

## ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК (*Восточное Забайкалье*)

**И.С. Перетяжко, Е.А. Савина**

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Обсуждаются условия образования пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Результаты изучения расплавных и флюидных включений показали, что в онгонитовой магме совместно с кристаллическими фазами и силикатным расплавом находились водно-солевые флюиды разных типов, фторидные расплавы, близкие по соотношению компонентов к флюориту, селлаиту, криолиту, хиолиту и более сложного алюмофторидного состава, а также силикатные расплавы с аномальными содержаниями Cs и As. В процессах кристаллизации онгонитового расплава принимали участие флюиды P-Q типа — паровые растворы, предположительно NaF-содержащие с небольшой примесью хлоридов. Изучены свойства и состав содержимого включений солевых рассолов из богатых Ca и F пород краевой зоны массива. В зависимости от теплофизических свойств вмещающих пород и онгонитового расплава сделаны оценки длительности его кристаллизации в камере с размером и формой, как у массива Ары-Булак. Данные моделирования динамики охлаждения магматической камеры, расчеты плотности, вязкости и критерия Рэлея для онгонитового расплава по составам силикатных стекол расплавных включений дают все основания предполагать существование в остаточном очаге на протяжении сотен лет интенсивных конвекционных течений. Рассчитана возможная величина избыточного флюидного давления при кристаллизации и дегазации онгонитового расплава в закрытой магматической камере.

Предполагается формирование краевой зоны богатых Ca и F афировых и порфировых пород на юго-западном фланге массива в результате локальной декомпрессии магматической камеры, вызвавшей закачивание накопленного на фронте кристаллизации кислородсодержащего фторидно-кальциевого расплава и последующих преобразований этих пород при взаимодействии с флюидами. Проникая в краевую зону, магматический флюид P-Q типа, сосуществующий с расплавом в остаточном очаге, охлаждался, менял свой состав и свойства. Следствием этого было вскипание флюида и разделение на несмешиваемые фазы — солевой рассол с очень высокими концентрациями Cl, F, K, Cs, Mn, Fe, Al и паровой раствор. Фторидно-силикатная жидкостная несмешиваемость, наличие силикатных расплавов с аномальными содержаниями Cs и As, изменения состава и свойств магматических флюидов, приводившие к их кипению и выделению солевых рассолов, свидетельствуют о сложных процессах флюидно-магматического взаимодействия и гетерогенном состоянии онгонитовой магмы в период кристаллизации пород массива Ары-Булак. Этим процессам способствовали низкая вязкость и высокая подвижность богатого фтором и водой онгонитового расплава, интенсивные конвекционные течения расплава в остаточном очаге магматической камеры и рост флюидного давления при его дегазации.

*Порфировый онгонит, афировая порода, расплавные и флюидные включения, солевой рассол, раствор P-Q типа, онгонитовый и фторидно-кальциевый несмешиваемые расплавы, конвекция расплава.*

### FLUID AND MAGMATIC PROCESSES IN THE FORMATION OF THE ARY-BULAK ONGONITE MASSIF (*eastern Transbaikalia*)

**I.S. Peretyazhko and E.A. Savina**

The paper discusses the formation conditions of the Ary-Bulak ongonite massif (eastern Transbaikalia). Studies of melt and fluid inclusions have shown that, along with crystalline phases and a silicate melt, ongonitic magma contained aqueous-saline fluids of different types, fluoride melts compositionally similar to fluorite, sellaite, cryolite, chiolite, and more complex aluminum fluorides as well as silicate melts with abnormal Cs and As contents. The ongonitic melt crystallized with the participation of P-Q fluids as vapor solutions, presumably NaF-containing and slightly admixed with chlorides. We studied the properties and composition of brine inclusions from Ca- and F-rich rocks on the margin of the massif. Depending on the thermophysical properties of the host rocks and ongonitic melt, the duration of its crystallization has been estimated for a magma chamber with the size and shape of the Ary-Bulak massif. Magma chamber cooling has been modeled, and the density, viscosity, and the Rayleigh criterion have been estimated from the composition of silicate glasses in melt inclusions. These data strongly suggest intense convection in the residual magma chamber lasting for centuries. We have calculated possible fluid overpressure during the crystallization and degassing of the ongonitic melt in a closed magma chamber.

Calcium- and fluorine-rich aphyric and porphyritic rocks on the southwestern margin of the massif might have formed by the following mechanism. Local decompression in the magma chamber quenched an oxygen-containing calcium fluoride melt accumulated at the crystallization front, and these rocks altered during the interaction with fluids. When penetrating the marginal zone, a P-Q magmatic fluid which coexisted with the

melt in the residual magma chamber cooled and changed its composition and properties. This caused the fluid to boil and segregate into immiscible phases: a vapor solution and a brine extremely rich in Cl, F, K, Cs, Mn, Fe, and Al. The fluoride and silicate liquids were immiscible; silicate melts had abnormal Cs and As contents; changes in the composition and properties of the magmatic fluids caused them to boil and produce brines. All this is evidence for complex fluid–magma interaction and heterogeneous ongonitic magma during the crystallization of the Ary-Bulak rocks. These processes were favored by the low viscosity and high mobility of the F- and water-rich ongonitic melt, intense melt convection in the residual magma chamber, and rising fluid pressure during its degassing.

*Porphyritic ongonite, aphyric rocks, melt and fluid inclusions, brine, P-Q solution, immiscible ongonite and calcium fluoride melts, melt convection*

## ВВЕДЕНИЕ

На дневной поверхности породы массива Ары-Булак образуют вытянутый в субмеридиональном направлении эллипс размером  $\sim 500 \times 800$  м. По данным бурения массив имеет грибообразную форму лакколита с максимальным горизонтальным сечением под четвертичными отложениями  $\sim 700 \times 1500$  м и пологими углами наклона ( $35\text{—}12^\circ$ ) относительно вмещающих пород ( $J_3\text{—}K_1$ ) — сланцев и эффузивов основного состава. Массив сложен в основном порфиrowыми онгонитами (наиболее глубокая скважина не вышла из них до горизонта 170 м). Только на юго-западном фланге в переходной зоне размером несколько десятков метров эти породы постепенно сменяются афировыми разностями, которые образуют краевую зону шириной 50—100 м. Петрографические и минералогические особенности онгонитов рассмотрены в работе [Коваленко, Коваленко, 1976], возраст пород массива составляет  $142.1 \pm 0.7$  млн лет [Костицын и др., 1995].

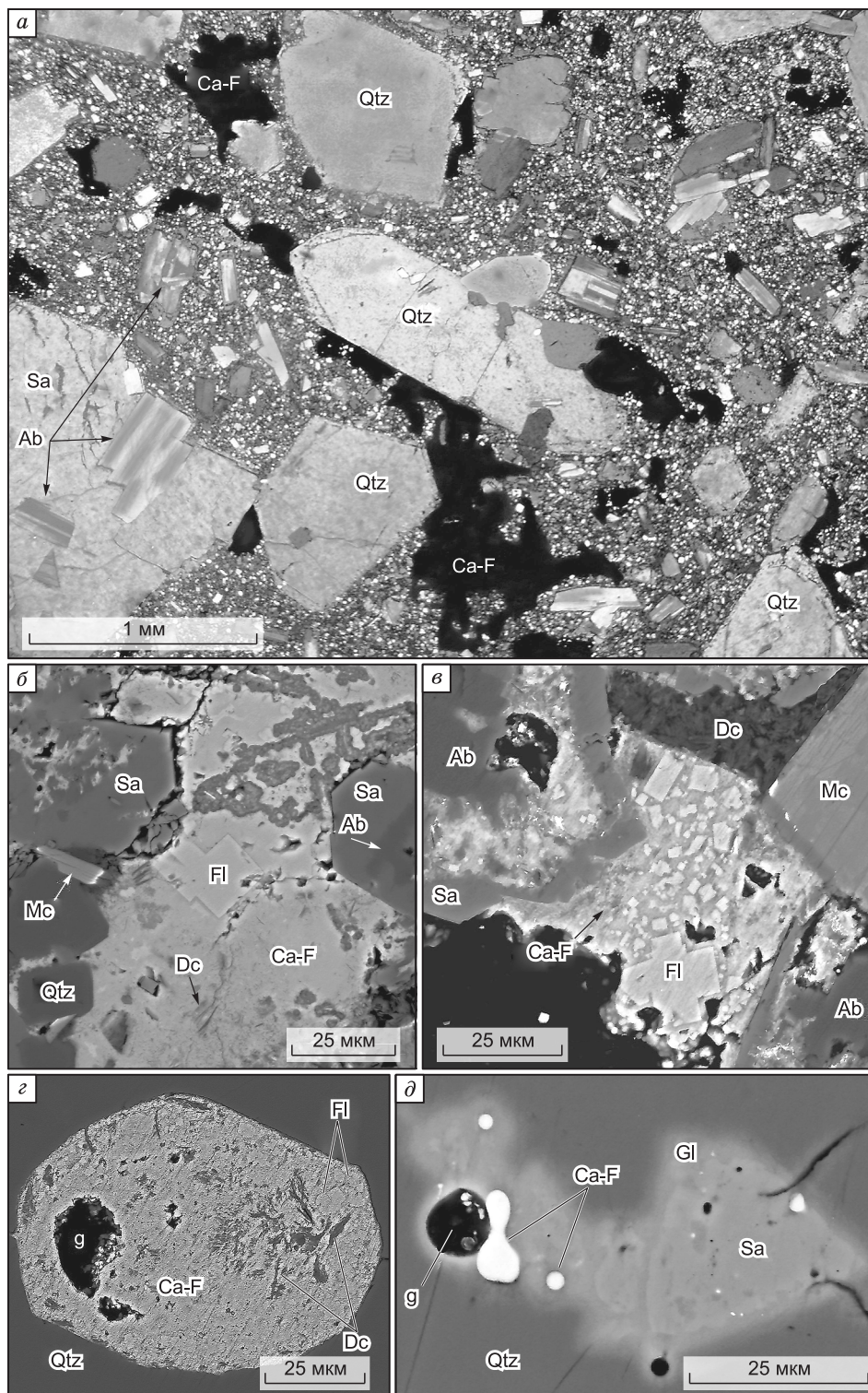
Порфиrowые онгониты содержат  $<0.5$  мас.% CaO и  $1\text{—}1.5$  мас.% F, а все афировые породы аномально обогащены CaO (5.4—22 мас.%) и F (5.2—18.8 мас.%). Среди порфиrowых онгонитов вблизи юго-западного фланга и реже в центральной части массива также встречаются разности с очень высокими концентрациями CaO (до 9.8 мас.%) и F (до 7.7 мас.%). Такие породы образуют обособления размером до нескольких квадратных метров в порфиrowых онгонитах и визуальнo практически неотличимы от последних. Некоторые участки афировых пород содержат до 26 мас.% прозопита  $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$ . Интерстиции между минералами основной массы богатых Ca и F пород местами заполнены кислородсодержащим фторидно-кальциевым (Ca-F) стеклом (рис. 1, а). По рентгеновским данным, стекло частично раскристаллизовано и на 20—80 мас.% состоит из микровыделений флюорита размером 200—800 Å. В стекле иногда встречаются более крупные единичные кристаллы флюорита (см. рис. 1, б). Фазовый и минеральный составы богатых Ca и F пород описаны в [Peretyazhko et al., 2006; Перетяжко и др., 2007а].

Следует отметить, что во всех разновидностях пород массива Ары-Булак (более 100 проб, по нашим и опубликованным данным) калий преобладает над натрием, достигая 5—5.4 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ . В соответствии с классификационной схемой, предложенной В.Б. Дергачевым [1992], при таком соотношении K и Na данные породы соответствуют эльванам. Однако вслед за [Коваленко, Коваленко, 1976] мы придерживаемся традиционной терминологии и называем породы массива (за исключением богатых Ca и F) онгонитами. В настоящей работе приводятся результаты изучения расплавных и флюидных включений в кварце из порфиrowых и афировых пород, обсуждаются флюидно-магматические процессы, приводившие к гетерогенному состоянию онгонитовой магмы и образованию в ней несмесимых фторидных расплавов.

## СВОЙСТВА И СОСТАВ СОДЕРЖИМОГО РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Детально изучены расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения в кварце из пяти образцов пород, отобранных в центральной части (АРБ28) и на юго-западном фланге массива (АРБ9, АРБ22, АРБ23, АРБ24). Образцы АРБ28, АРБ22, АРБ23 представляют порфиrowый онгонит, обр. АРБ24 — богатую Ca и F порфиrowую породу, содержащую  $\sim 13$  мас.% фторидно-кальциевого стекла, а обр. АРБ9 — афировую породу с прозопитом. Химические составы этих и других образцов пород массива приведены в [Перетяжко и др., 2007а,б]. Термометрическое изучение включений проводилось в термокамере Linkam-TS1500, откалиброванной по температурам плавления солей  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ , NaCl и Au (ошибка определения температур составляет:  $\pm 1$  °C до 400 °C,  $\pm 3$  °C до 800 °C,  $\pm 5$  °C до 1000 °C,  $\pm 5\text{—}8$  °C выше 1000 °C), а криометрическое — в криокамере конструкции В.А. Симонова [1993] (температура рассчитывалась с точностью  $\pm 0.1$  °C по изменению ЭДС хромель-копелевой термopары).

**Расплавные включения.** Во многих вкрапленниках кварца и топаза из порфиrowых пород находятся расплавные включения и сингенетичные им существенно-газовые флюидные включения. Объем большинства РВ заполнен темным непрозрачным (в редких случаях — светлым и прозрачным) в разной степени девитрифицированным стеклом с одним или несколькими деформированными пузырьками. Неко-



**Рис. 1. Фторидно-кальцевая фаза (частично раскристаллизованное стекло) в обогащенных Са и F породах массива онгонитов Ары-Булак.**

*a* — крупные обособления фторидно-кальцевой фазы (черные залитые участки) в богатой Са и F порфировой породе, обр. АРБ131, николи скрещены, *б* — основная масса породы, обр. АРБ148, *в* — участок вскрытого расплавленного включения (негретого) из вкрапленника кварца, обр. АРБ24, *з* — вскрытое РВ (негретое) с фторидно-кальцевым стеклом, обр. АРБ24, *д* — вкрапленники фторидно-кальцевого стекла после прогревов РВ до 900—950 °С, обр. АРБ23; *б-з* — видны кристаллы флюорита и обособления диккита или каолинита во фторидно-кальцевом стекле; *б-д* — изображения в обратнорассеянных электронах (BSE). Са-F — фторидно-кальцевая фаза (стекло), Gl — силикатное стекло, Fl — флюорит, Ab — альбит, Sa — санидин, Qtz — кварц, Mc — слюда, Dc — диккит или каолинит, g — остатки газового (усадочного) пузыря.

торые РВ содержат до трех кристаллических фаз, которые представлены бурой слюдой, Na-санидином и альбитом. Наибольшее количество РВ размером от 2—5 до 100—150 мкм, реже до 300 мкм концентрируется в отдельных группах или цепочках по зонам роста в краевых и промежуточных участках вкрапленников кварца (РВ и ФВ не встречаются в центральных зонах). Обычно при 450—500 °С в РВ начинается осветление и плавление девитрификата. Полное плавление содержимого РВ происходит в интервале 600—750 °С за 1—2 ч. Во многих мелких РВ (3—5 мкм) без кристаллических фаз гомогенизация наступает при 700—750 °С. В крупных РВ (10—40 мкм) остается пузырь, а кристаллические фазы частично оплавляются. На этой стадии видно, что соотношения объемов пузыря, расплава и кристаллических фаз в РВ сильно изменяются даже в расположенных рядом включениях из одной группы или зоны роста. Прогревы до 760—810 °С длительностью 12—30 ч приводят к растворению слюды и частичному плавлению полевых шпатов. Полное плавление кристаллических фаз наступает в интервале 850—950 °С при изотермических выдержках 30—35 ч. Кристаллические фазы в РВ могут быть как дочерними, так и ксеногенными. После нагрева некоторых РВ размером 10—40 мкм до 900—950 °С наблюдается полная гомогенизация их содержимого. Однако в большинстве крупных РВ остается пузырь даже при повышении температуры до 1450 °С. На всех стадиях нагрева РВ не замечено каких-либо признаков их вскрытия, вызванного возрастающим внутривакуольным давлением.

В каждом изученном образце пород обнаружены РВ с фторидными фазами (стеклами) в силикатном стекле. Так, в кварце из обр. АРБ24 встречаются РВ, полностью заполненные Ca-F стеклом, иногда совместно с кристаллическими фазами (см. рис. 1, в, з). По соотношению Ca и F стекла близки к флюориту, но имеют примесь O, Al, Si, иногда Sr и S (табл. 1, ан. 1, 3, 4). Кристаллы флюорита в Ca-F стекле не содержат кислород (см. табл. 1, ан. 2). В кварце из всех образцов присутствуют РВ с глобулями (5—7 мкм) или субмикронными выделениями Ca-F стекла (см. рис. 1, д). Кислородсодержащие Ca-F стекла в РВ и в интерстициях между минералами основной массы богатых Ca и F пород массива имеют близкие составы.

В обр. АРБ28 найдено РВ с многочисленными мелкими (<1—2 мкм) и тремя крупными (20—50 мкм) обособлениями алюмофторидного стекла (рис. 2, а), имеющего атомное отношение Na/Al  $\approx$  2 и примесь Ca, K, Cl (см. табл. 1, ан. 7). По соотношению Na, Al, F состав стекла приближается к хиолиту (Na<sub>5</sub>Al<sub>3</sub>F<sub>14</sub>). В крупном РВ из обр. АРБ23 присутствуют глобули (до 20 мкм) из двух несмесимых стекол (см. рис. 2, б) — фторидно-кальциевого и близкого по составу к селлаиту MgF<sub>2</sub> (см. табл. 1, ан. 9). В краевой зоне роста вкрапленника кварца из обр. АРБ24 обнаружены два крупных РВ с разными фторидными фазами в силикатных стеклах. Одно содержит несколько концентрически-зональных шаров (10—80 мкм), состоящих из несмесимых фторидных стекол (см. рис. 2, в) — внутреннего фторидно-кальциевого (см. табл. 1, ан. 4) и внешнего алюмофторидного с высокими содержаниями Ca, Al, Na, Mg и примесью K, Sr, O (см. табл. 1, ан. 5). В силикатном стекле другого РВ находится несколько шаров до 50 мкм (см. рис. 2, з) криолитоподобного стекла (Na/Al  $\approx$  3) с примесью Ca, K (см. табл. 1, ан. 6). Похожее по составу криолитоподобное стекло (см. табл. 1, ан. 8) обнаружено также в РВ из обр. АРБ22. Прозрачное обособление криолитоподобного расплава размером 10—15 мкм, из которого образовалось данное стекло, появилось при первичном нагреве РВ в интервале 450—500 °С. Дальнейший нагрев приводил к сокращению объема криолитоподобного расплава и его полному растворению в силикатном расплаве при 700—720 °С. На стадии охлаждения данное обособление появлялось вновь, увеличивалось в размере, а при 550 °С происходило резкое сокращение его объема на 15—20 % и закалывание в стекло.

Для силикатных стекол РВ, содержащих обособления фторидных фаз, характерны крайне высокие концентрации F (7—15 мас.%) и полевошпатовое соотношение оксидов Al, Ca, Na, K (A/CNK  $\approx$  1, см. табл. 1, ан. 10—12, 14—16). В силикатных стеклах из обычных РВ наблюдаются значительные вариации содержаний петрогенных и примесных элементов (табл. 2). По нашим и опубликованным данным, переплавленные и остаточные стекла таких РВ содержат 2—8 мас.% F, имеют постоянную примесь Cl от 0.06 до 0.58 мас.% [Наумов и др., 1990; Чупин и др., 1994; Кузнецов и др., 2004; Перетяжко и др., 2007а,б]. Стекла сильно различаются по содержаниям Si, Al, Na, K и H<sub>2</sub>O даже в РВ, расположенных вблизи друг от друга на расстоянии нескольких микрон. Силикатные стекла, по данным ионно-зондового анализа, имеют высокие концентрации (и большую дисперсию) примесных элементов — Cs, Rb, Li, V, Be, Nb (см. табл. 2).

В кварце из порфирировых пород также обнаружены единичные РВ, стекла которых аномально обогатены Cs (от 0.5 до 17 мас.%). Присутствие таких РВ во всех изученных образцах наряду с анализом распределения Cs в породах и минералах массива Ары-Булак привело к выводу о существовании в онгонитовой магме редких обособлений аномально цезиевых силикатных расплавов [Перетяжко и др., 2007б]. Богатые Cs силикатные стекла в РВ часто содержат до 1 мас.% As<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Максимальные концентрации As определены в стекле крупного РВ из обр. АРБ23. Это РВ находится совместно с существенно-газовыми ФВ и мелкими РВ в краевой зоне роста вкрапленника кварца. РВ были заполнены темным непрозрачным агрегатом (рис. 3, а), который начинал плавиться при 300—350 °С. В интервале 430—

Таблица 1.

**Составы (мас.%) фторидных стекол, флюорита и силикатных стекол  
в расплавных включениях из вкрапленников кварца порфирировых пород**

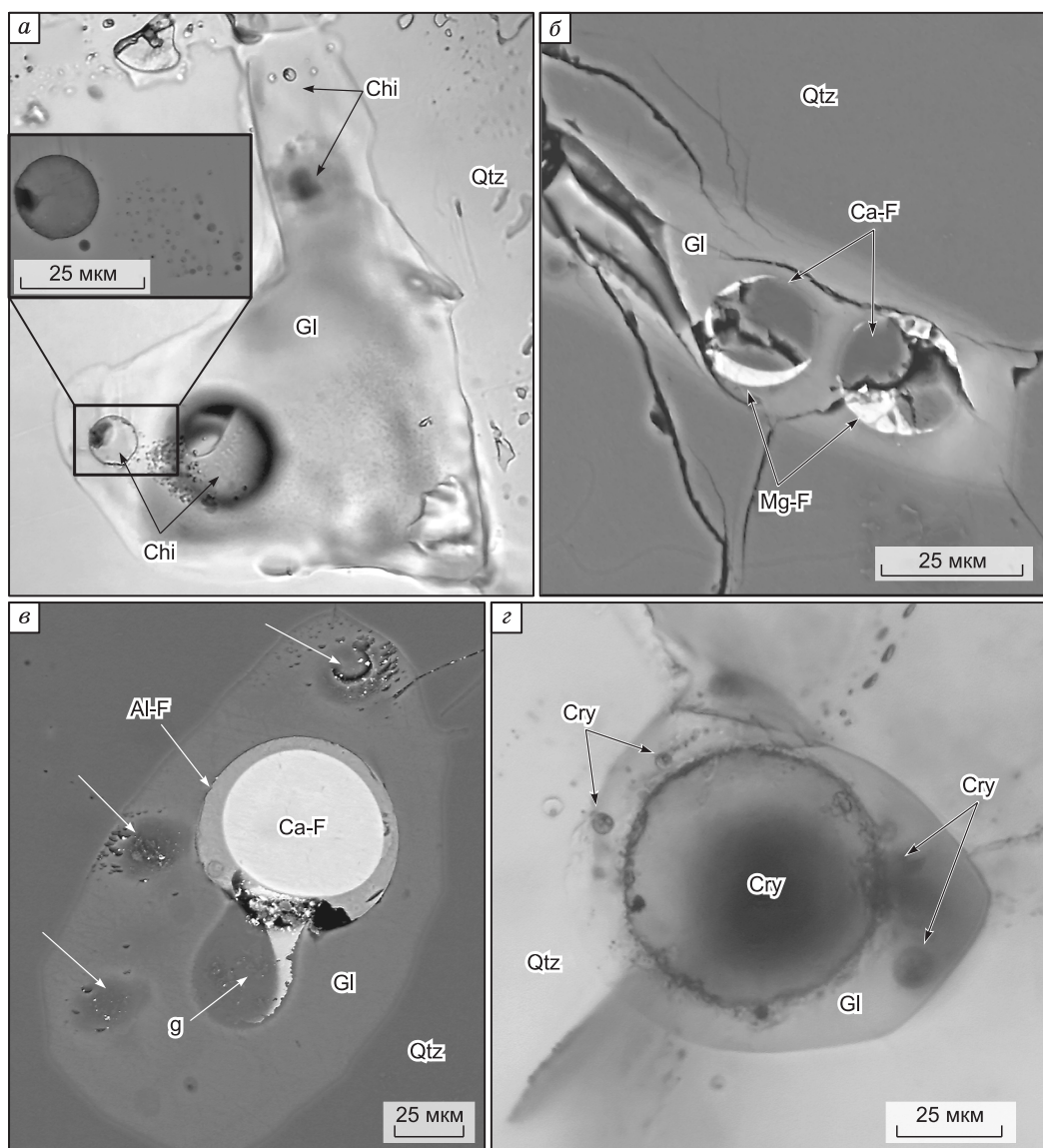
Компонент	АРБ24						АРБ28	АРБ22	АРБ23
	1(5)	2(2)	3(5)	4(5)	5(8)	6(8)	7(7)	8(4)	9(2)
Si	0.23	—	0.73	—	0.40	—	—	1.4	—
Al	0.49	0-0.28	2.22	—	12.26	12.21	11.06	13.77	—
Mg	0.98	—	0-0.27	—	4.28	—	—	—	37.66
Ca	45.36	49.14	43.68	53.50	22.06	1.20	4.98	0.88	0.44
Na	0-0.37	0-0.4	—	—	2.85	30.29	19.39	36.27	—
K	—	—	0.15	—	0.41	0.82	0.60	0.41	—
Mn	—	—	—	—	—	—	0.46	0.34	—
S	0.27	—	0-0.12	—	—	—	—	—	—
Sr	0-0.3	—	0-0.41	—	0.78	—	—	—	—
F	49.07	50.87	47.63	44.40	52.35	54.35	62.36	43.63	61.90
Cl	—	—	—	—	—	—	0.83	—	—
O	3.56	—	5.48	0-8.0	2.63	—	—	1.62	—
Сумма	100.10	100.01	99.89	97.90	98.02	98.87	99.68	98.32	100.0

Компонент	АРБ24		АРБ28		АРБ22			АРБ23	
	10(6)	11(19)	12(11)	13(3)	14(8)	15(3)	16(9)	17(14)	18(1)
SiO <sub>2</sub>	63.79	72.71	65.52	53.35	61.80	63.47	64.10	49.75	41.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.59	13.19	16.61	16.83	16.64	17.73	18.65	14.51	13.37
MgO	—	—	—	—	—	—	0.66	—	—
FeO	—	—	0.59	—	—	0.48	—	—	0.69
CaO	1.21	—	—	—	—	—	4.29	—	—
Na <sub>2</sub> O	5.94	5.38	6.34	4.43	6.42	6.83	2.89	4.41	8.65
K <sub>2</sub> O	4.20	4.69	6.37	0.52	5.58	5.82	5.13	2.56	2.37
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	17.51	—	—	—	6.58	6.57
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0-0.97	—	—	—	3.78	3.29
F	14.73	6.69	6.78	14.13	7.72	8.68	7.59	5.38	5.95
Cl	—	—	—	—	0.38	0.43	—	1.32	7.83
Сумма	101.26	99.84	99.35	100.80	95.20	99.69	100.11	85.28	88.45
A/CNK	1.06	0.95	0.96	1.19	1.00	1.01	1.03	1.14	0.70

Примечание. 1—9 — фторидные фазы (стекла) в РВ: 1 — фторидно-кальциевое стекло (см. рис. 1, з); 2, 3 — кристалл флюорита (2) и фторидно-кальциевое стекло (3) вокруг кристаллов флюорита (см. рис. 1, в); 4, 5 — фторидно-кальциевое (4) и Ca-Al-Mg-Na-содержащее (5) несмешиваемые стекла (см. рис. 2, в); 6 — криолитоподобное стекло (см. рис. 2, з); 7 — хиолитоподобное стекло (см. рис. 2, а); 8 — криолитоподобное стекло; 9 — селлаитовое стекло (см. рис. 2, б). 10—18 — силикатные стекла в РВ: 10 — см. рис. 2, в; 11 — см. рис. 2, з; 12 — см. рис. 2, а; 13 — стекло с аномально высоким содержанием Cs; 14, 15 — на удалении и вблизи обособления криолитоподобного стекла соответственно; 16 — см. рис. 2, б; 17, 18 — стекла с аномальным содержанием As (18 — точка с высокими концентрациями Na и Cl) (см. рис. 3, б).

Прочерк — ниже предела обнаружения, цифры в скобках — количество анализов. Сумма в анализах силикатных стекол дана с поправкой на F и Cl. A/CNK — мольное отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + Cs<sub>2</sub>O). Анализы выполнены на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP с EDS анализаторами INCAEnergy 300 и INCAEnergy 350 при диаметре области возбуждения 1—10 мкм, ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 0.3—0.5 нА, времени набора спектров 50 с (аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Кислород во фторидных стеклах определялся как независимый элемент.



**Рис. 2. Фторидные фазы (стекла) в расплавных включениях из вкрапленников кварца порфировых пород.**

*a* — шары с усадочными полостями и множество мелких обособлений (на врезке) хиолитоподобного стекла после прогревов РВ до 900 °С, обр. АРБ28; *б* — два крупных округлых обособления из селлаитового и фторидно-кальциевого несмесимых стекол после прогревов РВ до 900—950 °С, обр. АРБ23; *в, з* — включения из одной зоны роста вкрапленника кварца, обр. АРБ24 после прогревов РВ до 900 °С: *в* — с концентрически-зональным обособлением несмесимых стекол (фторидно-кальциевым внутренним и алюмофторидным внешним), стрелками показаны каверны и яркая область на стенке газового пузыря с остатками напыления Au после SIMS анализа, *з* — крупные и мелкие шарообразные обособления криолитоподобного стекла.

*a, з* — в проходящем свете, остальные фото и врезки — BSE изображения. Составы фторидных и силикатных стекол РВ см. в табл. 1. Mg-F — селлаитовое стекло, Cry — криолитоподобное стекло, Chi — хиолитоподобное стекло, Al-F — алюмофторидное стекло с примесью Ca, Mg, Sr. Остальные обозн. см. на рис. 1.

450 °С крупное РВ частично вскрылось (из-за внешней трещины) и в нем образовался большой пузырь. Мелкие РВ полностью гомогенизировались около 600 °С. В крупном РВ содержимое расплавилось при 600—675 °С, после чего стали заметны многочисленные микронные (<1—5 мкм) эмульсионные обособления фазы солевого раствора или расплава (см. рис. 3, б). Стекло крупного РВ имеет высокие концентрации Cs (~6.5 мас.% Cs<sub>2</sub>O) и As (2.8—4.4 мас.% As<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), очень низкие кремнезема (33—52 мас.% SiO<sub>2</sub>) при недостатке суммы анализов 12—15 мас.% (см. табл. 1, ан. 17). Анализ стекла в точках с захватом субмикронных эмульсионных обособлений показал значительный рост содержаний Na и Cl (см. табл. 1,

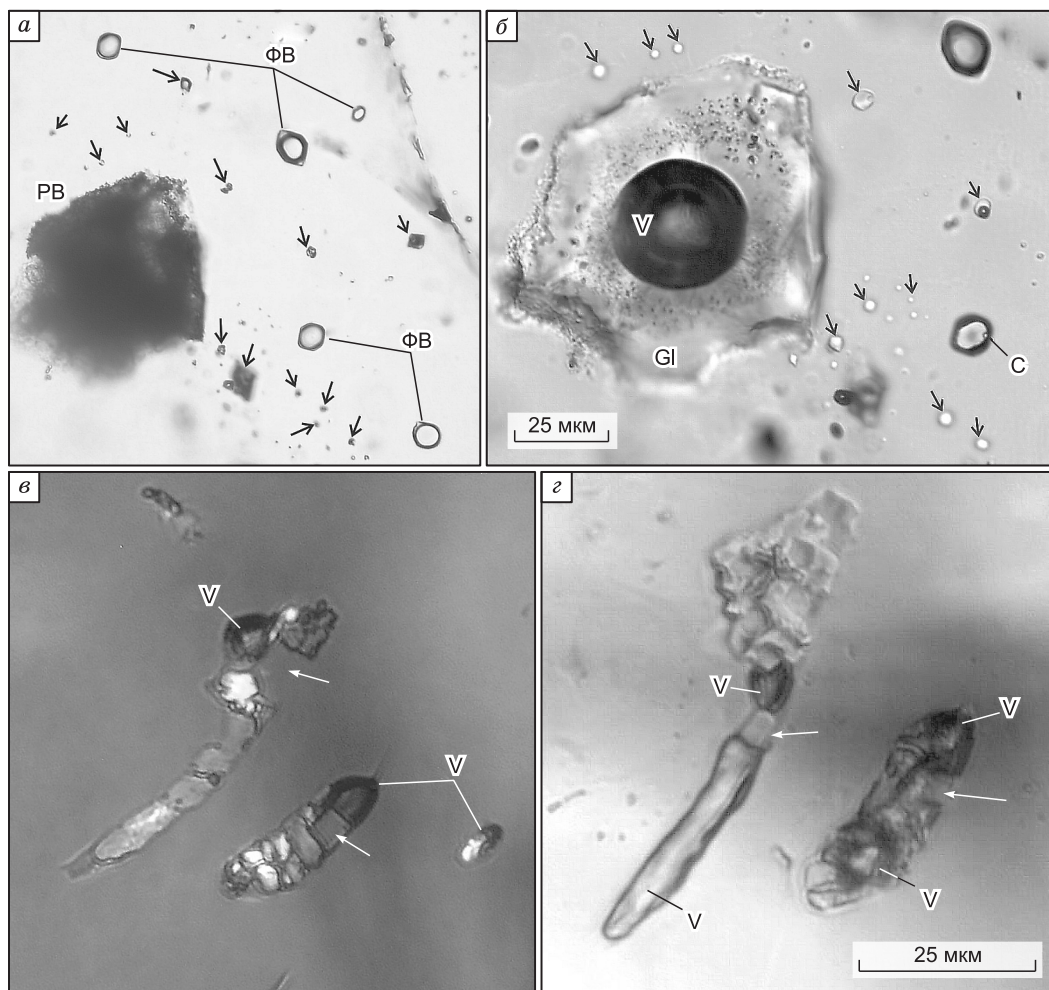
Таблица 2. Составы стекол расплавленных включений и реологические свойства соответствующих им по составу расплавов

Компонент	Порфиновые онтогиты												
	Порфиновые онтогиты						Порфиновые породы с фторидно-кальциевым стеклом						
	АРБ22/1-1 800 °С (5)	АРБ22/1-2 800°С (4)	АРБ23/2-2-2 950°С (обл.)	АРБ23/2-2-1 950°С (4)	АРБ23/2-5-1 950°С (5)	АРБ23/2-5-2 950°С (5)	АРБ23/2-5-3 950°С (5)	АРБ23/3-1 800°С (3)	АРБ24/0-1 (4)	АРБ24/0-1а (4)	АРБ24/2-1-1 850°С (5)	АРБ24/2-1-2 850°С (4)	АРБ24/4-1 850°С (4)
SiO <sub>2</sub>	65.15	69.50	74.86	75.77	74.47	75.88	76.14	69.80	62.60	60.33	70.19	68.25	71.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	14.31	9.39	9.16	10.25	8.81	9.32	12.71	18.94	18.67	12.37	13.31	11.13
FeO	0.08	<0.05	0.49	0.49	0.24	0.39	0.30	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.94	0.59
Na <sub>2</sub> O	5.94	3.55	3.62	3.28	3.70	2.64	3.42	4.35	7.49	6.72	5.09	5.65	4.09
K <sub>2</sub> O	4.64	4.31	2.92	2.76	3.29	2.79	2.85	3.57	4.32	4.26	3.57	3.91	3.29
Cl	0.23	<0.10	0.19	<0.10	0.04	<0.10	0.13	0.24	0.41	0.40	<0.10	0.32	0.13
F	6.35	5.71	2.98	2.84	2.75	3.05	2.85	4.88	3.97	3.44	4.23	7.80	3.79
H <sub>2</sub> O	1.49	1.79	2.18	4.42	2.65	2.91	3.28	2.91	2.89	5.46	3.66	3.56	6.35
Сумма	98.70	97.16	96.45	98.67	97.18	96.49	98.23	96.76	99.41	98.25	97.64	101.09	100.03
Li	685	403	272	420	419	329	371	656	56	73	210	698	668
Rb	1657	1712	634	635	887	792	836	1387	1851	1556	1113	2705	966
Cs	514	475	68	74	118	107	113	243	362	314	163	565	140
B	847	232	122	238	321	210	230	285	935	930	387	598	508
Be	179	56	16	31	43	28	30	67	127	127	57	184	64
Nb	70	66	71	81	95	73	82	63	180	170	68	113	116
$\rho_{800}$	2.246	2.224	2.225	2.196	2.223	2.206	2.208	2.212	2.266	2.235	2.211	2.202	2.181
$\rho_{700}$	2.257	2.234	2.234	2.205	2.232	2.215	2.217	2.222	2.277	2.245	2.221	2.214	2.191
$\rho_{600}$	2.269	2.244	2.244	2.214	2.242	2.223	2.226	2.232	2.288	2.256	2.231	2.226	2.200
$\lg \eta_{800}$	5.30	5.22	5.49	4.52	5.28	5.08	4.97	4.79	4.92	4.01	4.59	4.27	3.86
$\lg \eta_{700}$	6.27	6.18	6.50	5.41	6.25	6.04	5.91	5.70	5.85	4.85	5.48	5.12	4.67
$\lg \eta_{600}$	7.44	7.35	7.72	6.48	7.44	7.19	7.05	6.81	6.98	5.85	6.56	6.15	5.66
$Ra_{800}$	$3.47 \cdot 10^7$	$4.13 \cdot 10^7$	$2.21 \cdot 10^7$	$2.02 \cdot 10^8$	$3.61 \cdot 10^7$	$5.60 \cdot 10^7$	$7.24 \cdot 10^7$	$1.10 \cdot 10^8$	$8.42 \cdot 10^7$	$6.62 \cdot 10^8$	$1.74 \cdot 10^8$	$3.65 \cdot 10^8$	$9.32 \cdot 10^8$
$Ra_{700}$	$3.73 \cdot 10^6$	$4.51 \cdot 10^6$	$2.19 \cdot 10^6$	$2.62 \cdot 10^7$	$3.81 \cdot 10^6$	$6.26 \cdot 10^6$	$8.34 \cdot 10^6$	$1.35 \cdot 10^7$	$9.89 \cdot 10^6$	$9.75 \cdot 10^7$	$2.23 \cdot 10^7$	$5.10 \cdot 10^7$	$1.42 \cdot 10^8$
$I_{sp800}$	15.32	14.47	17.82	8.52	15.12	13.07	12.00	10.42	11.41	5.74	8.95	6.99	5.12
$I_{sp700}$	32.24	30.27	38.51	16.83	32.01	27.13	24.66	21.02	23.29	10.87	17.75	13.49	9.58
$u_{800}$	2.44	2.66	1.95	5.89	2.49	3.10	3.53	4.36	3.80	10.67	5.48	7.93	12.66
$u_{700}$	0.80	0.88	0.61	2.12	0.81	1.04	1.20	1.52	1.30	4.09	1.96	2.96	4.94

Примечание. Все РВ из вкрапленников кварца. Составы АРБ24/0-1 и АРБ24/0-1а из разных областей остаточного (нагретого) стекла одного крупного ( $40 \times 220$  мкм) РВ, в остальных случаях — средние по нескольким SEM EDS анализам переплавленного стекла в одном РВ (размеры вскрытой области включений не менее 30 мкм). Цифры в скобках — количество анализов, (обл.) — среднее по области,  $T, ^\circ\text{C}$  — максимальная температура прогрева включений.

Условия SEM EDS анализа приведены в примечании к табл. 1 (аналитик Н.С. Карманов). Концентрации Li, Rb, Cs, V, Be, Nb (ppm), H<sub>2</sub>O (мас.%) — по данным SIMS (определены на ионном микроанализаторе SAMESA IMS-4f; аналитик С.Г. Симакин, ИМИ РАН, г. Ярославль). Сумма (%) дана с учетом элементных-примесей по данным SIMS и поправками на F, Cl. Во всех анализах CaO <0.2 мас.%,

Расчетные значения для 800, 700, 600 °С (см. комментарий в тексте);  $\rho$  — плотность (г/см<sup>3</sup>),  $\eta$  — вязкость (Па·с),  $Ra$  — критерий Ролея для  $\Delta T = 50$  °С и  $l = 50$  м,  $I_{sp}$  — мощность критического слоя расплава (М),  $u$  — максимальная горизонтальная составляющая скорости потока расплава (м/сут). В расчетах использованы следующие теплофизические свойства для гранитного расплава: коэффициент объемного теплового расширения  $\beta = 5 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ , коэффициент температуропроводности  $\alpha = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ .



**Рис. 3. Флюидные включения из порфировых и афировых пород.**

*a, б* — существенно-газовые флюидные и расплавные включения в кварце из порфирового онгонита (стрелками показаны мелкие РВ, содержимое которых полностью гомогенизировалось около 600 °С), обр. АРБ23: *a* — до нагрева, *б* — после нагрева до 675 °С в силикатном стекле крупного РВ видны многочисленные микронные обособления хлоридного (NaCl) рассола или расплава; *в, з* — включения солевых рассолов в кварце из афировой породы, обр. АРБ9 (стрелки указывают на изотропные фазы, остальные фазы анизотропные): *в* — до нагрева, николи скрещены, *з* — сразу после нагрева до растворения кристаллических фаз и последующего охлаждения значительно увеличился объем пузырей. V — газовый пузырь, С — изотропная кристаллическая фаза в существенно газовом ФВ.

ан. 18), из чего можно сделать вывод, что данная фаза является хлоридным (NaCl) рассолом или солевым расплавом.

Присутствие многочисленных сингенетичных ФВ и данные термометрии РВ дают все основания считать, что во многих расплавных включениях происходил одновременный захват расплава и флюида. В период образования РВ при 600—750 °С сосуществовали фазы низкоплотного магматического флюида, богатого фтором силикатного расплава, вкрапленники кварца, санидина, слюды, топаза, а также редкие обособления фторидных и обогащенных Cs и As силикатных расплавов.

**Флюидные включения паровых растворов.** Размеры существенно-газовых ФВ в кварце из порфировых пород составляют 15—60 мкм по удлинению, редко — до 150—250 мкм. Многие из них имеют хорошо развитые грани, иногда в виде негативных кристаллов (см. рис. 3, *a*). Встречаются также ФВ размером до 350 мкм уплощенные и сложной морфологии с апофизами и остроугольными окончаниями. Жидкая фаза в большинстве ФВ, независимо от ее плотности и общей солёности (плавление льда от -1.9 до -4.5 °С, наполнение 10—25 об.%), исчезает при 365—390 °С вблизи критической точки воды. В некоторых ФВ содержится изотропный кристалл размером <1—2 мкм (см. рис. 3, *б*), который не растворяется до высоких температур и быстро уменьшается в объеме за 10—30 °С до его полного растворения при 550—680 °С. После охлаждения кристалл появляется в разных частях ФВ и вновь растворяется при нагреве в том же интервале температур. Такое поведение кристаллической соли характерно для водно-



солевых флюидов P-Q типа [Валяшко, 1990]. В этом типе флюидов поверхность растворимости соли пересекает критическую кривую в точках P и Q. Концентрация соли достигает минимальных значений в точке P вблизи критической точки воды, а выше точки Q при высоких температурах и давлениях значительно повышается. Существенно-газовые ФВ с растворами P-Q типа должны выдерживать нагрев до высоких температур без декрепитации [Перетяжко, 2008, 2009]. Установлено, что крупные ФВ (60—350 мкм) с 15—25 об.% жидкости во вкрапленниках кварца не имели признаков вскрытия до 1430 °C [Перетяжко, Царева, 2008; Перетяжко, 2009]. После гомогенизации в газовую фазу (380—430 °C) нагрев таких включений до 1050 °C не приводил к каким-либо заметным изменениям. Выше 1100 °C менялась форма и увеличивался объем ФВ на 20—40 %. При 1170—1200 °C у стенок появлялась кайма жидкости, а в интервале 1200—1400 °C ее объем постепенно увеличивался. В процессе многократных циклов охлаждения и нагрева температуры появления (исчезновения) каймы жидкости воспроизводились. В нескольких опытах ФВ выдерживали около 30 мин после появления жидкости и затем медленно охлаждали со скоростью 1 °C/мин до 100—200 °C. После опытов первоначальная форма ФВ не сохранялась, но соотношения фаз и криометрические свойства раствора значимо не менялись. Не обнаружено также новых фаз или стекла. Появление жидкости около 1200 °C связано с активным взаимодействием флюида P-Q типа с тримитом (бывшим кварцем) на стенках ФВ при пересечении границы верхней области несмесимости в системе SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [Перетяжко, 2009]. Изменение объема и формы ФВ около 1050—1100 °C, вероятнее всего, вызвано ростом внутривакуольного давления и термическим расширением минерала-хозяина (кварца) при переходе структуры от β-кварца к тримиту.

Перечисленные выше свойства существенно-газовых ФВ (исчезновение жидкости независимо от ее плотности и общей солености вблизи критической точки воды, поведение кристаллической фазы при растворении, способность включений выдерживать нагревы до очень высоких температур без вскрытия) однозначно указывают на принадлежность содержащихся в них флюидов к водно-солевым системам P-Q типа. С учетом высоких концентраций F и примеси Cl в стеклах РВ (см. табл. 1, 2) обоснован вывод об участии в процессах кристаллизации порфириновых онгонитов низкоплотных флюидов P-Q типа — паровых растворов, предположительно NaF-содержащих (до 4 мас.% NaF) с небольшой примесью хлоридов [Перетяжко, Царева, 2008; Перетяжко, 2009]. Наличие существенно-газовых ФВ является признаком низкобарических условий кристаллизации онгонитов. Примерно оценить это давление позволил анализ P-T-X фазовой диаграммы для системы NaF—H<sub>2</sub>O [Перетяжко, 2008, 2009]. С учетом углов наклона изохор флюида с плотностью 0.10—0.21 г/см<sup>3</sup> в этой системе, которые близки к таковым для чистой воды, флюидное давление в наиболее вероятном температурном интервале сосуществования флюида и онгонитового расплава (600—750 °C, по данным изучения РВ) было около 400—800 бар [Перетяжко, 2009]. Сделанные ранее оценки флюидного давления по существенно-газовым ФВ для 650—700 °C при расчете на систему NaCl—H<sub>2</sub>O дают завышенные значения — от 800 до 1000 бар [Наумов и др., 1990].

**Флюидные включения рассолов и солевых жидких растворов.** В богатых Са и F афировых и порфириновых породах краевой зоны на юго-западном фланге массива вкрапленники кварца часто содержат в залеченных трещинах редкие расплавные и многочисленные ФВ — паровых растворов, солевых растворов и рассолов [Peretyazhko, Tsareva, 2008]. Жидкая фаза плохо различима на стенках существенно-газовых ФВ. Включения солевых рассолов — мелкие сложной морфологии (2—15 мкм в поперечном сечении) или уплощенные и сильно вытянутые (2—10 мкм толщиной, 20—80 мкм по удлинению) — на 60—80 % объема заполнены кристаллическими фазами. Чаще всего в них содержится одна или две изотропные фазы с отчетливыми кубическими формами и две—четыре анизотропные с разным двупреломлением и рельефом без явно выраженных кристаллографических очертаний (см. рис. 3, в). Анизотропные фазы растворяются при 150—300 °C, изотропные — до 500 °C (в единичных случаях — до 650 °C). Во многих включениях рассолов при первом нагреве растворение фаз наступает после исчезновения газового пузыря (на 20—50 °C выше). В процессе охлаждения фазы быстро кристаллизуются, но занимают меньший объем включений, что хорошо видно по увеличению в них размера сжатых пузырей (см. рис. 3, в, г). В последующих нагревах фазы растворяются до исчезновения газового пузыря, а температура гомогенизации (в жидкую фазу) возрастает на 100—250 °C и достигает 600—750 °C. В ходе нагрева не замечено признаков вскрытия включений рассолов. В дальнейших опытах температуры растворения фаз и гомогенизации воспроизводятся. В залеченных трещинах вкрапленников кварца также встречаются (как в одних группах с существенно-газовыми ФВ, так и обособленно) ФВ солевых растворов, имеющих более простой состав (1—2 изотропные ± анизотропная фазы) и относительно низкие температуры гомогенизации (450—550 °C) в жидкость.

Некоторые фазы во включениях рассолов могут быть кристаллогидратными соединениями с переменным количеством молекулярно-связанной H<sub>2</sub>O. В процессе первичного нагрева кристаллогидраты растворяются, а при быстром охлаждении кристаллизуются, но с меньшим содержанием H<sub>2</sub>O. В изохорических условиях увеличение количества флюида и уменьшение объема кристаллических фаз приводит к значительному повышению температуры гомогенизации включений. Через несколько месяцев

после опытов объем кристаллических фаз увеличивается, но не достигает исходного до их первого нагрева. Следовательно, после опытов равновесие между фазами и концентрированной солевой жидкостью во включениях восстанавливается крайне медленно (в кристаллогидратах постепенно возрастает содержание молекулярно-связанной воды, что приводит к увеличению объема кристаллических фаз).

Детально изучена одна группа включений рассола в зерне кварца из афировой породы (обр. АРБ9). При комнатной температуре во включениях был сжатый усадочный пузырь, а кристаллические фазы занимали до 70—80 % объема. Одна или две из них — изотропные, три или четыре — анизотропные. Растворение последних кристаллических фаз (изотропных) наблюдалось при 520—580 °С. Зерно кварца шлифовалось до уровня, обеспечивающего частичное вскрытие включений. Спектры SEM EDS получены через слой кварца толщиной <1—2 мкм в точках зонда диаметром около 1 мкм. Содержания элементов нормировались на 100 % без учета Si, C, O. В разных точках включений обнаружены высокие концентрации Cl, F, K, Cs, Na, Al, Mn, Fe, имеется также примесь Ca и Mg. В нескольких SEM EDS спектрах диагностированы интенсивные пики S и As. В некоторых анализах значительно преобладают концентрации следующих элементов: (Cl, K), (Cl, K, Cs), (Cl, Mn, K, Na, Fe), (F, Al) или (F, Na, Al). Отношение суммарного положительного заряда катионов к отрицательному анионов при пересчете на их атомные количества изменяется в анализах от 0.6 до 2.6. Отсутствие баланса зарядов, по всей видимости, связано с аналитическими ошибками SEM EDS анализа, которые возникают из-за разной толщины слоя кварца над соевыми фазами, их высокой летучести под воздействием зонда и дефектами поверхности вскры-

Таблица 3. SEM EDS анализы и расчеты содержания кристаллических фаз во включениях солевых рассолов из вкрапленника кварца афировой породы (обр. АРБ9)

Компонент	Номер анализа		
	1	2	3
Cl	30.82	39.02	33.47
F	15.79	14.39	8.70
Al	7.27	5.83	3.92
Fe	15.79	5.79	—
Mn	9.94	7.62	—
Cs	20.31	19.62	9.60
K	4.55	3.10	42.12
Na	5.90	4.54	0.67
Ca	0.53	—	1.52
Сумма	100	100	100
	<b>Баланс масс</b>		
AlF <sub>3</sub>	22.63	18.14	4.13
NaF	0.96	0	0
KF	0	0	18.04
CsCl	25.64	24.86	12.16
NaCl	0	11.54	1.70
KCl	8.24	5.91	57.17
CaCl <sub>2</sub>	1.47	0	4.21
MnCl <sub>2</sub>	22.02	17.46	0
FeCl <sub>3</sub>	12.83	16.82	0
Al	0	0	2.59
Na	5.38	0	0
F	0	2.08	0
Cl	0	3.11	0
Сумма	99.16	99.92	100
Δχ <sup>2</sup>	0.46	0.01	0.00

Примечание. Анализы выполнены на энергодисперсионном (EDS) спектрометре микроанализатора JXA8200 (аналитик Л.А. Павлова, ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Δχ<sup>2</sup> — сумма квадратов невязок по содержаниям элементов между исходным и расчетным составами. Прочерк — ниже предела обнаружения. 1—3 — номер анализа.

тых ФВ. Только в трех из 25 анализов имеется примерный баланс зарядов между анионами (Cl, F) и катионами (K, Cs, Na, Mn, Fe, Al, Ca) (табл. 3).

Судя по данным SEM EDS анализа, во включениях рассолов были изотропные кристаллические фазы сильвина (KCl) и (K,Cs)Cl. В остальных случаях исследовались смеси с разным соотношением хлоридов Na, K, Cs, Mn, Fe, Ca и фторидов K, Al, Na. Вероятно, в область возбуждения зонда одновременно попадали разные кристаллические фазы и солевой раствор, заключенный в интерстициях между ними. Изотропными фазами также могут быть кристаллы галита и виллиомита (NaF). Для последнего такое предположение оправдано, поскольку кристаллическая соль NaF меняет знак коэффициента растворимости с отрицательного на положительный в концентрированных водно-хлоридных растворах [Равич, Валяшко, 1965]. С учетом поведения включений рассолов при нагревании—охлаждении и данных SEM EDS анализа некоторые анизотропные фазы могут быть кристаллогидратами с переменным количеством молекулярной воды (например, MnCl<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O, FeCl<sub>3</sub>·nH<sub>2</sub>O, KF·nH<sub>2</sub>O, AlF<sub>3</sub>·nH<sub>2</sub>O). Кристаллогидраты хлоридов Mn, Fe и фторида K хорошо растворимы в воде, а из кристаллогидратов фторида Al наибольшую растворимость с повышением температуры имеет AlF<sub>3</sub>·9H<sub>2</sub>O [Рысс, 1956]. С учетом этих данных и расчета баланса масс хлор в составах анализируемых смесей кристаллических фаз из включений рассолов может быть связан с хлоридами K, Cs, Na, Mn, Fe, Ca, а фтор — с NaF, KF, AlF<sub>3</sub> (см. табл. 3).

Присутствие большого числа первичных существенно-газовых ФВ и сингенетичных им РВ во вкрапленниках кварца и топаза из порфировых пород массива Ары-Булак свидетельствует об интенсивной дегазации онгонитовой маг-

мы. Наличие многочисленных РВ гетерогенного захвата (расплав + флюид ± кристаллы) и отсутствие ФВ в центральных (самых ранних) зонах вкрапленников показывает, что образование флюидных пузырей в онгонитовом расплаве происходило в период его кристаллизации. Включения рассолов находятся совместно с существенно-газовыми ФВ и редкими РВ в одних залеченных трещинах вкрапленников кварца из пород краевой зоны массива. Следовательно, данные включения образовались в результате захвата разных по плотности флюидных фаз при их кипении, а также остаточного расплава. В этом случае температура гомогенизации включений рассолов соответствует истинной температуре образования ФВ. Поскольку максимальные температуры гомогенизации таких ФВ находятся в интервале плавления содержимого РВ, можно с уверенностью говорить о магматической природе флюидов и предполагать их проникновение в краевую зону массива через фронт кристаллизации магмы из остаточного очага. Флюидные включения солевых растворов с более низкими температурами гомогенизации (450—550 °С) и сингенетичные им газовые ФВ могли образоваться из магматического флюида, просачивающегося в относительно холодные породы краевой зоны кровли массива вблизи контакта с вмещающей толщей в период кристаллизации остаточного очага, или из гидротермального флюида на постмагматической стадии.

Динамика дегазации онгонитового расплава во многом определяется количеством флюида, который выделяется из него и перемещается в магматическом очаге за счет конвекционных потоков и гравитационного всплытия флюидных пузырей. Для учета этих процессов необходимо оценить плотность и вязкость онгонитового расплава при разных  $P$ - $T$  условиях, а также временной интервал его кристаллизации.

### ПЛОТНОСТЬ И ВЯЗКОСТЬ ОНГОНИТОВОГО РАСПЛАВА

Плотность и вязкость онгонитового расплава можно рассчитать, используя данные по термометрии РВ и составу содержащихся в них силикатных стекол. Было отобрано несколько десятков РВ из вкрапленников кварца, для которых имелись микрозондовые SEM EDS и SIMS (ионно-зондовые) анализы стекол, включая  $H_2O$  (см. табл. 2). Плотность расплава рассчитывалась по изменению парциальных мольных объемов  $V_i$  расплавленных оксидов в зависимости от  $P$ ,  $T$  условий методом, описанным в [Bottinga, Weill, 1970; Lange, Carmichael, 1987; Lange, 1994]. Поскольку величины  $dV_i/dP$  для большинства оксидов имеют размерность  $\sim n \cdot 10^{-4}$  °С/моль·бар<sup>-1</sup>, давление незначительно влияет на плотность силикатных расплавов [Lange, 1994]. Без учета давления плотность расплава определяется как

$$\rho_m = \sum X_i M_i / \left\{ \sum X_i \left[ V_i T_{\text{реф}} + dV_i/dT (T - T_{\text{реф}}) \right] \right\}$$

где  $X_i$  и  $M_i$  — мольная доля и молекулярный вес оксида  $i$ ,  $T$  — температура (°С), при которой вычисляется плотность,  $T_{\text{реф}}$  — температура (°С), для которой определены парциальные мольные объемы  $V_i$  оксида. В расчетах значений плотности расплавов использовались величины парциальных мольных объемов оксидов и воды при 750 °С, по данным [Lange, Carmichael, 1987; Knoche et al., 1995; Richet et al., 2000].

Экспериментально установлено, что давление до 1 кбар незначительно влияет на вязкость кислых силикатных расплавов [Giordano et al., 2004]. Добавление ~2 мол.% суммы  $H_2O$  и  $F_2O_{-1}$  снижает вязкость таких расплавов на 4 порядка, а дальнейшее увеличение концентрации этих компонентов более чем на 5 мол.% приводит лишь к незначительному ее уменьшению. В работе [Giordano et al., 2004] предложено уравнение, по которому можно рассчитать вязкость гаплогранитного плюмазитового ( $A/CNK \geq 1$ ) расплава с добавками до 8.21 мас.%  $H_2O$  и до 4.25 мас.% F при температурах 375—1400 °С. По этому и приведенному выше уравнению были рассчитаны плотность и вязкость онгонитового расплава при разных температурах (см. табл. 2). Из расчетов следует, что снижение температуры в интервале 800—600 °С приводит к небольшому увеличению плотности онгонитового расплава (от 2.218 до 2.238 г/см<sup>3</sup>) и росту его вязкости (от  $10^{4.8}$  до  $10^{6.8}$  Па·с). При таких же температурах в насыщенном водой гранитом расплаве без фтора плотность будет выше на ~0.1 г/см<sup>3</sup>, а вязкость в ~10 раз больше относительно значений, полученных для онгонитового расплава.

Во вкрапленниках кварца и топаза из порфировых пород среди многочисленных РВ встречаются разности, где полное плавление содержимого наступало до 600 °С. В двух таких крупных РВ из обр. АРБ23 измерены расстояния, на которые всплывали пузыри при изотермических выдержках 2—4 ч. Это позволило рассчитать вязкость заключенных в них расплавов по уравнению Стокса—Навье:

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

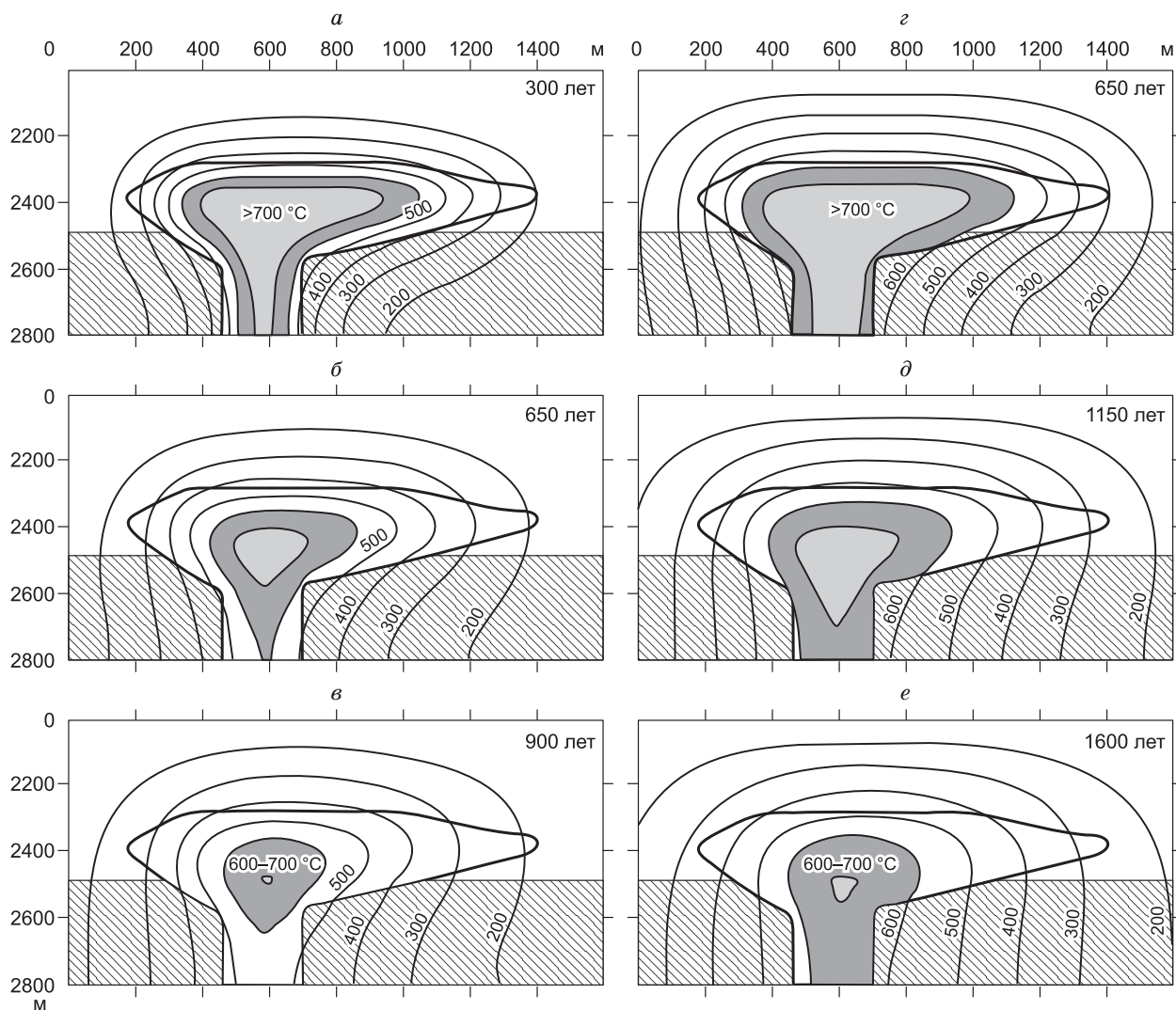
где  $\eta_m$  — вязкость расплава (Па·с),  $\rho_m$ ,  $\rho_f$  — плотности расплава и флюида (кг/м<sup>3</sup>),  $g$  — ускорение силы тяжести (9.81 м/с<sup>2</sup>),  $D$  — диаметр пузыря (м),  $v$  — скорость всплытия (м/с). Оказалось, что расплавы имеют очень низкую вязкость: средние значения составляют  $10^{2.33}$ — $10^{2.97}$  Па·с при 650—750 °С в РВ из кварца и  $10^{3.12}$ — $10^{2.90}$  Па·с при 600—700 °С в РВ из топаза (для сравнения у смолы вязкость  $3 \cdot 10^3$  Па·с). Следует отметить, что РВ с такими маловязкими силикатными расплавами обнаружены в краевых зонах вкрапленников минералов порфировых пород вблизи юго-западного фланга массива.

## ДЛИТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОНГОНИТОВОЙ МАГМЫ

Для оценки длительности кристаллизации пород массива Ары-Булак воспользуемся программой KWareHeat3D, которая позволяет рассчитать трехмерную модель теплообмена между вмещающими породами и расплавами до и после их кристаллизации в магматических камерах разной формы и размера. Графический интерфейс программы дает наглядное представление об изменениях температурного поля со временем по двумерным сечениям блока пород. В работе [Wohletz et al., 1999] и в документации, опубликованной на сайте <http://internet.cybermesa.com/~wohletz/KWare/KWare.htm>, обсуждаются теоретические положения и численные схемы, реализованные в этой программе. В наших расчетах использована модель кондуктивного охлаждения силикатного расплава с учетом скрытой теплоты ( $L$ ) его кристаллизации и возможной конвекции. Приняты следующие теплофизические параметры: гранитоидная магма — теплопроводность  $\gamma = 1.1\text{—}1.5$  Вт/(м·К), плотность  $\rho = 2250$  кг/м<sup>3</sup>, теплоемкость  $C_p = 1100$  Дж/(кг·К),  $L = 350 \times 10^3$  Дж/кг, вмещающие породы (сланцы, гнейсы, вулканиты основного состава) —  $\gamma = 2\text{—}3.5$  Вт/(м·К),  $\rho = 2800\text{—}3300$  кг/м<sup>3</sup>,  $C_p = 980$  Дж/(кг·К) [Физические свойства..., 1976; Wohletz et al., 1999]. Расчеты выполнены для двух вариантов из предположения, что онгонитовая магма внедрялась в интервале глубин 1—1.8 и 2—2.8 км во вмещающие породы, имеющие при геотермическом градиенте 50 °С/км температуры соответственно 50—90 и 100—140 °С. Углы наклона и форма массива Ары-Булак задавались с учетом данных бурения и возможного эрозионного среза при максимальной ширине в горизонтальном сечении 1200 м и мощности 300 м. Предполагалось также увеличение мощности массива в его центральной части до 500 м за счет вертикального подводящего канала, имеющего горизонтальное сечение 200 м (рис. 4).

Рассчитывался временной интервал кристаллизации онгонитового расплава после его внедрения при 800 °С во вмещающие породы. Такая температура выбрана из следующих соображений. В эндоконтактной зоне на юго-западном фланге массива встречаются образцы флюидальных пород (иногда с ксенолитами кварц-слюдяных сланцев) с криптомикрочернистой основной массой без крупных порфировых вкрапленников минералов. Это свидетельствует о внедрении онгонитового расплава в надликвидусных условиях. При 700—750 °С в большинстве РВ наблюдалось полное плавление кристаллических фаз. Эти РВ встречаются совместно с существенно-газовыми ФВ преимущественно в промежуточных и краевых зонах вкрапленников кварца, что говорит о начальной стадии их образования при более высокой температуре. Судя по многочисленным экспериментальным данным, температура ликвидуса насыщенного водой гранитного расплава для давления 300—1000 бар не превышает 800 °С [Holtz et al., 2001] и значительно снижается при добавлении к нему фтора [Коваленко, 1979; Manning, 1981; Holtz et al., 1993]. Поэтому высокие температуры плавления кристаллических фаз (до 950 °С), свойственные многим РВ, не отражают истинную температуру их образования и могут быть связаны, например, с одновременным захватом в РВ расплава, низкоплотного флюида и кристаллических фаз, локальной неоднородностью расплава в пограничном слое на гранях растущих кристаллов и другими явлениями. Поскольку многочисленные ксенолиты кварц-слюдяных сланцев во флюидальных афировых породах не имеют признаков даже частичного плавления, нет никаких оснований считать, что онгонитовый расплав при внедрении имел очень высокую температуру. Кроме того, считается маловероятным существование силикатного расплава, значительно перегретого относительно ликвидуса особенно в близповерхностных условиях [Brandies, Marsh, 1989; Tait et al., 1989]. Исходя из вышесказанного, предполагается, что онгонитовый расплав внедрялся при температуре около 800 °С. Температура ~700—750 °С может соответствовать ликвидусу онгонитового расплава. Судя по температурам полного плавления содержимого РВ, ликвидус захваченных в них остаточных расплавов находится в интервале ~600—750 °С. Результаты нескольких вариантов расчета показаны на рис. 4.

В зависимости от вариации исходных параметров при температуре вмещающих пород 100—140 °С длительность кристаллизации онгонитового расплава до 600 °С составляет 950—1300 лет (см. рис. 4, *a—в*). Снижение температуры вмещающих пород до 90—50 °С уменьшает минимальные и максимальные значения этого интервала, но не более чем на 50—70 лет. Максимальная длительность кристаллизации получена для минимальных значений теплопроводности расплава ( $\gamma = 1.1$  Вт/(м·К)) и вмещающих пород ( $\gamma = 2$  Вт/(м·К)). Рассчитан также сценарий, когда температура расплава в подводящем канале после его внедрения 200 лет оставалась постоянной (800 °С), например, за счет конвекционных тепловых потоков из более глубинного магматического очага (см. рис. 4, *з—е*). В этом случае длительность кристаллизации магмы до температуры 600 °С возрастает почти вдвое (2100—2400 лет). Следует отметить, что наличие конвекционных потоков, значительно увеличивающих время кристаллизации расплава в системе магматическая камера—подводящий канал—материнский очаг, было показано в модельных экспериментах [Базаров и др., 2007].



**Рис. 4. Изменение температурного поля со временем при охлаждении магматической камеры от 800 °С во вмещающих породах с начальной температурой 100—140 °С (вертикальное сечение).**

*a–e* — пояснения см. в тексте. Разными оттенками серого выделены области в магматической камере с температурами 600—700 °С и выше 700 °С. Значения теплопроводности  $\gamma$ : гранитоидная магла — 1.1 Вт/(м·К), пачка вмещающих непористых пород — 2 Вт/(м·К) (верхняя область), 3.5 Вт/(м·К) (нижняя заштрихованная область). Остальные поясн. см. в тексте.

#### СКОРОСТЬ КОНВЕКЦИОННЫХ ПОТОКОВ РАСПЛАВА В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ

Объемное охлаждение расплава после его внедрения в относительно холодные вмещающие породы приводит к значительным вертикальным и горизонтальным температурным градиентам (см. рис. 4). Вследствие этого менее плотный и более нагретый расплав из центральной части остаточного очага будет подниматься вверх и двигаться в сторону более низких температур в горизонтальном направлении, а затем по мере своего охлаждения и увеличения плотности опускаться вниз, создавая конвекционные потоки. Известно, что устойчивое течение возникает в объеме подогреваемого снизу слоя жидкости (или в объеме слоя расплава), когда выполняется условие для критерия Рэлея

$$Ra = \beta g \Delta T l^3 / \alpha \nu \gg 1700,$$

где  $\beta$  — коэффициент объемного теплового расширения ( $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $g$  — ускорение силы тяжести ( $\text{м}/\text{с}^2$ ),  $\Delta T$  — разница температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) между нижней и верхней границами слоя,  $l$  — мощность слоя ( $\text{м}$ ),  $\alpha$  — коэффициент температуропроводности ( $\text{м}^2/\text{с}$ ),  $\nu = \eta / \rho$  — коэффициент кинематической вязкости:  $\eta$  — вязкость ( $\text{Па}\cdot\text{с}$ ),  $\rho$  — плотность ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) расплава.

Конвекционная форма переноса тепла и вещества определяется гидродинамическим режимом потока расплава и возможным переходом от ламинарного к турбулентному характеру его течения. При ламинарном режиме теплоперенос в направлении, поперечном потоку, осуществляется путем диффузии и теплопроводности. Турбулентный или хаотический характер течения расплава приводит к переносу тепла и вещества по всем направлениям потока как посредством диффузии и теплопроводности, так и путем конвекции. Развитый турбулентный характер течения в объеме горизонтального слоя расплава устанавливается при значении  $Ra > 10^6$  [Добрецов и др., 2001; Chen, Grapes, 2007]. Отсюда критическая мощность слоя, в котором возникает такое течение расплава, определяется выражением  $l_{кр} = (10^6 \alpha \nu / \beta g \Delta T)^{1/3}$ . Имея данные по вязкости и плотности расплавов, захваченных в РВ, оценим величину  $l_{кр}$ , например, при  $\Delta T = 50$  °С (см. табл. 2). Из расчетов следует, что мощность критического слоя расплава возрастает от 11 до 55 м при снижении температуры от 800 до 600 °С. По экспериментальным и расчетным данным скорости конвекционных потоков уменьшаются после начала кристаллизации силикатного расплава [Калинин, Васильева, 1973; Шарапов, Черепанов, 1986; Brandeis, Jaupart, 1986; Brandeis, Marsh, 1989]. Считается, что конвекция сильно влияет на процессы тепло- и массопереноса только в перегретом относительно ликвидуса расплаве и в начальные стадии его кристаллизации.

В наших расчетах исходная температура (800 °С) была выше предполагаемого ликвидуса онгонитового расплава на 50—100 °С. Поэтому при 800—700 °С наиболее вероятны интенсивные конвекционные потоки расплава в магматической камере. Рассчитаем, в каком объеме остаточного очага и как долго они могут существовать. Например, через 300 лет после внедрения во вмещающие породы, нагретые до 100—140 °С, расплав с температурой выше 700 °С занимает 30—35 %, а через 650 лет — 7—10 % объема всей магматической камеры. Последние порции такого расплава находятся в остаточном очаге около 900 лет (см. рис. 4, *a—e*). В сценарии с подводным каналом, имеющим постоянную температуру 800 °С на протяжении 200 лет, временной интервал кристаллизации таких перегретых расплавов возрастает почти вдвое (см. рис. 4, *z—e*). Необходимо также учитывать, что по мере увеличения объема закристаллизованных пород содержание фтора в онгонитовом расплаве может повыситься. Это приведет к снижению температуры ликвидуса расплава и увеличит длительность его существования в перегретом состоянии. Из расчетов следует, что вертикальные размеры остаточного очага магматической камеры в течение сотен лет значительно превышают мощность критического слоя  $l_{кр}$ , при котором наиболее вероятны турбулентные конвекционные потоки расплава (см. рис. 4).

В работе [Добрецов и др., 2001] приводится выражение, по которому можно рассчитать скорость течения в слое расплава:  $u = 0.24 \alpha (Ra - 1708)^{1/2} / l$ , где  $u$  — максимальная горизонтальная составляющая скорости течения в слое мощностью  $l$  при разнице температур  $\Delta T$  между его верхней и нижней границами. Учитывая неопределенность величин  $l$  и  $\Delta T$ , можно только примерно оценить порядок скоростей горизонтального течения. Проведены расчеты скорости  $u$  для слоя расплава критической мощности  $l_{кр}$  ( $Ra = 10^6$ ) и  $l = 50$  м при  $\Delta T = 50$  °С (см. табл. 2) с учетом плотности и вязкости расплавов, захваченных в РВ. При 800—700 °С для таких исходных параметров в слое расплава критической мощности максимальная скорость горизонтального потока будет изменяться от 2.1 до 0.5 м/сут, а в слое 50 м — от 5.2 до 1.9 м/сут. Вертикальные составляющие скорости конвекционных течений также могут быть высокими. По оценкам [Калинин, Васильева, 1973], у стенок вертикальной магматической камеры средняя скорость движения нисходящего потока ненасыщенной водой гранитной магмы, содержащей 2—4.7 мас.%  $H_2O$ , составляет 0.3—4 м/сут. Следует подчеркнуть, что скорости конвекционных потоков богатого F и  $H_2O$  онгонитового расплава в остаточном очаге магматической камеры должны быть несколько выше, чем у более вязкого и плотного гранитного расплава.

В своем движении конвекционные потоки могли захватывать часть вкрапленников минералов и флюидных пузырей, образующихся на фронте кристаллизации. Такие явления весьма вероятны в богатом фтором онгонитовом расплаве, поскольку характерная для него значительная разница температур между ликвидусом и солидусом должна привести к образованию в остывающем остаточном очаге протяженного по мощности слоя в разной степени закристаллизованной магмы. При скоростях, которые измеряются метрами в сутки, вкрапленники минералов и пузыри флюида в потоке онгонитового расплава за время его существования в перегретом состоянии будут многократно проходить через горячие и относительно холодные зоны остаточного очага. Вероятны разные варианты взаимодействия флюидных пузырей и кристаллических фаз с перегретым относительно ликвидуса расплавом в конвекционном потоке. Например, частичное или полное растворение пузырей в более нагретых зонах расплава может привести к его локальному насыщению флюидом и последующей дегазации. Градиенты концентрации компонентов и температуры, существующие в конвекционных потоках, способны вызвать периодические изменения скорости роста и растворения минералов-вкрапленников, что отразится на их зональности и может привести к захвату в них включений (кристаллических, расплавных, флюидных, комбинированных) из разных зон остаточного очага. Кроме того, РВ, образованные ранее во вкрапленниках минералов на фронте кристаллизации, попадая с конвекционными потоками в более горячие области

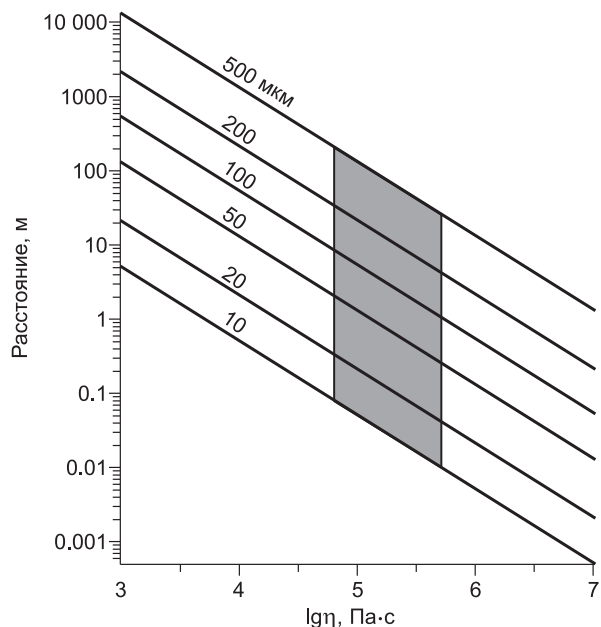
остаточного очага, могут сохраниться (вкрапленники не успевают раствориться), но потерять часть флюида за счет диффузии или декрепитации. При таких изменениях РВ рассчитанная по составу остаточных и переплавленных стекол вязкость онгонитового расплава будет завышена, а скорость конвекционного течения занижена (см. табл. 2). Таким образом, наличие интенсивных конвекционных потоков расплава в остаточном очаге наряду с локальной неоднородностью онгонитовой магмы может объяснить значительные вариации состава стекол и широкий интервал плавления (600—950 °С) кристаллических фаз в РВ из вкрапленников минералов в породах массива Ары-Булак.

### ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ФЛЮИДА В ОНГОНИТОВОЙ МАГМЕ, ОЦЕНКИ ДАВЛЕНИЯ В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ

Имея данные по вязкости и плотности расплавов в РВ (см. табл. 2), а также плотности флюида в существенно-газовых ФВ, рассчитаем по уравнению Стокса—Навье скорости перемещения (всплытия) флюидных пузырей в онгонитовом расплаве. Расстояния, которые могут пройти флюидные пузыри диаметром 10—500 мкм за 1000 лет в гомогенном силикатном расплаве в зависимости его вязкости, показаны на рис. 5. При 800—700 °С в расплаве с вязкостью  $10^{4.8}$ — $10^{5.7}$  Па·с (интервал средних значений по данным РВ, см. табл. 2) пузыри размером 10—100 мкм всплывают максимум на 0.08—8 м (т.е. практически остаются на месте своего зарождения), а размером 200—500 мкм — на первые десятки—сотни метров. В менее вязких ( $10^{2.5}$ — $10^{3.5}$  Па·с) гомогенных остаточных расплавах флюидные пузыри за это время переместились бы на многие сотни метров. Однако всплытию пузырей в кристаллизующихся расплавах будут препятствовать многочисленные вкрапленники минералов. По оценкам [Bachmann, Bergantz, 2004], при степени кристалличности более 50 об.% вязкость риолитовой магмы увеличивается на несколько порядков, что делает всплытие флюидных пузырей невозможным.

Из приведенных расчетов следует, что перегретый онгонитовый расплав в остаточном очаге магматической камеры сотни лет находился в интенсивном движении. Конвекционные потоки обеспечивали быстрое перемещение расплава, флюидных пузырей и кристаллических фаз в остаточном очаге. За счет гравитационного всплытия пузырей (преимущественно крупных) часть флюида могла постепенно удаляться из конвекционных потоков и накапливаться в магматической «каше» на фронте кристаллизации. Вероятно также дальнейшее продвижение флюида вверх по объемной сети каналов, образованных слипшимися пузырями, межфазовым границам зерен минералов и через закристаллизованную кровлю массива по трещинам разрыва, если таковые возникали в результате возросшего флюидного давления при дегазации магмы.

При интерпретации полученных данных необходимо учитывать величину избыточного флюидного давления, которое создается за счет кристаллизации и дегазации онгонитового расплава. Для этого воспользуемся моделью, описывающей динамику дегазации насыщенного флюидом силикатного расплава в закрытой системе [Tait et al., 1989]. В этой модели учитываются начальное (или литостатическое) давление, при котором произошло внедрение расплава, массовые доли кристаллических фаз, количество растворенного в расплаве и свободного флюида, изменение объема магматической камеры за счет деформации вмещающих пород и усадки кристаллизующегося расплава. Массовая доля ( $m_c/M$ )



**Рис. 5.** Расстояния, на которые могут переместиться за 1000 лет пузыри магматического флюида ( $\rho = 250$  кг/м<sup>3</sup>) размером 10—500 мкм в гомогенном силикатном расплаве ( $\rho_m = 2250$  кг/м<sup>3</sup>) разной вязкости.

Серым выделена область для онгонитового расплава вязкостью  $10^{4.8}$ — $10^{5.7}$  Па·с.

кристаллов в силикатном расплаве или степень его кристалличности в закрытой системе рассчитывается по уравнению

$$m_c/M = \left\{ 1 - (P_i/P)^n + (P/P_i - 1) \left[ PP_i/AT\rho_m s P^n (1/\mu + 1/\delta) + \lambda_g/sP^n \right] \right\} \left\{ 1 + P/ATsP^n (1/\rho_c - 1/\rho_m) \right\}^{-1},$$

где  $m_c$ ,  $M$  — массы кристаллов и расплава (кг),  $P_i$ ,  $P$  — начальное и конечное давление (Па),  $A$  — отношение универсальной газовой постоянной (8.31411 Дж/(моль·К)) к молярной массе (моль/кг) свободного флюида,  $T$  — температура (К),  $\rho_c$ ,  $\rho_m$  — плотности (кг/м<sup>3</sup>) кристаллических фаз и расплава,  $s$  — коэффициент растворимости флюида в расплаве,  $\mu$  — коэффициент сжимаемости вмещающих пород (Па),  $\delta$  — объемный модуль сжатия расплава (Па),  $\lambda_g$  — начальная массовая доля флюида в расплаве,  $n$  — значение степени в уравнении, описывающем растворимость флюида в расплаве. Используя это выражение, оценим избыточное давление  $\Delta P = P - P_i$ , которое может быть достигнуто в закрытой магматической камере в процессе кристаллизации онгонитового расплава при разных исходных условиях.

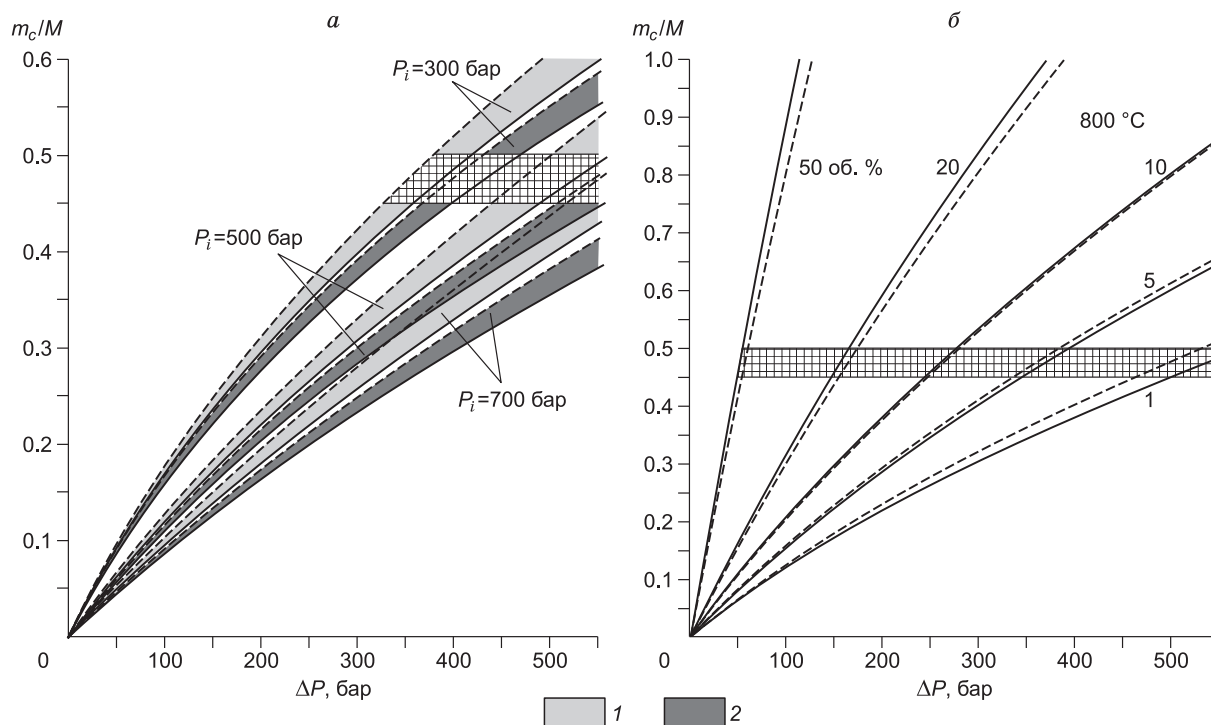
Определим значения параметров, используемых в расчетах. Судя по данным изучения сосуществующих РВ и ФВ, общее давление в интервале температур (600—750 °С) кристаллизации онгонитового расплава было 400—800 бар [Перетяжко, 2009]. Максимальное давление ~900 бар может быть получено только для существенно-газовых ФВ, в которых захватывался гомогенный флюид плотностью ~0.25 г/см<sup>3</sup>. Наличие свободной флюидной фазы в расплаве свидетельствует о том, что литостатическое давление было ниже общего давления. В работе [Коваленко, Коваленко, 1976] предполагались близповерхностные условия образования пород массива Ары-Булак. Учитывая субэффузивный облик пород и данные по  $P$ - $T$  условиям образования ФВ, в расчетах принято, что магматическая камера находилась на глубине ~1—2.5 км при литостатическом давлении  $P_i = 300$ —700 бар.

Наибольшее количество крупных вкрапленников минералов в порфириновых онгонитах приходится на альбит, санидин и кварц, а их суммарный объем в наиболее раскристаллизованных разностях пород не превышает 40—45 об.% [Коваленко, Коваленко, 1976]. С учетом объемных соотношений и плотности этих минералов, а также преобладания среди них альбита среднее значение плотности кристаллических фаз ( $\rho_c$ ) в расплаве будет ~2600 кг/м<sup>3</sup>, а степень кристалличности расплава составит 45—50 % ( $m_c/M = 0.45$ —0.5). Для вмещающих магматическую камеру пород и силикатного расплава в расчетах приняты значения  $\mu = \delta = 10^{10}$  Па, по [Tait et al., 1989]. В зависимости от давления количество растворенного флюида в силикатном расплаве определяется, исходя из эмпирической формы закона Генри для идеального газа:  $x = sP^n$ , где  $x$  — массовая доля растворенного в расплаве флюида,  $P$  — давление (Па). Известно, что массовая доля воды в гранитном расплаве до температур 1000—1300 °С определяется главным образом давлением:  $x = 4.11 \cdot 10^{-6} P^{0.5}$  [Burnham, Jahns, 1962]. Растворимость воды в гранитном расплаве повышается в присутствии фтора. Например, в гаплогранитном расплаве с 4.55 мас.% F в зависимости от  $P$ - $T$  условий содержится от 5 мас.% H<sub>2</sub>O (1 кбар, 850 °С) до 8.22 мас.% H<sub>2</sub>O (2 кбар, 800 °С) [Holtz et al., 1993]. В соответствии с этими данными массовая доля растворенной воды в обогащенном фтором гранитном (или онгонитовом) расплаве с ростом давления до 100—150 МПа может быть получена из выражения  $x \approx 5 \cdot 10^{-6} P^{0.5}$ . Величина  $A$  достигает максимального значения (461.527) для воды и несколько снижается у водно-солевого раствора (например,  $A = 438.203$  для 4%-го раствора NaF).

Результаты расчета массовой доли кристаллов в расплаве ( $m_c/M$ ) в зависимости от  $\Delta P$  для 800 и 600 °С и  $P_i = 300$ —700 бар представлены на рис. 6. Для каждой температуры показана область значений в зависимости от вариаций исходных параметров. Максимальная степень кристалличности ( $m_c/M$ ) в каждой области соответствует обогащенному фтором расплаву с повышенной растворимостью воды, пониженной плотностью и наличием NaF во флюиде ( $s = 5$ ,  $\rho_m = 2200$  кг/м<sup>3</sup>,  $A = 438.203$ ), а минимальная — расплаву без фтора, из которого выделяется чисто водный флюид ( $s = 4.11$ ,  $\rho_m = 2300$  кг/м<sup>3</sup>,  $A = 461.527$ ). Из расчетов следует, что кристаллизация расплава в закрытой камере для  $P_i = 300$ —500 бар до степени кристалличности 45—50 % приведет к избыточному давлению  $\Delta P = 350$ —500 бар (см. рис. 6, а) и общему давлению 650—1000 бар. Такое же общее давление при  $P_i = 700$  бар будет достигнуто, если в расплаве содержится 10—25 мас.% кристаллических фаз. Максимальная степень кристалличности 45—50 % при давлении  $P_i = 700$  бар соответствует значению избыточного флюидного давления  $\Delta P = 600$ —700 бар и общему давлению 1300—1400 бар. Избыточное давление  $\Delta P$  будет намного меньше, если кристаллизация расплава начинается в закрытой магматической камере, содержащей свободный флюид (см. рис. 6, б, показаны зависимости  $\Delta P$  от  $m_c/M$  при 800 °С и  $P_i = 500$  бар для магматической камеры, в которой до кристаллизации расплава было от 1 до 50 об.% флюида с плотностью 0.25 г/см<sup>3</sup>).

Таким образом, в принятых условиях ( $P_i = 300$ —700 бар) и степени кристалличности пород массива не более 50 % общее давление в закрытой магматической камере могло достигать 1000—1400 бар. Судя по тому, что среди первичных ФВ преобладают разности, в которых захватывался паровой NaF-содержащий флюид с плотностью 0.10—0.21 г/см<sup>3</sup> [Перетяжко, 2009], общее давление в момент образования ФВ при 600—750 °С не достигало таких высоких значений и было меньше 800 бар. Предположе-





**Рис. 6.** Зависимости величины избыточного флюидного давления  $\Delta P$  от массовой доли кристаллических фаз или степени кристалличности ( $m_c/M$ ) силикатного расплава в закрытой магматической камере при начальном давлении  $P_i = 300\text{—}700$  бар (*a*), разными оттенками серого выделены области для насыщенного флюидом гранитного расплава при  $600$  (1) и  $800$  °C (2). *б* — в магматической камере изначально находилось от 1 до 50 об.% свободного флюида плотностью  $0.25$  г/м<sup>3</sup>.

*a, б* — заштрихованы области для  $m_c/M = 0.45\text{—}0.5$ . Комментарии см. в тексте. Штриховые линии — обогащенный фтором расплав, сплошные — расплав без фтора.

ние о кристаллизации пород в магматической камере при литостатическом давлении  $P_i = 300\text{—}500$  бар и максимальном росте избыточного флюидного давления  $\Delta P$  на  $300\text{—}400$  бар дает интервал значений общего давления, который согласуется с данными, полученными по ФВ. По оценкам [Tait et al., 1989], избыточного давления  $\Delta P = 150\text{—}200$  бар достаточно для вскрытия близповерхностной магматической камеры. В пределах массива Ары-Булак не обнаружено каких-либо признаков взрывной деятельности. Поэтому можно предположить, что значительный рост избыточного давления, вызванный дегазацией и кристаллизацией онгонитового расплава, приводил к образованию трещин разрыва в апикальной части магматической камеры и удалению через них некоторого количества свободного флюида.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее были получены доказательства совместной кристаллизации силикатного и фторидно-кальциевого несмешиваемых расплавов в присутствии F-Cl-содержащего флюида при образовании богатых Са и F порфировых и афировых пород массива [Peretyazhko et al., 2006; Перетяжко и др., 2007а]. Высказывалось предположение, что высокие концентрации кислорода, растворенного во фторидно-кальциевом расплаве, препятствовали кристаллизации из него флюорита на протяжении всего магматического этапа образования пород. При микронзондовых исследованиях образцов пород выяснилось, что вкрапленники в разной степени раскристаллизованного кислородсодержащего фторидно-кальциевого стекла, близкого по составу к флюориту, встречаются в каждом образце порфирового онгонита, даже если в его составе  $<0.1$  мас.% Са. Поскольку плагиоклаз представлен почти чистым альбитом, практически весь Са в порфировых породах концентрируется во фторидно-кальциевом стекле. Альбит в таких породах неустойчив и частично или полностью замещается фторидно-кальциевым расплавом. Наличие Са-F стекла во флюидальных афировых породах на контакте с вмещающими породами и его следов в порфировых онгонитах по всему массиву дает все основания считать, что онгонитовый расплав до внедрения уже имел обособления фторидно-кальциевого расплава.

Результаты изучения РВ и ФВ показали, что в онгонитовой магме совместно с кристаллическими фазами и силикатным расплавом находились водно-солевые флюиды разных типов, редкие обособления фторидных расплавов, близких по соотношению компонентов к флюориту, селлаиту, криолиту, хиолиту и более сложного алюмофторидного состава, а также силикатных расплавов с аномальными содержаниями Cs и As (см. табл. 1, рис. 2). Из данных термометрии РВ в обр. АРБ22 следует, что криолитоподобный расплав может полностью растворяться в богатом фтором (7—9 мас.%) силикатном расплаве при температурах выше 700—720 °С. С учетом криолитоподобной фазы такой силикатный расплав в гомогенном состоянии будет щелочным ( $A/CNK < 1$ ). При охлаждении щелочных богатых фтором онгонитовых расплавов ниже 700 °С, вероятно, происходили их ликвация с образованием в магме несмесимых силикатных ( $A/CNK = 1$ ) и криолитоподобных расплавов. Обособления других фторидных расплавов (фторидно-кальциевых, селлаитовых, алюмофторидных с разным соотношением Al, F, Na, Ca, Mg) были несмесимы между собой и онгонитовым расплавом (см. рис. 2). Ликвация фторидных расплавов в магме могла быть вызвана локальным повышением содержаний щелочей и фтора в онгонитовом расплаве (силикатные стекла РВ содержат до 15 мас.% F, см. табл. 1).

Процессу образования и накопления фторидных расплавов могли способствовать конвекционные потоки онгонитового расплава, на протяжении сотен лет существовавшие в остаточном очаге магматической камеры, а также гравитационное всплытие пузырей свободного флюида. Обособления фторидных расплавов совместно с флюидными пузырями, по-видимому, перемещались в конвекционных потоках и постепенно накапливались в апикальной части магматической камеры. Подобное всплытие (или флотация) фторидных расплавов на пузырях флюида обнаружено в нескольких экспериментах, описанных в [Граменицкий и др., 2005]. Рост флюидного давления на несколько сотен бар при дегазации онгонитовой магмы, по всей видимости, вызывал вдавливание в кристаллическую «кашу» по фронту кристаллизации смеси фторидно-кальциевого и богатого фтором остаточного силикатного расплавов. Этому процессу, несомненно, способствовали низкая вязкость ( $10^{2.3}$ — $10^3$  Па·с) и высокая подвижность остаточных силикатных расплавов (подобных тем, которые обнаружены в краевых зонах некоторых РВ из вкрапленников кварца и топаза). Морфология выделений фторидно-кальциевого стекла подтверждает предложенную выше последовательность образования богатых Ca и F пород. Так, в порфириновых породах вдали от афировой зоны это стекло образует крупные обособления размером до 1—2 мм (см. рис. 1, а), а на юго-западном фланге массива преимущественно заполняет интерстиции между минералами основной массы.

В результате локальной декомпрессии магматической камеры и последующей пассивной дегазации часть свободного флюида могла удаляться по трещинам разрыва во вмещающие породы. Вскрытый эрозией юго-западный фланг массива, вероятнее всего, является той частью магматической камеры, где происходили такие процессы. Дегазация обогащенных фтором магматических флюидов через краевую зону массива приводила к образованию в породах прозопита  $CaAl_2F_4(OH)_4$  и водных кальциевых алюмофторидов ( $CaAlF_4OH \cdot H_2O$ ,  $Ca_2AlF_7 \cdot H_2O$ ) [Перетяжко и др., 2007а], субмикронных кристаллов флюорита в Ca-F стекле (см. рис. 1, б), сопровождалась ростом концентраций воды (до 2—4 мас.%) и примесных элементов (Sn, W, Cs, Rb, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc). Фторидно-кальциевое стекло частично замещалось диккитом или каолинитом (см. рис. 1, б—г), чему способствовала примесь Al и Si, постоянно в нем присутствующая. Происходил также вынос из пород лантаноидов (особенно Tb, Dy, Ho, Er), что можно объяснить повышенной устойчивостью и миграционной способностью F-содержащих комплексов тяжелых РЗЭ относительно легких в обогащенных фтором флюидах [Wood, 1990; Перетяжко, Савина, 2010].

Таким образом, краевая зона богатых Ca и F афировых и порфириновых пород на юго-западном фланге массива, вероятнее всего, формировалась после локальной декомпрессии магматической камеры в близповерхностных условиях, которая вызвала закаливание накопленного на фронте кристаллизации фторидно-кальциевого расплава, а также последующих преобразований пород при их взаимодействии с магматическими флюидами. Флюид Р-Q типа, сосуществующий с онгонитовым расплавом в остаточном очаге, проникая в породы краевой зоны, охлаждался и менял свой состав. Увеличение во флюиде содержаний Cl, F, K, Cs, Na, Mn, Fe, Al (за счет взаимодействия с остаточными расплавами, кристаллическими фазами и фторидно-кальциевым стеклом) привело к тому, что его свойства стали соответствовать водно-солевой системе первого типа, для которой характерна область жидкопаровой несмесимости. Следствием этого было вскипание флюида и разделение на несмесимые фазы — солевой рассол и низкоплотный паровой раствор. В жидкопаровой области водно-солевых систем первого типа (например,  $NaCl-H_2O$ ) снижение давления значительно повышает концентрацию солевого компонента в плотной жидкой фазе, равновесной с почти чистым водяным паром [Bischoff, 1991]. Поэтому относительно низкое давление, при котором проходило образование пород массива, способствовало выделению из кипящего магматического флюида солевого рассола с очень высокими концентрациями Cl, F, K, Cs, Na, Mn, Fe, Al. Возможно, солевой рассол и паровой раствор принимали участие в процессах кристаллизации

алюмофторидов и флюорита (за счет преобразования фторидно-кальциевого стекла и альбита). При этом солевой рассол обогащался Ca, Mg, S, As, вероятно, R3Э и другими элементами. Следы остаточных силикатных расплавов, парового флюида и солевого рассола сохранились во включениях по залеченным трещинам в кварце из богатых Ca и F пород краевой зоны. Находка кристаллической фазы (K,Cs)Cl и примесь As во включениях рассола показывают, что Cs и As частично переносились магматическими флюидами.

Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость, наличие обособлений силикатных расплавов с аномальными содержаниями Cs и As, изменения состава и свойств магматических флюидов, приводившие к их кипению и выделению солевых рассолов, свидетельствуют о сложных процессах флюидно-магматического взаимодействия и гетерогенном состоянии онгонитовой магмы в период кристаллизации пород массива Ары-Булак. Этим процессам способствовали низкая вязкость и высокая подвижность богатого фтором и водой онгонитового расплава, интенсивные конвекционные потоки расплава в остаточном очаге магматической камеры и рост флюидного давления при его дегазации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00471).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Петрушин Е.И.** Особенности структуры конвективных течений в системе расслоенный интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1334—1345.

**Валяшко М.И.** Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М., Наука, 1990, 270 с.

**Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н.** Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М., ГЕОС, 2005, 188 с.

**Дергачев В.Б.** Классификация редкометалльных пород группы онгонита // Геология и геофизика, 1992 (2), с. 104—112.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

**Калинин А.С., Васильева Э.Н.** Конвекция расплавов в вертикальных магматических камерах // Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 6, с. 1435—1438.

**Коваленко Н.И.** Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1979, 85 с.

**Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты. М., Наука, 1976, 127 с.

**Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.** Rb-Sr-изохронное датирование штока онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН, 1995, т. 343, № 3, с. 381—384.

**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) // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 4, с. 524—529.

**Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В.** Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Геохимия, 1990, № 8, с. 1200—1205.

**Перетяжко И.С.** Свойства флюидных включений с растворами *P-Q* типа // XIII Международная конференция по термобарогеохимии и IV симпозиум AРIFIS. Т. 1. М., ИГЕМ РАН, 2008, с. 124—127.

**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.

**Перетяжко И.С., Царева Е.А.** Включения магматических флюидов в онгонитах массива Ары-Булак // XIII Международная конференция по термобарогеохимии и IV симпозиум AРIFIS. Т. 1. М., ИГЕМ РАН, 2008, с. 128—131.

**Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н.** Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН, 2007а, т. 413, № 2, с. 244—250.

**Перетяжко И.С., Царева Е.А., Загорский В.Е.** Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // Докл. РАН, 2007б, т. 413, № 6, с. 791—797.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А.** Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология, 2010, т. 18, № 5, с. 536—566.

**Равич М.И., Валяшко В.М.** Растворимость фторида натрия при повышенных температурах // Журнал неорганической химии, 1965, т. 10, вып. 1, с. 204—208.

**Рысс И.Г.** Химия фтора и его неорганических соединений. М., Госхимиздат, 1956, 718 с.

- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов. Новосибирск, Наука, 1993, 247 с.
- Физические свойства** горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Ред. Н.Б. Дортман. М., Недра, 1976.
- 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) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 3. Новосибирск, Наука, 1994, с. 38—50.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.** Динамика дифференциации магм. Новосибирск, Наука, 1986, вып. 642, 188 с.
- Bachmann O., Bergantz G.W.** On the origin of crystal-poor rhyolites extracted from batholithic crystal mushes // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1565—1582.
- Bischoff J.L.** Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H<sub>2</sub>O solutions: a PVTX summary from 300° to 500 °C // *Amer. J. Sci.*, 1991, v. 291, p. 309—338.
- Brandeis G., Jaupart C.** On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chamber // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 77, № 3/4, p. 345—361.
- Brandeis G., Marsh B.D.** The convection liquidus in a solidifying magma chamber: a fluid dynamic investigation // *Nature*, 1989, v. 339, № 6226, p. 613—616.
- Bottinga Y., Weill D.F.** Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components // *Amer. J. Sci.*, 1970, v. 269, p. 169—182.
- Burnham C.W., Jahns R.H.** A method for determining the solubility of water in silicate melts // *Amer. J. Sci.*, 1962, v. 260, p. 721—745.
- Chen G.-N., Grapes R.** Granite genesis: In situ melting and crustal evolution. Berlin, Heidelberg, Dordrecht, Springer-Verlag, 2007, 278 p.
- Giordano D., Romano C., Dingwell D.B., Poe B., Behrens H.** The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, № 24, p. 5159—5168.
- Holtz F., Behrens H., Dingwell D.B.** The effects of F, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> on the solubility of water in haplogranitic melts compared to silicate melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 113, p. 492—501.
- Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H.** Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // *Lithos*, 2001, v. 56, p. 1—14.
- Knoche R., Dingwell D.B., Webb S.L.** Melt densities for leucogranites and granitic pegmatites: partial molar volumes for SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Li<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O, Cs<sub>2</sub>O, MgO, CaO, SrO, BaO, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, F<sub>2</sub>O<sub>1</sub>, TiO<sub>2</sub>, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and WO<sub>3</sub> // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, № 2, p. 4645—4652.
- Lange R.A.** The effects of H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and F on the density and viscosity of silicate melts // *Rev. Miner.*, 1994, v. 30, p. 331—369.
- Lange R.A., Carmichael I.S.E.** Densities of Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> liquids: new measurements and derived partial molar properties // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 53, p. 2195—2204.
- Manning D.A.C.** The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz—Ab—Or with excess water at 1 kb // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 206—215.
- 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.
- Peretyazhko I.S., Zagorsky V.Ye., Savina E.A.** Uncommon Ca- and F-rich rocks in the ongonite massif Ary-Bulak (Eastern Transbaikalia, Russia) as a result of crystallization of fluoride-calcium and aluminosilicate immiscible melts // First Meeting Asia Current Research on Fluid Inclusions. Program with abstracts / Eds. Pei Ni, Zhaolin Li. China, Nanjing, 2006, p. 170—172.
- Richet P., Whittington A., Holtz F., Behrens H., Ohlhorst S., Wilke M.** Water and the density of silicate glasses // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 337—347.
- Tait S., Jaupart C., Vergnolle S.** Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 92, p. 107—123.
- Wohletz K., Civetta L., Orsi G.** Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1999, v. 91, p. 381—414.
- Wood S.A.** The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium, 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure // *Chem. Geol.*, 1990, v. 88, p. 99—125.