

Rb-Sr ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Rb И Sr В ПОРОДАХ МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК, ОБРАЗОВАННЫХ ПРИ УЧАСТИИ ПРОЦЕССОВ ФТОРИДНО-СИЛИКАТНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ НЕСМЕСИМОСТИ

И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, С.И. Дриль, Н.С. Герасимов

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

Породы массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) имеют значительную дисперсию концентраций Rb (1499—4274 г/т) и Sr (10—2654 г/т). От порфировых онгонитов до афировых пород в эндоконтактной зоне массива содержания Rb возрастают в 2—3 раза, а Sr — на два—три порядка. Полевые шпаты и железистые слюды являются основными носителями и концентраторами Rb. Накопление Rb в афировых породах обусловлено ростом массовой доли санидина в их общем минеральном балансе по сравнению с порфировыми онгонитами. В порфировых онгонитах Sr относительно равномерно распределен в минералах-вкрапленниках и основной массе. Продукты закаливания (стекла) и частичной раскристаллизации фторидно-кальциевого расплава, а также прозопит концентрируют значительное количество Sr. Присутствие этих фаз в порфировых и афировых породах приводит к аномально высокому содержанию в них Sr. Диапазон концентрации Rb (634 г/т — 3.17 мас. %) в силикатных стеклах расплавных включений намного превышает таковой для пород массива (1435—4309 г/т), особенно по максимальным значениям. Большинство силикатных стекол расплавных включений имеют концентрацию Sr намного ниже ($< 1\text{—}2$ г/т), чем породы. Максимальное количество Sr (376—422 г/т) определено в силикатном стекле расплавного включения с обособлениями несмесимых фторидных стекол.

Данные Rb-Sr изотопного датирования подтвердили раннемеловой (141.6 ± 0.5 млн лет) возраст всех разновидностей пород массива при величине начального изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70817 \pm 25$, промежуточной между мантйными и типично коровыми значениями. Обнаружена близкая к линейной зависимость между величинами $1/\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которая обычно трактуется как ложная изохрона и объясняется моделями смешения компонентов с разным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Расчеты массового баланса содержаний изотопов Sr в породах массива показали, что такая линейная зависимость объясняется особенностями распределения Sr и Rb в онгонитовой магме, имеющей единое начальное изотопное отношение Sr.

Единственным механизмом, определившим характер распределения Rb и Sr в онгонитовой магме и, соответственно, оказавшим влияние на дальнейшую эволюцию Rb-Sr изотопной системы в породах массива Ары-Булак, является фторидно-силикатная жидкостная несмесимость. Явления фторидно-силикатной жидкостной несмесимости (ликвации) в онгонитовой магме могли привести к появлению весьма необычных пород, аномально обогащенных Ca, F и Sr, даже при относительно небольших содержаниях этих элементов в исходном гомогенном силикатном расплаве. Относительно низкое начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \sim 0.708$ в породах массива не противоречит предположению об интенсивном разогреве обогащенного фтором корового субстрата и образованию очага редкометалльного гранитоидного расплава (из которого в дальнейшем формировался остаточный онгонитовый расплав) в результате теплового воздействия глубинной базальтоидной магмы.

Rb, Sr, Rb-Sr изотопная система, порфировый онгонит, афировая порода, расплавные включения, фторидные и силикатные несмесимые расплавы.

Rb-Sr ISOTOPIC SYSTEM AND Rb AND Sr PARTITIONING IN THE ROCKS OF THE ARY-BULAK ONGONITE MASSIF, FORMED WITH THE PARTICIPATION OF FLUORIDE-SILICATE MAGMATIC IMMISCIBILITY

I.S. Peretyazhko, E.A. Savina, S.I. Dril', and N.S. Gerasimov

The rocks of the Ary-Bulak ongonite massif (eastern Transbaikalia) have widely varying Rb (1499–4274 ppm) and Sr (10–2654 ppm) contents. In passing from porphyritic ongonites to aphyric rocks at the endocontact, the Rb content increases two to three times, and the Sr content, by two to three orders of magnitude. Feldspars and Fe-rich micas are the major Rb carriers and concentrators. The aphyric rocks accumulate Rb, because the weight percentage of sanidine in their total mineral balance increases relative to that in the porphyritic ongonites. In the latter, Sr is relatively uniformly distributed over the phenocrysts and groundmass. Prosoelite and products of the quenching (glasses) and partial crystallization of a calcium fluoride melt accumulate a considerable amount of Sr. The presence of these phases in the porphyritic and aphyric rocks abnormally increases their Sr content. The Rb content of silicate glass in melt inclusions (MI) varies much more widely (634 ppm–3.17 wt.%) than that of the massif rocks (1435–4309 ppm), especially in terms of the maximum value. Most of

silicate glass in the MI is much poorer in Sr (<1–2 ppm) than the rocks. The highest Sr content (376–422 ppm) was detected in silicate glass from an MI with segregations of immiscible fluoride glass.

Rubidium–strontium isotope dating confirmed the Early Cretaceous (141.6 ± 0.5 Ma) age of all the massif rocks, with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70817 \pm 0.00025$, i.e., intermediate between mantle and typical crustal values. A near-linear dependence has been detected between $1/\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, which is usually interpreted as a false isochron and explained by models involving mixed components with different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. According to calculations of the weight percentage of Sr isotopes in the massif rocks, this linear dependence is explained by Sr and Rb partitioning in ongonitic magma, which has the same initial Sr isotope ratio.

Only fluoride–silicate liquid immiscibility determined the Rb and Sr partitioning in the ongonitic magma and, correspondingly, the subsequent evolution of the Rb–Sr isotopic system in the Ary-Bulak massif rocks. This immiscibility (liquation) in the ongonitic magma might have created very special rocks abnormally enriched in Ca, F, and Sr, even if the initial homogeneous silicate melt was relatively poor in these elements. The relatively low initial isotope ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \approx 0.708$ in the massif rocks does not contradict the hypothesis of the intense heating of a F-enriched crustal substrate and the formation of a rare-metal granitoid melt chamber (from which the residual ongonitic melt was produced) under the thermal effect of deep-seated basaltoid magma.

Rb, Sr, Rb–Sr isotope system, porphyritic ongonite, aphyric rock, melt inclusions, immiscible fluoride and silicate melts

ВВЕДЕНИЕ

Исследованию процессов формирования субэффузивных и эффузивных редкометалльных гранитоидных пород в последние десятилетия уделяется большое внимание. Для этого используются геохимические данные по валовому составу пород, составам и структурному состоянию слагающих их минералов, изотопные методы, проводятся экспериментальные работы. Ранее при изучении расплавных и флюидных включений в минералах пород массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) нами были получены доказательства гетерогенного состояния онгонитовой магмы, в которой на разных этапах ее эволюции существовали фторидные и силикатные несмешиваемые расплавы, силикатные расплавы с аномальными содержаниями Cs и As, магматические флюиды первого и *P-Q* типов [Перетяжко и др., 2007а,б; Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010а,в]. Сложным процессам флюидно-магматического взаимодействия в период кристаллизации пород массива способствовали низкая вязкость богатых фтором и водой силикатных расплавов, конвекционные течения расплавов в остаточном очаге магматической камеры, рост флюидного давления при их дегазации [Перетяжко, Савина, 2010а]. Одним из следствий этих явлений было формирование в пределах массива уникальных аномально обогащенных кальцием и фтором афировых и порфириновых пород, которые, насколько нам известно, нигде ранее не описывались.

Процессы фторидно-силикатной несмешиваемости (ликвации), кристаллизационной дифференциации с участием флюидных фаз разных типов и состава в онгонитовой магме объясняют значительные вариации концентраций Sr и Rb в породах, минералах и содержимом расплавных включений — остаточных силикатных и фторидных стеклах. В работе приводятся эти аналитические данные по Rb и Sr, анализируются особенности Rb-Sr изотопной системы для всех разновидностей пород массива, обсуждается их изотопный возраст по уточненной Rb-Sr изохроне и вероятные причины необычно высоких концентраций Ca, F и Sr в гетерогенной онгонитовой магме.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения особенностей Rb-Sr изотопной системы в породах и определения их изотопного возраста были отобраны образцы порфириновых онгонитов обогащенных Ca и F порфириновых пород, а также афировые разновидности пород. Образцы дробили и перетирали в мелкую пудру. Изотопный анализ Sr и определение концентраций Rb и Sr выполнено методом двойного изотопного разбавления в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Разложение проб проводилось в тefлоновой посуде при атмосферном давлении смесью фтористо-водородной и азотной кислот с добавлением смешанного трассера ^{84}Sr - ^{85}Rb . Выделение фракций Rb и Sr осуществлялось с использованием катионита BioRad AG 50Wx8, 200—400 меш. В качестве элюента использовалась 2N соляная кислота. Азотную и соляную кислоты дважды перегоняли с помощью дистилляционных систем DuoPUR, а фтористо-водородную кислоту дважды перегоняли в тefлоновом дистилляционном аппарате. Вода проходила тройную очистку в системе Millipore-Milli-Q с фильтром обратного осмоса. Измерения проводились на модифицированном масс-спектрометре МИ1201Т. Правильность масс-спектрометрического анализа контролировалась по изотопному стандарту NBS-987, величина которого в процессе выполнения аналитических работ по трем измерениям составила $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71027 \pm 4$ при рекомендованном значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ [Чернышев и др., 2000]. Точность измерения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ по результатам параллельных измерений составила около 1 отн. %, а $^{87}\text{Sr}/$

^{86}Sr — не более 0.015 отн. %. Статистическая обработка параметров изохрон проводилась методом Д. Йорка в программе ISOPLOT. В расчетах использовалась величина константы распада ^{87}Rb , равная $1.42 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$.

Содержания элементов-примесей в пробах пород массива и монофракции прозопита определены методом ICP-MS на масс-спектрометрах VG PlasmaQuard PQ 2+ и Element II (Байкальский аналитический ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск). При химической подготовке проб использовались методики открытого кислотного разложения и сплавления анализируемого вещества с метаборатом лития (аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандмирова, Л.С. Таусон).

Расплавные включения нагревали в широком интервале температур до 950°C для получения силикатного или несмесимых силикатного и фторидных расплавов из их содержимого (остаточных стекол \pm кристаллических фаз) в микромуфельной печи и термокамере Linkam-TS1500 (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), а затем быстро охлаждали (закачивали). В результате получали расплавные включения, содержащие силикатные \pm фторидные стекла, которые затем вскрывали и анализировали микрозондовыми методами.

Микрозондовые анализы минералов и твердых фаз в породах, а также силикатных и фторидных стекол в расплавных включениях 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 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин).

Ионнозондовый анализ силикатных стекол в расплавных включениях проведен на микрозонде SAMЕСА IMS-4F (ИМИ РАН, г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин). Использован первичный пучок ионов O^{2-} с энергией ~ 14.5 кэВ при токе ионов 4—5 нА и диаметре фокусного пятна 20 мкм, область сбора вторичных ионов ограничивалась диафрагмой 25 мкм в диаметре и оптическими настройками.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ОПИСАНИЕ ПОРОД И ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

По данным бурения, массив имеет форму вытянутого в субмеридиональном направлении лакколита с горизонтальным сечением под четвертичными отложениями $\sim 700 \times 1500$ м и пологими углами наклона (до 35°) относительно вмещающих пород [Перетяжко, Савина, 2010а]. С запада и востока лакколит прорывает базальты (J_3 — K_1), а на южном и юго-западном флангах — сланцы усть-борзинской свиты (D_{1-2}). В осадочно-вулканогенные породы этой свиты входят также известняки, толщи которых образуют коренные выходы в непосредственной близости от массива. Не исключено, что на северном и северо-западном флангах массив под четвертичными отложениями имеет контакты с известняками, но прямых свидетельств такого взаимоотношения пород не установлено.

Центральная часть массива сложена порфиоровыми онгонитами, содержащими до 20 об. % вкрапленников (1—5 мм в сечении). Вкрапленники представлены водяно-прозрачным санидином, футлярными кристаллами альбита с каймами санидина, хорошо ограненными часто двуглавыми кристаллами дымчатого кварца и единичными полупрозрачными кристаллами топаза с включениями игольчатого вольфрамооксиолита. Редко встречаются выделения (до 1 мм) зеленовато-бурой слюды ряда биотит-циннвальдит, содержащей 6—10 мас. % F. Основная масса пород состоит из относительно равномерно распределенных в ее объеме изометричных зерен кварца (20—30 мкм) и выделений футлярных кристаллов альбита (30—80 мкм) с каймами (5—20 мкм) санидина (рис. 1). Для микропористых участков основной массы характерны агрегаты, а для зерен кварца — включения игольчатого топаза (< 1 —2 мкм в поперечном сечении, 3—15 мкм по удлинению). Порфировые онгониты содержат < 0.1 мас. % CaO и 1—1.5 мас. % F.

Среди порфиоровых онгонитов вблизи юго-западного фланга и реже в северо-восточной и центральной частях массива обнаружены разновидности с очень высокими концентрациями CaO (до 9.8 мас. %) и F (до 7.7 мас. %). Такие необычные породы образуют обособления размером до нескольких квадратных метров в порфиоровых онгонитах и визуально отличаются от последних лишь более сливным и массивным обликом основной массы минерального агрегата. В богатых Ca и F порфиоровых породах интерстиции между минералами основной массы заполнены фторидно-кальциевым стеклом, близким по составу к флюориту с выделениями микронных размеров калишпатовой фазы (рис. 2). В отличие от флюорита фторидно-кальциевое стекло содержит примеси (мас. %): O (3—12), Al (0.5—3.3), Si (0.2—1.5), реже — Sr (0.3—0.7, иногда до 1—1.3), Na (до 0.5) и S (до 0.3). Калишпатовая фаза имеет состав, близкий к санидину из каемок вокруг футлярных кристаллов альбита, но в ряде случаев отличается от последнего высоким содержанием Ca (до 4 мас. %), и тогда соотношение основных компонентов не соответствует стехиометрии полевого шпата. Для этих пород характерно частичное замещение альбита из футлярных кристаллов фторидно-кальциевым стеклом, иногда совместно с калишпатовой фазой и диккитом или каолинитом (см. рис. 2, в, з). По данным рентгенофазового анализа, кислородсодержа-

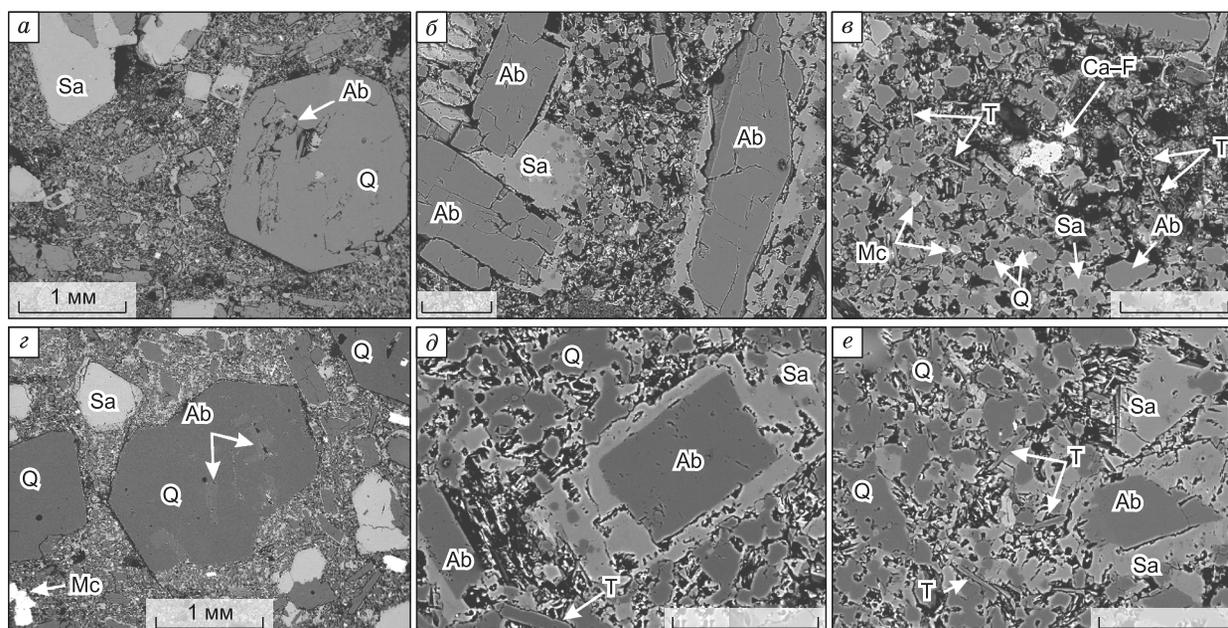


Рис. 1. Порфиновые онгониты.

a, z — крупные порфиновые включения минералов в мелкозернистой основной массе, *б, д, e* — футлярные кристаллы альбита, обрастающие каймами санидина, *в* — микропористый участок породы с многочисленными кристаллами тонкоигльчатого топаза и единичным обособлением фторидно-кальциевого стекла. *a–в* — обр. АРБ-28, *z–e* — обр. АРБ-23. Изображения в обратнорассеянных электронах (BSE). Длина масштабного отрезка 100 мкм (если не указано иное). Ab — альбит, Sa — санидин, Q — кварц, Mc — слюда, T — топаз, Ca-F — фторидно-кальциевое стекло.

щее фторидно-кальциевое стекло в таких породах раскристаллизовано на 20—80 мас. % и содержит в своей основной массе равномерно-рассеянные кристаллы флюорита размером 200—800 Å [Перетяжко и др., 2007a].

На юго-западном фланге массива в переходной зоне размером несколько десятков метров порфиновые онгониты постепенно сменяются афировыми разностями, которые образуют краевую эндоконтактовую зону шириной до 100 м. Афировые породы имеют сливной (закаленный), иногда полустекловатый флюидальный облик. Включения дымчатого кварца и санидина в них редки. Во многих образцах афировых пород обнаружены крупные обособления (до 1—2 мм) прозопита $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$ (рис. 3, б, в). Встречаются также участки пород с относительно равномерной мелкозернистой включенностью прозопита, где его количество достигает 20—25 мас. % (см. рис. 3, а). Интерстиции между минералами основной массы афировых пород заполнены фторидно-кальциевым стеклом и калишпатовой фазой (см. рис. 3, z—e). В основной массе минерального агрегата альбит из футлярных кристаллов с каймами санидина обычно полностью замещен фторидно-кальциевым стеклом или дикситом, иногда фторидно-кальциевым стеклом и дикситом (см. рис. 3, жс).

В приконтактной зоне массива афировые породы часто содержат мелкие (< 1 см) остроугольные ксенолиты вмещающих кварц-слюдяных сланцев со следами течения расплава вокруг них в виде флюидальных полос, обогащенных в разной степени фторидно-кальциевым стеклом, микролитами тонкоигльчатого топаза, кварца, флюорита и прозопита. В афировых породах также встречаются светло-серые, розоватые или сиреневые прожилки толщиной 1—5 мм, иногда до 1—2 см. Обычно светло-серые прожилки заполнены мономинеральным агрегатом прозопита, а розоватые и сиреневые — фторидно-кальциевым стеклом с многочисленными микролитами прозопита, геварксутита (gearsutite) $\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$, карлхинтзеита (carlhintzeite) $\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$, калишпатовой фазы, кварца и флюорита [Перетяжко и др., 2007a]. Валовые пробы афировых пород имеют аномально высокие концентрации CaO (5.4—22 мас. %) и F (5.2—18.8 мас. %).

Данные изучения включений в минералах свидетельствуют, что кристаллизация пород массива проходила при участии несмесимых силикатных и фторидных расплавов, а также магматических флюидов первого и P-Q типов [Перетяжко и др., 2007a,б; Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010a,в]. Во многих порфиновых включениях кварца и топаза имеются сингенетичные расплавные и флюидные включения. В порфиновых породах флюидные включения представлены первичными существенно газовыми разностями (5—60 мкм по удлинению, редко — до 150—250 мкм), в которых содержатся реликты

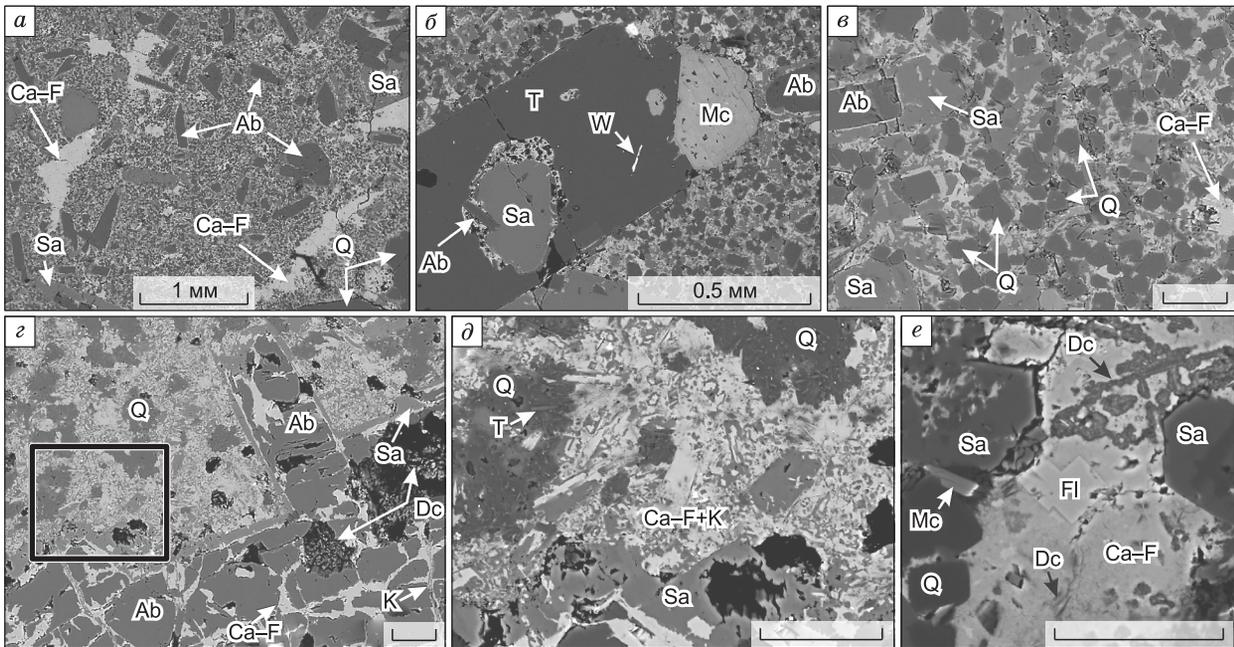


Рис. 2. Порфириновые породы с фторидно-кальциевым (Ca-F) стеклом.

a — крупные выделения Ca-F стекла в порфириновой породе (интерстиции между минералами основной массы также заполнены Ca-F стеклом), *б* — крупный порфириновый включения топаза с включениями альбита, санидина, слюды и тонкоигольчатого вольфрамоксиолита, *в* — начальные стадии замещения альбита Ca-F стеклом в фулярных кристаллах из основной массы, *г* — участок породы с частично замещенным по трещинам кристаллом альбита и агрегатом Ca-F стекла с калишпатовой фазой, на рисунке (*д*) прямоугольная область показана в увеличенном масштабе, *е* — фрагмент основной массы породы с кристаллом флюорита в Ca-F стекле, по которому развивается диккит или каолинит. *a–в* — обр. АРБ-24, *г, д* — обр. АРБ-15, *е* — обр. АРБ-148. Изображения в BSE. Длина масштабного отрезка 50 мкм (если не указано иное). К — калишпатовая фаза, Dc — диккит или каолинит, W — вольфрамоксиолит; остальные обозн. см. на рис. 1.

магматического парового раствора. Некоторые из них имеют хорошо развитые грани, иногда в виде негативных кристаллов. Во включениях кварца из афировых пород наряду с такими включениями в трещинных зонах встречаются многочисленные первично-вторичные включения рассолов и солевых жидких растворов. Такие включения (сложной морфологии от 20 до 80 мкм по удлинению) на 60—80 % объема заполнены кристаллическими фазами — одной или двумя изотропными с отчетливыми кубическими формами и несколькими (2—4) анизотропными без явно выраженных кристаллографических очертаний [Перетяжко, Савина, 2010а].

В расплавных включениях содержится темное непрозрачное (в редких случаях — прозрачное) в разной степени девитрифицированное стекло с одним или несколькими деформированными пузырьками. В стекле некоторых включений находятся также от одной до трех кристаллических фаз, которые представлены слюдой, Na-санидином и альбитом. Чаще всего расплавные включения (от 2—5 до 100—150 мкм, реже — до 300 мкм) расположены в краевых зонах роста включений кварца. В центральных и переходных к краевым зонам включений такие включения редки. Полное плавление содержимого включений наступает в интервале 600—750°C. Во многих мелких включениях (3—5 мкм), не содержащих кристаллических фаз, наблюдается гомогенизация при 700—750°C. В более крупных расплавных включениях (10—40 мкм) остается пузырь, а кристаллические фазы частично оплавляются. Некоторые включения содержат силикатные стекла с аномально высокими содержаниями Cs [Перетяжко и др., 2007б] и As [Перетяжко, Савина, 2010а]. Обнаружены также расплавные включения, в силикатных стеклах которых содержатся обособления фторидных стекол, близких по соотношению компонентов к флюориту, селлаиту, криолиту и более сложного алюмофторидного состава [Перетяжко и др., 2007а; Перетяжко, Савина, 2010а]. Среди фторидных стекол явно преобладают фторидно-кальциевые (флюоритоподобные) с примесью кислорода до 10—12 мас. %.

Петрографические наблюдения и данные изучения включений свидетельствуют о кристаллизации породообразующих минералов из всех разновидностей пород массива в ходе единого флюидно-магматического процесса [Перетяжко, Савина, 2010а]. Предполагается, что обособления фторидно-кальциевого стекла с калишпатовой фазой в интерстициях между минералами основной массы богатых Ca и F

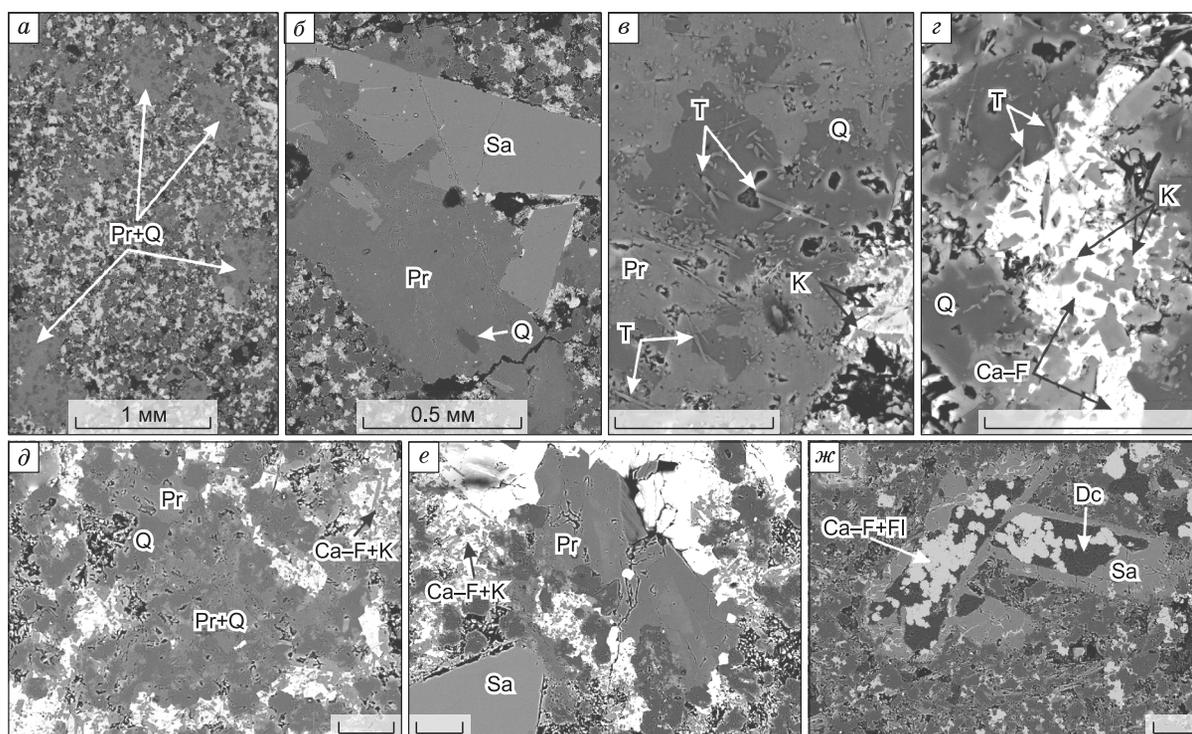


Рис. 3. Афировые породы.

a, в, д — равномерно-рассеянные агрегаты кварца и прозопита в основной массе породы, *б* — крупный порфировый сросток прозопита и санидина, *з, е* — Ca-F стекло с калишпатовой фазой в интерстициях между минералами основной фазы, *е* — зональный кристалл прозопита (светлые зоны содержат до 2.4 мас. % SrO) в основной массе минерального агрегата, *ж* — футлярные кристаллы альбита замещены агрегатом Ca-F стекла с мелкими кристаллами флюорита и дицитом или каолинитом. *a—в* — обр. АРБ-19, *з—е* — обр. АРБ-11, *ж* — обр. АРБ-3. Изображения в BSE. Длина масштабного отрезка 50 мкм (если не указано иное). Pr — прозопит; остальные обозн. см. на рис. 1 и 2.

порфировых и афировых пород являются продуктом частичной раскристаллизации (до и/или после закаливания) микроэмульсии кислородсодержащего фторидно-кальциевого и обогащенного калием силикатного несмесимых расплавов [Перетяжко и др., 2007a].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Rb и Sr В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Описанные выше три группы пород массива (см. рис. 1—3) отчетливо различаются по содержаниям Rb и Sr (рис. 4). Общая геохимическая характеристика этих пород приводится в работах [Перетяжко и др., 2007a,б; Перетяжко, Савина, 2010б]. Порфировые онгониты имеют концентрации 1499—2420 г/т Rb и 8—67 г/т Sr (среди них преобладают разности, содержащие более 10—20 г/т Sr) при среднем значении этих элементов 1899 ± 264 и 30 ± 17 г/т соответственно. В большинстве порфировых пород со сливной основной массой (обогащенных Ca и F) возрастает количество Sr до 100—250 г/т, иногда — до 500—600 г/т при сопоставимых с порфировыми онгонитами уровнях накопления Rb. Афировым породам свойственны наиболее высокие концентрации (при их значительной дисперсии) Rb (1773—4274 г/т) и Sr (до 2654 г/т). Таким образом, в пределах массива от порфировых онгонитов до афировых пород диапазон содержаний Rb возрастает в 2—3 раза, а Sr — на два—три порядка.

Из порообразующих и второстепенных минералов, слагающих основной объем массива, полевые шпаты и железистые слюды являются основными носителями и концентраторами рубидия. По данным [Антипин и др., 1984], в двух образцах онгонита порфировые вкрапленники санидина, альбита и мелкие лейсты темной слюды содержат соответственно 1600—2500, 520—675, 6150—6750 г/т Rb, а мелкозернистая основная масса минералов — 1024—1850 г/т Rb. При микрозондовом изучении образцов пород иногда встречаются лейсты железистой слюды, тонкие (2—5 мкм) краевые каемки которых обогащены Rb (3.5—4.3 мас. % Rb_2O) и Cs (3—6.3 мас. % Cs_2O). По нашим оценкам и данным [Коваленко, Коваленко, 1976], объемная доля слюды в минеральном балансе онгонитов не превышает 0.5—1 %. Практически весь Rb в породах концентрируют полевые шпаты: санидин, в меньшей степени, аль-

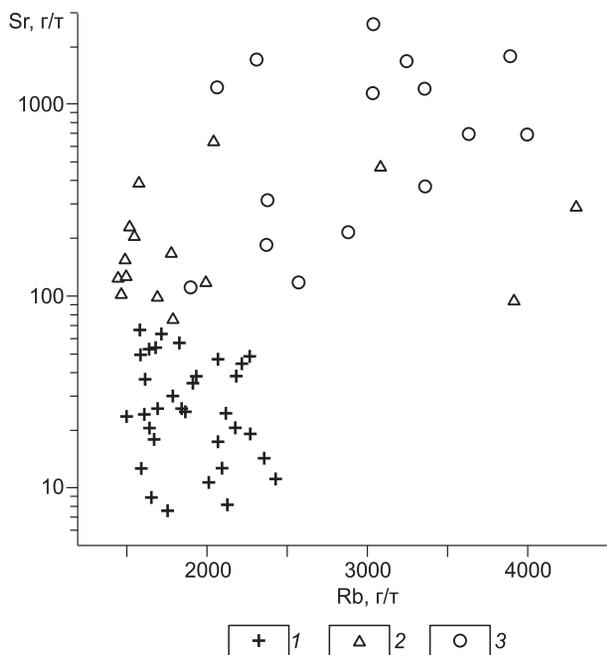


Рис. 4. Соотношение Sr и Rb в породах массива Ары-Булак.

Концентрации элементов для проб (см. табл. 1) определены методом двойного изотопного разбавления, в остальных случаях — данные ИСР анализа. 1 — порфиновые онгониты, 2 — порфиновые породы с Ca-F стеклом, 3 — афировые породы.

бит (примесь Rb в альбите может быть частично связана с микровключениями санидина и каймой санидина, обрастающей его кристаллы). В процессе флюидно-магматического образования афировых пород альбит частично либо полностью замещается фторидно-кальциевым расплавом. Этот приводит к изменению соотношения Na и K в составе пород: по сравнению с порфиновыми онгонитами в них значительно возрастает содержание калия (до 5—5.3 мас. % K_2O) и уменьшается содержание натрия (до 0.3—0.6 мас. % Na_2O). По всей видимости, высокие концентрации Rb в афировых породах обус-

ловлены ростом массовой доли санидина в их общем минеральном балансе по сравнению с порфиновыми онгонитами.

В трех образцах порфинового онгонита ранее [Антипин и др., 1984] определены концентрации Sr во вкрапленниках санидина, альбита, слюды и в основной массе минералов: 10—50, 14—56, 23—45, 23—100 г/т соответственно. Повышенные концентрации Sr до 1.2 мас. % (в единичных точках 1.7—2 мас. % SrO) фиксируются микросондовым анализом в кислородсодержащем фторидно-кальциевом стекле, заполняющем интерстиции между минералами порфиновых вкрапленников и основной массы во многих образцах обогащенных Ca и F порфиновых пород. Чаще всего обособления обогащенного Sr фторидно-кальциевого стекла встречаются в афировых породах. При образовании флюорита в кислородсодержащем фторидно-кальциевом стекле происходит удаление кислорода и стронция из стекла.

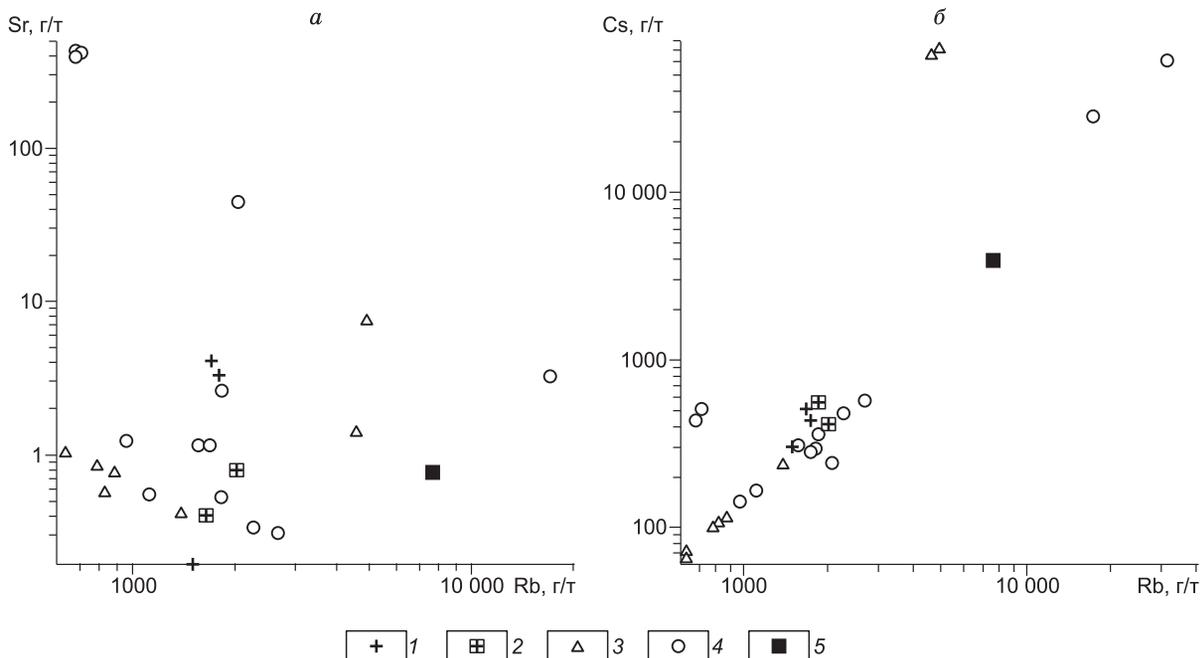


Рис. 5. Соотношения Sr-Rb и Rb-Cs в силикатных стеклах расплавных включений из порфиновых вкрапленников кварца и топаза по данным ионнозондового анализа.

1 — порфиновые онгониты, обр. АРБ-22, 2 — силикатное стекло из расплавных включений в топазе, 3 — обр. АРБ-23, 4 — обогащенной Ca и F порфиновой породы, обр. АРБ-24, 5 — афировой породы, обр. АРБ-14. а, б — пояснения см. в тексте.

Концентрации этих элементов в кристаллах флюорита, находящихся во фторидно-кальциевом стекле (см. рис. 2, *e*), ниже предела обнаружения микронзондовым анализом.

Наиболее высокие концентрации Sr обнаружены в кристаллах прозопита, образующих срастания с фторидно-кальциевым стеклом, заполняющим интерстиции между минералами основной массы афировой породы (обр. АРБ-11). В центральных участках кристаллического сростка прозопита (см. рис. 3, *e*) содержится до 2.4 мас. % SrO. Краевые зоны кристалла и ассоциирующее с ним фторидно-кальциевое стекло обогащены Sr в меньшей степени — от 0.6 до 1.2 мас. % SrO. Определение методом ICP элементов-примесей в прозопите из мономинерального прожилка в одном из образцов афировой породы показал, что минерал содержит 2754 Sr и 9 г/т Rb.

Таким образом, в порфиновых онгонитах Sr относительно равномерно распределен в минералах-вкрапленниках и основной массе. Продукты закалывания (стекло) и частичной раскристаллизации фторидно-кальциевого расплава, а также прозопит концентрируют значительное количество Sr. Присутствие этих фаз в порфиновых и афировых породах приводит к аномально высокой концентрации в них Sr.

Rb и Sr в стеклах и кристаллических фазах расплавных включений

Мы располагаем ионнозондовыми данными (табл. 1, рис. 5, *a*) по содержаниям Rb и Sr в силикатных стеклах расплавных включений из вкрапленников кварца (два включения из вкрапленников топаза) в образцах порфинового онгонита (АРБ-22, АРБ-23), порфировой породы с примесью до 12 мас. % фторидно-кальциевого стекла (АРБ-24) и афировой породы (АРБ-14), содержащей фторидно-кальциевое стекло и прозопит. Микронзондовые анализы силикатных стекол расплавных включений из этих образцов представлены ранее в работах [Перетяжко и др., 2007а,б; Перетяжко, Савина, 2010а,б].

Диапазон концентрации Rb (634 г/т—3.17 мас. %) в силикатных стеклах расплавных включений намного превышает таковой для пород массива, особенно по максимальным значениям (см. рис. 4, 5, *a*). В большинстве изученных стекол содержится от 600 до 4000 г/т Rb. Концентрация Rb становится еще выше (от 6000 г/т до 2—3.5 мас. %) в силикатных стеклах, аномально обогащенных Cs до 5—7.5 мас. % (см. табл. 1, рис. 5, *b*). Единичные расплавные включения с цезиевыми силикатными стеклами имеются во вкрапленниках кварца всех детально изученных образцов порфиновых пород (описание включений и анализы стекол приведены в [Перетяжко и др., 2007б]). В одном обогащенном Cs (6.55 мас. % Cs₂O) и Rb (3.47 мас. % Rb₂O) остаточном (негретом) стекле расплавного включения из обр. АРБ-24 обнаружено обособление железистой слюды, содержащей 3 мас. % Rb₂O.

Большинство силикатных стекол расплавных включений имеют концентрации Sr намного ниже (< 1—2 г/т), чем породы (см. табл. 1, рис. 4, 5, *a*). Только в четырех расплавных включениях стекла содержат 2—8, а одно — 44 г/т Sr. Максимальное количество Sr (376—422 г/т) определено в силикатном стекле расплавного включения с крупными зональными шарообразными обособлениями фторидных стекол — внутреннего фторидно-кальциевого и внешнего алюмофторидного, описанного в работе [Перетяжко, Савина, 2010а].

Таблица 1. Концентрации Rb, Sr, Cs (г/т) в силикатных стеклах расплавных включений по данным ионнозондового анализа

Проба	Номер анализа	Rb	Sr	Cs
АРБ-22	22/3	1500	0.2	286
	22/1-1	1657	0.4	514
	22/1-2	1712	4.1	476
	22Т/1	1792	3.4	594
	22Т/2	2038	0.8	412
АРБ-23	23/1-1-1	5010	7.8	75292
	23/1-1-2	4575	1.5	67596
	23/2-2-2	634	1.1	68
	23/2-2-1	635	1.1	74
	23/2-5-1	887	0.8	118
	23/2-5-2	792	0.9	107
	23/2-5-3	836	0.6	113
	23/3-1	1387	0.4	243
АРБ-24	24/1	17434	3.3	28779
	24/0-1	1851	2.6	363
	24/0-1	1556	1.2	314
	24/2-1-1	1113	0.6	163
	24/2-1-2	2705	0.3	565
	24/4-1	966	1.2	140
	24/8-1	2043	44	241
	24/9-1	1817	0.5	299
	24/10-2	1710	1.2	279
	24/11-3-1	675	422	441
	24/11-3-2	674	376	433
	24/11-3-3	703	420	505
	24/12	2265	0.3	485
АРБ-14	14/1	7698	0.8	3827

Примечание. Анализы 22Т/1 и 22Т/2 — стекла расплавных включений из порфиновых вкрапленников топаза, остальные — из включений в кварце.

Таблица 2.

Концентрации Rb, Sr (г/т), изотопные отношения Sr в породах массива Ары-Булак и вмещающего известняка

Проба	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Порфиновые онгониты					
АРБ-74	1864	25	230.0916	1.16820	0.00010
АРБ-142	1916	35	165.0665	1.03479	0.00014
Порфиновые породы с Са-Ф стеклом					
АРБ-105	1790	77	68.0732	0.84500	0.00009
АРБ-148	1690	102	48.4090	0.80619	0.00014
Афировые породы с Са-Ф стеклом и прозопитом					
АРБ-5	2380	315	21.9814	0.75119	0.00023
АРБ-170	3988	690	16.7785	0.74036	0.00017
АРБ-185	3037	2573	3.4673	0.71457	0.00013
АРБ-182	2315	1713	3.9207	0.71592	0.00013
Известняк усть-борзинской свиты					
АРБ-145	0.9	171	—	0.707455	0.000021

ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ Rb-Sr ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ В ПОРОДАХ МАССИВА

Ранее по результатам Rb-Sr изохронного датирования был определен возраст пород массива Ары-Булак — 142.1 ± 0.7 млн лет при начальном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7062 \pm 5$ и среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО), равном 0.28 [Костицын и др., 1995]. Позднее за счет привлечения дополнительных проб получены новые значения этих величин [Костицын и др., 2004]: по шести пробам с низкой концентрацией Sr (от 10.4 до 26.1 г/т) — 142.4 ± 1.9 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.704 \pm 7$, СКВО = 0.08 и с учетом еще двух проб, содержащих 474 и 548 г/т Sr — 141.5 ± 0.6 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7082 \pm 3$, СКВО = 1.1. Перед нами стояла задача уточнить эти величины и получить новые изотопные

данные для аномально обогащенных Са и F порфиновых и афировых пород массива с крайне высокой концентрацией Sr (см. рис. 4). Для этого была отобрана выборка из восьми проб по всем разновидностям пород, которые содержат 25—2573 Sr и 1690-3988 г/т Rb. Результаты изотопного анализа приведены в табл. 2. В расчетах изотопного возраста пород использовались наши и опубликованные ранее данные. Для проб из [Костицын и др., 2004] принимались погрешности определения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 1 и 0.01 отн. % соответственно.

В первую выборку было включено девять проб порфиновых онгонитов и обогащенных Са и F пород, содержащих от 10.4 до 102 г/т Sr (АРБ-74, АРБ-105, АРБ-148 и данные из [Костицын и др., 2004]). Для этих пород получена изохрона с наклоном, соответствующим возрасту 141.3 ± 0.7 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7086 \pm 11$, СКВО = 0.51 (рис. 6, а). Во вторую выборку добавлено еще две пробы онгонитов с концентрацией 474 и 548 г/т Sr (АРБ-4-95, АРБ-5-95 из [Костицын и др., 2004]), а также проба афировой породы с прозопитом (АРБ-182), в которой содержится 1713 г/т Sr. По этой выборке в пределах погрешности получен тот же возраст 141.6 ± 0.5 млн лет

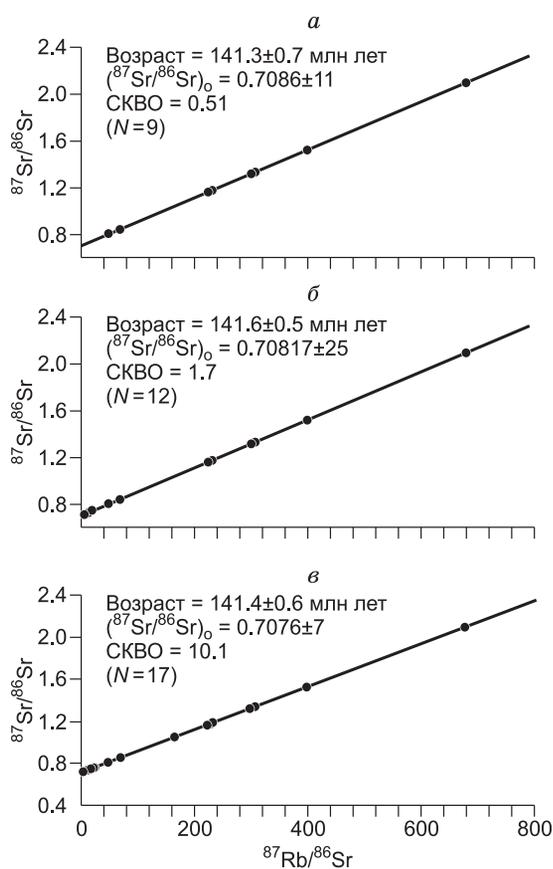


Рис. 6. Изохронные Rb-Sr диаграммы для пород массива Ары-Булак.

Пояснения см. в тексте.

и начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70817 \pm 25$ при более высокой точности этих значений, но с величиной СКВО = 1.7 (см. рис. 6, б). Значение СКВО по этим выборкам меньше минимальных (2.1 и 1.9 для 9 и 12 проб соответственно) при 95 % уровне значимости, что позволяет считать изохронами приведенные на рис. 6, а, б зависимости. Добавление ко второй выборке любой из пяти проб (АРБ-5, АРБ-170, АРБ-185, АРБ-142, 5/2) приводит практически к тем же значениям возраста и начального изотопного отношения стронция, но величина СКВО становится больше двух. Объединение в третьей выборке всех 17 проб дает возраст пород 141.4 ± 0.6 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7076 \pm 7$, СКВО = 10.1 (см. рис. 6, в). Обращает на себя внимание тот факт, что ухудшение статистического параметра СКВО происходит при включении в общую выборку образца порфиривого онгонита АРБ-142 с карбонатизацией (вероятно, наложенной и не связанной с первичной кристаллизацией породы) минерального агрегата основной массы и части образцов аномально обогащенных Са и F порфириновых и афировых пород (АРБ-5, АРБ-170, АРБ-185), подверженных интенсивному флюидно-магматическому преобразованию. В этих породах альбит является неустойчивым минералом и замещается фторидно-кальциевым стеклом (см. рис. 2, в, г; 3, ж), по которому развивается дикцит или каолинит (см. рис. 2, г, е). Данные особенности пород позволяют предположить, что ухудшение параметра СКВО может быть обусловлено природной геохимической дисперсией, связанной с флюидно-магматическими процессами.

Таким образом, изотопные данные подтверждают раннемеловой (141.6 ± 0.5 млн лет) возраст всех разновидностей пород массива Ары-Булак при величине начального изотопного отношения стронция (0.70817 ± 25), промежуточной между мантийными и типично коровыми значениями.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных ранее исследований петрографических особенностей пород массива Ары-Булак, состава и свойств содержимого расплавных и флюидных включений в слагающих их минералах [Перетяжко и др., 2007а,б; Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010в], наличие сильных тетрад-эффектов в нормированных редкоземельных распределениях для пород и силикатных стекол расплавных включений [Перетяжко, Савина, 2010б], свидетельствуют о процессах флюидно-магматического взаимодействия в онгонитовой магме, которые осложнялись ликвацией несмесимых фторидных расплавов [Перетяжко, Савина, 2010а]. Установлено, 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. Из такой гетерогенной магмы среди обычных онгонитов массива формировались небольшие обособления аномально обогащенных Са и F порфириновых пород и афировая эндоконтактная зона.

Интересны параллели, которые можно провести при анализе особенностей распределения Sr и Rb в породах и стеклах расплавных включений из слагающих их минералов. В большинстве силикатных стекол концентрации Sr не превышают 10 г/т (см. рис. 5, а) при очень высоких содержаниях Rb. Такие соотношения Rb и Sr характерны для многих редкометалльных гранитов. Концентрация Sr значительно повышается (до 400 г/т) лишь в силикатном стекле расплавного включения, имеющего крупные обособления несмесимых фторидных стекол из обр. АРБ-24 (см. рис. 2, в [Перетяжко, Савина, 2010а]). Это включение находится в одной зоне роста вкрапленника кварца с расплавными включениями, силикатные стекла которых имеют крайне низкое (1—3 г/т) содержание Sr. Следовательно, можно предположить, что в остаточном онгонитовом расплаве (истощенном стронцием) существовали обособления фторидных расплавов, «окруженные» каймой обогащенного стронцием силикатного расплава. Накопление обособлений несмесимых силикатных и фторидных (преимущественно, фторидно-кальциевого) расплавов приводило к образованию в онгонитовой магме небольших выделений, из которых в дальнейшем формировались порфириновые породы с аномально высокими содержаниями Са, F и Sr (до 500—600 г/т). По аналогии с расплавными включениями в таких породах не только фторидно-кальциевое стекло, но и силикатные минералы могут быть обогащены стронцием.

Из геохимических особенностей состава пород и данных их микозондового изучения следует, что в афировых породах накапливается значительное количество стронция и, в меньшей степени, рубидия (вероятно, за счет увеличения массовой доли санидина при замещении альбита фторидно-кальциевым стеклом). Максимальное содержание Sr фиксируется во фторидно-кальциевом стекле и в зональных кристаллах прозопита из основной массы афировых пород. По нашим экспериментальным данным (неопубликованные материалы), при температурах выше 600°C и давлении 1 кбар в присутствии водного флюида (чистая вода и 6 % р-р HF) прозопит полностью растворяется в шихте афировой породы, содержащей до 25 мас. % этого минерала. Следовательно, кристаллизация прозопита проходила в температурном интервале ниже 600°C . Прозопит образовался, по-видимому, при участии флюидов, обогащенных Са, F и Sr, проникавших в краевую зону массива в период дегазации остаточного очага онгонитовой

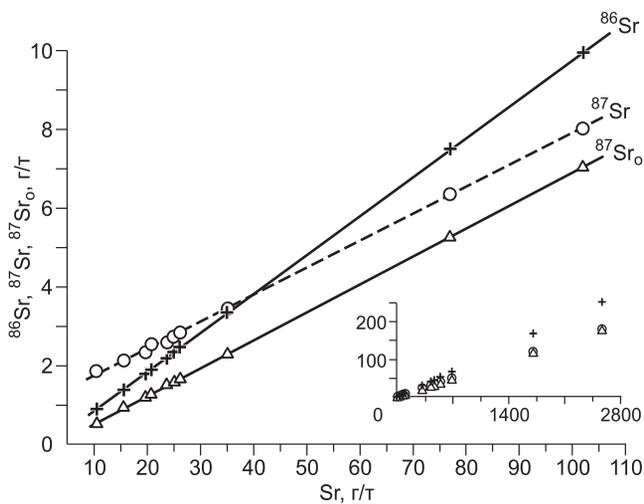


Рис. 7. Соотношения концентраций изотопов стронция по расчетным данным в породах массива Ары-Булак.

Пояснения см. в тексте.

Статистический анализ изотопных данных показал очень близкие значения начального изотопного отношения стронция (см. рис. 6) во всех разновидностях пород, различающихся по его содержанию на два-три порядка (см. рис. 5, а). Покажем, как особенности дифференциации Sr и Rb, проявившиеся в онгонитовой магме, отражаются на соотношении изотопов стронция в образованных из нее породах, имеющих раннемеловой возраст. В табл. 2 приведены результаты расчета массовых концентраций изотопов Sr в наших пробах и образцах, которые анализировались в работе [Костицын и др., 2004].

Следствием очень больших вариаций содержания Sr в породах является сильная дисперсия в них содержания изотопа ^{86}Sr . При близкой или равной первоначальной распространенности ^{86}Sr в онгонитовой магме, массовая доля изотопа ^{86}Sr в породах будет меняться только в связи с образованием радио-

магмы. Воздействие флюидов на закристаллизованные породы приводило к образованию субмикронных кристаллов флюорита во фторидно-кальциевом стекле и его частичному замещению дикситом или каолинитом (см. рис. 2, е), а в афировых породах — к росту концентраций воды (до 2—4 мас. %), примесных элементов (Sn, W, Cs, Rb, Sr, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc) и снижению содержания всех лантаноидов, особенно тяжелых [Перетяжко, Савина, 2010а,б].

Таблица 3. Концентрации Rb, Sr, рассчитанные содержания изотопов Sr (г/т) и начальное изотопное отношение Sr в породах массива Ары-Булак

Номер пробы	Rb	Sr	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}_0$	$^{87}\text{Sr}_r$	^{86}Sr	^{84}Sr	^{88}Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Порфиновые онгониты									
АБ-1-95	2159	10.4	1.88	0.64	1.24	0.90	0.05	7.57	0.7112
3/8	1973	15.4	2.13	1.00	1.13	1.41	0.08	11.78	0.7100
5/7	1908	19.5	2.38	1.28	1.10	1.81	0.10	15.20	0.7077
АБ-3-95	2070	20.6	2.55	1.36	1.19	1.91	0.11	16.03	0.7079
4/1	1813	23.6	2.61	1.57	1.04	2.22	0.13	18.63	0.7078
5/8	1927	26.1	2.85	1.75	1.10	2.47	0.14	20.65	0.7064
АРБ-74	1864	25	2.76	1.67	1.09	2.36	0.13	19.75	0.7051
АРБ-142	1916	35	3.46	2.37	1.09	3.34	0.19	28.01	0.7026
Порфиновые породы с Са-Ф стеклом									
АРБ-105	1790	77	6.33	5.30	1.03	7.49	0.42	62.75	0.7080
АРБ-148	1690	102	8.03	7.05	0.98	9.96	0.56	83.44	0.7088
5/2	3433	432	31.94	30.03	1.91	42.42	2.40	355.24	0.7065
АБ-4-95	2022	474	34.20	33.02	1.18	46.63	2.64	390.53	0.7085
АБ-5-95	3441	548	40.10	38.13	1.97	53.85	3.05	451.01	0.7079
Афировые породы с Са-Ф стеклом и прозопитом									
АРБ-5	2380	315	23.24	21.90	1.34	30.93	1.75	259.08	0.7069
АРБ-170	3988	690	50.22	48.02	2.20	67.83	3.84	568.11	0.7066
АРБ-182	2315	1713	120.85	119.51	1.34	168.81	9.55	1413.79	0.7080
АРБ-185	3037	2573	181.21	179.54	1.67	253.59	14.35	2123.86	0.7076

Примечание. В группах пород пробы расположены по возрастанию концентрации Sr. Номера с индексом АРБ — наши данные, остальные — из [Костицын и др., 2004].

$^{87}\text{Sr}_0$, $^{87}\text{Sr}_r$ — начальное и радиогенное содержание изотопа ^{87}Sr соответственно. Начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ рассчитано по измеренному отношению $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ на возраст пород 141.6 млн лет.

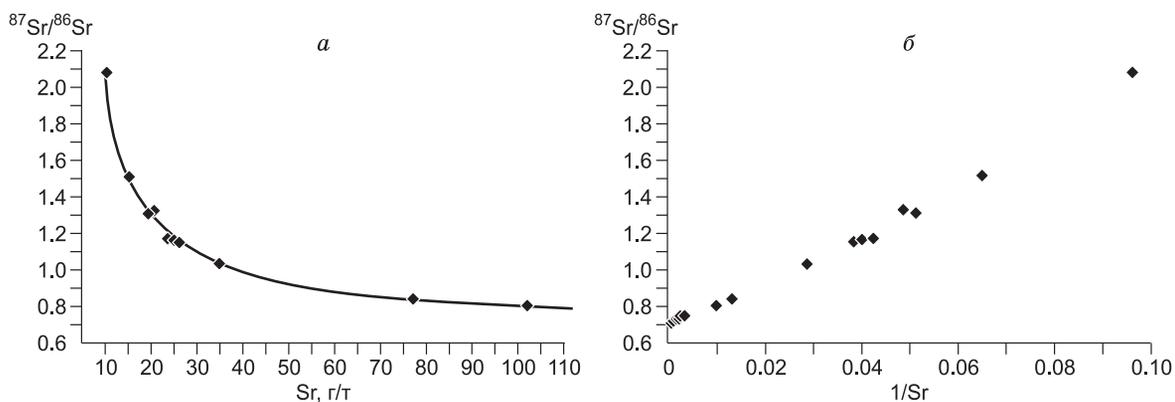


Рис. 8. Зависимости измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентрации Sr (а) и величины $1/\text{Sr}$ (б) в породах массива Ары-Булак.

генного ^{87}Sr за время (~ 141.6 млн лет) распада природного изотопа ^{87}Rb . Распространенность изотопа ^{86}Sr в проанализированных пробах варьирует незначительно от 8.7 до 9.9 ат. %, а соотношение концентраций ^{86}Sr и Sr образует линейную зависимость (рис. 7). Близкое или равное начальное изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в онгонитовой магме (~ 0.708) определяет также линейный вид зависимости между начальным содержанием изотопа ^{87}Sr и содержанием Sr (см. рис. 7). В породах за время после их кристаллизации образовалось от 0.98 до 2.2 г/т радиогенного ^{87}Sr за счет распада ^{87}Rb (табл. 3), что от общего содержания Sr составляет 3.1—11.9 % в порфириковых онгонитах, 0.4—1.3 % в порфириковых породах с Ca-F стеклом и 0.06—0.4 % в афировых породах. Такое увеличение общего содержания изотопа ^{87}Sr за счет радиогенной составляющей практически не отражается на линейном характере зависимости между ^{87}Sr и Sr (см. рис. 7). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ становится больше единицы только в порфириковых онгонитах, содержащих менее 40 г/т Sr, а в обогащенных Ca и F порфириковых и афировых породах из-за очень высокой концентрации в них Sr остается близким к начальному изотопному отношению. Необходимо отметить, что во всех породах, содержащих от 10 до 102 г/т Sr, накапливается примерно равное количество радиогенного изотопа ^{87}Sr (~ 1 г/т, см. табл. 3), поскольку они имеют близкую концентрацию Rb (1690—2159 г/т). Все эти особенности распределения изотопов приводят к гиперболическому виду зависимости Sr от $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 8, а) и как следствие дают близкое к линейному соотношение в координатах $1/\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 8, б). Подчеркнем также, что такой характер зависимости, в основном определяют пробы, содержащие от 10 до 102 г/т Sr.

Линейную зависимость между $1/\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно трактуют как ложную изохрону и объясняют моделями смешения компонентов с разным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Фор, 1989]. Приведенные выше расчеты изохрон и массовой доли изотопов Sr (см. табл. 3, рис. 7, 8) убедительно показали, что для пород массива Ары-Булак такая зависимость связана с особенностями распределения содержаний Sr и Rb в онгонитовой магме, имеющей единое начальное изотопное отношение стронция.

Обсудим также возможные причины повышения в онгонитовой магме концентраций Ca и Sr. Одна из них могла быть связана с частичной ассимиляцией вмещающих карбонатных пород, в частности, известняков усть-борзинской свиты, залегающих вблизи массива Ары-Булак. Измеренное для них отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.707455 ± 21 (см. табл. 2). Близкая величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70741 \pm 4$ для этих пород приводится также в работе [Костицын и др., 2004]. С учетом крайне низкой концентрации Rb в известняках (<1 —5 г/т),

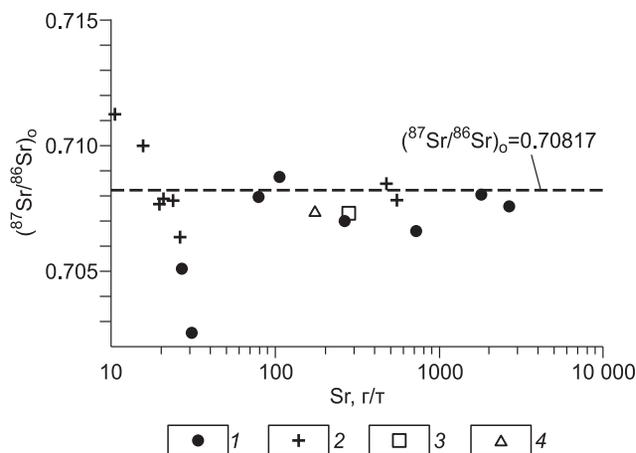


Рис. 9. Зависимость начального изотопного отношения стронция от его концентрации в породах массива Ары-Булак.

1, 2 — породы массива; 3, 4 — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках усть-борзинской свиты (1, 4 — наши данные; 2, 3 — из [Костицын и др., 2004]).

значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них со временем меняется незначительно. Таким образом, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в онгонитовом расплаве (см. табл. 3, рис. 9), по всей видимости, было близким к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах девонского возраста, что не противоречит модели их ассимиляции в магматическом очаге. Однако очевидно, что высокостронциевые разности онгонитовой магмы ($\text{Sr} > 200\text{—}300$ г/т) не могли формироваться только за счет ассимиляции карбонатного вещества с концентрацией Sr менее 300 г/т.

Необходимо отметить, что в породах массива не обнаружено каких-либо следов ксенолитов карбонатных пород. Кроме того, ассимиляции известняков противоречат данные по составу жидкой и газовой фаз в первичных флюидных включениях, где количество CO_2 находится на уровне или ниже предела обнаружения методом КР-спектроскопии (аналитик С.З. Смирнов, ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск). Подчеркнем также, что относительно низкое начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.706\text{—}0.708$ характерно для многих редкометалльных гранитов (например, Хангилайской интрузии, Спокойнинского и Орловского штоков, Этыки в Забайкалье, Жанчивланского массива, онгонитов Онгон-Хайерхана в Монголии и др.), в которых нет аномально обогащенных Ca и F разновидностей пород. Следовательно, имеющиеся данные по изотопии Sr не могут рассматриваться как свидетельство ассимиляции карбонатного вещества онгонитовой магмой.

Воздействие на Rb-Sr изотопную систему онгонитов более поздних наложенных высокотемпературных процессов также маловероятно, так как породы рифтогенной бимодальной трахибазальт-риолитовой ассоциации ($J_3\text{—}K_1$) Восточного Забайкалья, к которой принадлежат породы массива Ары-Булак, являются наиболее поздними эндогенными образованиями в регионе. Поэтому единственным механизмом, определившим характер распределения Rb и Sr в онгонитовой магме и, соответственно, оказавшим влияние на эволюцию ее Rb-Sr изотопной системы, является разделение (ликвация) силикатного расплава с образованием фторидных расплавов, т.е. фторидно-силикатная жидкостная несмесимость. Признаки фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в онгонитовой магме описаны нами ранее по данным изучения содержимого расплавных и флюидных включений в порфириновых вкрапленниках кварца, а также по результатам микрозондового и рентгенофазового исследования пород массива [Перетяжко и др., 2007а; Перетяжко, Савина, 2010а,в].

Не исключено также, что обогащенность кальцием и стронцием пород массива является кажущейся, особенно с учетом того, что порфириновые онгониты, слагающие основной объем массива, содержат < 0.1 мас. % CaO и 10—30 г/т Sr. Например, при массовом соотношении 95% онгонитов с концентрацией 0.1 мас. % CaO, 20 г/т Sr и 5 % высококальциевых пород с концентрацией CaO 10 мас. % и 300 г/т Sr средние значения для всего массива будут составлять 0.6 мас. % CaO ($0.95 \cdot 0.1 + 0.05 \cdot 10$) и 34 г/т Sr ($0.95 \cdot 20 + 0.05 \cdot 300$). Таким образом, процессы фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в онгонитовой магме могут объяснить появление весьма необычных пород, аномально обогащенных Ca и Sr, даже при относительно небольших содержаниях этих элементов в исходном гомогенном силикатном расплаве.

Очаги появления и накопления редкометалльных гранитоидных расплавов многие исследователи связывают с интенсивным разогревом пород коры под действием теплового потока от глубинной базальтоидной магмы. Для формирования онгонитовой магмы, из которой в дальнейшем формировался массив Ары-Булак, такая модель также применима, особенно с учетом того, что на небольшом удалении от него имеются коренные выходы базальтов и андезитов ($J_3\text{—}K_1$), а массив, по данным бурения, сечет базальты на его западном и восточном флангах. Относительно низкое начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \sim 0.708$ в породах массива не противоречит предположению об интенсивном разогреве обогащенного фтором корового субстрата и образованию очага редкометалльного гранитоидного расплава (из которого в дальнейшем формировался остаточный онгонитовый расплав) в результате теплового воздействия глубинной базальтоидной магмы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00841, 09-05-00772, 11-05-00925.

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М., Наука, 1984, 254 с.

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

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

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 9, с. 940—948.

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., 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.

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.

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*, 2010в, т. 433, № 5, с. 678—683.

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.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Наука, 1989, 590 с.

Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Гольцман Ю.В. Высокоточная калибровка стандартных образцов изотопного состава стронция с помощью многоколлекторного масс-спектрометра // *Геохимия*, 2000, № 12, с. 1280—1285.

*Поступила в редакцию
17 февраля 2011 г.*