

## СОСТАВ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ГЕНЕЗИС ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫХ МАГМ КАЛГУТИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (*Горный Алтай*)

Е.Н. Соколова<sup>1</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2</sup>, Е.И. Астрелина<sup>2</sup>, И.Ю. Анникова<sup>1</sup>,  
А.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>, П.Д. Котлер<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптога, 3, Россия*

<sup>2</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Калгутинская рудно-магматическая система представляет собой сложный объект, включающий гранитный массив, гидротермальное молибден-вольфрамовое месторождение, пегматиты и грейзены, а также пояс даек редкометалльных (РМ) и ультраредкометалльных (УРМ) эльванов и онгонитов.

Исследования расплавных включений (РВ) в порфирировых вкрапленниках кварца дайковых пород показали, что составы закаленных стекол и даек схожи по содержанию петрогенных компонентов, но отличаются пониженными концентрациями редких литофильных элементов (Li, Rb, Be, Cs) и фосфора. Эти данные свидетельствуют о том, что расплавные включения представляют магму на этапе, предшествовавшем внедрению даек. РВ в кварце УРМ пород по сравнению с РМ обеднены Si, Fe, Mg, PЗЭ, обогащены Cs, Rb, Nb, Ta, так же как и сами УРМ породы. Можно утверждать, что разделение расплавов на РМ и УРМ произошло до начала кристаллизации изученных вкрапленников кварца. Соответствие составов стекол РВ «альбитовому тренду» дифференциации свидетельствует в пользу того, что исходные составы расплавов были аналогичны онгонитам, а обогащение расплавов калием с последующей кристаллизацией из них эльванов происходило после формирования вкрапленников кварца.

Кристаллизация вкрапленников кварца протекала в гетерогенной среде, состоящей из силикатного расплава и водного флюида. Согласно проведенным оценкам, содержание воды в расплаве составляло 6—7 мас. %. Флюид представлял собой высокоплотную надкритическую жидкость с концентрацией 3—12 мас. % NaCl-экв. Обнаруженные вариации в газовом и солевом составе флюидных включений связываются с вероятным взаимным влиянием флюидов магматической и гидротермальной систем, что представляется возможным в связи с наличием многих признаков их совместного становления.

Кристаллизация кварца из расплавов, сформировавших РМ дайки, происходила при 630—650 °С, кварц УРМ пород образовался при температурах на 20—30 °С ниже. Давление при кристаллизации вкрапленников кварца оценено в пределах 4.5—5.5 кбар. Дополнительные оценки, учитывающие минеральный состав и прочностные свойства кварца, дали величины 3—6.5 кбар.

Полученные в работе результаты позволили разработать схематичную петрогенетическую модель некоторых этапов кристаллизации дайковых пород в составе Калгутинской рудно-магматической системы. Расплавы, из которых образовались дайки Восточно-Калгутинского пояса, родственны расплавам, формировавшим массив гранитов главной фазы. Кварц представлен интрателлурическими вкрапленниками, кристаллизовавшимися на значительно больших глубинах, чем становление самих дайковых тел. В процессе дифференциации исходной магмы происходило накопление редких элементов и фосфора. Данные по исследованию составов флюидных и расплавных включений подтверждают возможный обмен веществом между магматической и гидротермальной системами, с чем связываются повышение содержания калия в расплавах и последующая кристаллизация эльванов, а также существенные вариации солевого и газового состава включений магматогенного флюида.

*Онгониты, эльваны, редкометалльные граниты, расплавные включения, флюидные включения, Калгутинское месторождение.*

### ONGONITE–ELVAN MAGMAS OF THE KALGUTY ORE-MAGMATIC SYSTEM (*Gorny Altai*): COMPOSITION, FLUID REGIME, AND GENESIS

E.N. Sokolova, S.Z. Smirnov, E.I. Astrelina, I.Yu. Annikova, A.G. Vladimirov, and P.D. Kotler

The Kalguty ore-magmatic system (OMS) is a complex combination of a granite pluton, a hydrothermal Mo–W deposit, pegmatites, greisens, and a belt of rare-metal (RM) and ultrarare-metal (URM) elvan and ongonite dikes.

Studies of melt inclusions (MI) in quartz phenocrysts in the dike rocks have demonstrated that quenched glass has major-element contents close to those of the dike rocks but lower rare-element (Li, Rb, Be, Cs) and P contents. This suggests that the MI represent magma at the stage preceding the dike emplacement. The MI in quartz from the URM rocks are poorer in Si, Fe, Mg, and REE than those in quartz from the RM rocks but richer in Cs, Rb, Nb, and Ta, like the URM rocks themselves. This indicates that the melts had segregated into RM and

URM ones before the studied quartz phenocrysts began to crystallize. The composition of MI glass corresponds to “the albite trend” of differentiation, suggesting that the initial melt compositions were ongonitic, while their K enrichment and formation of elvan magma followed the crystallization of the quartz phenocrysts.

According to our estimates, the melt contained 6–7 wt.% H<sub>2</sub>O. The quartz phenocrysts crystallized in a heterogeneous medium consisting of a silicate melt and an aqueous fluid. The latter was a high-density supercritical fluid with 3–12 wt.% NaCl equiv. Variations in the gas and salt compositions of the fluid inclusions (FI) are attributed to the interaction between fluids of magmatic and hydrothermal systems. This possibility is confirmed by ample evidence for their coeval formation.

Quartz crystallization from the RM melts took place at 630–650°C, whereas quartz from the URM melts formed at 20–30°C lower temperatures. Quartz phenocrysts crystallized at 4.5–5.5 kbar. Additional estimates with regard to the mineral composition and quartz compressibility yielded values of 3–6.5 kbar.

A petrogenetic model of some crystallization stages of the dike rocks within the Kalguty OMS was constructed on the basis of the results obtained in this study. The melts which formed the dikes of the East Kalguty belt are derivatives of the same magma which formed the major-stage granite pluton. Quartz is present as intratelluric phenocrysts, which crystallized at considerably greater depths than those of the dike emplacement. Differentiation of the parental magma was accompanied by rare element and P accumulation. The compositions of the FI and MI confirm that the magma and hydrothermal system of the Kalguty OMS exchanged their substances. It is associated with the increasing K content of the melts and the subsequent elvan crystallization as well as considerable variations in the salt and gas compositions of the magmatic fluid inclusions

*Ongonites, elvans, rare-metal granites, melt inclusions, fluid inclusions, Kalguty deposit*

---

## ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Калгутинский дайковый пояс является частью Калгутинской рудно-магматической системы (РМС), включающей в себя гранит-лейкогранитный массив, дайковый пояс, а также гидротермальные жилы и грейзены [Анникова, 2003; Поцелуев и др., 2008]. Онгониты и эльваны занимают особое место в реконструкции процессов минерало- и рудообразования в земной коре. Они являются завершающим звеном в процессе дифференциации очагов гранитоидного магматизма и очень часто локализируются в пределах рудных полей месторождений или рудопроявлений Mo, W, Sn и других редких металлов [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002]. Диагностическими признаками «классических» онгонитов и эльванов, участвующих в строении рудно-магматических систем, являются повышенные содержания редких элементов и летучих компонентов [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 2009]. Содержание редких элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be) в исследуемых породах в десятки раз выше по сравнению с типичными гранитами и достигает уровня промышленных редкометалльных пегматитов [Солодов, 1969; Коваленко, 1977; Дергачев, 1988]. Ключевой проблемой петрологии редкометалльных РМС, связанных с гранитами, является выяснение физико-химических факторов, ответственных за накопление редких элементов в остаточных гранитных расплавах в ходе кристаллизационной дифференциации на разноглубинных уровнях земной коры. Для кристаллизационной дифференциации редкометалльно-гранитных расплавов натриевой (онгонитовой) ветви на природном и экспериментальном материале достаточно надежно обосновано смещение составов точки температурного минимума кварц-полевошпатовой котектики в сторону альбитовой вершины треугольника кварц—альбит—ортоклаз («альбитовый тренд») [Коваленко, Коваленко, 1976]. Для калиевой (эльвановой) ветви большинством ученых предполагается более сложный ход эволюции редкометалльных магм с участием калиевых магматогенных интрателлурических флюидов [Hall, 1970; Henley, 1972, 1974; Антипин и др., 2002; Анникова и др., 2006].

В Центральной Азии наиболее детально изучены онгониты, связанные с редкометалльно-гранитными массивами и месторождениями Центральной Монголии [Коваленко, Коваленко, 1976; Наумов и др., 1982; Одгэрэл, Антипин, 2009], онгониты Ары-Булакского штока (Восточное Забайкалье) [Коваленко и др., 1975; Наумов и др., 1982; Перетяжко и др., 2007; Антипин и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010], эльваны и онгониты Уругудей-Утуликской интрузивно-дайковой серии (Прибайкалье) [Переляев и др., 1987, 1988; Антипин и др., 1999, 2006]. Кроме этого, известны проявления онгонитов в других регионах Центральной Азии [Трифонов, Соломович, 1982, 1984; Бегмагамбетов и др., 1985; Владимиров и др., 1991; Довгаль и др., 1995]. Изучению геолого-петрологических особенностей эльванов и онгонитов Восточно-Калгутинского дайкового пояса (Горный Алтай) посвящены исследования многих авторов [Дергачев, 1988, 1990; Владимиров и др., 1997, 1998; Титов и др., 2001; Анникова, 2003; Анникова и др., 2006]. Анализируя состав и строение вышеперечисленных комплексов, нетрудно заметить, что в пределах одних и тех же рудно-магматических систем совмещение субвулканических даек онгонитов и эльванов является крайне редким. В связи с этим Восточно-Калгутинский дайковый пояс представляет особый интерес, так как здесь, судя по детальным полевым наблюдениям, онгониты и эльваны слагают

систему близодновозрастных субвулканических даек, которые к тому же синхронны рудным жилам Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения [Magmatizm..., 2007; Поцелуев и др., 2008].

Цель настоящей работы — построить петрогенетическую модель формирования даек онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса, позволяющую объяснить гетерогенность редкометалльных расплавов по вещественному составу и флюидному режиму кристаллизации, и обосновать динамику образования Калгутинской РМС. Основное внимание при решении этой проблемы уделено изучению включений расплавов и флюидов, отвечающих магматическому этапу формирования даек онгонитов и эльванов. В статье впервые приводятся результаты исследования включений магматического флюида Калгутинской РМС, а также определения содержания редких элементов в стеклах гомогенизированных расплавных включений в кварце дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса.

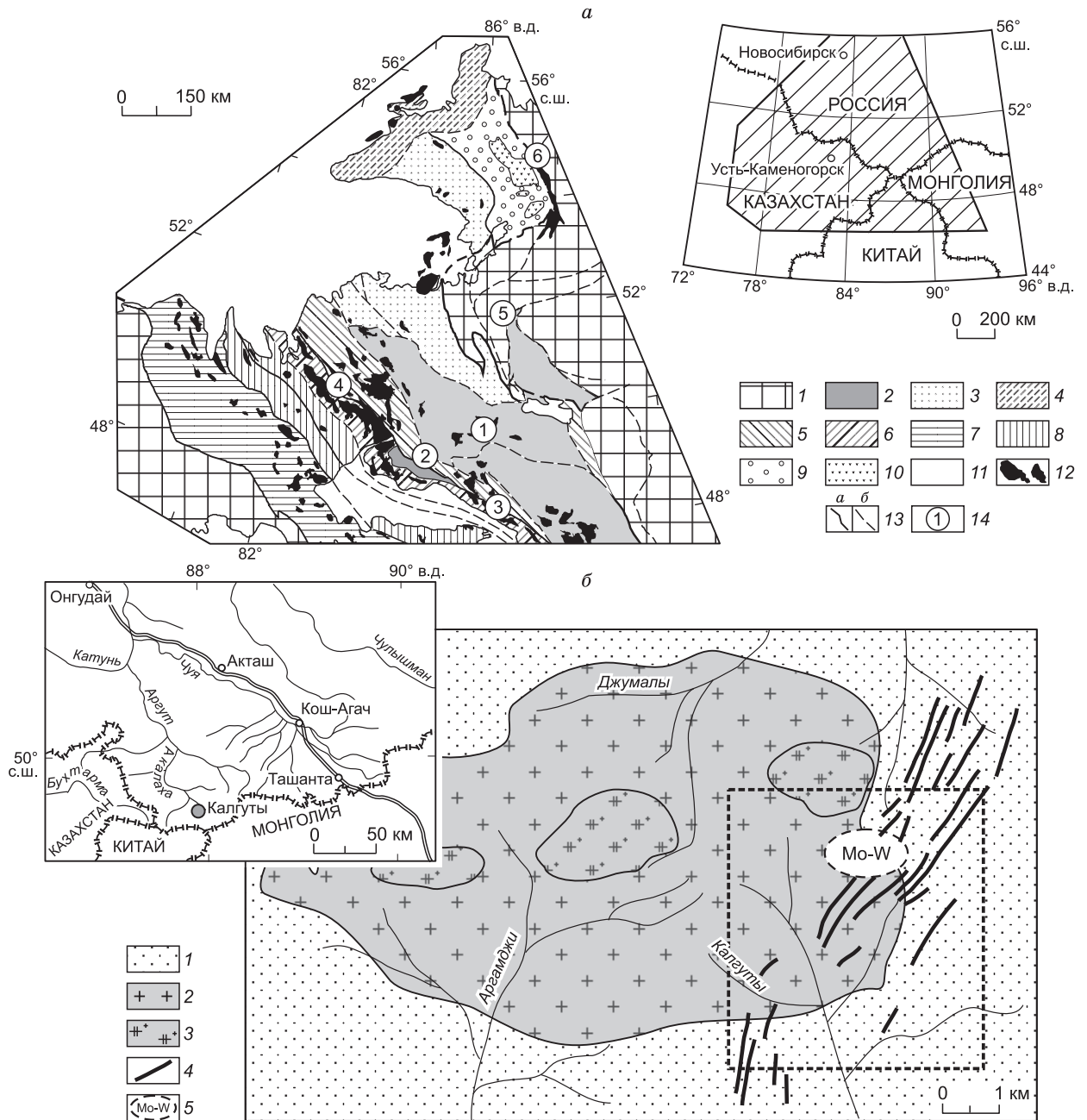
## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ КАЛГУТИНСКОЙ РМС

**Тектоническая позиция и связь с Mo-W оруденением.** Образование Калгутинской РМС относят к внутриплитному этапу, связанному с тектономагматической активизацией Алтайской аккреционно-коллизийной системы под воздействием Сибирского суперплума [Добрецов и др., 2005; Владимиров и др., 2005]. В этих геодинамических условиях был проявлен ряд крупных и уникальных рудно-магматических систем [Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2011], к которым относятся месторождения Mo-W (Калгутинская РМС, Горный Алтай), Sn-W (Рудный Алтай, Восточный Казахстан), Li-Ta-Nb (сподумен-пегматитовые месторождения Когтогай, Китай и Асубулак, Восточный Казахстан; сподумен-гранит-порфиоровое месторождение Алаха, Горный Алтай) (рис. 1).

В региональном плане Калгутинская РМС относится к западному сектору Центрально-Азиатского складчатого пояса и расположена в южной части Горного Алтая [Анникова и др., 2006; Magmatizm..., 2007]. Восточно-Калгутинский пояс даек пересекает предшествующие ему редкометалльные граниты Калгутинского массива и находится в поле развития близких по времени образования гидротермальных жил и грейзенов Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения (рис. 2). Пояс общей протяженностью 10—15 км и шириной около 3 км образован более чем сотней отдельных дайковых тел мощностью от десятков сантиметров до первых метров. На местности из-за плохой обнаженности дайки пояса очень редко проявляются в коренных обнажениях. Они обычно находятся в свалах и прослеживаются на склонах и вершинах возвышенностей как более светлые относительно вмещающих пород линейно вытянутые тела. Обращает на себя внимание, что наиболее продуктивный участок Калгутинского месторождения пространственно совмещен с осевой частью дайкового пояса.

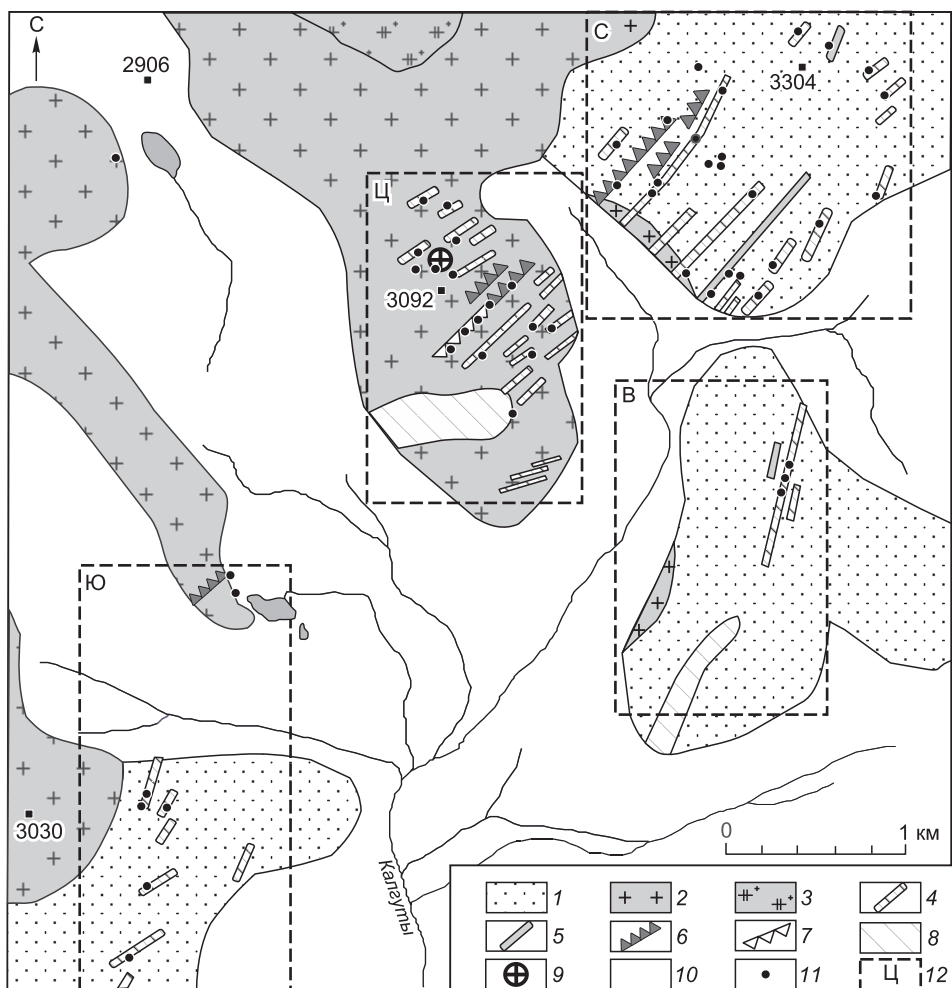
Протяженность рудной зоны Калгутинского Mo-W месторождения составляет 2 км при ширине 0.5 км. Главными рудными минералами являются вольфрамит, молибденит, халькопирит, берилл, висмутин [Волочкович, Леонтьев, 1964; Поцелуев и др., 2008]. Кроме кварцевых жил богатое молибденовое оруденение содержится в грейзенах и грейзенизированных микрогранитах штокверка, известного на Калгутинском месторождении как Молибденовый шток, приуроченного к центральной части дайкового пояса (см. рис. 2). В ходе полевых наблюдений удалось установить признаки грейзенизации в некоторых дайках эльванов и онгонитов, и одновременно — наличие ксенолитов грейзенизированных пород с рудными минералами в неизмененных дайках, что указывает на их внутрирудный характер.

**U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст.** В строении Калгутинской РМС выделяются два интрузивных комплекса: калгутинский гранит-лейкогранитный и восточно-калгутинский комплекс даек и малых интрузий. U-Pb изотопное датирование единичных зерен циркона из гранитов главной интрузивной фазы показало, что возраст кристаллизации мелких кристаллов и внешних кайм крупных кристаллов субконкордантен и равен  $216 \pm 3$  млн лет. Ar-Ar изотопное исследование указывает на нарушение K-Ar радиогенной системы (потеря радиогенного Ar) биотитов из гранитов главной фазы, отобранных в пределах Калгутинского рудного поля ( $202 \pm 1$  млн лет). В то же время Ar-Ar датирование мусковитов из внутрирудных и пострудных даек восточно-калгутинского комплекса, в которых отсутствуют признаки постмагматической перекристаллизации и наложенной грейзенизации, дало сходный результат (205—201 млн лет). Эта возрастная оценка интерпретируется как реальный возраст внедрения и становления даек и сопряженного с ними комплексного W-Mo-Bi-Be оруденения [Анникова и др., 2006]. Отметим также, что Ar-Ar возраст постмагматического мусковита, отобранного из центральной части молибденоносной пегматитовой жилы (так называемое кварц-молибденовое ядро), равен  $202 \pm 2.3$  млн лет и интерпретируется авторами как результат интенсивной термальной переработки пород в районе рудного месторождения. Таким образом, возрастные оценки для Калгутинской РМС свидетельствуют о двух импульсах магматической активности: на раннем этапе ( $216 \pm 3$  млн лет) сформировался редкометалльный гранит-лейкогранитный массив, на позднем (205—201 млн лет) — произошло внедрение онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса и образование сопряженного с ним в пространстве и времени



**Рис. 1.** Схема расположения крупных и уникальных редкометалльных месторождений в структурах Алтайской аккреционно-коллизонной системы (а), по [Владимиров и др., 2005]; геологическая схема Калгутинской редкометалльной рудно-магматической системы (б).

а — 1 — неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент; 3—8 — окраинно-континентальные и океанические террейны среднепозднепалеозойского возраста; 9 — Кузнецкий осадочный бассейн; 10 — траппы (Т); 11 — кайнозойские отложения; 12 — гранитоиды (С—J<sub>1</sub>); 13 — разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 14 — крупнейшие редкометалльные месторождения Алтайской аккреционно-коллизонной системы: 1 — Калгутинская рудно-магматическая система, Горный Алтай (Mo, W); 2 — сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока, Горный Алтай (Li, Ta, Nb); 3 — сподуменовые редкометалльные пегматиты месторождения Когтогай, Монгольский Алтай, Китай (Li, Rb, Cs, Ta, Nb); 4 — сподуменовые редкометалльные пегматиты месторождения Асубулак, Восточный Казахстан (Li, Rb, Cs, Ta, Nb); 5 — сподуменовые пегматиты Прителецкого месторождения (Li); 6 — сподуменовые пегматиты Ташелгинского месторождения (Li). На врезке показано географическое положение Алтайской аккреционно-коллизонной системы; б — 1 — девонские вулканогенно-осадочные отложения, нерасчлененные; 2 — порфирировидные биотитовые граниты главной фазы; 3 — лейкограниты фазы дополнительных интрузий; 4 — дайки онгонитов и эльванов восточно-калгутинского комплекса; 5 — область распространения наиболее богатого Мо-W оруденения. Прямоугольником выделена изучаемая область Восточно-Калгутинского дайкового пояса. На врезке показано географическое положение Калгутинской редкометалльной рудно-магматической системы, по [Анникова и др., 2006].



**Рис. 2. Схема геологического строения Восточно-Калгутинского дайкового пояса [Дергачев и др., 1988] с дополнениями авторов.**

1 — вулканиты (D); 2 — граниты главной фазы; 3 — лейкограниты фаз дополнительных интрузий; 4 — эльваны; 5 — онгониты; 6 — УРМ онгониты; 7 — УРМ эльваны; 8 — массивы эльванов; 9 — грейзеновый штокверк Молибденовый шток; 10 — четвертичные отложения, 11 — точки отбора образцов; 12 — Ц, С, В, Ю — центральный, северный, восточный, южный участки распространения даек.

молибден-вольфрамового грейзенового и кварцево-жильного оруденения. Этот диапазон совпадает с возрастом Mo-W рудных тел месторождения 204—200 млн лет [Magmatizm..., 2007].

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе проведения Международной геологической экскурсии 2007 г. [Magmatizm..., 2007], а также полевой экспедиции 2009 г. была отобрана представительная коллекция гранитов, даек онгонитов и эльванов и руд. Кроме того, использованы образцы из авторских коллекций А.В. Титова, С.А. Выставного, В.Б. Дергачева. На схеме Восточно-Калгутинского дайкового пояса вынесены точки опробования, охватывающие пояс по всему протяжению и позволяющие охарактеризовать главные петрографические разновидности пород гранитного массива и дайкового пояса (см. рис. 2).

Определение содержаний петрогенных элементов в породах выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Концентрации редких и редкоземельных элементов (Y, Zr, Nb, Ta, Hf, TR, Th, U) найдены методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT фирмы Finnigan в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике. Уровни концентраций F, B, Sr, Ba и рудных элементов (Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Sn, Tl, Pb, W) определены методом количественного атомно-эмиссионного анализа,

щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) — методом пламенной фотометрии в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Включения минералообразующих сред были исследованы с помощью оптической микроскопии, а также проведены эксперименты по термометрии расплавных включений закалочным методом в электропечи для микроанализа серии СУОЛ-0.15.2/12М-ИЗ в воздушной среде [Смирнов и др., 2003, 2011]. Серия опытов осуществлена в автоклаве под давлением  $D_2O$  в соответствии с методикой, описанной ранее. Для экспериментов при атмосферном давлении выбирались наиболее мелкие включения 1—5 мкм. Автоклавная методика с внешним сдерживающим давлением воды позволила получить гомогенные РВ размером до 20—30 мкм без декрепитации. Длительности прогревов в электропечи для включений размером 1—5 мкм составляли 2.5—3 ч, выдержка образцов в автоклаве длилась 1—2 сут. Были проведены серии автоклавных экспериментов со ступенчатым подъемом температуры в интервале 550—710°C. В качестве препаратов для прогревов применялись обломки полированных плоскопараллельных пластинок, содержащие вкрапленники кварца с расплавными включениями. Несколько прогревов в автоклаве выполнены с использованием зерен кварца размером 0.25—1 мм. После прогрева зерна монтировались в шашку из эпоксидной композиции и приполировывались для наблюдения включений.

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с помощью криотермокамеры THMSG600 фирмы Linkam при температурах от  $-180$  до  $+300$ °C. Погрешность измерения составляет  $\pm 0.1$ °C. Отметим, что в связи с малым размером флюидных включений (5—15 мкм) ошибка определения некоторых температур могла составлять до нескольких градусов.

Идентификация минералов в составе кристаллического агрегата непрогретых расплавных включений осуществлялась на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1430VP, снабженном энергетическим спектрометром (EDS) Oxford (Аналитический центр ИГМ СО РАН). Для полуколичественного химического анализа использовалась программа INCA Energy300. С помощью электронного микроскопа исследована катодоллюминесценция кварца с целью установления специфики их кристаллизации [Perry et al., 1992; Rusk, Reed, 2002; Smith et al., 2010]. Ускоряющее напряжение при работе составляло 20 кВ, сила тока 1.9—2.5 нА.

Состав гомогенных или близких к гомогенизации расплавных включений, а также недоплавленные кристаллические фазы в прогретых РВ изучались на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе Camebax-Micro (Аналитический центр ИГМ СО РАН). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока зонда 30—50 нА и диаметре электронного пучка 8—10 мкм. В качестве первичных стандартов использовались хорошо охарактеризованные природные минералы (альбит, ортоклаз, пироп, фтор-флогопит, диопсид). В качестве вторичных стандартов были выбраны ортоклаз, альбит, фтор-флогопит. Известно, что при наличии в стекле воды легкий щелочной элемент натрия легко мигрирует от электронного пучка, что приводит к занижению определенных содержаний [Lineveawer, 1962; Базарова и др., 1975; Nielsen, Sigurdsson, 1981; Morgan, London, 1996, 2005]. Чтобы восстановить истинную концентрацию натрия, были определены изменения интенсивности линии  $NaK_{\alpha}$  в зависимости от времени воздействия электронного пучка на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100. Поправка на «потерю» натрия рассчитывалась как интегральное среднее от величины снижения интенсивности за первые 10 с и составила от 8 до 30 %, в среднем 18 отн. %.

Содержания редких и рассеянных элементов, а также  $H_2O$  и F в стеклах гомогенных расплавных включений находились методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (Институт микроэлектроники РАН, г. Ярославль).

Состав газовой фазы и идентификация некоторых кристаллических фаз расплавных включений определялись методом рамановской спектроскопии на одноканальном спектроанализаторе U-1000 фирмы Jobin Yvon. Возбуждение проводилось твердотельным лазером Spectra Physics с длиной волны 514 нм и мощностью 1.8 Вт.

## ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ, НОМЕНКЛАТУРА ПОРОД ДАЙКОВОГО ПОЯСА

Породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса, согласно принятой петрографической номенклатуре, относятся к онгонитам и эльванам (группа онгонита) и представляют собой субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов [Коваленко, Коваленко, 1976; Богатиков и др., 1987; Петрографический кодекс..., 2009]. Специфическая особенность онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса — аномально высокое содержание фосфора, который наряду с фтором являлся главным флюсующим компонентом в ходе кристаллизационной дифференциации редкометалльно-гранитной магмы [Анникова и др., 2006].

Породы даек Восточно-Калгутинского пояса имеют порфиновый облик. Размер вкрапленников составляет от 0.1—1 мм до 1—2 см. Доля вкрапленников варьирует от 5 до 50 %. Обычно в пределах

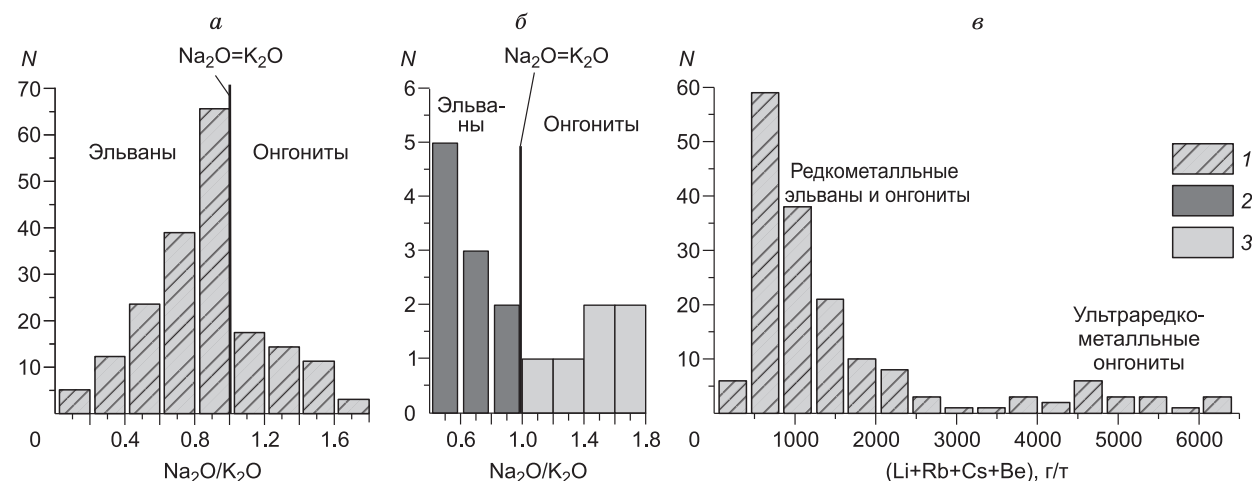
одной дайки структура меняется от мелкопорфировой и афировой в приконтактных частях до крупнопорфировой с более раскристаллизованной основной массой в центральной части. В эндоконтактах даек нередко наблюдаются флюидалльные текстуры.

Главными породообразующими минералами дайковых пород являются кварц, полевые шпаты и слюда. Слюда представлена мусковитом, отмечены единичные дайки с биотитом. Мусковит наряду с остальными перечисленными минералами встречается в виде порфировых вкрапленников и представляет собой фазу магматической кристаллизации. Основная масса сложена теми же минералами. Главные акцессорные минералы — апатит, пирит, магнетит, флюорит. Обобщенный валовый химический состав пород Калгутинской РМС приведен в табл. 1.

В настоящее время ряд авторов разделяет породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса по петрографическому облику на мелко- и крупнопорфировые фельзит-порфиры, микрогранит- и гранит-порфиры [Титов и др., 2001; Анникова, 2003; Поцелуев и др., 2008]. Среди редкометалльных кислых дайковых пород по соотношению  $K_2O$  и  $Na_2O$  формально принято выделять эльваны по преобладанию  $K_2O$  и онгониты по преобладанию  $Na_2O$  [Дергачев, 1992; Антипин и др., 2002; Анникова, 2003; Владимиров и др., 2007]. На гистограмме соотношения  $Na_2O/K_2O$  (рис. 3, а) в породах Восточно-Калгутинского пояса устанавливается унимодальное распределение с максимумом на 0.8—1, т.е. подавляющее большинство даек в поясе сложено эльванами. Граниты Калгутинского массива имеют еще более выраженную калиевую специфику. В то же время «классические» онгониты Монголии имеют максимум распределения значений  $Na_2O/K_2O = 1.4—1.8$ , а эльваны Корнуолла — 0.4—0.6 (см. рис. 3, б). Несмотря на то, что величины отношения  $Na_2O/K_2O$  для дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса отличаются от указанных для типичных онгонитов и эльванов, в данной работе будут использоваться термины «эльван» или «онгонит» в тех случаях, когда необходимо принципиально показать калиевую или натриевую специфику состава пород.

Отметим, что в некоторых образцах  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$  в 10—20 раз ( $Na_2O/K_2O = 0.01—0.1$ ). Такие породы располагаются в районе молибденоносного штокверка и, что характерно, им свойственно одновременное повышение концентраций цинка, вольфрама и молибдена (см. табл. 1). Кроме того, в них отмечаются резорбированные вкрапленники полевого шпата, замещенные кварцем и мусковитом, наличие крупных розеток мусковита в основной массе. На основе указанных признаков такие породы выделены нами как «грейзенизированные фельзит-порфиры».

В геохимическом плане подавляющее большинство пород Восточно-Калгутинского пояса имеют редкометалльную характеристику, наряду с ними выделяются ультраредкометалльные породы [Дергачев, 1988, 1992; Анникова, 2003]. Для содержаний редких литофильных элементов типично бимодальное распределение (см. рис. 3, в). Первый высокий максимум отвечает РМ породам. Второй максимум соответствует УРМ породам, в которых концентрации редких элементов (Li, Rb, Cs, Be) повышены относительно концентраций в РМ породах до десяти раз. Дайковые тела, сложенные УРМ породами, про-



**Рис. 3.** Гистограмма распределения соотношения  $Na_2O/K_2O$  (а), (б) и суммы литофильных редких элементов (в) для пород Восточно-Калгутинского пояса (а, в) и эталонных редкометалльных гранитоидов (б).

1 — эльваны и онгониты Восточно-Калгутинского пояса, по [Анникова, 2003], а также образцы, результаты исследования которых представлены в данной работе; 2 — эльваны Корнуолла и граниты Корнубийского батолита [Антипин и др., 2002], 3 — онгониты дайки Амазонитовой (Монголия) и Бага-Газрынских даек (Забайкалье) [Коваленко, 1977].  $N$  — количество образцов.

Таблица 1.

**Средние химические составы пород Калгутинского массива  
и Восточно-Калгутинского дайкового пояса**

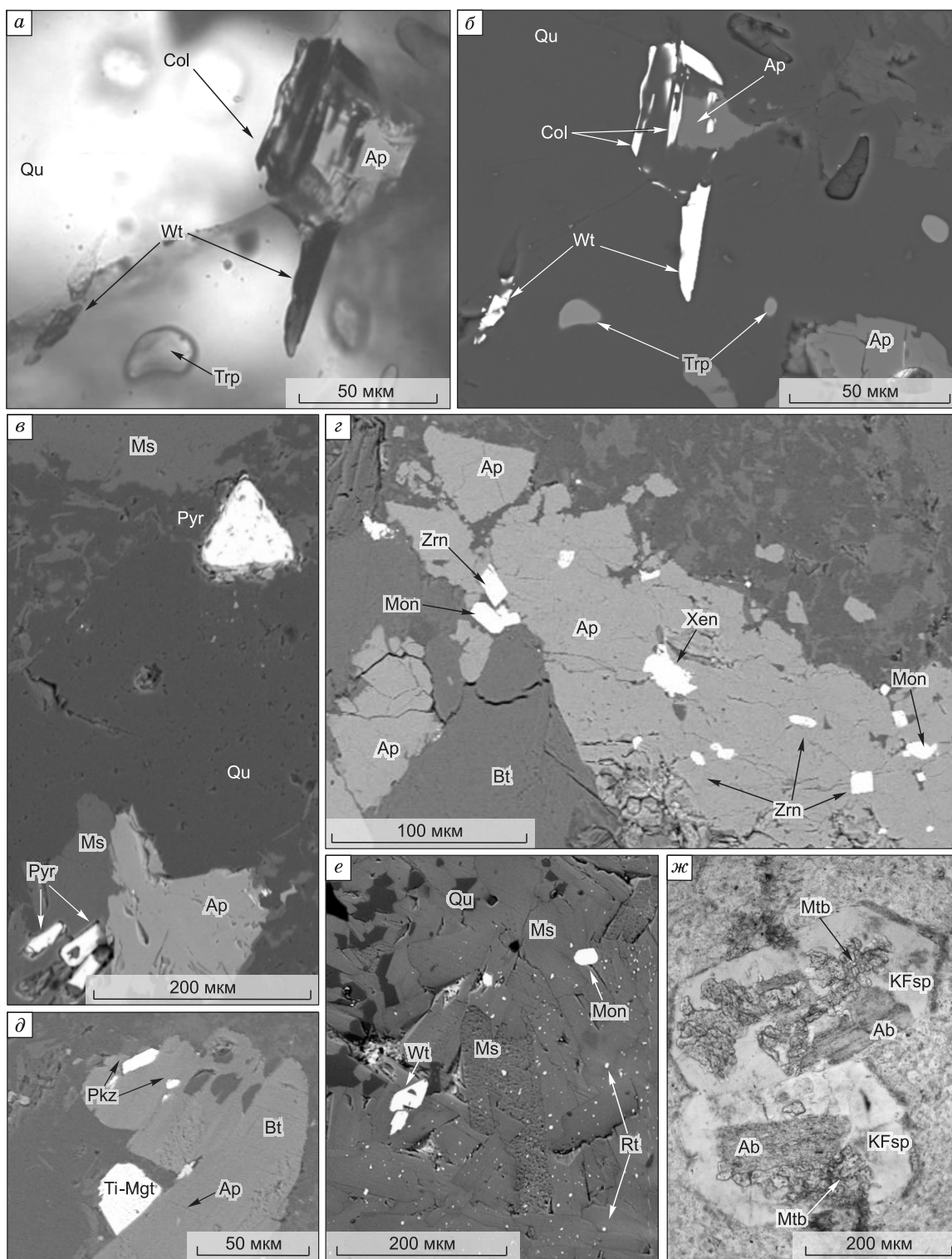
Компонент	Граниты главной фазы		Онгониты		Эльваны		УРМ онгониты		УРМ эльваны		Грейзенизированные породы	
	<i>X</i>	<i>s</i>	<i>X</i>	<i>s</i>	<i>X</i>	<i>s</i>	<i>X</i>	<i>s</i>	<i>X</i>	<i>s</i>	<i>X</i>	<i>s</i>
SiO <sub>2</sub>	71.90	1.48	73.02	0.53	73.02	0.85	71.98	0.85	72.97	0.88	74.32	1.99
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.12	0.05	0.18	0.10	0.06	0.03	0.03	0.08	0.03	0.12	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.86	0.53	14.80	0.87	14.56	0.52	15.95	0.21	14.93	0.55	14.04	0.46
FeO <sub>общ.</sub>	2.54	0.62	1.11	0.26	1.53	0.61	0.95	0.12	1.09	0.13	2.72	0.73
MnO	0.07	0.02	0.09	0.03	0.07	0.03	0.18	0.07	0.08	0.03	0.06	0.01
MgO	0.75	0.25	0.11	0.02	0.23	0.10	0.10	0.01	0.20	0.09	0.27	0.18
CaO	1.59	0.46	0.62	0.45	0.59	0.15	0.52	0.26	0.55	0.16	0.28	0.29
Na <sub>2</sub> O	3.00	0.27	4.73	0.63	3.52	0.44	4.23	0.09	3.72	0.37	0.42	0.19
K <sub>2</sub> O	4.64	0.44	3.75	0.54	4.90	0.59	3.51	0.23	4.15	0.35	6.95	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.07	0.42	0.04	0.31	0.44	0.71	0.09	0.39	0.08	0.26	0.09
П.п.п.	0.76	0.33	0.80	0.40	1.20	0.36	1.67	0.38	1.08	0.29	2.05	0.73
Сумма	99.74	Н.д.	99.49	Н.д.	100.03	Н.д.	99.84	Н.д.	99.23	Н.д.	101.49	Н.д.
F	0.07	0.04	0.40	0.20	0.26	0.13	0.56	0.29	0.34	0.08	0.36	0.03
Li	145	36	277	133	232	131	2269	461	618	322	240	55
Be	7.0	3	68.2	10.5	15.20	15.9	135.6	43.7	33.1	32.8	4.1	2.1
B	—	—	48.2	19.1	61.9	42.3	140.0	31.1	—	—	—	—
Cu	—	—	93.5	5.2	30.8	19.3	56.2	70.3	—	—	1375	1025
Zn	—	—	44.4	4.8	36.8	7.7	110.6	9.6	—	—	387.0	461.0
Rb	318	75	694	192	579	172	1530	176	719	161	795	79
Sr	134	26	54	14	53	45	77	49	180	70	112	12
Y	44.8	14.8	8.2	3.2	13.6	7.9	5.2	4.4	—	—	8.6	11.5
Zr	175	71	27	9	46	27	18	4	—	—	47	41
Nb	66.4	41.3	67.6	6.5	42.4	16.0	80.9	2.6	51.1	26.9	31.0	14.3
Ta	2.40	0.6	43.26	7	12.07	7.2	80.00	20.8	34.30	6.1	7.75	6.9
Mo	7.9	8.6	2.3	2	1.7	1.3	0.5	0.1	—	—	74.0	60.2
Sn	8.3	3.2	0.9	0.7	2.6	0.8	1.1	0.2	—	—	7.2	4.4
Cs	41.9	26.6	104.6	53.0	76.2	67.7	839.7	207.3	275.5	171.0	55.0	19.4
Ba	347	61	66	39	98	85	42	19	—	—	133	59
Hf	5.2	1.3	1.8	0.1	2.1	0.8	1.8	0.1	—	—	2.1	0.8
W	6.1	5.3	24.0	12	46.6	50.6	30.8	3.9	—	—	81.0	60.6
Pb	38.3	8.1	9.0	6.1	33.5	12.7	—	—	—	—	—	—
Th	26.0	3.4	3.0	1.6	10.4	8.6	1.1	0.6	—	—	15.8	20.3
U	8.29	3.31	25.37	8.19	20.59	12.8	21.85	4.14	—	—	24.27	20.7
Сумма РЗЭ	166	Н.д.	24	Н.д.	63	Н.д.	7	Н.д.	60	Н.д.	165	Н.д.
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.65	»	1.26	Н.д.	0.72	Н.д.	1.20	Н.д.	0.89	Н.д.	0.06	Н.д.
<i>n</i>	50		8		25		26		30		4	

Примечание. Здесь и далее: *X* — усредненные значения, *s* — стандартные отклонения, *n* — число анализов. Содержание петрогенных компонентов и фтора — в мас. %, остальных — в г/т. Прочерк — нет анализа. Н.д. — нет данных.

слеживаются вдоль единой линии СВ простирания в осевой части пояса, с перерывами на протяжении около 5 км (см. рис. 2). Эльванами сложена только часть УРМ дайки в центральном секторе, в то время как остальные ее выходы представлены онгонитами.

Натриевым разновидностям УРМ пород Восточно-Калгутинского пояса свойственны, кроме того, аномально высокие содержания фосфора (0.65—0.96 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) (см. табл. 1), что позволяет рассматривать их как самостоятельную породную группу, для которой В.Б. Дергачевым [1988] был предложен





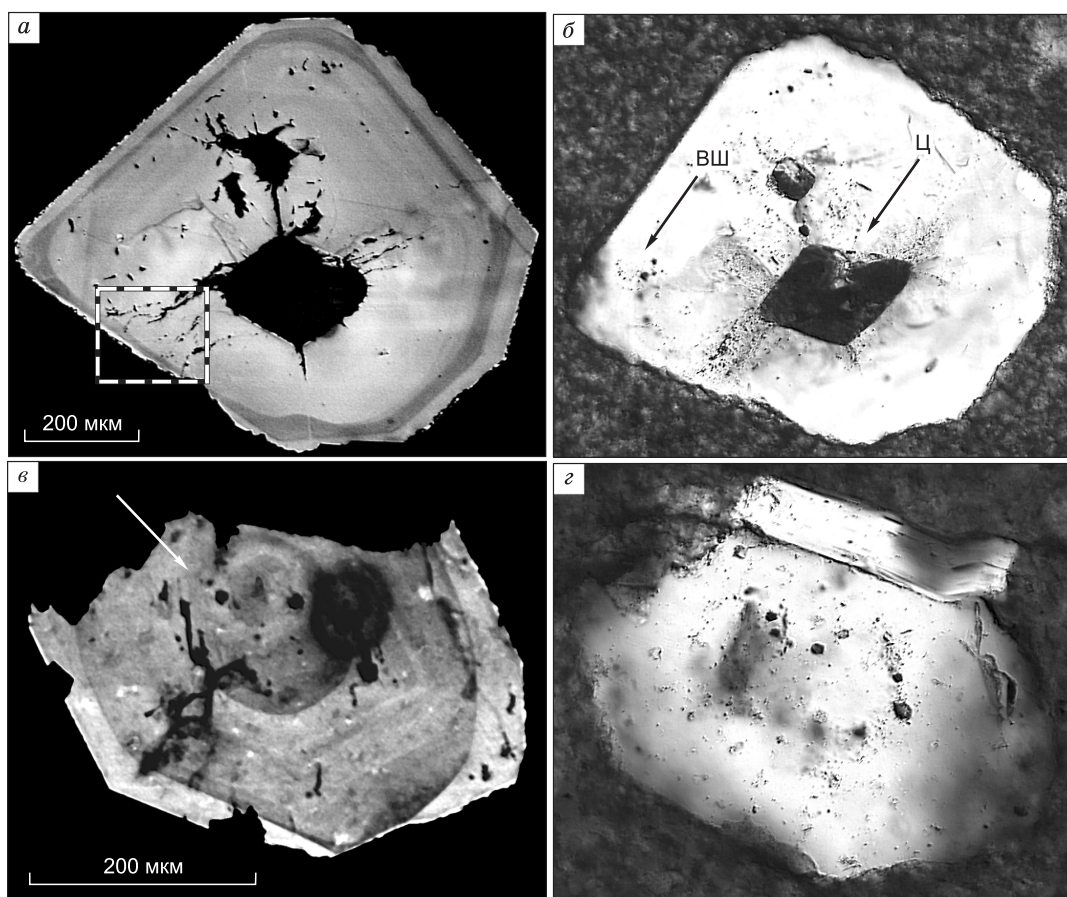
**Рис. 4.** Акцессорные минералы дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса. *а, б* — онгонит, обр. кл-14; *в* — онгонит, обр. кю-6; *г* — эльван, обр. л-765; *д* — эльван, обр. 1-259; *е* — онгонит, обр. кл-15; *ж* — калгутит, обр. кл-142.

Ab — альбит, Ap — апатит, Bt — биотит, Col — танталит-колумбит, KFsp — калиевый полевой шпат, Ti-Mgt — титано-магнетит, Ms — мусковит, Mon — монацит, Mtb — монтебразит, Pkz — поликраз, Pyr — пирит, Qu — кварц, Rt — рутил, Trp — триплит, Wt — вольфрамит, Xen — ксенотим, Zrn — циркон. *а, ж* — фото в проходящем свете, *б–е* — в обратнорассеянных электронах.

термин «калгутиты». Содержание фосфора в них в 5—10 раз превышает средние значения для типичных онгонитов. Наряду с несколько пониженной концентрацией фтора, это, прежде всего, приводит к тому, что роль его концентратора в дайках Восточно-Калгутинского пояса играет фтор-апатит, а не топаз, как в «классических» онгонитах [Коваленко, Коваленко, 1976; Дергачев, 1988]. Высокофосфористая специфика проявляется и в том, что в нормативном составе пород присутствует апатит 0.5—0.8 мас. %, и зачастую остаток «свободного»  $P_2O_5$  составляет до 1.2 мас. % в РМ породах и до 3.5 мас. % в калгутитах. Кроме апатита, в дайках диагностированы такие фосфатные фазы, как монацит  $(Ce, Th)PO_4$ , триплит  $(Mn, Fe, Ca, Mg)_2 [PO_4] (F, OH)$ , ксенотим  $YPO_4$ , монтебразит  $LiAl(PO_4)(OH, F)$ . Такие минералы, как танталит-колумбит  $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$ , поликраз-эвксенит  $(Y, Ca, Ce, U, Th)(Ti, Nb, Ta)_2O_6$ , турмалин, монтебразит, являются показателями редкометалльной специфики расплавов. Кроме того, среди аксессуарных минералов обнаружены циркон, ильменит, рутил, пирофанит  $MnTiO_3$ , халькопирит, сфалерит, вольфрамит (рис. 4).

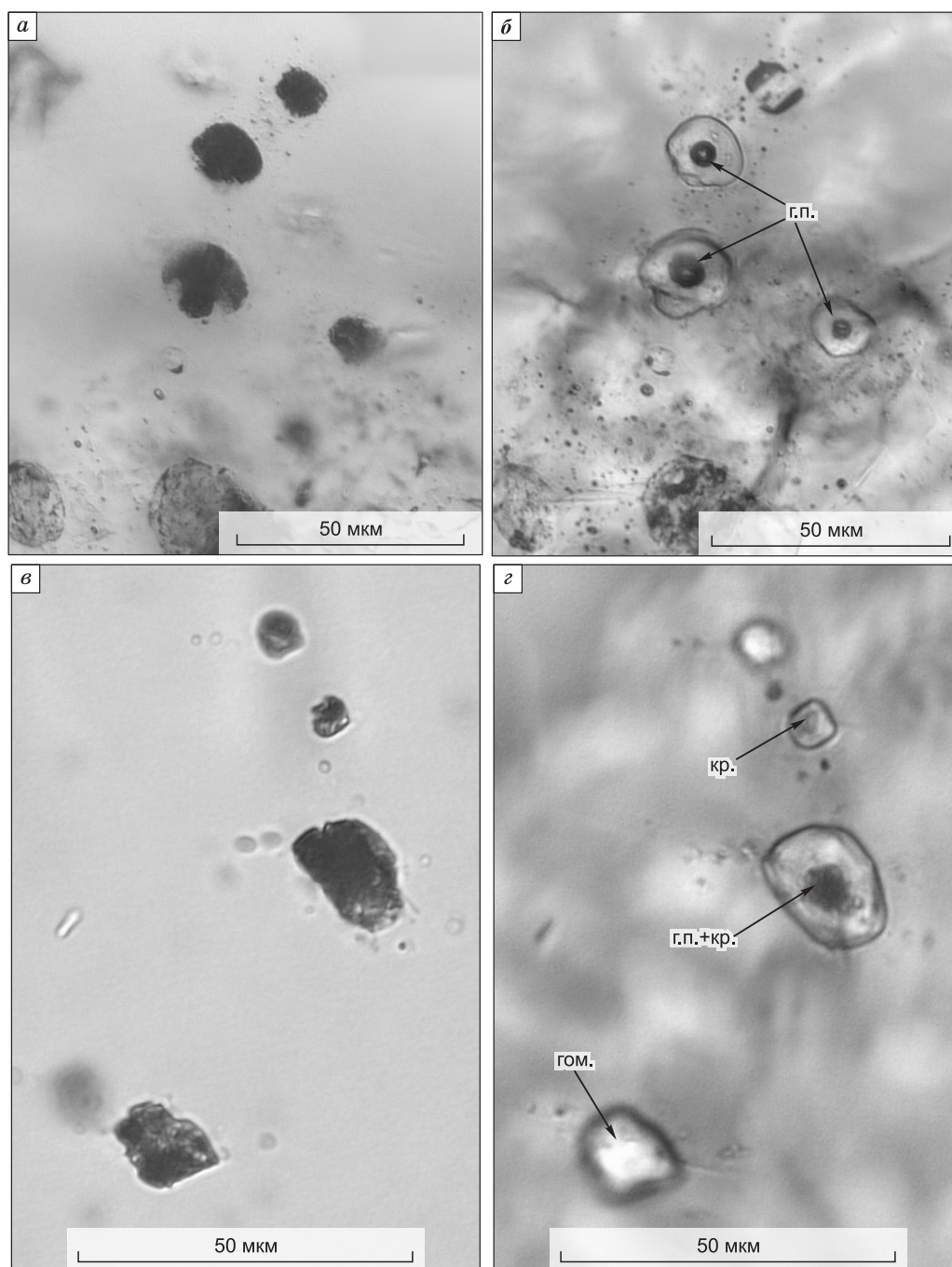
### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

**Микроскопическая диагностика.** Расплавные и флюидные (ФВ) включения исследованы в порфировых вкрапленниках кварца онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса, а также в зернах кварца гранитов Калгутинского массива. ФВ изучены также в кварце грейзенов. Расплавные включения встречаются как в центральных частях вкрапленников, так и во внешних зонах (рис. 5, 6). В центральных частях включения образуют азональные группы и имеют более крупные размеры, чем на перифе-



**Рис. 5. Расплавные и флюидные включения во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса.**

*a, в* — изображение катодолуминесценции; *б, г* — те же вкрапленники в проходящем поляризованном свете. *a, б* — крупные расплавные включения в центральной части вкрапленника (Ц), имеющие форму отрицательного кристалла и мелкие зональные расплавные включения во внешних зонах вкрапленника (ВШ). От крупных включений отходят трещины, заполненные флюидными включениями. *a* — квадратом отмечена часть, где трещины прерываются на границе с очередной зоной. *в, г* — зональные включения в центральной части вкрапленника, *в* — стрелкой показан изгиб зон роста около расплавного включения, места расположения флюидных включений маркируются системами дислокаций, показана структура срезания предшествующих зон роста последующими.



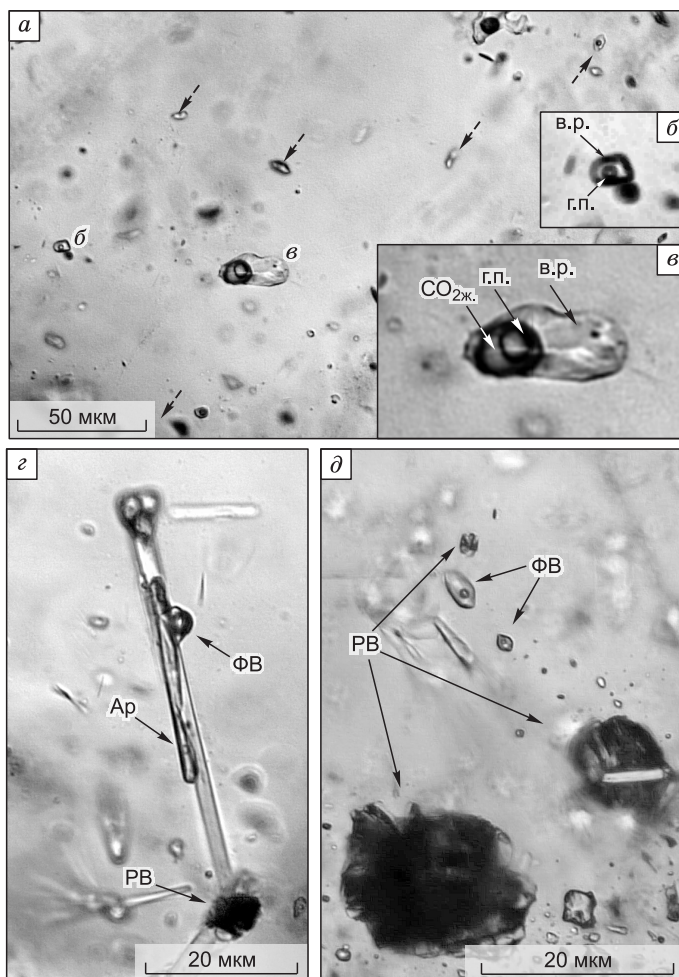
**Рис. 6. Зональные расплавные включения до прогрева и после термометрических экспериментов во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса.**

*а* — мелкораскристаллизованные РВ с зубчатыми краями, *б* — те же РВ после прогрева, в стекле остались газовые пузырьки (г.п.); *в* — раскристаллизованные РВ, *г* — те же РВ после прогрева. Произошла гомогенизация некоторых РВ (гом.), в стекле других остались кристаллические фазы (кр.) или газовый пузырек, окруженный мелкими кристаллическими фазами (ст. + г.п.).

рии. Вкрапленники УРМ онгонитов наиболее бедны включениями. Исследование вкрапленников кварца на СЭМ методом катодолюминесценции показало, что расплавные включения, расположенные в пределах зон роста, иногда нарушают их прямолинейность (см. рис. 5, *в*). Крупные расплавные включения нередко окружены ореолом радиальных трещин, к которому приурочены многочисленные флюидные включения (см. рис. 5, *а*). Все эти признаки, несомненно, подтверждают первичность расплавных включений.

**Рис. 7. Флюидные и расплавные включения во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса.**

*a* — сопутствующие водные и водно-углекислотные флюидные включения при комнатной температуре, врезка *б* — двухфазовое водное включение, врезка *в* — трехфазовое водно-углекислотное включение; *г* — сингенетичные флюидное и расплавное включения комбинированы с кристаллами апатита; *д* — флюидные включения, сингенетичные с расплавными включениями. в.р. — водно-солевой раствор,  $\text{CO}_{2\text{ж}}$  — жидкая углекислота. Штриховыми стрелками показаны мелкие двухфазовые газовой-жидкие включения. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.



ФВ во вкрапленниках кварца представлены единичными или азональными включениями, группами включений, приуроченными к трещинам, а также образуют ореолы вокруг РВ (см. рис. 5, *a*, *б*). Одиночные включения обычно не изменяют структуру катодолюминесценции кварца, а расположенные по трещинам — маркируются системами дислокаций (см. рис. 5, *в*). Размеры РВ варьируют от первых микрометров до 20, реже 50 мкм, флюидные включения крайне редко достигают 15—20 мкм.

**Фазовый состав включений при комнатной температуре.** РВ полностью раскристаллизованы. В хорошо раскристаллизованных включениях различимы отдельные кристаллические фазы. Иногда среди кристаллов дочерних минералов заметен газовый пузырек. Почти для всех РВ характерны зазубренные края за счет дочернего кварца, отложившегося на стенках вакуолей (см. рис. 6, *a*, *в*). Кристаллический агрегат расплавных включений в основном сложен кварцем, мусковитом и полевыми шпатами. Среди этих минералов обнаруживается апатит, значительно реже — монацит.

Кристаллические включения во вкрапленниках кварца представлены биотитом, мусковитом, апатитом, монацитом, триплитом, рутилом, цирконом, ильменитом, вольфрамитом, магнетитом, халькопиритом.

ФВ, обнаруженные во вкрапленниках кварца онгонитов и эльванов, при комнатной температуре двух- и трехфазовые. Среди них преобладают двухфазовые включения, которые содержат газовый пузырек и водно-солевой раствор (рис. 7, *б*). Иногда такие включения могут быть комбинированы с магматическими кристаллическими фазами, как правило, представленными апатитом или цирконом (см. рис. 7, *г*). Трехфазовые включения встречаются значительно реже и, в отличие от описанных выше газовой-жидких включений, содержат жидкую углекислоту (см. рис. 7, *a*, *в*). Поскольку углекислотно-водные включения появляются редко и неповсеместно, их природа не совсем ясна и требует дальнейшего исследования.

Первичные ФВ во вкрапленниках кварца представлены единичными включениями или азональными группами. Они содержат газовый пузырек и водно-солевой раствор и могут быть комбинированы с магматическими кристаллическими фазами. Вторичные включения приурочены к трещинам. К ним относятся двухфазовые включения, содержащие газовый пузырек и водно-солевой раствор, реже трехфазовые, состоящие из раствора, газовой-образной и жидкой углекислоты. Помимо перечисленных, изученные вкрапленники содержат флюидные включения, приуроченные к ореолам радиальных трещин вокруг расплавных включений. Такие включения, как правило, двухфазовые и содержат газовый пузырек и водно-солевой раствор.

ФВ в кварце грейзенов аналогичны включениям во вкрапленниках дайковых пород. При комнатной температуре включения с жидкой углекислотой встречаются только в дайках и грейзенах и отсутствуют в гранитах и лейкогранитах. Для данной работы особое значение имеют флюидные включения,

сингенетичные с расплавленными, т.е. отражающие магматический этап кристаллизации. Такие двухфазовые газовой-жидкие включения схожи с описанными выше первичными включениями.

**Термометрия расплавленных включений.** Прогрев РВ в термокамере при атмосферном давлении приводил к вскрытию большинства включений. Такое поведение включений служит признаком высокого флюидного давления при их захвате. В дальнейшем для прогревов отбирались только мелкие включения, размер которых не превышал 5 мкм. При атмосферном давлении начало плавления зафиксировано при температуре 640°C. Первые гомогенные включения появлялись при 680—685°C. После прогревов до температуры 710°C в стекле часто сохранялись усадочные газовые пузырьки. Чтобы избежать разгерметизации более крупных РВ, прогревы проводились в автоклаве под внешним сдерживающим давлением воды. При давлении 1 кбар плавление кристаллического агрегата РВ в некоторых образцах началось при 600°C. Первые гомогенные включения появлялись после прогрева при 635—650°C. Массовая гомогенизация РВ в исследуемых образцах происходила при 660—695°C. При давлении 2.5 кбар гомогенизация самых мелких РВ в образце УРМ онгонита наблюдалась после прогрева при температуре 600°C. При этом же давлении расплавленные включения в образцах кварца РМ пород после прогрева при 640°C, близкие к гомогенизации, содержат недоплавленные кристаллические фазы.

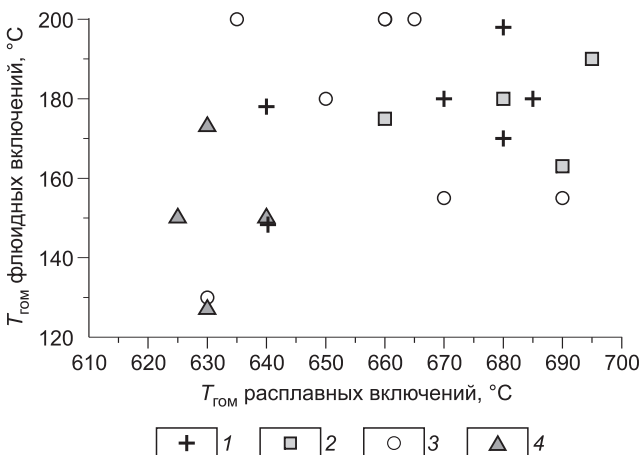
После прогрева размер РВ заметно увеличивается, их границы становятся ровными благодаря растворению в расплаве кварца со стенок вакуолей. После переплавления значительной части кристаллического агрегата включений в стекле последними часто остаются либо газовые пузырьки, занимающие не более 5—10 % от объема вакуоли, либо мелкие единичные кристаллы (см. рис. 6, б, з). Среди них определены полевые шпаты (с практически равными соотношениями Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O) и апатит.

**Термометрия флюидных включений.** Данные по изучению ФВ приведены в табл. 2. Первые признаки плавления практически во всех группах включений гранитов, онгонитов, эльванов и грейзенов наблюдаются при температуре –24...–19°C. Следовательно, главными компонентами в растворах включений являются хлориды Na и K. На этом фоне выделяется образец эльвана с центрального участка, в котором помимо отмеченных выше включений присутствуют первичные включения с температурой эвтектики ( $T_{эвт}$ ) –33.6°C. В солевом составе которых, вероятно, доминирует MgCl<sub>2</sub>, поскольку  $T_{эвт}$  системы MgCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O, по данным разных авторов, равна –33.6...–33.8°C [Здановский и др., 1961; Киргинцев и др., 1972; Пельш, 1973]. Данный вывод подтверждается результатами исследования растворов включений с низкой  $T_{эвт}$  методом кислотных вытяжек (ICP-AES).

Температура плавления льда ( $T_{пл}$ ) для большинства включений во вкрапленниках кварца дайковых пород наблюдается в интервале –8...–2°C. В этот диапазон попадают и  $T_{пл}$  льда флюидных включений, сингенетичных с расплавленными (–8...–5°C). В некоторых вкрапленниках кварца из дайки эльвана с восточного участка отмечены редкие первичные включения с  $T_{пл} = -2...-1$  °C. Во включениях, имеющих  $T_{эвт} = -33.6$ °C, плавление льда происходит при –23...–10°C. В ряду граниты—лейкограниты наблюдается изменение  $T_{пл}$  льда от –6...–3°C до –3...–2°C. Во включениях кварца грейзенов наиболее характерные  $T_{пл}$  льда также лежат в интервале –5...–2°C.

По  $T_{пл}$  льда можно оценить соленость растворов. Большая часть включений в кварце онгонитов и эльванов содержит растворы с соленостью 3—12 мас. % NaCl-экв. В этом же диапазоне находится величина солености растворов во ФВ, сингенетичных с расплавленными (см. табл. 2, 3). Включения с высокими температурами плавления льда заполнены растворами с концентрацией 1.5—3 мас. % NaCl-экв, а включения, которые условно можно назвать хлоридно-магниевыми, характеризуются более высокими концентрациями соли порядка 11—18 мас. % MgCl<sub>2</sub>-экв. Соленость растворов во включениях из кварца гранитов и грейзенов близка к указанной величине для подавляющего большинства ФВ в кварце дайковых пород и составляет 3—9 мас. % NaCl-экв.

В трехфазовых флюидных включениях плавление замерзшей углекислоты происходит при –57.3... –56.8°C. Более низкое значение –57.3°C, возможно, указывает на наличие при-



**Рис. 8. Температура гомогенизации расплавленных и флюидных включений в кварце пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса и Калгутинского массива.**

Приведена  $T_{гом}$  расплавленных включений, полученная при 1 кбар. 1 — граниты главной интрузивной фазы, 2 — онгониты, 3 — эльваны, 4 — ультраредкометалльные онгониты и эльваны.

Таблица 2.

## Физико-химические параметры растворов флюидных включений

Образец	Порода	Термометрия							КР		n
		$T_{эвт}$ , °C	$T_{пл}$ льда, °C	C, мас. % NaCl-экв.	$T_{гом}$ , °C	$T_{пл}$ CO <sub>2</sub> , °C	$T_{гом}$ CO <sub>2</sub> , °C	C CO <sub>2</sub> , мас. %	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	
5-699	Гранит	-24...-19	-2...-5	4...8	170...190	—	—	—	—	—	25
1-448	»	-23...-19	-2...-3	3...5	150...170	—	—	—	He ан.	—	22
1-173	»	<-19	-3.8...-6.1	6.5...10	178...198	—	—	—	»	—	10
кл-17к	»	-19...-24	-3.3...-4.3	5	180	—	—	—	»	—	5
кл-14	Онгонит	-20...-27 <-17	-3.3...-3.9	5.9...6.5	175...180	—	—	—	»	—	15
		—	—	—	>200 с CO <sub>2</sub>	-57...-56.8	27...29	21—22	+ +	—	
кл-15	»	-20...-24	-3.1	5	190...212	—	—	—	He ан.	—	12
5-698	»	-17.8...-25.8	-4.2	7	160	—	—	—	»	—	7
1-262-3	»	<-9	-3...-4	5...6.8	—	—	—	—	»	—	3
кл-17	Эльван	-20...-21	-3.6...-4	5.9...7	150...157	—	—	—	»	—	9
5-692	»	<-19	-3...-5	5...8	200	—	—	—	»	—	7
5-446	»	-21.8	-3...-4	5...6.8	>200	—	—	—	»	—	3
л-765	»	-23...-19 -29...-34	-2...-3 -23...-10	3...5 11...18 (MgCl <sub>2</sub> -экв.)	130...157	—	—	—	+ +	—	18
		-19...-24	-4...-4.5 -1.1...-1.7	6.8...7 1.7...3	180...190	—	—	—	He ан.	—	
кю-8	»	-19...-24	-4...-4.5 -1.1...-1.7	6.8...7 1.7...3	180...190	—	—	—	He ан.	—	11
		—	—	—	>200 с CO <sub>2</sub>	-56.7...-56.8	25...28	9—10	—	—	
1-270	Эльван грейзе- низиро- ванный	<-13...-18	-3...-8	5...12	180...210	—	—	—	»	—	9
		—	—	—	230—250 с CO <sub>2</sub>	-57.3...-57.1	27.7...30.8	9—10	+ -	—	
кл-209	УРМ эльван	<-13...-17	-2...-3	3...5	130...150	—	—	—	He ан.	—	4
кл-142	УРМ онгонит	<-10	-1.5	2	150...167	—	—	—	»	—	—
кл-28	Грейзен	-19...-24	-2...-5	3...8	140—160 170—190	—	—	—	»	—	49
		—	—	—	230—250 с CO <sub>2</sub>	-56.6...-56.8	27.4...29.2	8	+ -	—	

Примечание.  $T_{эвт}$  — температура эвтектики,  $T_{пл}$  — температура плавления,  $T_{гом}$  — температура гомогенизации, C — концентрация, КР — метод рамановской спектроскопии («+» — обнаружено, «-» — не обнаружено), n — количество исследованных флюидных включений. Прочерк — нет данных. Не ан. — не анализировался.

Таблица 3. Микротермометрические параметры флюидных включений, сингенетичных с расплавленными, и оценки давления захвата включений

Образец	Порода	C, мас. % NaCl-экв.	$T_{гом}$ , °C		Оценка давления, кбар		
			ФВ	РВ	1	2	3
1-448	Лейкогранит	5	170	640	5.4	8.7	8.1
1-270	Эльван грейзенизированный	8—12	200	640	4.5	7.5	7—7.8
кл-17	Эльван	3—6	145	650	5.6	9.8—9.9	9—9.5
кл-209	УРМ эльван	5	150	600	5.3	8.6	8.2
л-765	Эльван	3	157	610	5.6	8.7	7.9

Примечание. Расчет давления по данным разных авторов: 1 — [Рёддер, 1987], 2 — [Zhang, Frantz, 1987], 3 — [Bodnar, Vityk, 1994].

Таблица 4.

## Составы стекол гомогенизированных расплавных включений

Компонент	Граниты		Эльваны						Эльван грей-зенизированный				Онгониты				УРМ онго-ниты		УРМ эльваны		Предел об-наружения, мас. %
	кл-17к		л-765	5-692	кю-7	кю-8	1-270		кю-6	1-262-3		кл-15	кл-16	5-447		кл-209					
	X	s	X	s	X	X	X	s	X	X	s	X	X	X	s	X	s				
SiO <sub>2</sub> , мас. %	72.78	1.94	72.89	1.31	72.71	73.94	72.88	73.14	3.19	74.21	69.43	3.26	68.10	72.24	1.06	71.65	2.58	0.008			
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.06	0.01	0.02	0.03	0.01	0.08	0.14	0.12	0.01	0.08	0.08	0.16	0.05	0.01	0.04	0.01	0.041			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.78	1.59	11.96	2.90	11.65	12.93	11.06	12.16	1.45	11.90	13.64	0.73	12.19	13.84	0.50	11.76	1.01	0.013			
FeO	0.69	0.38	0.42	0.06	0.66	0.37	0.13	0.79	0.48	0.46	0.79	0.59	1.28	0.89	0.44	0.55	0.18	0.024			
MnO	0.06	0.02	0.23	0.05	0.02	0.24	0.12	0.03	0.02	0.37	0.17	0.07	0.12	0.08	0.05	0.19	0.03	0.023			
MgO	0.13	0.19	0.09	0.09	0.24	0.07	0.10	0.27	0.31	0.06	0.27	0.36	0.34	0.23	0.07	0.10	0.06	0.015			
CaO	0.10	0.05	0.25	0.17	0.10	0.13	0.17	0.21	0.12	0.07	0.47	0.36	0.10	0.21	0.23	0.31	0.17	0.032			
Na <sub>2</sub> O	3.14	1.65	2.51	0.88	0.76	2.01	2.15	2.77	1.39	2.52	2.28	1.47	2.78	3.33	1.30	2.34	0.86	0.024			
K <sub>2</sub> O	3.46	0.21	3.37	0.28	3.53	2.94	2.93	3.69	0.51	2.98	3.37	0.33	3.80	3.75	0.30	3.15	0.42	0.01			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.06	0.37	0.20	0.14	0.48	0.23	0.21	0.20	0.52	0.38	0.31	0.07	0.15	0.21	0.36	0.09	0.007			
BaO	0.18	0.14	0.00	0.00	—	—	0.00	0.04	0.03	—	0.06	0.06	0.00	0.07	0.10	—	—	0.11			
Cs <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.032			
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.025			
F	0.34	0.05	0.47	0.14	0.31	0.41	0.57	0.35	0.12	0.43	0.58	0.22	0.42	0.26	0.10	0.37	0.13	0.16			
Сумма	93.04	Н.д.	92.13	Н.д.	90.00	93.27	90.04	93.50	Н.д.	93.08	90.97	Н.д.	91.37	93.90	Н.д.	90.43	Н.д.	Н.д.			
n	8		4	4	2	1	3	5		2	9	2	2	6	6	6	6				

Примечание. Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax-Micro (г. Новосибирск). Приведены значения содержания Na<sub>2</sub>O, откорректированные на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100. n — количество проанализированных расплавных включений. Прочерк — нет данных.

меси азота, следы которого были обнаружены методом рамановской спектроскопии. Температура гомогенизации углекислоты составила 27—29 °С.

Включения во всех исследованных образцах гомогенизируются в жидкую фазу. Температуры гомогенизации для включений из кварца разных даек и грейзенов варьируют в широких пределах.  $T_{\text{гом}}$  включений без жидкой углекислоты изменяются от 140 до 200 °С. В кварце даек  $T_{\text{гом}}$  двухфазовых флюидных включений, сингенетичных с расплавленными, составляет 200 °С. Наиболее высокими температурами гомогенизации (230—250 °С) обладают включения с жидкой углекислотой. В разных вкрапленниках одного образца  $T_{\text{гом}}$  могут очень широко варьировать (рис. 8). Для ФВ в кварце гранитов интервал  $T_{\text{гом}}$  более выдержанный: от 150 до 190 °С. Плотность флюида в момент его захвата была рассчитана по уравнению состояния системы NaCl—KCl—CaCl<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O [Zhang, Frantz, 1987] и составляла 0.88—0.94 г/см<sup>3</sup>.

#### Состав стекол расплавленных включений.

Чтобы получить гомогенные РВ, пригодные для анализа состава расплавов, размером более 10—15 мкм, образцы кварца с крупными РВ прогревались при температуре, превышающей установленную  $T_{\text{гом}}$  на 30—50 °С, при водном давлении 1 кбар. Стекла гомогенных РВ были проанализированы на содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов (табл. 4, 5). Составы стекол РВ в целом отвечают составам соответствующих им дайковых пород. В то же время по некоторым компонентам отмечены отклонения. Так, стекла включений имеют более широкий диапазон вариации содержаний SiO<sub>2</sub>, чем валовые составы пород (рис. 9, а, б), при совпадении средних значений, которые составляют 72—72.5 мас. %. Аналогичное поведение отмечается и для содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. рис. 9, а, б). УРМ породы выделяются повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и расплавленные включения в кварце УРМ пород наиболее глиноземистые. Содержание в составе РВ FeO и MgO в среднем ниже, чем в породах (см. рис. 9, в, г). Стекла РВ во вкрапленниках УРМ пород наиболее обеднены FeO и MgO, так же как и сами породы.

Содержания K<sub>2</sub>O в стеклах РВ варьируют в более узком диапазоне, чем в составах самих пород. Максимальное содержание K<sub>2</sub>O в стеклах включений не превышает 4 мас. %, а в породах достигает 8 мас. % (см. табл. 4, рис. 9, д, е). Содержание K<sub>2</sub>O в РВ в кварце из РМ дайковых пород для большинства образцов ниже, чем в соответствующих породах (рис. 10). Так же как и породы в целом, расплавленные включения в кварце гранитов проявляют калиевую специфику, в большинстве случаев Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O в них составляет 0.4—0.5, для РВ в кварце дайковых пород эта величина равна 0.8—1 (рис. 11).

Содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в валовом составе пород закономерно увеличиваются от 0.1—0.2 мас. % в гранитах до 0.7 мас. % в УРМ онгонитах. В составах РВ такой тенденции не наблюдается. Отмечается, что P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> во включениях меньше, чем в соответствующих им породах (рис. 12). По содержанию F как для пород, так и для РВ характерен незакономерный разброс значений от 0 до 1 мас. % (см. табл. 4).

В нормативном составе проанализированных стекол включений доля апатита составляет 0.2—0.8 мас. %. Важной особенностью нормативных составов стекол РВ является то, что после вычисления количества апатита остается неизрасходованный остаток P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 2.1 мас. %. Аналогичная особенность была отмечена и для валового состава пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

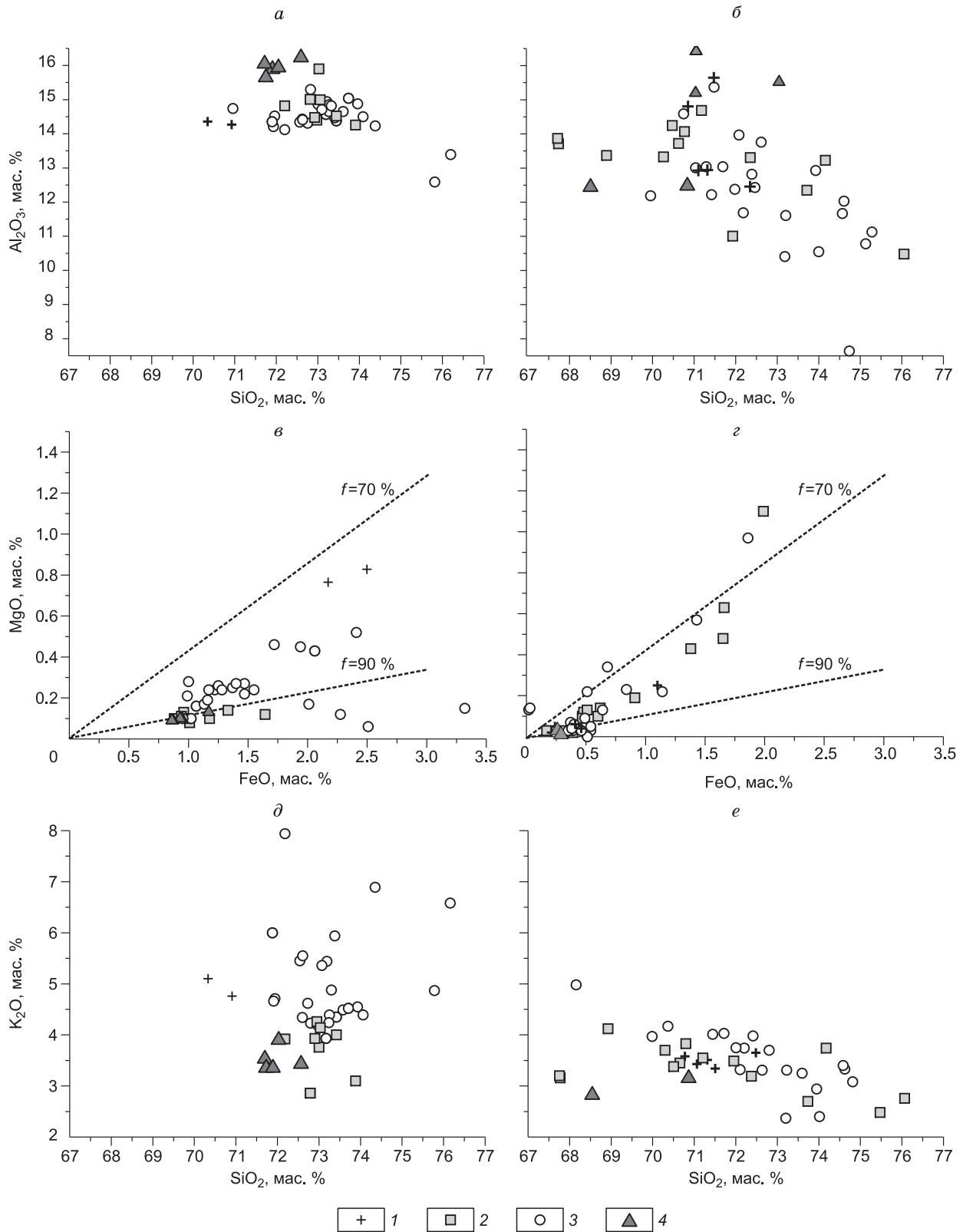
Составы РВ во вкрапленниках пород Восточно-Калгутинского пояса четко отвечают «альбитовому тренду» фракционирования, без разделения на отдельные эльвановую и онгонитовую ветви (рис. 13, а). На диаграмме ортоклаз—кварц—альбит—H<sub>2</sub>O поле онгонитов почти полностью заполнено точками

Таблица 5. Содержание воды (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в стеклах гомогенизированных расплавленных включений во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса

Компонент	1-270	кл-17	кл-209	5-447	S, отн. %
H <sub>2</sub> O	2.14	0.93	3.44	2.88	4—11
Cs	13.29	35.73	123.61	28.54	7—39
Rb	153.60	190.54	334.79	168.49	10—34
Ba	56.72	1.10	4.56	3.89	11—39
Th	1.65	0.22	0.56	0.10	12—56
Ta	0.63	2.43	5.76	0.77	10—37
Nb	11.50	21.58	29.35	4.43	5—17
Sr	6.87	1.25	3.32	5.31	18—30
Hf	0.69	0.66	0.32	0.06	52—142
Zr	14.02	1.76	7.84	0.98	7—46
Y	2.00	1.07	0.99	0.24	9—51
La	0.75	0.38	0.33	0.15	26—47
Ce	1.69	0.76	0.74	0.24	14—60
Nd	0.78	0.58	0.21	0.12	20—130
Sm	1.22	0.30	0.63	0.27	110—156
Eu	0.03	0.19	0.09	0.17	120—200
Gd	0.28	0.06	0.25	0.21	80—230
Dy	0.36	0.28	0.22	0.34	26—136
Er	0.58	0.31	0.25	0.20	102—228
Yb	0.32	0.14	0.12	0.02	62—223

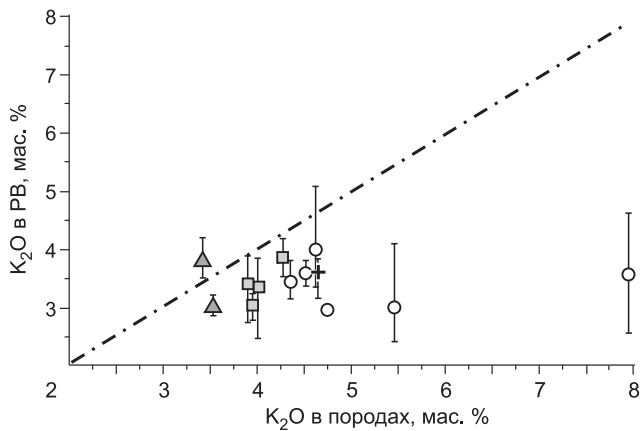
Примечание. Анализы выполнены на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (г. Ярославль). Обр. кл-17 — эльван, 1-270 — эльван грейзенизированный, кл-209 — УРМ эльван, 5-447 — УРМ онгонит. S — ошибка определения элементов.





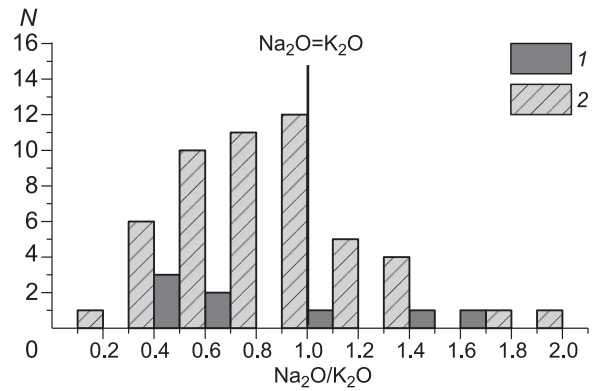
**Рис. 9. Вариационные диаграммы содержания петрогенных компонентов в породах Восточно-Колгутинского пояса (а, в, д) и в стеклах расплавных включений (б, з, е).**

1 — граниты главной фазы и стекла РВ в гранитах, 2 — онгониты и стекла РВ в кварце онгонитов, 3 — эльваны и стекла РВ в кварце эльванов, 4 — УРМ онгониты и стекла РВ в кварце УРМ онгонитов. *f* — линии железистости 70, 90 %. Валовые составы пород по данным авторов и по [Анникова, 2003].



**Рис. 10.** Усредненное содержание  $K_2O$  в стеклах гомогенизированных ПВ и сравнение с содержанием этих же компонентов в валовом составе соответствующих пород.

Усл. обозн. см. на рис. 9. Штрихпунктирной линией показано равное содержание  $K_2O$  в породах и ПВ. Валовые составы пород по данным авторов и по [Анникова, 2003].



**Рис. 11.** Гистограмма распределения соотношения  $Na_2O/K_2O$  в составе расплавных включений в кварце.

1 — граниты главной фазы Калугутинского массива, 2 — онгониты и эльваны Восточно-Калугутинского дайкового пояса.

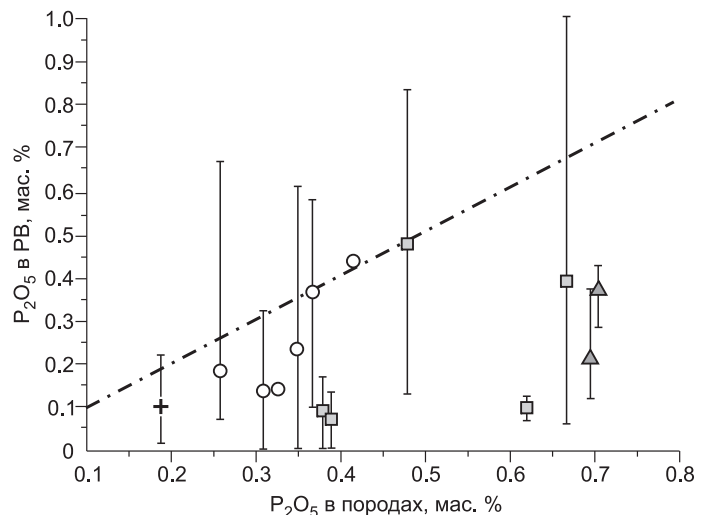
составов ПВ. В то время как часть их размещается в поле эльванов, а часть не входит в поля типичных составов этих пород [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002]. Точки валовых составов пород дайкового пояса располагаются более компактно, при этом точки составов эльванов находятся в поле эльванов, а онгонитов — в поле онгонитов (см. рис. 13, б). Большинство точек составов стекол ПВ занимают положение в поле стабильности кварца, если принять положение котектической кривой для 5 кбар [Huang, Wyllie, 1975].

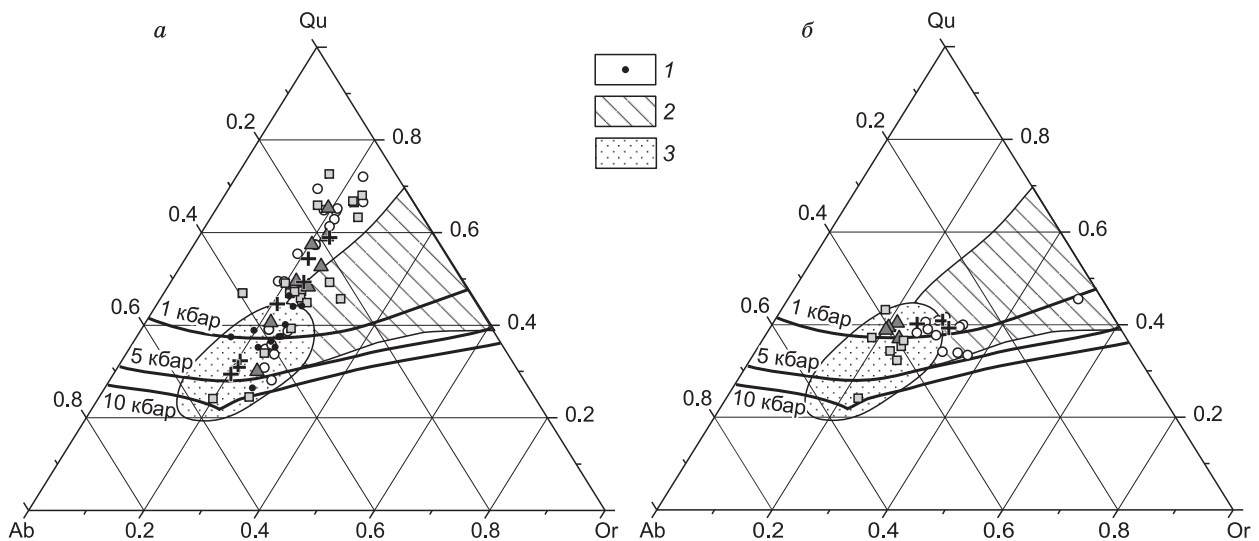
Содержания элементов-примесей, определенные в стеклах расплавных включений, приведены в табл. 5. Содержание редкоземельных и редких элементов в ПВ в среднем ниже, чем в самих дайковых породах. Количество редкоземельных элементов в ПВ крайне низкое, суммы составляют до 3—6 г/т. Для УРМ пород, так же как и ПВ из их вкрапленников, характерно наименьшее содержание редкоземельных элементов. Сравнение редкоэлементного состава стекол ПВ показывает, что максимальная концентрация редких элементов (Cs, Rb, Nb, Ta) отмечена в анализе расплавного включения из вкрапленника в УРМ породе (см. табл. 5, ан. кл.-209).

Концентрация воды по данным ионно-зондового анализа составляет от 0.93 до 3.44 мас. % (см. табл. 5), в то время как по недостатку суммы концентрация легких элементов равна 7—10 мас. % (см. табл. 4). Так как прогрев включений проводился с применением внешнего давления, мы не можем предположить, что существенная часть их летучих компонентов была в этом процессе потеряна. Из этого следует, что недостаток суммы электронно-зондового анализа может быть связан именно с высоким содержанием летучих. Кроме  $H_2O$  этот недостаток может определяться  $CO_2$ . Но отсутствие углекислоты и карбонатных дочерних фаз в расплавных включениях и сингенетичных им флюидных включениях позволяет считать, что весь недостаток суммы определяется содержанием воды, которая не определяется

**Рис. 12.** Усредненное содержание  $P_2O_5$  в стеклах гомогенизированных ПВ и сравнение с содержанием этих же компонентов в валовом составе соответствующих пород.

Усл. обозн. см. на рис. 9. Штрихпунктирной линией показано равное содержание  $P_2O_5$  в породах и ПВ. Валовые составы пород по данным [Анникова, 2003].





**Рис. 13. Нормативные составы стекол расплавных включений (а) и пород Восточно-Калгутинско-го пояса (б) на диаграмме ортоклаз—кварц—альбит— $H_2O$ .**

1 — составы стекол РВ из кварца гранитов, эльванов и онгонитов, по данным [Титов и др., 2001]; 2 — поле составов эльванов; 3 — поле составов онгонитов, по данным [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 9. Линиями показаны котектические кривые при повышенном давлении  $H_2O$  [Huang, Wyllie, 1975].

электронно-зондовым методом. В этой ситуации следует предположить, что содержание воды, определенное ионно-зондовым методом, занижено. Основываясь на недостатках суммы, содержание воды для большинства проанализированных включений (см. табл. 4) можно оценить в 6—7 мас. %, в отдельных случаях эта величина достигает 10 мас. %.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в настоящей статье экспериментальные данные по включениям минералообразующей среды позволяют судить об особенностях состава среды, а также температуре и давлении при кристаллизации магмы, приведшей к формированию онгонит-эльванового Восточно-Калгутинского дайкового пояса и Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения.

**РТ параметры кристаллизации кварца дайковых пород.** Прежде всего отметим, что дайковые породы имеют качественные признаки кристаллизации при высоких давлениях флюида. К таковым относятся: наличие в породах порфировых вкрапленников мусковита, включений относительно высокоплотного магматического водного флюида, признаков декрепитации РВ. В последнем случае образовавшиеся при декрепитации трещины залечены, и в них присутствуют включения флюидной фазы, выделившейся из захваченного расплава. Сами расплавные включения полностью раскристаллизованы, что нехарактерно для субвулканических интрузивных образований [Магмаогенная..., 1975; Рёддер, 1987].

Для оценки давления, в соответствии с результатами микротермометрии, мы воспользовались данными по изохорам водных растворов, составы которых относятся к системе  $NaCl-H_2O$  в области концентраций соли 3—12 мас. % при температурах 600—650°C. Эти параметры соответствуют либо сопутствующим флюидным и расплавным включениям, либо комбинированным с магматическими кристаллическими фазами, захваченными кварцем. С помощью изохор для растворов ФВ и температур захвата РВ оценено давление флюида при кристаллизации вкрапленников 4.5—5.5 кбар [Potter, Brown, 1977; Рёддер, 1987]. Оценки давлений по данным других работ оказались выше, вплоть до нереально высоких (см. табл. 3) [Zhang, Frantz, 1987; Vodnar, Vityk, 1994].

Одновременное наличие вкрапленников мусковита с содержанием F 1—2 мас. % и кварца в породе с содержанием F около 0.5 мас. % ограничивает область минимально возможных давлений кристаллизации магмы 3 кбар [Wyllie, Tuttle, 1961; Berman, 1988; Petrogenesis..., 1996]. Кроме того, наличие ореолов декрепитации вокруг РВ в кварце указывает на то, что они находились в условиях, когда внутреннее давление во включении превышало внешнее на величину, большую предела прочности минерала-хозяина. Такие условия могли реализоваться при захвате включений на глубине и подъеме зерен минерала к поверхности. Поскольку среди взорванных расплавных включений присутствуют включения

размером до 20—30 мкм, то предельное напряжение  $\sigma_c$ , при котором в кварце начнутся хрупкие деформации, согласно расчетам, составит 2—2.5 кбар [Tait, 1992]. Трещины в кварце вокруг включения размером свыше 20—30 мкм образуются, когда разница давлений внутри включения и снаружи кристалла  $\Delta P = 2\sigma_c$  составила до 4—5 кбар. Чтобы определить исходное давление захвата, которое примерно равно давлению внутри включения в момент декрепитации [Tait, 1992], допустим, что давление при становлении даек было 1—1.5 кбар. Тогда оценка давления при захвате включений будет составлять 5—6.5 кбар.

Оценки давления кристаллизации редкометалльных магм других регионов дают более низкие значения. Так, для онгонитов и литий-фтористых гранитов Онгон-Хайрхана давления составляли 1.4—4.2 кбар [Наумов и др., 1982], для Ары-Булакского штока [Ерохин и др., 1989] — не менее 3—4 кбар, для ранних лейкогранитов Кангурджаринского массива (Горный Алтай) — 3.8—4.2 кбар, а для сподуменовых аплитов позднего ритма — 3.2—3.6 кбар [Владимиров и др., 1998]. Оценки давления по соотношению составов стекол РВ в кварце дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса с положением котектики в гаплогранитной системе, насыщенной  $H_2O$ , дали величины 2—4 кбар [Титов и др., 2001]. Расхождение этих данных с приведенными в настоящей работе оценками связано с тем, что положение котектики может сильно изменяться в результате суммарного влияния таких немаловажных компонентов редкометалльных гранитных систем, как фтор, фосфор, щелочные элементы [Глюк, Труфанова, 1977; London et al., 1993].

Объяснением сравнительно более высокого давления, полученного нами для пород субвулканического облика Восточно-Калгутинского пояса, может служить тот факт, что кварц представлен интра-теллурическими вкрапленниками, формировавшимися на значительно больших глубинах, чем становление самих дайковых тел. Это согласуется с выводом о том, что в соответствии с положением точек составов РВ на диаграмме для гаплогранитной системы кварц был первым порообразующим минералом, кристаллизовавшимся из таких расплавов (см. рис. 13). Кроме того, обобщение геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных показывает, что источник онгонит-эльвановых расплавов мог находиться на уровне корневой части Калгутинского гранит-лейкогранитного массива на глубине не менее 10—11 км от поверхности современного эрозионного среза [Анникова, 2001, 2003].

Особенностью термометрической методики, использованной для данной работы, является то, что эксперименты по гомогенизации РВ проводились при различном внешнем давлении. Сравнение показывает, что  $T_{гом}$  при атмосферном давлении систематически выше  $T_{гом}$  при давлении 1 кбар в среднем на 20—40°. В свою очередь,  $T_{гом}$  при 1 кбар выше  $T_{гом}$  РВ тех же образцов при 2.5 кбар на 10—25°. Причина этой разницы заключается в том, что в результате нагревания при атмосферном давлении включение стремится занять больший объем, чем при внешнем сдерживающем давлении 1 или 2.5 кбар. Как известно, модуль растяжения силикатного расплава на порядок величины меньше, чем модуль растяжения кристаллов [Tait, 1992]. Поэтому для численной оценки величины расширения полости включения рассмотрены величины расширения и сжатия минерала-хозяина кварца в термометрических экспериментах. Для условий проведенных экспериментов (давление 1 атм, 1 кбар, 2.5 кбар и средняя температура 650°С) рассчитан объемный эффект ( $\Delta V$ ), как разность термического расширения ( $\Delta V_T$ ) и сжатия под давлением ( $\Delta V_P$ ) кварца с учетом температур полиморфного перехода в зависимости от давления [Дир и др., 1966; Справочник..., 1969] (разница расширения и сжатия). Важно отметить, что коэффициент термического расширения кварца при температуре выше 600°С меняется незначительно, что позволяет рассчитывать объемные эффекты для средней температуры 650°С. При всех рассмотренных величинах давления расширение превосходит сжатие на несколько процентов (табл. 6). Очевидно, что для определения истинной температуры захвата РВ необходимо введение температурной поправки на расширение минерала-хозяина, соответствующей приращению температуры, которое требуется для заполнения расплавом дополнительного объема. Температурная поправка была установлена В.П. Чупиным и О.П. Косухиным [1982] из экспериментов по разности температур полной гомогенизации и гетерогенизации, величине усадочного газового пузырька. Поправка для давлений 5—7 кбар относительно 1 атм составляет 30—50°. Дополнительное расширение может быть вызвано внутренним давлением флюидов во включении при нагревании, которое «растягивает» полость включения [Чупин и др., 1975; Фирсов, 1988].

С учетом поправки на повышенное давление при захвате включений температура в момент кристаллизации вкрапленников кварца для разных РМ даек Восточно-Калгутинского пояса могла составлять 600—650°С. В образцах УРМ пород  $T_{гом}$  и, соответственно, температура захвата РВ на 20—30°С ниже, чем для РВ из вкрапленников РМ пород, что подтверждает и дополняет данные, полученные в более ранних работах для образца калгутита [Владимиров и др., 1998; Титов и др., 2001]. Снижение оценок температуры кристаллизации на 30° повлечет за собой снижение оценки давления на 0.1—0.2 кбар, что находится в пределах точности расчетов. В целом полученный диапазон температур кристаллизации соответствует температурам, определенным ранее для других подобных редкометалльно-гранитных

Таблица 6. Объемный эффект для кварца в зависимости от давления и температуры, а также температуры гомогенизации расплавных включений в термометрических экспериментах при соответствующих давлениях

Параметр	Термокамера	Автоклав		Предполагаемые природные условия
		1 кбар	2.5 кбар	
Давление	1 атм	1 кбар	2.5 кбар	5 кбар
Температура, °С	650	650	650	650
Модификация кварца	β-кварц	β-кварц	β-кварц	α-кварц
Расширение $\Delta V_p$ , об. %	4.54	4.54	4.54	—
Сжатие $\Delta V_p$ , об. %	0	0.18	0.44	—
Объемный эффект ( $\Delta V_T - \Delta V_p$ ), об. %	4.54	4.36	4.1	2.75
$T_{\text{гом}}$ , °С (кл-14)	685	665	645	—
$T_{\text{гом}}$ , °С (5-692)	700	660	635	—
$T_{\text{гом}}$ , °С (1-270)	710	660	650	—

Примечание. Расчет произведен с использованием констант термического расширения и сжатия под давлением [Справочник..., 1969], а также с учетом температуры полиморфного α-β перехода при различном давлении [Дир и др., 1966]. α-кварц — низкотемпературная высокобарическая модификация, β-кварц — высокотемпературная низкобарическая модификация. Температуры гомогенизации приведены для самых мелких РВ размером 1—5 мкм. Прочерк — нет данных.

систем Монголии, Забайкалья и Прибайкалья [Наумов, 1982; Чупин и др., 1994; Кузнецов и др., 2004; Перетяжко и др., 2007; Антипин и др., 2009]. Их общей чертой являются низкие по сравнению с водосодержащей гаплогранитной системой [Коваленко, 1979] температуры кристаллизации, что связано с высокой концентрацией летучих и флюсующих компонентов в редкометалльно-гранитных расплавах.

С другой стороны, ранее отмечалось [Владимиров и др., 1998], что для калгутитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса характерны значимо более высокие температуры кристаллизации, чем для гранитов главной фазы Калгутинского массива, а также сподуменовых гранитов Чиндагатуйского, Кунгурджаринского массивов, Алахинского штока (Южный Алтай) и единичных образцов даек Онгон-Хайрхана [Наумов и др., 1982; Титов и др., 2001]. Возможной причиной кристаллизации магмы при более высокой температуре А.В. Титов с соавторами [2001] считают перегрев расплава за счет влияния неких высокотемпературных магм, вероятно, мантийного происхождения. Однако известно, что температура кристаллизации магмы зависит от ее состава и давления. Таким образом, перегрев расплава внешним источником тепла приведет к снижению скоростей роста в нем кристаллов или их растворению, но не повышению температур кристаллизации. На наш взгляд, кристаллизация вкрапленников кварца при более высоких по сравнению с другими литий-фтористыми гранитами региона температурах объясняется более низким содержанием в магме фтора и повышенным содержанием фосфора. Как известно, фосфор понижает температуру солидуса алюмосиликатных расплавов менее эффективно, чем фтор [London et al., 1993].

Оценки температур кристаллизации вкрапленников кварца в породах Восточно-Калгутинского пояса, проводившиеся ранее [Титов и др., 2001] на особо мелких включениях методом закалки без внешнего давления для РМ пород, составили 670—700°С, а УРМ — 630—650°С, что выше температур, определенных в данной работе. Это, как нами было показано, может быть связано с тем, что при повышении давления захвата включений на несколько килобар температура гомогенизации в эксперименте увеличивается на несколько десятков градусов.

**Составы магматических расплавов.** Результаты проведенной работы показывают, что стекла, полученные при полном переплавлении или гомогенизации РВ, по уровням содержаний петрогенных компонентов отвечают составам дайковых пород. Это позволяет рассматривать исследованные включения в качестве представительных порций расплава. В то же время содержание редких и рассеянных элементов существенно, иногда на порядки, ниже, чем в самих дайковых породах. Причинами такого отличия могут быть: перегрев включений и растворение в расплаве избыточного кремнезема со стенок вакуоли; разные составы расплавов, из которых кристаллизовался кварц и формировались дайки.

Чтобы оценить первую возможность, обратимся к тому, что при пересчете составов закаленных стекол на нормативные «кварц», «альбит» и «ортоклаз» количество избыточного SiO<sub>2</sub> относительно такового в породах составляет 10—20 мас. %. Добавление этого количества SiO<sub>2</sub> к валовому составу пород

приводит к уменьшению содержаний редких и рассеянных элементов на ~ 10 отн. %, что близко, а иногда меньше ошибки определения их концентраций. Таким образом, перегрев включений не может дать наблюдаемые отклонения и их следует связывать с особенностями захваченных расплавов. Учитывая такие расчеты, можно использовать полученные концентрации редких элементов для дальнейших построений. Так, проанализированные стекла РВ обогащены Cs, Rb, Nb и Ta, так же как и сами дайковые породы, и концентрации этих элементов превышают среднекоровые кларки на 1—2 порядка [Rudnik, Gao, 2003]. Уровень содержаний этих элементов в стеклах РВ сопоставим с их содержанием в дайковых породах. Кроме того, среди акцессорных обнаружены собственные минералы Ta, Nb, Li: танталит-колумбит, поликраз-эвксенит, турмалин, монтебразит (см. рис. 4). Итак, составы расплавов, захваченных вкрапленниками кварца, соответствуют составам редкометалльных гранитов. Однако, по-видимому, эти расплавы отвечают более раннему этапу эволюции магматического очага, чем сами дайковые породы. Это обуславливает более низкие, чем в породах, концентрации редких металлов. Низкое содержание РЗЭ в расплавах включений можно объяснить предварительной кристаллизацией из этих расплавов монацита, являющегося главным концентратором РЗЭ в породах дайкового пояса. Этот факт подтверждается находками расплавных включений, комбинированных с кристаллическими включениями монацита в кварце.

Расплавы, «законсервированные» во включениях, так же как и породы дайкового пояса, характеризуются повышенным содержанием  $P_2O_5$  (до 0.5 мас. %). Таким образом, уже в момент кристаллизации вкрапленников кварца родоначальный расплав имел высокофосфористую специфику. Однако концентрации  $P_2O_5$  в стеклах включений, как правило, ниже, чем в соответствующих породах (см. рис. 12). Ранее мы уже отмечали что повышенное содержание фосфора в породах отражается в обилии в них фосфатных минералов. Но количество Са и РЗЭ в расплавах явно было недостаточно для полного «связывания» фосфора в апатит и редкоземельные фосфаты. Это выражается в избытке  $P_2O_5$  после расчета нормативного апатита. Таким образом, несмотря на кристаллизацию фосфатных минералов, расплав должен был обогащаться фосфором по мере дифференциации, что, действительно, наблюдается в валовом составе пород [Анникова, 2003; Владимиров и др., 2007]. Сказанное подтверждает вывод о том, что расплавы, захваченные во включениях, представляют магму на более ранних стадиях эволюции, чем та, которая сформировала породы дайкового пояса, и по этой причине они несколько обеднены фосфором относительно пород в целом.

Изотопный состав Nd даек занимает промежуточное положение между изотопным составом метаморфических пород Алтае-Монгольского террейна, являющихся наиболее вероятным субстратом для выплавления гранитоидов, и лампрофировых даек чуйского комплекса, образованных магмами мантийного происхождения [Анникова и др., 2006]. Это позволяет предполагать существенную роль привноса мантийного вещества при формировании редкометалльных расплавов Калгутинской РМС. Таким образом, не исключено, что высокое содержание фосфора в дайках Восточно-Калгутинского пояса обусловлено влиянием мантийного источника (флюидный синтексис).

Одним из наиболее важных вопросов при реконструкции генезиса рудно-магматических систем, связанных с гранитами, является выявление источника рудных элементов. При исследовании рудно-магматических систем, связанных с гранитоидами, считается, что источником этих элементов является сама магма [Барнс, 1982]. Однако геохимическое и генетическое разнообразие рудоносных минеральных ассоциаций требует особого рассмотрения рудогенерирующего потенциала гранитных магм в каждом конкретном случае. Данные по содержаниям редких элементов в стеклах расплавных включений показывают, что на стадии кристаллизации вкрапленников кварца расплавы уже были обогащены ими. При этом концентрация редких металлов (Cs, Rb, Ta и Nb) в стеклах включений в кварце УРМ пород может быть существенно выше таковой в стеклах включений РМ пород. Таким образом, уже на стадии формирования вкрапленников в составе магмы было «заложено» разделение на РМ и УРМ породы. Помимо этого для РВ в кварце УРМ пород, как и для самих УРМ пород, характерно пониженное содержание  $SiO_2$ , FeO, MgO и РЗЭ, что является показателем более глубокой дифференциации УРМ расплавов относительно РМ.

Все приведенные выше рассуждения показывают, что по составу расплавы, из которых кристаллизовался кварц, действительно, отличались от расплавов, из которых формировались собственно дайковые тела. Кристаллизация вкрапленников кварца происходила не на уровне становления даек, а на более глубоких уровнях — либо в очаге самой редкометалльной магмы, либо в промежуточных камерах, находящихся на большей глубине, чем уровень становления даек.

В начале статьи было отмечено, что формирование онгонитов и эльванов в пределах одних и тех же магматических комплексов — достаточно редкое явление, и Восточно-Калгутинский пояс является одним из таких примеров. Было показано, что эльваны заметно отличаются от онгонитов повышенным содержанием  $K_2O$ , в то время как для РВ из кварца эльванов и онгонитов содержание  $K_2O$  имеет перекрывающиеся диапазоны (см. рис. 9, д, е). Это позволяет нам сделать вывод о том, что кристаллизация

вкрапленников как эльванов, так и онгонитов происходила из расплавов со сходными калинатровыми соотношениями. Более того, содержания  $K_2O$  в стеклах РВ варьируют в достаточно узком диапазоне и их величины для большинства исследованных РВ ниже, чем в соответствующих породах (см. рис. 9, *д*, *е*; рис. 10). На диаграмме системы ортоклаз—кварц—альбит— $H_2O$  прослеживается «альбитовый тренд» с уменьшением количества  $SiO_2$  и накоплением  $Na_2O$  при постоянном  $K_2O$  (см. рис. 13). Такая эволюция характерна для большинства редкометалльно-гранитных систем, включая типичные онгониты [Коваленко, 1977]. Обсуждая состав пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, мы уже отмечали, что различия по отношению  $Na_2O/K_2O$  в них значительно меньше, чем между типичными эльванами и онгонитами (см. рис. 3, *а*, *б*). Максимальное обогащение  $K_2O$  среди изученных нами образцов установлено для дайковых пород, которые проявляют признаки грейзенизации: снижение содержания Na, наличие вторичного мусковита и экстремальное обогащение Zn, Cu, W и Mo, характерными для рудных тел, связанных с грейзенами. Следует также отметить, что УРМ дайка на центральном участке, где интенсивно развиты рудные тела и грейзены, в южной части сложена эльванами, а в северной — калгутитами [Дергачев, 1992]. Кроме того, в пределах этого центрального участка не найдено РМ пород, которые можно было бы отнести к онгонитам. Такое соотношение составов стекол РВ и пород позволяет утверждать, что магма, формировавшая дайки пояса, вероятнее всего, имела сходство с онгонитовой [Коваленко, 1979], а повышение содержания  $K_2O$  связано с более поздними процессами, природа которых недостаточно выяснена. Одним из таких процессов мог быть привнос вещества в магму под воздействием рудоносных флюидов.

**Содержание воды в магме** — один из важнейших вопросов, возникающий при исследовании гидротермального магматогенного рудообразования. Проведенные исследования составов расплавных включений во вкрапленниках кварца свидетельствуют о том, что содержание воды в расплавах, из которых кристаллизовался кварц, составляло около 6—7 мас. %. Наличие включений водного флюида, сингенетичных с расплавным включением, свидетельствует в пользу того, что это содержание воды соответствовало состоянию насыщения.

Итак, кристаллизация вкрапленников кварца из даек Восточно-Калгутинского пояса протекала в гетерогенной среде, состоящей из кристаллов (минеральные включения), силикатного расплава (расплавные включения) и водного флюида (флюидные включения), по *PT* параметрам близкой к водонасыщенному гранитному солидусу.

**Состав флюидной фазы.** Как уже было отмечено выше, присутствие флюидной фазы в системе при кристаллизации вкрапленников кварца дайковых пород отражено в обилии флюидных включений в них. Однако наличие близких к дайкам по возрасту гидротермальных образований требует осторожности в интерпретации данных, полученных по ФВ. По этой причине мы принимаем за включения магматического флюида только те, которые либо сопутствуют расплавным включениям, либо комбинированы с магматическими кристаллическими фазами.

Полученные данные показывают, что магматическая флюидная фаза, в присутствии которой происходила кристаллизация вкрапленников кварца даек Восточно-Калгутинского пояса, представляла собой высокоплотную гомогенную фазу надкритического флюида. Основываясь на результатах микротермометрии (см. табл. 2), можно предположить, что по составу это были водные растворы, где основным солевым компонентом, вероятнее всего, был хлорид натрия. Состав флюида варьировал, о чем говорит эпизодическое появление первичных флюидных включений, обогащенных  $CO_2$ , и включений с пониженной температурой эвтектики. Однако не обнаружено включений такого состава, бесспорно сингенетичных с РВ. Таким образом, не установлено, относятся ли эти вариации состава флюида непосредственно к эволюции магматического очага либо имеют иную природу. В любом случае, не представляется возможным объяснить эти вариации, принимая, что флюид обособлялся и эволюционировал в рамках закрытой системы. Мы предполагаем, что в процессе эволюции флюидной составляющей редкометалльно-гранитной системы, сформировавшей дайковый пояс, происходила его «подпитка» углекислотно-водными флюидами. Такая модель представляется вполне вероятной, если учесть, что становление дайкового пояса происходило совместно с образованием грейзенов и рудных жил гидротермального происхождения.

Наличие свободной флюидной фазы в процессе становления Восточно-Калгутинского дайкового пояса ставит вопрос о ее возможном генетическом родстве с флюидами, сформировавшими W-Mo минерализацию. Наши данные показывают, что по микротермометрическим характеристикам и фазовому составу включения в кварце рудоносных грейзенов не отличаются от включений во вкрапленниках даек. Сопоставимы с ними и включения, исследованные в кварце рудных жил Калгутинского месторождения. Флюидные включения в кварце рудоносных тел содержат водные, реже углекислотно-водные хлоридные K-Na растворы с концентрацией 5—13 мас. % NaCl-экв. [Иванова и др., 2006; Поцелуев и др., 2006, 2008]. В виде примесей в этих растворах присутствуют гидрокарбонаты, хлориды и сульфаты Ca и Mg.

Проведенные наблюдения показывают, что включения в кварце гранитов и дайковых пород подобны (см. табл. 2). Наиболее существенным отличием от последних является то, что в исследованных об-

разцах кварца гранитов не обнаружены включения с жидкой углекислотой. Описанные сходства характеристик флюидных включений в кварце пород Калгутинского массива, дайкового пояса и рудных тел предполагают, что флюидная подсистема Калгутинского магматического очага функционировала достаточно долго и, действительно, имеет отношение к генезису Калгутинского месторождения. Система была открыта для поступления вещества, что, вероятно, и определило достаточно длительную историю ее развития и вариации состава во времени.

**Петрогенетическая модель формирования редкометалльных пород Калгутинской РМС.** Однотипная петро- и геохимическая характеристика гранитов Калгутинского массива, онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса, а также сходство составов расплавных и флюидных включений в минералах гранитов и даек позволяет утверждать, что эволюция формирующих их расплавов происходила в рамках единой системы. Образование этих двух интрузивных комплексов, согласно результатам U-Pb и Ar-Ag изотопного датирования, разнесено по времени на 10—15 млн лет.

Родоначальная магма, продуцировавшая дайки Восточно-Калгутинского пояса, уже имела высокофосфористый характер. Высокие содержания фосфора могли быть обусловлены привносом его из источника мантийного происхождения (предполагается механизм флюидного синтексиса). Из такого расплава на раннем этапе кристаллизовались фосфорсодержащие акцессорные минералы (апатит, монацит и др.), что обеспечило аномально низкие содержания РЗЭ в магматической жидкости. Деление расплавов на РМ и УРМ произошло до начала образования изученных нами вкрапленников кварца с захваченными расплавными включениями. После обеднения редкоземельными элементами и разделения расплавов на РМ и УРМ типы возникли интрателлурические вкрапленники, захватившие включения при давлении до 5.5 кбар, температуре 650—600°C из магмы, состоящей из расплава с концентрацией воды 6—7 мас. % и водной флюидной фазы. Оцененное давление, а также более примитивный состав (более низкие, чем в породах, концентрации редких металлов) расплавов в момент кристаллизации вкрапленников относительно валового состава пород позволяют предполагать начало кристаллизации в глубинном очаге, находившемся в нижней части Калгутинского массива. Судя по составу РВ, расплавы характеризовались преобладанием натрия над калием, т.е. имели онгонитовый состав. Эволюция расплава контролировалась «альбитовым трендом» фракционирования, типичным для онгонитовых магм. Вместе с тем преобладание на современном эрозионном срезе Восточно-Калгутинского пояса даек эльванов, а не онгонитов, показывает, что поступление значительной части калия в кристаллизующуюся гранитную магму могло произойти после формирования изученных вкрапленников кварца, но до завершения кристаллизации даек. Вариации солевого и газового состава первичных флюидных включений во вкрапленниках кварца указывают на открытость редкометалльной магматической системы. Изменение составов расплавов и флюидной фазы, формировавших Восточно-Калгутинский дайковый пояс, за счет привноса вещества может быть обусловлено тесной пространственной и временной связью между магматической и гидротермальной системами Калгутинской РМС.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования включений в порфириновых вкрапленниках кварца из пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса показали, что кристаллизация вкрапленников проходила в гетерогенной среде, состоящей из силикатного расплава, кристаллов и преимущественно водного флюида. Среда минералообразования, вероятно, была близка по *PT* параметрам к водонасыщенному солидусу.

Расплавы, «законсервированные» во вкрапленниках кварца, проявляют редкометалльную высокофосфористую характеристику. Но пониженное содержание в них некоторых литофильных редких элементов и фосфора относительно такового в породах, очевидно, свидетельствует, что эти расплавы отвечают более раннему этапу эволюции магматического очага, чем образование пород дайкового пояса.

На стадии формирования вкрапленников уже было «заложено» разделение на редкометалльные и ультраредкометалльные расплавы. При этом повышенное содержание некоторых редких литофильных элементов, а также пониженное содержание Si, Fe, Mg и РЗЭ в расплавных включениях из вкрапленников ультраредкометалльных пород является показателем более глубокой дифференциации УРМ расплавов.

Расплавы, из которых происходило образование вкрапленников онгонитов и эльванов, не проявляли разделения на расплавы выраженной калиевой и натровой специфики. «Альбитовый тренд» эволюции и соотношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в составе расплавных включений свидетельствуют, что, вероятнее всего, расплавы имели сходство с онгонитовыми. Повышение содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , возможно, произошло в более позднем процессе, чем кристаллизация вкрапленников кварца, не нашедшем отражение в составе расплавных включений, но зафиксированном в самих редкометалльных и ультраредкометалльных дайковых породах Восточно-Калгутинского пояса. Этот процесс, скорее всего, представлял собой поступление дополнительного вещества при участии флюидов.

Впервые проведенные исследования флюидов магматической стадии Калгутинской РМС позволили показать, что кристаллизация порфириновых вкрапленников кварца происходила в присутствии высоко-



коплотной гомогенной фазы надкритического флюида, представленного низкоконцентрированными водными растворами. Отмечено, что в процессе кристаллизации возможны были вариации в составе летучих и солевых компонентов флюида.

Проведенные оценки показали, что давление при образовании вкрапленников кварца могло составлять от 3 до 4.5—5.5 кбар, температура — 600—650°C. Вкрапленники кварца ультраредкометаллических пород кристаллизовались при температуре на 20—30° ниже, чем вкрапленники редкометаллических пород.

С одной стороны, достаточно высокие величины давления для гипабиссальных пород и менее дифференцированные составы РВ, чем пород в целом, свидетельствуют, что кристаллизация вкрапленников кварца происходила на более глубинных уровнях, нежели становление дайковых тел, и из более примитивных расплавов, не проявлявших деление на эльвановые и онгонитовые. С другой стороны, уже на уровне кристаллизации вкрапленников кварца проявляется гетерогенность расплавов по уровню редкометаллическости и температуре кристаллизации. Геологические наблюдения и некоторые особенности состава пород показывают, что Калгутинская рудно-магматическая система является сложным многостадийным образованием. Исследование включений минералообразующих сред подтверждает тот факт, что позднемагматический флюид действительно имел отношение к генезису Калгутинского месторождения, будучи связанным с гидротермальной системой, что, вероятно, и обусловило достаточно сложную историю ее развития и вариации состава во времени.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. В.Н. Шарапову и д.г.-м.н. В.С. Антипину за детальные рецензии, которые позволили улучшить качество публикуемого материала, а также к.г.-м.н. Н.Н. Круку за помощь в обсуждении основных положений статьи. Авторы благодарны к.г.-м.н. Е.И. Петрушину (ИГМ СО РАН) за проведение прогревов включений при атмосферном давлении и к.г.-м.н. В.Г. Томасу (ИГМ СО РАН) за проведение прогревов расплавных включений в автоклаве. Электронно-микроскопические анализы составов стекол расплавных включений выполнены к.х.н. Л.Н. Поспеловой и к.г.-м.н. Е.Н. Нигматулиной (ИГМ СО РАН). Анализы стекол включений методом вторично-ионной масс-спектрометрии выполнены С.Г. Симакиным и Е.В. Потаповым (ИМИ РАН, г. Ярославль).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00913), Президиума РАН и СО РАН (проект ОНЗ-9.3).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Аникова И.Ю.** Главные этапы рудообразования и их связь с магматизмом на Калгутинском редкометаллическо-молибдено-вольфрамовом месторождении (Горный Алтай) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы научно-практической конференции. Новосибирск, ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 202—208.

**Аникова И.Ю.** Редкометаллические граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива: состав, связь с оруденением, петрологическая модель формирования: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 20 с.

**Аникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский В.С., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А.** U-Pb, Ar<sup>39</sup>/Ar<sup>40</sup> датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 90—108.

**Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Преляев В.И.** Редкометаллические литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 141—155.

**Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н.** Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири — субвулканические аналоги субщелочных редкометаллических гранитов // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (9), с. 847—857.

**Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А.** Геохимия и условия образования редкометаллических гранитов с различными фторсодержащими минералами // Геохимия, 2006, № 10, с. 1040—1052.

**Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А.** Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология, 2009, т. 17, № 6, с. 601—612.

**Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.** Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.

**Барнс Х.** Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982, с. 328—346.

**Бегмагамбетов Д.С., Кожакметов Е.М., Бекжанов М.Г.** Онгониты Северо-Восточного Прибалхашья (Центральный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985, № 6, с. 83—88.

**Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород. М., Недра, 1987, 152 с.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П., Туркина О.М., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Титов А.В.** Топаз-протолитионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика, 1991 (4), с. 40—48.

**Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В.** Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 715—729.

**Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В.** Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитоидов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 901—916.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В.** Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М., ГИН РАН, 2005, с. 182—215.

**Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С.** Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера, 2007, № 4, с. 21—40.

**Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н.** Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., Наука, 1964, 184 с.

**Глюк Д.С., Труфанова Л.Г.** Плавление в системе гранит—H<sub>2</sub>O с добавками HF, HCl, фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup> // Геохимия, 1977, № 7, с. 1003—1011.

**Дергачев В.Б.** Новая разновидность онгонитов // Докл. АН СССР, 1988, т. 302, № 1, с. 188—191.

**Дергачев В.Б.** Ассоциация редкометалльных гранитов субщелочного ряда с эльванами и онгонитами // Докл. АН СССР, 1990, т. 311, № 4, с. 959—962.

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

**Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Т. 4. М., Мир, 1966, 481 с.

**Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Довгаль В.Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А., Палесский С.В., Титов А.В., Чупин В.П., Маслов В.И., Козлов М.С.** О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитоидов Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 64—72.

**Ерохин А.М., Гетманская Т.И., Наумов В.Б., Чернов Б.С.** Генетические особенности формирования криолит-олово-вольфрамовой минерализации нового типа // Геохимия, 1989, № 3, с. 376—384.

**Здановский А.Б., Соловьева Е.Ф., Эрохи Л.Л., Ляховская Е.И.** Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 3. Двухкомпонентные системы. Элементы первой группы и их соединения. Л., Госхимиздат, 1961, с. 1275—2224.

**Иванова Г.Ф., Колесов Г.М., Карпухина В.С., Черкасова Е.В.** Редкоземельные элементы и условия рудообразования в Калгутинском вольфрамовом рудном поле // Геохимия, 2006, № 5, с. 556—563.

**Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г.** Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. М., Химия, 1972, 245 с.

**Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск, Наука, 1977, 208 с.

**Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976, 124 с.

**Коваленко В.И., Гребенников А.М., Антипин В.С.** Онгониты Ары-Булакского массива (Забайкалье): первая находка субвулканических аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов (апогранитов) в СССР // Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1169—1171.

**Коваленко Н.И.** Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1979, 152 с.

**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.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Плюмы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Современное состояние наук о Земле: материалы научно-практической конференции. М., 2011, с. 1032—1034. <http://khain2011.web.ru/abstracts/>

**Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов** / Под ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.

**Наумов В.Б., Коваленко В.И., Косухин О.Н.** Параметры кристаллизации онгонитовых магм по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 2, с. 435—437.

**Одгэрэл Д., Антипин В.С.** Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, Изд-во ИГТУ, 2009, вып. 1 (34), с. 58—68.

**Пельш А.Д.** Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 1. Кн. 2. Трехкомпонентные системы. Л., Химия, 1973, с. 569—1070.

**Переляев В.И., Николаев В.М., Плюснин Г.С.** Rb-Sr возраст онгонитов Прибайкалья // Докл. АН СССР, 1987, т. 292, № 2, с. 454—458.

**Переляев В.И., Новикова А.Н., Глюк Д.С.** Топазовые риолиты и пикнититы Южного Прибайкалья // Докл. АН СССР, 1988, т. 299, № 4, с. 956—960.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А.** Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (10), с. 1423—1442.

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

**Петрографический кодекс.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 100 с.

**Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И.** Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геология рудных месторождений, 2006, т. 309, № 5, с. 26—32.

**Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И.** Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск, STT, 2008, 226 с.

**Рёддер Э.** Флюидные включения в минералах. Т. 1. Природа включений и методы их исследования / Ред. Л.С. Бородин. М., Мир, 1987, 557 с.

**Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Михайлов М.Ю.** Включения необычных позднемагматических расплавов в кварце пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле, Центральное Забайкалье) // Докл. РАН, 2003, т. 392, № 2, с. 239—243.

**Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н.** Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D<sub>2</sub>O при 650°C и 3 кбар // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 690—703.

**Солодов Н.А.** Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., Наука, 1969, с. 185—194.

**Справочник физических констант горных пород** / Ред. С. Кларк. М., Мир, 1969, 543 с.

**Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н.** Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия, 2001, № 6, с. 677—682.

**Трифонов Б.А., Соломович Л.И.** О находке онгонитов в Тянь-Шане // Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 435—437.

**Трифонов Б.А., Соломович Л.И.** О гранит-порфирах Иньльчекского оловорудного узла Восточной Киргизии // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 2, с. 434—438.

**Фирсов А.П.** Влияние теплового расширения минерала-хозяина на определение *PT*-параметров по включениям минералообразующей среды // Геохимия и термобарометрия эндогенных флюидов / Ред. В.А. Каложный. Киев, Наук. думка, 1988, с. 20—25.

**Чупин В.П., Косухин О.Н.** Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика, 1982 (10), с. 66—73.

**Чупин В.П., Томиленко А.А., Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А.** Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов Алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение // Труды Западно-Сибирского отделения ВМО. 1975, вып. 2, с. 14—27.

**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 и онгонитов Ары-

Булакского штока) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 3. Летучие компоненты. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, с. 38—50.

**Berman R.G.** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 455—522.

**Bodnar R.J., Vityk M.O.** Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  fluid inclusions // *Fluid inclusion and minerals: methods and applications* / Eds. B. Devivo, M.L. Frezotti. Pontignano, Siena, 1994, p. 117—130.

**Hall A.** The composition of Cornish quartz-porphyry («elvan») dykes // *Proceedings of the Usseer Society*, 1970, v. 2, p. 205—208.

**Henley S.** Petrogenesis of quartz porphyry dykes in South-West England // *Nature Physical Sci.*, 1972, v. 235, № 57, p. 95—97.

**Henley S.** Geochemistry and petrogenesis of elvan dykes in the Perranporth area, Cornwall // *Proceedings of the Usseer Society*, 1974, v. 3, p. 136—145.

**Huang W.-L., Wyllie P.J.** Melting reactions in the system  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2$  to 35 kilobars, dry and excess water // *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 737—748.

**Lineveawer J.L.** Oxygen outgassing caused by the electron bombardment of glass // *J. Appl. Phys.*, 1962, v. 34, p. 1786—1791.

**London D., Morgan G.B., Babb H.A., Loomis J.L.** Behavior and effects of phosphorus in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$  at 200 Mpa ( $\text{H}_2\text{O}$ ) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 113, № 4, p. 450—465.

**Magmatism and metallogeny of the Altai and adjacent Large Igneous Provinces with an introductory essay on the Altai** / Eds. R. Seltmann, A. Borisenko, G. Fedoseen // *IAGOD Guidebook Series 16, CERCAMS/NHM*, London, 2007, 294 p.

**Morgan G.B., London D.** Optimising of electron microprobe analysis of hydrous alkali glasses // *Amer. Miner.*, 1996, v. 81, p. 1176—1185.

**Morgan G.B., London D.** Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 1131—1138.

**Nielsen C.H., Sigurdsson H.** Quantitative methods for electron micro-probe analysis of sodium in natural and synthetic glasses // *Amer. Miner.*, 1981, v. 66, p. 547—552.

**Perny B., Eberhardt P., Ramseyer K., Mullis J., Pankrath R.** Microdistribution of Al, Li and Na in  $\alpha$  quartz: possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence // *Amer. Miner.*, 1992, v. 77, p. 534—544.

**Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks**, by W. Johannes and F. Holtz. *Minerals and rocks. V. 22* / Eds. P.J. Wyllie, A.El. Goresy, W. von Engelhardt, T. Hahn. Berlin, Springer-Verlag, 1996, 335 p.

**Potter R.W., Brown D.L.** The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500 °C and pressure up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1977, p. 1421—1457.

**Rudnik R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 1—64.

**Rusk B., Reed M.** Scanning electron microscope-cathodoluminescence of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana // *Geology*, 2002, v. 30, № 8, p. 727—730.

**Smith V., Shane P., Nairn I.** Insights into silicic melt generation using plagioclase, quartz and melt inclusions from the caldera-forming Rototi eruption, Taupo volcanic zone, New Zealand // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 160, p. 951—971.

**Tait S.** Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts // *Amer. Miner.*, 1992, v. 77, p. 146—154.

**Wyllie P.J., Tuttle O.F.** Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of  $\text{NH}_3$  and HF, in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite // *Amer. J. Sci.*, 1961, v. 259, p. 128—143.

**Zhang Y.-G., Frantz J.D.** Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  using synthetic fluid inclusions // *Chem. Geol.*, 1987, v. 64, p. 335—350.

*Поступила в редакцию  
17 февраля 2011 г.*