0.95	0.58
La	8.5	1.8	0.89	2.0	1.1	1.9	1.1	1.1
Ce	18	6.0	4.7	9.7	6.3	8.2	5.2	4.4
Pr	2.3	1.1	0.72	1.1	0.83	1.2	0.81	0.60
Nd	6.4	2.5	1.6	2.5	1.7	3.2	2.2	1.6
Sm	1.5	0.34	0.28	0.61	0.19	0.73	0.53	0.28
Eu	0.03	0.06	0.02	0.08	0.08	0.10	0.07	0.11
Gd	1.1	0.61	0.50	0.74	0.78	0.96	0.44	0.30
Tb	0.20	0.11	0.03	0.08	0.06	0.09	0.07	0.04
Dy	1.4	0.45	0.28	0.51	0.32	0.42	0.36	0.16
Ho	0.25	0.10	0.06	0.09	0.06	0.10	0.06	0.03
Er	0.86	0.29	0.15	0.33	0.14	0.15	0.18	0.09
Tm	0.19	0.10	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.03
Yb	1.8	0.54	0.67	0.75	0.54	0.30	0.52	0.30
Lu	0.26	0.06	0.07	0.09	0.07	0.09	0.08	0.05

Примечание. Номера образцов имеют префикс “АРБ-“. 1-16 – порфиновые онгониты, 17-38 – порфиновые породы, переходный тип, 39-49 – афировые породы. Пробел – не определялось, прочерк – ниже предела обнаружения ICP-MS анализа. Жирным курсивом – концентрации В, Сu, Zn, Мо, W, Tl и Pb по данным количественного спектрального анализа.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Во всех таблицах ниже – номера образцов имеют префикс “АРБ-“. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.

Таблица 1. Составы полевых шпатов из пород массива, мас.%

Образец	Порфиновый онгонит			Порфировая порода, переходный тип						
	альбит		санидин	альбит						
	34	142	34	54	106	131	148	353	359	370
SiO ₂	68.75	66.64	66.44	67.52	67.71	68.84	69.05	66.72	68.03	67.16
Al ₂ O ₃	19.85	19.65	18.87	20.03	19.75	19.47	19.31	19.55	19.90	20.11
CaO	0.15	0.25	-	0.54	0.25	-	-	0.31	0.33	0.62
Na ₂ O	10.89	11.07	3.77	10.59	10.85	11.71	11.15	10.53	10.86	10.64
K ₂ O	0.39	0.40	11.08	0.46	0.40	0.46	0.99	0.40	0.41	0.44
Сумма	100.02	98.00	100.16	99.13	98.96	100.48	100.51	97.51	99.51	98.97

Таблица 1. Окончание

Образец	Порфировая порода, переходный тип								Афировые породы							
	санидин								альбит			санидин				
	54	106	131	148	343	353	359	370	19	182	184	4	19	176	182	184
SiO ₂	65.84	65.69	66.88	66.50	63.93	65.11	65.83	64.52	66.26	67.60	68.06	65.29	64.81	64.21	65.44	65.29
Al ₂ O ₃	18.83	18.72	18.67	18.41	18.06	18.54	18.65	18.52	19.26	19.22	19.59	18.48	18.58	18.38	18.70	18.56
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17	-	-	-	-	-
Na ₂ O	3.20	4.19	4.32	4.38	2.89	4.30	3.96	3.99	10.94	10.70	10.98	2.40	2.64	2.29	2.67	2.53
K ₂ O	11.97	10.30	11.16	10.89	11.80	9.90	10.52	10.26	0.64	0.45	0.39	12.90	12.34	12.66	12.73	12.69
Rb ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.42	-	0.07
Сумма	99.83	98.89	101.04	100.18	96.68	97.85	98.95	97.28	97.10	98.05	99.19	99.07	98.36	97.96	99.54	99.14

Таблица 2. Составы кварца и топаза из пород массива, мас.%

	Кварц											
Образец	4	19	34	54	131	148	176	182	184	343	353	359
SiO ₂	97.97	97.63	98.61	98.95	101.00	99.59	97.17	98.93	98.43	96.43	97.60	98.36
Al ₂ O ₃	1.05	0.60	0.49	0.63	0.48	0.74	0.49	0.78	0.46	0.50	0.31	0.42
CaO	0.18	0.08	-	0.03	-	0.11	0.03	0.04	-	-	0.06	-
Na ₂ O	-	-	-	0.06	-	0.24	-	-	-	0.15	-	-
K ₂ O	-	0.22	-	-	-	-	0.02	0.01	-	-	-	-
Сумма	99.20	98.53	99.09	99.67	101.48	100.68	97.71	99.76	98.89	97.08	97.97	98.77
	Топаз											
Образец	4	19	34	54	106	131	142	176	184	343	353	359
SiO ₂	35.33	32.46	33.42	33.14	30.85	32.38	31.49	45.48	45.08	31.55	31.96	31.78
Al ₂ O ₃	52.50	57.11	55.95	55.72	53.72	57.67	54.47	45.48	46.93	54.83	55.21	55.36
FeO	-	-	0.25	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0.24	-	-	-	-	-	-	0.21	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0.28	-	-	-	-	0.18	0.72	-	-	-
F	18.05	19.02	18.38	18.32	17.58	20.48	18.34	17.14	17.92	18.13	17.99	18.39
Сумма	98.40	100.58	100.01	99.61	94.74	101.91	96.68	101.08	102.38	96.87	97.59	97.79

Примечание. Суммы анализов топаза – с поправкой на фтор.

Таблица 3. Составы циннвальдита из пород массива, мас.%

Образец	Порфировый онгонит				Порфировая порода, переходный тип										
	34		142		54		106		131			148	343	353	
	центр	кайма	центр	кайма	центр	кайма	центр	кайма	центр	кайма	кайма с Cs	кайма	кайма	центр	кайма
SiO ₂	40.83	45.38	38.96	44.69	38.98	43.96	39.80	44.05	39.78	46.43	51.27	45.20	44.25	39.88	43.61
TiO ₂	0.33	0.22	0.33	0.21	0.29	0.21	0.34	0.27	-	-	-	0.30	0.14	0.56	0.21
Al ₂ O ₃	22.13	21.12	21.45	20.65	21.40	21.16	21.77	21.00	21.48	21.15	20.42	21.43	20.80	21.16	21.11
FeO	18.47	12.78	18.05	11.79	19.60	12.66	17.55	13.34	20.65	12.77	9.92	12.62	10.13	18.57	12.89
MnO	1.38	1.34	1.29	1.22	1.35	1.74	1.57	1.47	1.16	1.16	1.04	1.59	2.59	1.34	1.41
ZnO	-	-	-	-	0.21	-	-	-	-	-	-	-	0.22	-	0.21
Na ₂ O	0.44	0.48	0.43	0.49	0.41	0.43	0.43	0.48	-	0.59	0.26	0.41	0.37	0.42	0.47
K ₂ O	9.66	9.53	9.12	9.14	9.29	9.65	9.40	9.26	10.07	9.91	7.86	10.11	9.42	9.39	9.48
Rb ₂ O	1.17	2.25	1.06	1.69	0.96	1.06	1.20	2.08	-	-	-	-	1.55	1.30	1.27
Cs ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.60	-	0.32	-	-
F	6.00	7.58	6.29	8.23	5.37	7.20	6.75	7.84	6.18	8.56	9.49	8.68	7.79	6.12	7.41
Cl	0.07	-	0.06	-	0.08	-	0.07	-	-	-	-	-	-	0.08	-
Сумма	97.93	97.50	94.36	94.64	95.67	95.04	96.05	96.47	96.71	96.96	98.86	96.68	94.30	96.21	94.94

Таблица 3. Окончание

Образец	Порфировая порода, переходный тип				Афировые породы			
	359		370		4		176	184
	центр	кайма	центр	кайма	центр	кайма	центр	центр
SiO ₂	39.81	45.06	38.58	44.65	46.53	43.61	47.54	46.69
TiO ₂	0.31	0.22	0.37	0.21	0.13	-	-	0.20
Al ₂ O ₃	22.16	21.35	21.66	20.66	20.69	19.06	18.77	21.11
FeO	18.94	12.69	19.81	12.07	9.11	11.43	10.70	9.13
MnO	1.37	1.41	1.41	1.78	2.80	1.79	1.72	2.95
ZnO	-	-	-	0.23	0.25	-	-	0.29
Na ₂ O	0.41	0.45	0.43	0.45	0.38	0.26	-	0.41
K ₂ O	9.53	9.61	9.37	9.46	9.97	4.63	9.16	10.09
Rb ₂ O	1.12	1.75	1.04	1.64	1.18	7.62	2.08	1.21
Cs ₂ O	-	-	-	-	-	3.28	0.22	-
F	5.76	7.84	5.50	7.78	7.91	7.77	8.15	8.23
Cl	0.08	-	0.06	-	-	0.08	0.07	-
Сумма	97.04	97.07	95.90	95.64	95.61	96.24	94.94	96.85

Примечание. Суммы анализов – с поправкой на фтор и хлор.

Таблица 4. Составы кальциевых алюмофторидов из афировых пород массива, мас.%

	Прозопит, образец АРБ-4																			
Al ₂ O ₃	44.89	43.06	46.22	46.03	45.95	47.20	46.39	41.34	44.04	42.46	40.72	45.42	44.76	43.36	47.24	47.07	47.65			
CaO	26.78	26.15	22.58	22.12	23.55	22.15	22.57	30.11	27.38	28.17	28.49	26.10	22.86	26.46	22.64	22.85	22.67			
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	0.47	0.27			
F	44.97	42.25	40.33	41.80	40.83	45.01	41.24	43.69	44.45	44.20	43.93	41.88	39.35	44.23	41.93	39.43	41.09			
Сумма	97.70	93.67	92.15	92.35	93.78	95.41	92.83	96.74	97.16	96.21	94.64	95.76	90.40	95.42	94.71	93.45	94.62			
	Прозопит, образец АРБ-19																			
Al ₂ O ₃	42.08	42.12	42.29	42.25	43.42	44.23	44.5	44.82	42.65	42.46	42.02	41.15	42.99	42.40	46.20	44.61	43.95	47.29	47.96	42.61
CaO	21.25	20.72	21.13	20.01	20.30	20.44	20.15	20.68	21.55	21.35	20.37	20.26	21.41	21.72	20.88	21.11	20.68	20.85	21.74	21.59
SrO	0.88	1.12	0.79	1.51	0.82	0.65	0.64	0.47	0.71	1.43	2.54	2.19	0.95	0.54	1.16	1.11	0.56	-	-	0.84
F	31.56	31.91	31.61	32.21	34.39	36.53	37.91	36.66	32.21	31.85	32.31	30.92	33.63	32.32	40.10	35.65	36.50	39.72	38.89	30.71
Сумма	82.48	82.43	82.51	82.42	84.45	86.95	87.88	88.37	83.55	83.68	83.64	81.50	84.81	83.37	92.08	87.48	86.32	92.29	92.21	82.82
	Прозопит, образец АРБ-176									Прозопит, образец АРБ-182										
Al ₂ O ₃	42.15	45.35	45.59	43.87	45.57	42.31	43.50	43.65	42.82	44.72	46.99	45.97	46.37	46.59	46.08	45.71				
CaO	21.98	21.24	21.59	21.06	21.76	22.16	21.77	21.60	22.53	20.74	21.97	22.22	21.65	22.49	22.51	22.04				
SrO	1.08	0.66	-	0.80	-	0.77	0.96	0.65	0.43	1.21	0.57	-	-	0.50	-	-				
F	30.78	39.83	38.81	34.96	38.58	31.33	34.13	32.40	31.17	30.59	40.09	37.47	38.43	38.34	37.50	36.09				
Сумма	83.03	91.08	89.65	85.98	89.66	83.38	85.99	84.66	83.81	87.33	92.74	89.88	90.84	91.78	90.31	88.63				
	Геарксутит, образец АРБ-4									Алюмофторид Са, образец АРБ-4										
Al ₂ O ₃	34.41	40.43	37.11	33.16	41.47	38.85	37.88	38.64	36.77	25.60	31.86	31.10	31.12							
CaO	39.30	31.61	37.22	39.50	34.92	34.84	35.04	34.74	37.26	47.31	43.67	45.08	45.36							
F	45.85	50.14	46.89	48.00	44.62	50.42	48.00	46.87	48.37	42.43	46.95	47.79	48.96							
Сумма	100.25	101.46	101.47	100.45	102.23	102.88	100.71	100.51	102.03	97.93	102.71	104.49	104.82							

Примечание. Суммы анализов – с поправкой на фтор.

Таблица 5. Составы вольфрамооксидита из пород массива, мас.%

Образец	Порфиновый онгонит	Порфировая порода, переходный тип															
	34	106					131		148			353			359		370
TiO ₂	0.98	1.00	1.13	1.12	0.78	1.18	1.02	1.44	1.56	0.70	0.88	1.00	1.07	1.32	1.15	1.08	1.03
FeO	13.92	15.63	16.17	15.14	15.64	12.43	16.68	13.00	13.21	17.49	17.66	14.51	13.01	11.08	15.61	13.06	15.23
MnO	6.66	3.90	5.26	6.31	5.53	8.17	5.03	7.88	7.99	5.14	4.61	6.25	7.88	9.72	5.98	7.77	5.73
CaO	-	3.25	0.15	-	0.25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.50	-	0.18
SrO	-	3.60	2.74	-	4.27	3.06	-	-	-	-	-	-	3.10	-	3.95	3.71	3.43
Sc ₂ O ₃	-	0.37	0.40	0.28	0.32	0.38	0.63	-	-	-	-	0.35	0.35	0.35	0.41	0.40	0.37
WO ₃	22.84	27.30	23.88	20.23	31.34	22.65	30.70	21.90	17.11	33.76	32.18	28.60	24.15	16.67	28.59	24.74	27.32
Nb ₂ O ₅	47.51	39.31	45.19	48.12	39.90	44.52	40.90	51.20	53.63	40.62	41.52	42.39	44.48	52.42	41.71	43.72	42.12
Ta ₂ O ₅	4.91	2.82	4.96	4.93	3.25	4.88	4.68	6.06	5.91	1.96	2.41	4.25	4.51	5.81	4.03	4.71	4.48
Сумма	100.37	97.18	99.89	96.13	101.28	97.28	99.62	101.5	99.41	99.68	99.27	97.35	98.53	97.37	101.94	100.09	99.89

Таблица 6. Составы колумбита из пород массива, мас.%

Образец	Порфировая порода, переходный тип			Афировые породы											
	343		359	4									19		
TiO ₂	2.14	2.27	1.13	1.58	1.65	1.67	1.87	1.87	1.65	1.67	1.87	1.87	1.80	1.70	1.32
Al ₂ O ₃	-	-	2.04	-	-	-	0.42	0.40	-	-	0.42	0.40	4.04	4.12	3.91
FeO	7.02	6.75	13.56	8.84	8.79	8.72	8.08	8.29	8.79	8.72	8.08	8.29	7.99	8.05	8.58
MnO	12.64	12.64	7.41	11.97	12.00	12.19	11.96	11.98	12.00	12.19	11.96	11.98	11.81	11.5	11.76
Sc ₂ O ₃	0.28	0.38	0.28	0.32	0.32	0.38	0.32	0.44	0.32	0.38	0.32	0.44	0.34	0.28	0.29
WO ₃	5.57	5.55	16.75	8.11	8.35	7.25	4.17	5.07	8.35	7.25	4.17	5.07	5.59	3.62	12.27
Nb ₂ O ₅	60.96	59.83	48.11	60.24	59.52	60.78	60.94	61.57	59.52	60.78	60.94	61.57	61.74	64.07	56.33
Ta ₂ O ₅	9.24	10.02	5.60	8.28	8.35	8.79	9.19	9.21	8.35	8.79	9.19	9.21	8.67	8.27	7.30
Сумма	97.85	97.45	97.82	99.34	98.98	99.79	97.17	99.03	98.98	99.79	97.17	99.03	102.12	101.78	101.95

Таблица 7. Составы касситерита из пород массива, мас.%

Образец	Порфировая порода, переходный тип			Афировые породы								
	131			4			19					
TiO ₂	2.74	3.46	1.60	8.24	5.65	2.79	1.88	1.95	1.38	2.09	2.09	4.72
Al ₂ O ₃	-	-	-	0.55	0.49	-	-	0.34	0.40	0.43	0.49	-
FeO	3.95	5.78	5.14	2.26	2.30	4.70	3.33	2.95	2.89	3.09	3.24	1.90
MnO	-	-	-	-	-	0.39	-	0.21	0.34	0.21	0.26	-
ZrO ₂	-	-	-	2.53	3.76	1.03	1.09	-	0.74	0.49	0.72	0.55
SnO ₂	83.35	71.33	77.20	82.6	84.21	75.90	83.17	83.48	83.01	81.23	77.66	86.71
WO ₃	2.47	3.86	-	1.02	-	3.69	2.66	2.71	4.59	2.80	5.17	1.11
Nb ₂ O ₅	7.05	12.57	12.00	0.99	-	12.46	6.17	4.79	4.46	4.95	6.11	0.54
Сумма	100.10	98.52	101.9	100.23	97.34	100.95	98.94	96.42	99.54	96.13	95.73	95.55

Таблица 8. Составы флюоцерита из пород массива, мас.%

Образец	Порфиновый онгонит	Порфировая порода, переходный тип							
		131			343		353		
SiO ₂	0.30	0.49	-	-	0.67	0.28	0.62	0.32	0.32
CaO	0.83	1.19	1.15	0.68	0.68	1.95	1.81	0.66	0.71
Ce ₂ O ₃	48.99	53.82	55.5	49.71	47.8	50.23	44.07	43.28	43.72
La ₂ O ₃	16.93	13.05	13.16	19.8	20.67	9.31	12.06	22.36	23.62
Pr ₂ O ₃	2.81	3.25	4.19	2.81	3.25	3.90	3.97	2.64	2.84
Nd ₂ O ₃	5.76	6.35	6.30	8.23	9.02	5.85	10.13	7.06	6.88
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2.12	0.78	-
ThO ₂	4.23	4.81	5.24	2.22	2.53	9.74	7.98	2.50	2.62
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1.07	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0.42	-	-
F	29.25	37.06	37.32	36.42	35.98	27.26	28.81	28.17	28.36
Сумма	96.77	104.41	107.14	104.53	105.45	97.03	100.93	95.90	97.14

Примечание. Суммы анализов – с поправкой на фтор.

Таблица 9. Составы циркона из пород массива, мас.%

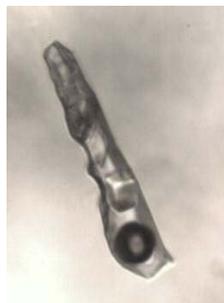
Образец	Порфировая порода, переходный тип												Афировые породы						
	106		131					353	359	370				19					176
SiO ₂	17.41	19.75	15.3	19.29	15.69	15.53	16.61	17.74	18.66	14.89	19.17	12.58	12.86	21.99	23.79	17.20	13.71	15.6	13.93
Al ₂ O ₃	-	-	1.93	4.08	2.23	2.02	2.17	1.74	-	-	-	-	1.13	1.30	1.89	2.99	1.91	2.32	1.19
FeO	0.36	-	1.02	1.60	-	-	-	-	0.73	0.69	0.53	-	-	0.46	0.37	0.53	0.21	0.21	0.31
CaO	2.15	1.47	2.55	2.71	2.28	2.71	2.51	3.46	2.49	2.14	1.72	2.32	2.32	2.56	2.39	3.55	5.04	4.30	4.17
Sc ₂ O ₃	1.00	0.98	1.18	1.30	1.41	1.57	1.31	0.49	1.72	1.07	1.04	1.41	1.60	-	0.94	1.15	1.66	1.61	2.19
Ce ₂ O ₃	0.55	-	-	-	-	-	-	1.14	0.66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	1.04	0.80	-	-	-	1.96	-	0.52	-	0.80	1.11	1.68	1.50	-	-	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	0.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.93	1.05	-	-	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	2.02	1.87	-	-	2.22	2.77	2.44	1.34	1.26	1.09	1.92	2.79	2.94	-	-	-	-	-	-
Y ₂ O ₃	1.17	-	-	-	-	-	-	-	-	1.55	-	3.53	3.78	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	2.58	1.41	1.69	2.17	1.11	3.33	2.02	3.07	0.99	4.34	1.88	3.20	3.07	9.24	10.63	12.44	8.92	8.39	5.75
UO ₂	1.19	1.27	2.49	3.51	1.97	2.41	2.08	0.86	1.23	2.36	1.10	1.74	1.86	1.52	1.43	1.37	1.54	2.11	2.43
ZrO ₂	40.09	45.27	39.37	38.58	40.9	39.02	38.58	38.75	44.13	42.46	45.32	33.68	34.74	35.72	28.35	34.68	38.70	39.00	39.16
HfO ₂	3.60	3.93	3.47	4.14	2.70	3.93	4.53	2.31	4.01	1.56	2.75	2.45	2.58	4.96	2.96	3.48	3.68	3.95	4.12
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	1.10	-	-	1.25	1.36	3.96	4.65	4.59	3.38	3.37	3.67
Nb ₂ O ₅	2.09	2.03	-	-	-	-	-	-	1.49	0.83	-	1.66	1.75	2.16	-	1.40	2.36	2.62	2.60
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.16	2.56	2.64	0.87	1.06	1.03
P ₂ O ₅	3.00	2.59	-	-	-	-	-	-	-	3.14	-	4.79	5.22	-	-	-	-	1.99	-
F	3.11	3.16	3.82	4.09	3.12	3.03	3.43	3.12	1.48	3.21	2.99	3.92	3.90	3.26	3.38	4.36	4.39	4.05	1.85
Сумма	82.29	85.57	72.81	82.59	73.63	78.28	75.68	75.00	79.94	80.13	79.53	77.91	81.68	89.40	84.14	90.37	86.69	92.00	84.05

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Результаты термокриметрического изучения расплавных и флюидных включений из вкрапленников кварца и топаза.

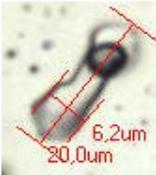
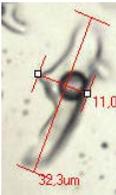
Таблица 1. Данные термометрии наиболее представительных флюидных включений

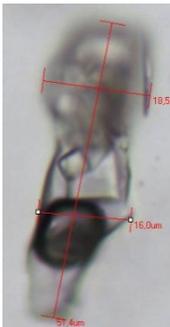
Включения	Описание	Наблюдения	$T_{пл. льда}, ^\circ C$	$T_{гом}, ^\circ C$	$T_{раств.} (^{\circ}C)$ крист. фаз	Концентрация (С), Плотность, ρ (г/см ³), Давление, Р (бар)
Образец АРБ-34						
топаз						
	41 мкм и 30 мкм Существенно-газовые включения без крист. фаз: с большим пузырем (75-85% объема вакуоли) и тонкой каймой раствора	Происходит постепенная гомогенизация в газ (Г)	-2.9÷2.7	395-395 (Г)		$\rho=0.32$
		Эвтектика не видна	-2.5÷2.4	380-385		$\rho=0.30$
кварц						
	22×98мкм Существенно-газовое (~75%) без крист. фаз, с хорошо развитыми гранями (в виде негативного кристалла)	Происходит постепенная гомогенизация в газ Гетерогенизация – 356° Четко видны все фазовые переходы			387-388	
	51×198мкм Существенно-газовое (75%) неправильной формы без крист. фаз	$T_{зам} = -60\div 58^{\circ}C$ $T_{эвт} = -21.3^{\circ}C$	-0.4÷0.2		375-376	$\rho=0.32$
	46×167мкм Существенно-газовое (60%) без крист. фаз	Эвтектика не видна	-0.5÷0.3		362-363	$\rho=0.15$ $P=181$

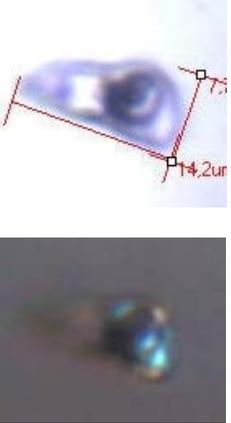
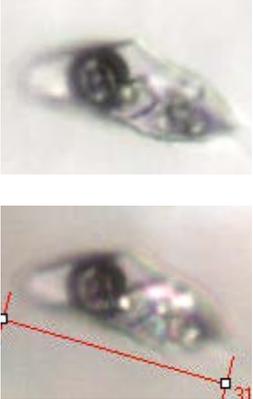
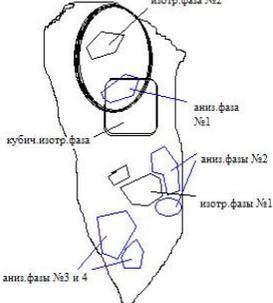
	65×31 мкм Существенно-газовое (80%) с изотр. фазой (<5%)	быстрая гомогенизация в газ (после 300°C) Тзам = -59÷58°C Тэвт = -19.5°C	-1.1÷1.0	357-358	Фаза не растворилась до 400	$\rho=0.14$ P=173
	36 мкм Существенно-газовое (80%) без крист. фаз	Эвтектика не видна	-0.9÷0.8	353-354		$\rho=0.12$ P=180
	36 мкм Существенно-газовое (75%) без крист. фаз	Тэвт = -19.7; -19.2°C	-0.6÷0.4	373-373		$\rho=0.32$ P=162
ФВ рассолов 	70 мкм многофазовое, содержит: газ.пузырь (10%); <u>2</u> изотр.фазы (кубическая - галит и непр.формы - занимают 5-10 об.%); <u>2</u> аниз.фазы с сильным двупрел. (ограниченная и непр.формы - 10-15%);	Тзам = -54÷51°C Тэвт = -24÷23.2°C Сначала растворяются анизотропные фазы; Кубик галита и изотр.фаза непр.формы >100° начинают медленно растворяться, затем происходит гомо- генизация в жидкость (Ж)	+12.8÷13.3 Клатраты	269 (Ж)	90-95 - аниз. фаза непр. формы 140 - огран. аниз. фаза 262 - галит 280 - изотр. фаза непр. формы	C=35.45 (по галиту) $\rho=1.1$ P=173

Примечание. Концентрация (C) определена в мас.% NaCl-экв по температуре плавления льда или в мас.% NaCl по плавлению дочерней фазы галита. T_{гом} – температура гомогенизации в жидкую (**Ж**) или газовую (**Г**) фазу.

Таблица 1. Продолжение

Включения	Описание	Наблюдения	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{раств.}} (^\circ\text{C})$ крист. фаз	Концентрация (С), Плотность, ρ (г/см ³), Давление, Р (бар)
Образец АРБ-43, кварц						
кварц						
	6×20 мкм Жидко-газовое (газ 15%)	Включения замерзают при -32÷22°C Тэвт = -24-24.5°C Происходит постепенная гомогенизация в жидкость	-2.1÷2.1	249-250 (Ж)		C=3.44 $\rho=0.83$
	11×14 мкм Жидко-газовое (газ 10%)		-	243-244		$\rho=0.83$
	11×32 мкм Жидко-газовое (газ 10%)		-2.7÷2.7	250-250		C=4.39 $\rho=0.84$
Образец АРБ-45, кварц						
	11×40 мкм Существенно-газовое (90%) с округлой изотропной фазой	Крист.фаза сначала не изменялась, затем быстро уменьшились в размерах перед растворением		338-339 (Г)	329	

Включения	Описание	Наблюдения	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{раств.}} (^\circ\text{C})$ крист. фаз	Концентрация (С), Плотность, ρ (г/см ³), Давление, Р (бар)
Образец АРБ-58, кварц						
Включения рассолов имеют сложную морфологию, уплощенную и сильно вытянутую форму (2-15 мкм толщиной, 20-80 мкм по удлинению). Они на 50-80 % объема заполнены кристаллическими фазами.						
 	<p>19×51 мкм Газ 15-17%</p> <p>Большую часть объема ФВ занимают кристаллические фазы: 2 кубические изотропные фазы; 2 прямоугольные аниз. фазы с сильным двупрел.; 1 округлая аниз. фаза со средним двупрел.;</p> <p>И анизотропное спутанно-волокнистое вещество со средним двупр. (занимает ~40% объема) – возможно, кристаллогидраты?</p>	<p>Первыми начали растворяться аниз. фазы с сильным двупр.; затем кубические изотропные; 350-400° – спутанно-волокнистое вещество сначала увеличилось в объеме, затем постепенно растворилось.</p> <p>При охлаждении первой выпала изотропная фаза. Через 5 ч. при комнатной температуре кристаллизовались все остальные фазы. Спутанно-волокнистое вещество не появилось после охлаждения и ожидания в течение 24 ч.</p> <p><u>Второй нагрев:</u> Процессы растворения фаз воспроизводятся, но при других температурах.</p>	 85°  110°  250°  360°	<p>360 (Ж)</p> <p>взорвалось при повторном нагреве при 440°</p>	<p>75-80 – обе аниз. фазы с сил. двупр. 109 – малая изотр. 152 – аниз. со средн. двупрел. 316 – большая изотр. фаза (галит?)</p> <p><u>Второй нагрев:</u> 94 – аниз. фазы с сил. двупр. 107 – аниз. со средн. двупрел. 188 – малая изотр. 314 – большая изотр. фаза</p>	<p>C=39.35 (по галиту)</p> <p>$\rho=1.09$</p> <p>P=921</p>

	<p>8×14 мкм Газ 20%</p> <p>Содержит: 2 изотропные фазы – кубической (галит) и неправильной формы в левой части ФВ; и 5 анизотропных фаз округлой формы с сильным двупрел.</p> 	<p>Фазы растворяются довольно медленно, сначала анизотропные, затем изотропные</p> <p>При охлаждении кристаллические фазы выпадают не сразу, стали видны по истечении 60ч. Все фазы имеют неправильную форму и меньший размер.</p> <p><u>Второй нагрев:</u> Процессы растворения фаз воспроизводятся при близких температурах</p>		<p>324-335 (Ж)</p>	<p>98 – три аниз.фазы большего размера 272 – мелкие аниз.фазы. 309 – галит 406 – мелкая изотр.фаза в левой части ФВ</p> <p><u>Второй нагрев:</u> 100 – все аниз.фазы 312 – большая изотр.фаза 407 – мелкая изотр.фаза слева</p>	<p>C=38.87 (по галиту) ρ=1.09 P=566</p>
	<p>11×32 мкм Газ 20%</p> <p>Содержит: 4 изотропные фазы кубической (галит) и неправильной формы; 5 анизотропных фаз округлой и непр.формы с сильн.двупрел.</p> 	<p>При охлаждении выпадают: изотр.фаза (330°), которая очень быстро увеличивается, затем анизотропная фаза (214°).</p> <p>По истечении 60ч. стали видны 2 газ.пузыря (один большего размера), крист. аниз.фазы вокруг пузыря и одна округлая изотр.фаза.</p>  <p>После охлаждения и 60ч.</p>		<p>427-427 (Ж)</p>	<p>91 – все анизотр. фазы, кроме №3 205 – аниз.фаза №3 253 – изотр.фазы №1 370 – изотр.фаза №2 421 – (галит)</p> <p><u>Второй нагрев:</u> 77 – пузыри слились в один 89-90 – все анизотр. фазы 244 – изотр.фаза</p>	<p>C=49.80 (по галиту) ρ=1.10 P=470</p>

Образец АРБ-103, кварц

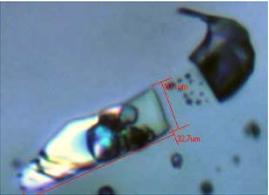
	<p align="center">10×50 мкм Газ 25%</p> <p>Видны 6 изотропных фаз: прозрачная квадратно-скругленной формы в центре, рядом с ней 2 темные неправ. формы (№1 выше и №2 ниже), а также три округлые почти незаметные фазы рядом с пузырьком.</p> <p>2 анизотропные фазы: очень крупная в левой части включения (непр. форма и сильное двупрел.) и мелкая округлая справа от темной изотропной фазы (слабое двупрел.)</p>	<p>Все фазы растворяются очень медленно. >400° становятся более четкими округлые изотр. фазы рядом с пузырьком. Крупная анизотропная фаза в левой части включения не растворилась до конца</p> <p>При охлаждении до 460-440° появляется пузырь и выпадают изотр. фазы, затем почти сразу кристаллизуются мелкие анизотропные. Постепенно количество фаз увеличивается, и они заполняют все включение.</p>		<p align="center">515-525 (Ж)</p>	<p>341 – меньшая аниз. фаза 472 – изотр. фаза №1 533 – изотр. фаза №2 553 – изотр. округлые фазы возле пузыря 571 – изотр. фаза квадратно-скругленной формы</p> <p><u>Второй нагрев:</u> ~300 – мелкие аниз. фазы 543 – изотр. округлая фаза 564 – остальные изотр. фазы</p>	 <p align="center">467°</p>  <p align="center">После нагрева и охлаждения</p>
	<p align="center">20×45 мкм Существенно-газовое (85-90%)</p>	<p>Происходит постепенная гомогенизация в газ</p>	<p align="center">-2.2÷2.2</p>	<p align="center">350-370 (Г)</p>		<p align="center">ρ=0.14</p>
	<p align="center">23×59 мкм Существенно-газовое (90%)</p>	<p>Гетерогенизация ~ 285-260°</p>	<p align="center">-1.7÷1.6</p>	<p align="center">350-370 (плохая видимость)</p>		<p align="center">ρ=0.14 P=70-77</p>
	<p align="center">40×60 мкм Существенно-газовое (75-80%)</p>	<p>Происходит постепенная гомогенизация в газ</p>		<p align="center">341-342</p>		<p align="center">ρ=0.09 P=155</p>
	<p align="center">25×38 мкм Существенно-газовое (75-80%)</p>	<p>Гетерогенизация 342-335°</p>		<p align="center">349-349</p>		<p align="center">ρ=0.11</p>

Таблица 1. Окончание

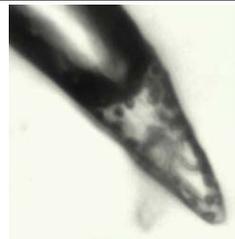
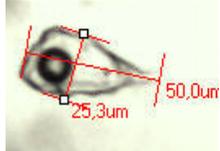
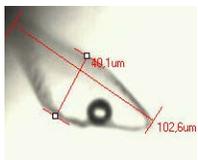
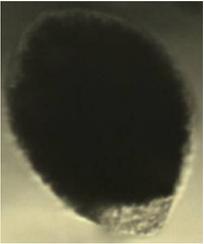
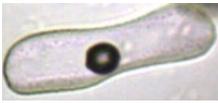
Включения	Описание	Наблюдения	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{раств.}} (^\circ\text{C})$ крист. фаз	Концентрация (С), Плотность, ρ (г/см^3), Давление, Р (бар)
Образец АРБ-354, топаз						
	7×14 мкм Существенно-газовое (85%)	Постепенная гомогенизация в газ		364-365		
	6×13 мкм Существенно-газовое (85%)			353-353		
Образец АРБ-359, кварц						
	35×104 мкм Существенно-газовое (65%)	Постепенная гомогенизация в газ Гетерогенизация при 368°	-0.4÷0.4 Включения замерзают при - 33±20°С Тэвт = -24.5±24°С	377-378	 лед во ФВ (при -17 °С)	$\rho=0.32$ Р=214-230
	25×50 мкм Жидкое флюидное включение (газ 10-15%)	Гомогенизация в жидкость. Гетерогенизация при 250° Эвтектика не видна.	-3.0÷2.9	267-267 (Ж)		С=4.70-4.86 $\rho=0.82$ Р=48
	40×102 мкм Жидкое флюидное включение (газ <5-7%)	Гомогенизация в жидкость. Гетерогенизация при 77°	-2.1÷2.0 Тэвт = - 29.3°С	127-127		С=3.28-3.44 $\rho=0.96$ Р=5

Таблица 2. Результаты изучения расплавных включений в кварце и топазе

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-34, кварц					
	53×72 мкм раскристаллизованное	500-530° – начинается плавление, появляются мелкие пузырьки; 570° – 1 основной пузырь и несколько более мелких, РВ светлеет; 620° – прозрачно, 3 пузырька, 637° – 1 пузырёк, продолжает уменьшаться 700°, 30 мин – полностью расплавилось! Во время охлаждения появл. крупный пузырь и скопление мелких в центре РВ (фото)		700	Без выдержки  700, 1 ч Фото после охлаждения!
	20×23 мкм раскристаллизованное	500-530° – начинается плавление; 600° – 1 крупный пузырь и несколько мелких; 700° – 1 пузырь, раскристаллизованное стекло; 700°, 1ч – 1 пузырь, небольшое кол-во раскр.стекла 730°, 4ч – расплавилось	 700, 1ч	730	4 + 5  730, 9ч
	55×92 мкм раскристаллизованное	520-530° – начинается плавление, появляются мелкие пузырьки; 570-600° – светлеет, пузырьки увеличиваются и сливаются; 600-700° – несколько пузырьков; 700°, 1 час – 2 крупных пузыря и 3 мелких 730°, 4 ч – сохраняется 2 крупных пузыря; 730°, 9 ч – больше не меняется	 700, 1ч	730	 730, 9ч
	21×27 мкм раскристаллизованное	550-560° – плавление; 570-600° – светлеет, большой пузырь стал шарообразным; 600-700° – мелкие пузырьки увеличиваются и сливаются, РВ прозрачно; 700°, 1ч – 1 крупный пузырь, расплавилось; 730°, 4ч – то же. При охлаждении в центре появляется группа мелких пузырьков	 700, 1ч	700	4  730, 4ч

<p>Силикатно-солевое</p> 	<p>19×29 мкм раскристаллизованное</p>	<p>500-530° – мелкие пузырьки, быстро сливаются; 560-600° – 1 пузырь + раскр.стекло; 605° – абсолютно РВ прозрачно, 1 пузырек; 700°, 1 час – небольшой пузырек; 730°, 4 ч – то же</p> <p>Во время охлаждения появились глобулы <u>солевого расплава</u> по всему объему включения. На газовых пузырьках «прикреплены» мельчайшие (~1 мкм) темные шарики солевого расплава</p>	 <p>700, 1ч</p>	<p>700</p>	 <p>730, 4ч</p>
<p>Силикатно-солевое</p> 	<p>12×128 мкм в силикатном стекле видны глобулы <u>солевого расплава</u>, несколько пузырьков, раскрист.стекло в «носиках» и 2 анизотропные крист. фазы</p>	<p>560° – быстро уменьшается газовый пузырь в центре, РВ светлеет; 580° – раскр.стекло в носиках превр. в пузырьки; 660° – в центре 2 пузырька + пузырьки в носиках; 700 – центр.часть прозрачна, 2 пузырька в носиках; 700°, 1 час – то же</p>  <p>700, 1ч</p> <p>730°, 4 ч - расплавилось</p> <p>После охлаждения видны глобулы солевого расплава</p>	<p>540-550 анизотр. фазы</p>	<p>730</p>	 <p>730, 4ч</p>
<p>Силикатно-солевое</p> 	<p>15×50 мкм, частично раскристаллизованное</p>	<p>520-540° – плавление; 540-580° - пузырьки быстро сливаются и увелич-ся; 600° – 1 пузырек + небольшое кол-во раскр.стекла; 700° – 1 пузырек; 700°, 1ч; 730, 5ч – то же</p> <p>После охлаждения видны глобулы солевого расплава</p>	 <p>700, 1ч</p>	<p>700</p>	 <p>730, 5 ч</p>
АРБ-34, топаз					
	<p>17×30 мкм, прозрачное стекло, содержит несколько мелких изотр фаз</p>	<p>450-470° – начинается плавление; 700°, 1 час – расплавилось + 2 пузыря; 730°, 5 ч – полностью расплавилось</p>	<p>620-650</p>	<p>730</p>	<p>5</p> 

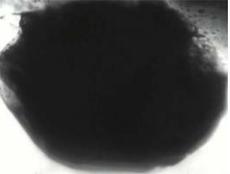
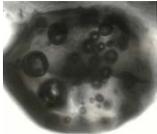
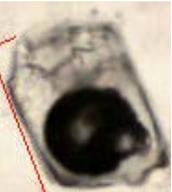
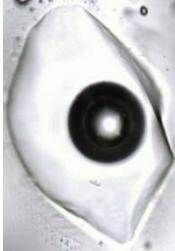
	120×170 мкм раскристаллизованное	480-500° – плавление; 560-700° – видны крупные пузыри и множ-во мелких; 700°, 1 час – много пузырей разного размера; 730°, 15 ч – недоплавилось	 700, 1 ч	недопл	5+5+5  730, 15 ч
	24×78 мкм раскристаллизованное	480-550° – плавление; 580° – прозрачно, пузыри разного размера; 700° – несколько мелких; 700°, 1 час – 4 пузырька; 730°, 15 ч – расплавилось	 700, 1 ч	730	 730, 15 ч
АРБ-141, кварц					
 	42×57 мкм Стекловатое, 2 анизотропные фазы с сильным дупр-ем	430-435° – появляются очень мелкие пузырьки; >450° начали растворяться крист. фазы; 530-600° – пузырьки увеличиваются; 627° – растворилась меньшая аниз. фаза; 700°, 1 ч – крупная фаза медленно растворяется, уменьшилась наполовину 730°, 4 ч – расплавилось	730	730	4  700, 1 ч  730, 4 ч
Силикатно-солевое 	19×35 мкм раскристаллизованное, 2 анизотропные округлые крист. фазы в нижней части включения	<u>360-380°</u> – начинается плавление, светлеет; 500° – множество мелких пузырьков по всему РВ и крупный пузырь в центре; 545° – анизотр фазы растворились; 700° – прозрачно, 2 пузыря; 700°, 1ч – 1 пузырь После охлаждения на газовом пузыре «прикреплены» темные шарики солевого расплава (~1 мкм)	545	700	Без выдержки  700, 1 ч

Таблица 2. Продолжение

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-142, кварц					
	68×107 мкм раскристаллизованное + 2 аниз.фазы со средн.двупр-ем и 2 изотр.фазы (темная у пузыря и полуогран. внизу) 	500° – РВ светлеет, но одновременно появляются темные участки, которые к 540° превр. в пузырьки, после 550° быстро уменьшается темная изотр.фаза у пузыря; 588-597° – изотропная фаза у пузыря растворилась; 610-620° – раств. анизотропные фазы, начала уменьшаться полуогран.фаза; 620° – РВ прозрачно, сохраняется несколько пузырьков и остаток изотропной фазы; 658° – растворилась полуогран. изотр.фаза 700° – раплавилось	588-597 изотр.фаза у пузыря 610-620 аниз.фазы 658 полуогран. фаза	700	Без выдержки  700, 1ч
	39×112 мкм раскристаллизованное с изотр. крист. фазой округло-прямоугольной формы 	530° – звездчатое скопление у большого пузыря превр. в пузырьки; 550° – округл-ся пузырек внизу, аниз.вещество концентрируется возле изотр. крист.фазы; 570° – резко появились пузыри по всему объему; 600-700° – укрупняются и сливаются; >650° уменьшается изотр.фаза; 698° – фаза растворилась 700° – прозрачно, неск.пузырей и остатки аниз.вещества; 700, 1ч – 3 крупных пузыря	698	недопл	 700, 1ч
	55×54 мкм <u>Наблюдение с 600 °C</u> Видны 3 пузырька и 2 аниз.фазы (с сильным и средним двупр-ем)	>600° быстро растворяется фаза с сильным двупр-ем; 700°, 20 мин – растворилась фаза со средним двупр-ем; 700°, 1 час – осталось 2 пузыря; при охлажд. фазы выпадают вновь  700°	620-625 фаза с сильным двупр-ем 700 со средним двупр-ем	730	9  730, 9ч

Силикатно-солевое



30×145 мкм

Наблюдение после
нагрева до 600°C

В силикатном стекле
видны глобулы
несмесимого солевого
расплава, 2
шарообразные изотр.
фазы (глобулы солевого
расплава) размерами 7
и 15,5 мкм и газовый
пузырёк (16,5 мкм).

Тёмные линии –
контуры усадки.

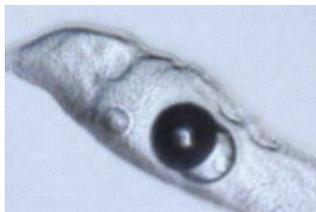


фото во время нагрева,
550°



фото при 750°

Первый нагрев:

(после выдержки 4 ч при 730°C)

>350° светлеют «шарики» солевого расплава;
380° – крупные глобулы превратились в скопления
“пузырьков”, сохраняя свою форму и размер;
395-400° – движется и исчезает граница между пузырьком
и глобулой (продолжает плавиться солевой расплав),
появляется прозрачный (свободный от капель) ореол
вокруг пузыря;
400-450° – мелкие глобулы немного увеличиваются и
продолжают светлеть, так же, как и крупные (в которых
отчетливо видны “пузырьки”);
470° – опять наблюдается четкая граница между
пузырём и глобулой;
520-530° – растворились почти все солевые глобулы,
крупные стали полностью прозрачны;
550° – в глобулах проявились маленькие внутренние
сферолиты, которые растворились при 600-610°;
650° – полностью растворились мелкие солевые капли;
750° – ПВ прозрачно, шарики солевого расплава имеют
четкие границы, также прозрачны

Охлаждение:

680° – ПВ становится светло-серым (начинает закаляться
расплав); 600° – капли снова чётко видны;
500-480° – начинается раскристаллизация солевых
глобул;

Второй нагрев:

(до 880°C)

700° – ПВ полностью прозрачно, глобулы солевого
расплава четкие и также прозрачны;
800° – немного уменьшился маленький шарик;
830-850° – продолжает уменьшаться, также сокращается
пузырёк; 880° – более не меняется.

Охлаждение:

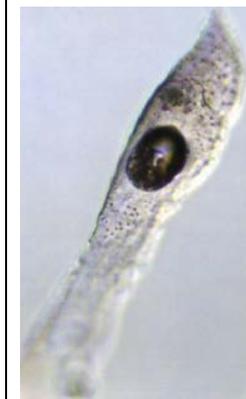
Все процессы идут так же, как и в первый раз.

Наблюдения

после 4 и 5 ч
при 730 °C
под наклоном
(острым
концом вниз)

Маленький
шарик уплыл в
острый конец
ПВ (утонул),
здесь же
скопилась
большая часть
мелких глобул
солевого
расплава;
крупная
глобула не
отделилась от
пузыря и
помешала ему
всплыть

**5 раз
по 5 часов**



после прогрева до
750 (при комнатной
температуре)

Плотность
силикатного
расплава меньше
плотности
солевого

Таблица 2. Продолжение

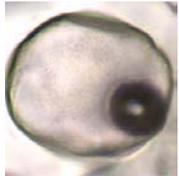
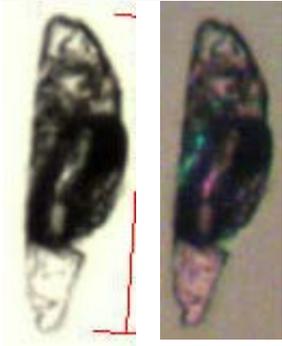
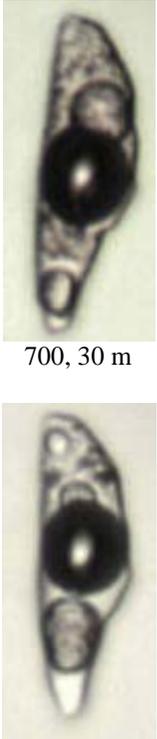
Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-347, кварц					
	130×200 мкм частично раскристаллизованное	450-470° – осветление и плавление девитрификата; 500-600° – основной пузырь неправильной формы, на месте изотр. вещества также образуются пузырьки; 600-700° – округлился основной пузырь, мелкие сливаются и укрупняются; 700° – РВ прозрачно, с большим количеством пузырей; 700°, 1 час – сохраняется крупный пузырь и множество мелких		недопл	Без выдержки  700, 1 ч
АРБ-348, топаз					
	32×52 мкм частично раскристаллизованное	500-515° – газовые пузыри округлились и слились; 525° – началось плавление; 560-700° – пузырьки сливаются и увеличиваются 700°, 1 ч – остается 4 пузырька, недопл 730°, 5ч – расплавилось	 700, 1ч	730	5+5  730, 10ч
АРБ-354, кварц					
	44×52 мкм раскристаллизованное	510-530° – начинается осветление и плавление девитрификата, видны мелкие пузырьки; 560° – светлеет, четко виден крупный пузырь; 600-680° – пузырьки сливаются и уменьшаются; 685° – РВ абсолютно прозрачно, пузырей нет. Во время охлаждения появляются глобулы <u>солевого расплава</u> . Через 4 ч при 730° (и после охлаждения) глобулы стали более мелкими		Состав капель (по СЭМ- ЭДС): SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + F + незнач. примесь Cl, Na ₂ O, K ₂ O	685 4  730, 4 ч

Таблица 2. Окончание

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-357, кварц					
Силикатно-солевое 	11×60 мкм содержит округлую изотр. крист. фазу	<p>Все силикатно-солевые включения содержат глобулы <u>солевого расплава</u></p> <p>Во всех РВ: >500° посветлели и начали растворяться изотропные фазы; 550-580° – исчезают капли солевого расплава, включения абсолютно прозрачны; 600° – во всех РВ осталось по 1 прозрачной изотр. фазе; 700°, 1 ч – полностью расплавились</p>	639	700	Без выдержки  700, 1 ч
Силикатно-солевое 	11×32 мкм содержит 3 округлых изотр. крист. фазы		644	700	
Силикатно-солевое 	16×37 мкм содержит 4-5 округлых изотр. крист. фаз		657	700	
Силикатно-солевое 	17×19 мкм содержит 4-5 округлых изотр. крист. фаз		625	700	
АРБ-359, кварц					
Рассол-расплав	11×35 мкм содержит изотропную фазу непр. формы в верхней части, полуогранённую изотр. крист. фазу под пузырьем и анизотропную фазу с сил.двупр-ем	<p><u>Первый нагрев:</u></p> <p>>500° уменьшается пузырь; 570-600° – пузырь стал круглым, крист. фазы быстро плавятся; 700° - РВ прозрачно, 1 пузырь; 700°, 30 мин - то же. Во время охлаждения появляются темные точки по всему РВ + 2 изотр. фазы шарообр. формы</p>	520-550 660-670 695	700	Без выдержки

	 <p>440°</p> <p>520°</p> <p>610°</p> <p>700°</p>	<p><u>Второй нагрев:</u></p> <p>550° – округлые изотр. фазы растворились; 660-670° – расплавились остальные; 700-800° – 1 пузырек.</p> <p>Во время охлаждения (12-15°/мин): 672° – выпала изотр. округлая фаза 400° – еще 2 изотропных фазы</p> <p><u>Третий нагрев:</u></p> <p>400-420° уменьшаются пузыри в верхней части РВ >520° раств. округлая крист. фаза под пузырем; 605° под пузырем сохраняется маленькая фаза; 695° – фаза растворилась; 700° – РВ прозрачно, 1 пузырек.</p> <p>Во время охлаждения при 675° выпала изотр. округлая фаза, 650° – еще 1 изотропная фаза</p> <p>При охлаждении во всех РВ происходит быстрая кристаллизация: выпадают сначала изотропные кристаллические фазы, затем анизотропные, пузырьки увеличиваются.</p> <p><u>Содержимое РВ не удается застекловать</u></p>		 <p>700, 30 m</p> <p>800</p>
---	--	---	--	---

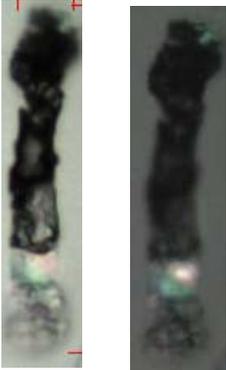
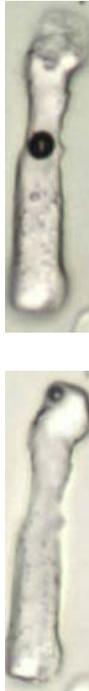
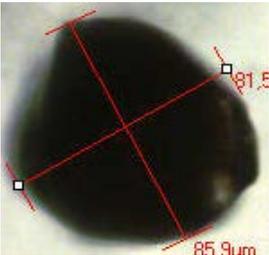
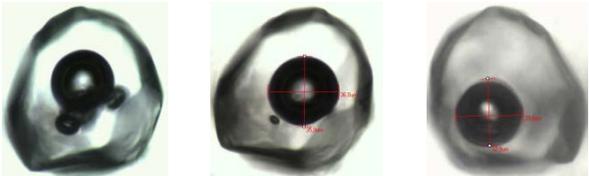
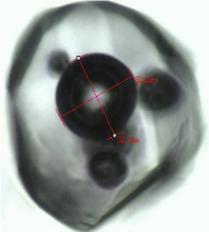
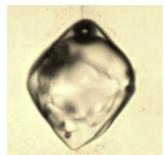
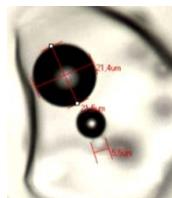
<p>Рассол-расплав</p> 	<p>9×53 мкм содержит 3 изотр. крист. фазы и 2 аниз. фазы с сильным двупр-ем</p>	<p>Первый нагрев: >550° светлеет, оформляются пузыри 700° – несколько пузырьков, сохраняются крист. фазы 700°, 30 мин – РВ прозрачно, 1 пузырь Во время охлаждения появил изотропные солевые фазы + аниз. фаза с сил. двупр-ем</p> <p>Второй нагрев: 610-630° – солевые фазы раствор-сь 728° – исчез пузырек; 740-750° – раствор. аниз. фаза 800° – 1 пузырек Во время охлаждения (12-15°/мин): 430-400° – появил. пузырек, затем солевые фазы</p> <p>Третий нагрев: >500° мелкие точки увеличиваются 570° – растворился кристаллический агрегат в солевых глобулах; 700° – РВ расплавилось Во время охлаждения при 485 появил. пузырек и солевые фазы</p>	<p>740-750° аниз. фаза</p>	<p>700</p>	 <p>700, 30m 800</p>
<p>АРБ-359, топаз</p>					
	<p>81×86 мкм раскристаллизованное</p>	<p>500-600° – светлеет, мелкие пузырьки; 600-700° – пузырьки сливаются; 700°, 1 ч – основной пузырь и множество мелких</p> <p><u>Проводился эксперимент по всплытию:</u> 4 этапа по 3 ч при 700° - РВ расплавилось</p>  <p>700, 6 ч 700, 9 ч 700, 12 ч</p>	 <p>700, 1ч</p>	<p>700</p>	<p>12</p>  <p>700, 3ч</p>

Таблица 3. Результаты изучения расплавных включений с фторидными фазами

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-34, кварц					
	36×46 мкм в силикатном стекле содержится шарообразное обособление фторидного стекла	>500° плавится силикатное стекло: появилось несколько мелких пузырьков и оформился более крупный пузырек в верхней части; 600-700° – без изменений; 700°, 1 час – незначительно округлилась F-Са фаза, сохраняется несколько пузырьков. После выдержки при 730° (5 ч) РВ не изменилось, только растворились мелкие газовые пузырьки	 700°, 1ч	730	5  730, 5ч
	31×38 мкм в силикатном стекле содержится шарообразное обособление F-Са фазы	>500° оформились четкие пузырьки в силикатном стекле; 700° – граница между фазами видна только в "носике" РВ, т.к. фтор.фаза занимает включение почти целиком; 700°, 1 час – пузырьки сохраняются; 730°, 5 ч – заметно уменьшились газовые пузырьки	 700°, 1ч	730	 730, 5ч
АРБ-106, кварц					
	54×77 мкм Стекловатое включение	440-450° – оба РВ начинают плавиться - резко образовалось большое кол-во пузырьков, которые к 550° заметно увеличились; 570° – в стекле появились пузырьки; 700° – включения прозрачны, остаются пузырьки; 730°, 4 часа – полная гомогенизация		730	4  730, 4 ч
	24×34 мкм Стекловатое включение	После выдержки при 730°C видны <i>глобулы</i> фазы размером 3.1-5.5 мкм		730	 730, 4 ч

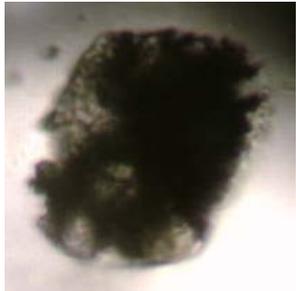
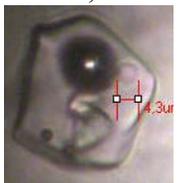
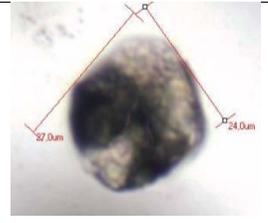
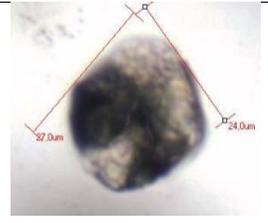
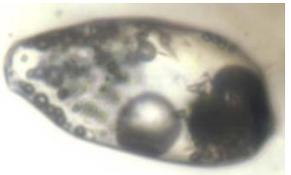
АРБ-142, кварц					
	<p style="text-align: center;">35×47 мкм Раскристаллизованное РВ</p>	<p>530-550° – светлеет, видны крупные пузыри; 600-650° – 2 пузырька, продолжается плавление, стало заметным обособление глобул; 700° – глобулы уменьшились в размере, остался 1 пузырёк;</p>  <p>700°, 1 час – мелкие РВ в зерне полностью гомогенны. После выдержки при 730° 1 час появились глобулы (6.5×6.9 мкм и менее)</p>		730	<p style="text-align: center;">4</p>  <p style="text-align: center;">700, 1ч</p>  <p style="text-align: center;">730, 4ч</p>
АРБ-146, кварц					
	<p style="text-align: center;">31×41 мкм в силикатном стекле содержится крупная глобула F-Са фазы</p>	<p>>300° – округляется F-Са фаза (начало плавления); >400° появляются пузырьки в силикатном стекле; 600-700° – пузырьки медленно уменьшаются; 700° – и силикатное стекло F-Са фаза, вероятно, расплавились;</p>		700	<p style="text-align: center;">Без выдержки</p> 
	<p style="text-align: center;">34×42 мкм</p>			<p>700°, 1 час – хорошо видны границы фаз и пузырьки в силикатном расплаве.</p>	

Таблица 3. Продолжение

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-357, кварц					
	25×28 мкм Стекловатое РВ с двумя изотропными фазами неправильной формы (объем около 5%) и одной огранённой анизотропной фазой (среднее двупрел., 15%)	420-430° – начинается плавление фаз, видны мелкие пузырьки; 530-540° – РВ светлеет, анизотропная крист. фаза разделилась на несколько частей; 560-580° – пузырьки увеличились в размере ; 600° – стала видна <i>глобула</i> , сохраняются две анизотр. фазы и пузырьки. 700° – в РВ несколько пузырьков, фазы округлились; 700°, 1 час – 3 пузырька в расплаве, крист. фазы сохранились, <i>глобула</i> (4.3 мкм) не изменилась в размере	не раств.  РВ при 600°	–	Без выдержки  700, 1ч  глобула
АРБ-360, кварц					
	30×35 мкм частично раскристаллизованное РВ, содержит анизотр. крист. фазу (сильное двупрел.)	440-450° – во всех РВ начинается плавление, появляются мелкие пузырьки; >500° РВ светлеют, пузырьки увеличиваются и сливаются; 600-700° – РВ прозрачны, с одним-двумя крупными пузырями; 700°, 1 час – крист. фазы всех РВ растворились 650-700° – постепенно растворилась крист. фаза в РВ3, видны 2 крупных пузыря и несколько мелких.	700	700	 РВ2, 730, 4 ч
	24×27 мкм частично раскристаллизованное РВ, содержит аниз. крист. фазу (сильное двупрел.)		 РВ3 при 550°	700	

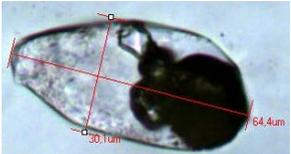
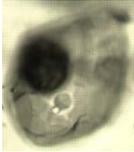
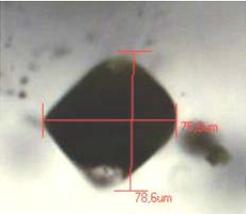
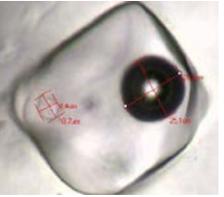
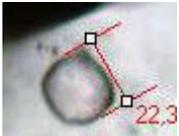
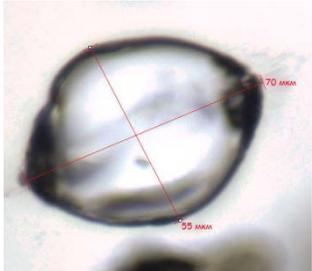
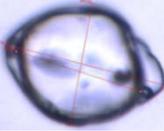
	<p>30×65 мкм частично раскристаллизованное, содержит изотропную крист. фазу</p>	<p>После выдержки при 730° в РВ появляются мелкие <i>глобулы</i> (размером 3-5 мкм)</p>	<p>700</p>	<p>700</p>	 <p>РВ3, 730, 4 ч</p>
АРБ-360, топаз					
	<p>46×62 мкм частично раскристаллизованное</p>	<p>700°, 1 час – РВ прозрачно, виден пузырёк и 2 глобулы размером 3.7-6.4 мкм</p>		<p>700</p>	<p>Без выдержки</p>  <p>700, 1ч</p>
АРБ-366, кварц					
	<p>75×78 раскристаллизованное</p>	<p>430-450° – начинается плавление, появляются мелкие пузырьки; >500° светлеет, пузырьки увеличиваются и сливаются; 600-700° – прозрачно, с одним-двумя крупными пузырьками и несколькими более мелкими; 700°, 1 час – гомогенизация</p> <p>После выдержки при 730° видна <i>глобула</i> размером 11 мкм</p>		<p>700</p>	<p>4</p>  <p>730, 4 ч</p>
	<p>17×19 мкм в силикатном стекле РВ прозрачное обособление F-Ca фазы</p>	<p>>450° пузырьки уменьшаются, РВ светлеет; 600-700° – хорошо видны фазовые границы и глобулы, а в тонкой кайме силикатного расплава скапливаются мелкие пузырьки;</p>		<p>730</p>	 <p>730, 4 ч</p>
	<p>19×22 мкм</p>		<p>730°, 4 ч – гомогенизация</p>		

Таблица 3. Окончание

Включения	Описание	Наблюдения	T _{раств.} (°C) крист. фаз	T _{пл.} , °C	Выдержка 730°C, часов
АРБ-370, кварц					
	<p>55×70 мкм в силикатном стекле содержится шарообразное прозрачное обособление фторидного стекла с темными полостями усадки</p>	<p><u>Первый прогрев до 700°:</u> >550° полости усадки уменьшаются; 550-600° – стали четко видны контуры фторидной фазы; 650-700° – слегка увеличивается диаметр F-Са глобулы; в силикатном расплаве (в "носиках" РВ) видны 3 маленьких пузырька.</p> <p><u>Охлаждение:</u> 500° – по периметру F-Са глобулы появляются неровности, пузырьки в силикатном расплаве становятся крупнее. После охлаждения в силикатной части появляются анизотропные фазы.</p> <p><u>Второй прогрев до 790°:</u> >630° начинают медленно растворяться аниз. фазы в носике РВ; 650-700° – вновь незначительно увеличивается диаметр F-Са глобулы; 747° – растворяются кристаллические фазы; 787° – гомогенизация, в силикатном расплаве 2 пузырька.</p>	747	800	<p>Без выдержки</p>  <p>Во время нагрева, 717°</p>  <p>770°</p>  <p>После нагрева до 790°</p>
АРБ-376, кварц					
	<p>29×30 мкм в силикатном стекле содержится обособление фторидного стекла округлой формы с полостями усадки и пузырьками неправильной формы</p>	<p><u>Первый нагрев:</u> 500-550° – начали уменьшаться усадочные полости; 600-700° – полости почти исчезли, в силикатном расплаве видны мелкие пузырьки; 700°, 1 час – РВ прозрачно, осталось 2 пузырька. После прогрева и охлаждения в силикатной части появляются анизотропные фазы</p> <p><u>Второй нагрев:</u> При 644° растворились аниз. фазы в одном "носике" и при 660° в другом.</p>	644-660	700	<p>Без выдержки</p>  <p>РВ при 700°</p>  <p>700, 1ч</p>