
СОСТАВ СЛЮД ИЗ ПОРОД И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ Li-F ГРАНИТОВ ОРЛОВСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ КАК ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР

© 2024 г. Д. чл. Е. В. Баданина^{1,*}, д. чл. Л. Ф. Сырицо¹, Е. В. Волкова¹, Р. Томас²

¹Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

²Im Waldwinkel 8, D-14662 Friesack, Germany

*e-mail: e.badanina@spbu.ru

Поступила в редакцию: 14.06.2023

После доработки: 29.03.2024

Принята к публикации: 10.04.2024

На основе изучения химического состава породообразующих слюд и слюд из расплавных включений полного ряда дифференциатов Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье рассматриваются возможные механизмы формирования массива. Ранний этап с рядом эволюции слюд в породах (биотит — Li-содержащий глиноземистый аннит — Li-содержащий фенгит-мусковит), проявляющийся в синхронном накоплении Li и F в расплаве, слюде из породы и расплавных включений (онгонитовый тренд эволюции расплава), завершился образованием порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов с Li-содержащим фенгит-мусковитом и «сноуболл» кварцем. Именно расплав порфиробластовых гранитов претерпел дальнейшую эволюцию (кристаллизационное фракционирование, неоднократное проявление силикатно-солевых жидкостных несмесимостей, послемагматический метасоматоз), определившую развитие «апогранитового процесса». В составе расплавных включений в кварце порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов и более поздних амазонитсодержащих пород обнаружен исключительно безлитиевый высокоглиноземистый мусковит. Высокое содержание Li и F в стеклах этих расплавных включений, полученных после экспериментов по гомогенизации, свидетельствует о кристаллизации мусковита в гетерогенной системе из истощенного алюмосиликатного расплава, сосуществующего с обособившейся Li-F-содержащей гидросолевой фазой. Полученные результаты свидетельствуют о конвергентности механизма образования Li-Fe слюд, допускающего вероятность их кристаллизации как из флюидонасыщенного расплава (двуслюдяные граниты, порфиробластовые микроклин-альбитовые граниты, амазонитовые граниты юго-западного фланга массива и их пегматитоидные тела), так и в результате метасоматического перераспределения вещества (амазонитовые граниты основного купола) на поздне-постмагматическом этапе формирования Орловского массива.

Ключевые слова: Li-содержащий глиноземистый аннит, Li-содержащий фенгит-мусковит, ряд циннвальдита, ряд лепидолита, редкометальные Li-F граниты, расплавные включения, условия образования

DOI: 10.31857/S0869605524030019, **EDN:** PMBZLL

ВВЕДЕНИЕ

Литиево-железистым (Li-Fe) слюдам в свое время уделялось исключительно большое внимание, прежде всего благодаря открытию «апогранитов» (Беус и др.,

1962) и активной дискуссии о генезисе этих образований. Именно на этом материале была разработана номенклатура и классификация Li-Fe слюд (Лапидес и др., 1977), обычно рассматриваемая на треугольнике состава октаэдрических компонентов слюд ($R_{VI}^{3+} + Ti_{VI} - Li - R^{2+}$) в виде изоморфных рядов: биотит–лепидолит, мусковит–циннвальдит, мусковит–лепидолит. Присутствие Li-Fe слюд в субэффузивных аналогах редкометальных гранитов (РГ) — онгонитах, а также обнаружение их в составе кристаллизующихся из расплава минеральных фаз в экспериментальных системах онгонит, гранит– H_2O –HF (Коваленко, 1979; Труфанова, Глюк, 1986) послужили основанием для современных представлений о кристаллизации этих слюд из флюидонасыщенного гранитоидного расплава. С другой стороны, согласно термодинамическим расчетам, показана вероятность образования всего спектра Li-Fe слюд в режиме послемагматического метасоматоза при вариации их составов в процессе падения температуры и эволюции режима кислотности-щелочности (Сырицо и др., 1996).

В настоящее время магматический генезис РГ не вызывает сомнений, как и то обстоятельство, что кристаллизация флюидонасыщенной магмы, как правило, завершается интенсивным проявлением процессов постмагматического метасоматоза. Кроме того, экспериментальными исследованиями, в том числе на основе изучения расплавных включений (РВ), установлены явления жидкостных несмесимостей во флюидонасыщенных гранитоидных системах (Наумов и др., 1990; Veksler, Thomas, 2002; Badanina et al., 2004; Перетяжко и др., 2007; Thomas et al., 2009, 2016; Баданина и др., 2010; Щеткина и др., 2013; Смирнов и др., 2017). В настоящем сообщении предпринята попытка рассмотреть характер соотношения этих процессов при формировании РГ на основе изучения составов породообразующих слюд и слюд из РВ в кварце полного ряда дифференциатов Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье. Этому массиву со времени открытия уделяется исключительно большое внимание (Бескин и др., 1994; Сырицо, 2002; Зарайский и др., 2004; Костицын и др., 2004; Badanina et al., 2004, 2006; Абушкевич, Сырицо, 2007; Thomas et al., 2009; Баданина и др., 2010; Breiter et al., 2019).

Как известно, состав регомогенизированных стекол РВ соответствует составу расплава породы и успешно используется для петрологических построений, в то время как состав отдельных минералов из РВ воспринимается менее однозначно. Это обстоятельство объясняется тем, что физико-химические условия кристаллизации минералов внутри включения, их ассоциация и последовательность образования могут не соответствовать таковым в пределах магматической камеры, где устанавливаются локальные равновесия между силикатным расплавом и сосуществующими фазами: кумулятом кристаллов, силикатно-гидросолевым расплавом, флюидом, газовой фазой. В таком случае локальное РВ может представлять одну какую-либо фазу, быстро загерметизированную в объеме минерала-хозяина, на которую оказывает влияние еще и граничный слой. Дальнейшая эволюция этого включения будет определяться составом минерала-хозяина и локальными P – T параметрами. Таким образом, порядок кристаллизации, коэффициенты распределения элементов, давление и температура кристаллизации в РВ могут существенно отличаться от условий магматической камеры в целом. К тому же из герметичной капсулы не уходят летучие — флюид может остаться в виде обособленного пузырька. В результате этих различий в РВ могут кристаллизоваться другие, нетипичные для породы минералы — магнетит, сподумен, которые могут забрать весь Fe и Li, оставляя чисто глиноземистую слюду — мусковит (Рейф, 1973, 1990; Швадус, 1980; Реддер, 1987).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАНГИЛАЙСКОГО ИНТРУЗИВА

Хангилайский интрузив расположен в центральной части Агинско-Борщёвочной зоны Восточного Забайкалья в юго-западной части Монголо-Охотской герцинской складчатой области и представляет собой трещинную интрузию малых глубин, общий ареал которой по данным гравиметрических исследований составляет 24×22 км (Бескин и др., 1994). Геологическое строение интрузива с приведением соответствующих геологических схем неоднократно рассматривалось в литературе, в том числе и нами (Абушкевич, Сырицо, 2007, стр. 12, рис. 2; Баданина и др., 2023, стр. 378, рис. 1). Как следует из приводимых схем, на поверхности обнажается центральный Хангилайский массив биотитовых и мусковитовых гранитов и два массива-сателлита, сложенные рудоносными РГ различной геохимической и металлогенической специализации. Западный массив — Орловский, представлен Li-F амазонитовыми гранитами с танталовой минерализацией, восточный — Спокойнинский — низкофтористыми и малолитиевыми микроклин-альбитовыми гранитами с вольфрамовой минерализацией. Согласно U-Pb геохронологии по циркону (SHRIMP-2, ВСЕГЕИ), совпадающие значения возраста циркона из пород рассматриваемых массивов (Хангилайский массив — 140.3 ± 2.6 млн лет, MSWD = 0.75, Орловский массив — 140.6 ± 2.9 млн лет, MSWD = 1.2, Спокойнинский массив — 141.4 ± 2.4 млн лет, MSWD = 1.07) (Баданина и др., 2023) позволяют считать их образование практически одновременным.

Интрузив приурочен к зоне резкого структурного несогласия, разделяющей разновозрастные песчано-сланцевые толщи ононской свиты рифея и слабометаморфизованные алевропесчаниковые отложения зун-шивиинской свиты девон-каменноугольного возраста. Таким образом, рудоносные сателлиты располагаются во вмещающих породах различного состава и возраста. Особенностью строения рассматриваемого рудного узла является исключительно широкое развитие пород дайкового комплекса варьирующего состава и длительности формирования. Орловский массив целиком размещается в пределах выхода палеозойских трахириодацитов (235 ± 2 млн лет), в то время как мощная крутопадающая дайка диабазов служит своего рода «покрышкой» для этого массива.

Массивы-сателлиты имеют зональное строение и представляют собой полные ряды дифференциатов, характерных для соответствующих типов РГ. Глубокие горизонты Орловского массива представлены порфировидными биотитовыми гранитами аналогичными гранитам Хангилайского массива (эродированное ядро) и более равномернозернистыми двуслюдяными гранитами с наличием двух слюд — Li-содержащего глиноземистого аннита и Li-содержащего фенгита-мусковита. Выше по вертикальному разрезу залегают среднеравномернозернистые порфиробластовые микроклин-альбитовые граниты со «сноуболл» кварцем и литиевым фенгитом-мусковитом. Характер контакта этих пород, детально описанный ранее (Залашкова, 1969, Бескин и др., 1994, Сырицо, 2001, Сырицо и др., 2002), многообразен: отмечается «постепенный переход» (Залашкова, 1969), указывается «резкий интрузивный, но термостатированный ... контакт между порфировидными гранитами первого комплекса ... и налегающими на них равномернозернистыми фенгит-мусковит-альбит-микроклиновыми гранитами третьего комплекса» (Бескин и др., 1994). Детальное изучение этого контакта приводит нас к выводу о секущем характере порфиробластовых гранитов относительно вмещающих биотитовых гранитов. Однако восприятие этого контакта осложняется метасоматическим воздействием новой фазы на вмещающие биотитовые граниты. Такое представление основано на специфическом характере изменения физиографии и состава обоих типов гранитов в приконтактной зоне. Так, в биотитовых гранитах по мере приближения к порфиробластовым гранитам исчезают вкрапленники микроклина, увеличивается количество слюды, появляются крупные овоиды кварца. Постепенность этого перехода проявляется, прежде всего, в нарастании интенсивности замещения

коричневатого-бурого биотита нижележащего гранита более светлоокрашенной слюдой с контрастной схемой плеохроизма (зеленовато-бурый — бесцветный) — Li-содержащим глиноземистым аннитом (раньше такая слюда называлась протолиитом). Интервал такого замещения, в пределах которого происходит последовательное увеличение лития в составе слюды (Li_2O от 0.58 до 1.24 мас.%), прослеживается по скважинам 428 и 476 и достигает 70 метров. Со стороны порфириобластовых гранитов отмечается резкое укрупнение выделений калиевого полевого шпата, кварца и слюды местами до пегматоидного облика в виде маломощной зоны (до ≈ 20 см), трассирующей зону контакта (Сырицо и др., 2001).

Выше по разрезу прослеживается достаточно резкий переход порфириобластовых гранитов в мелкозернистые микроклин-альбитовые граниты и альбититы с зеленым высокоглиноземистым мусковитом. Однако, как указывает Н. Е. Залашкова (Залашкова, 1969, с. 14, рис. 4), «при просмотре больших шлифов (10×5 см) под микроскопом эта граница имеет постепенный и расплывчатый характер». Образование этих пород завершается интенсивным развитием процесса альбитизации вплоть до образования кавернозной структуры с участками выщелачивания кварца. Этот горизонт прослеживается только по ядру скважин и не наблюдается в карьере, где представлен тектонически опущенный блок массива.

Переход этих пород в амазонит-альбитовые породы апикальной части массива с широким спектром состава Li-Fe слюд является постепенным и проявляется в нарастании интенсивности замещения зеленого мусковита железистым лепидолитом, появлении топаза и амазонита. Принципиально иной характер контакта этих пород прослеживается по скважине 170, пройденной в 450 м к ЮЗ от массива в 1979 году А. М. Гребенниковым при добуривании флангов месторождения. Здесь на глубине 199.2 м под покрывкой сланцев обнаружена лепидолит-амазонитовая залежь мощностью 60 метров, нижний контакт которой с микроклин-альбитовыми гранитами с зеленым мусковитом резкий и фиксируется мощной (до 6 м) зоной дробления последних. Наличие в амазонитсодержащих породах верхних горизонтов массива разнообразных ксенолитов микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом, в том числе имеющих нередко округлую ожелезненную поверхность, позволяет предполагать более раннюю кристаллизацию этих пород по сравнению с амазонитовыми гранитами.

Апикальная часть массива отличается многообразием минеральных парагенезисов и характером их обособлений: в том числе, пологозалегающих кварц-амазонитовых пегматоидных тел в массиве и в виде крутопадающих дайковых тел за его пределами. Особое внимание привлекают цвиттероподобные циннвальдит-топаз-альбитовые метасоматиты с углистым веществом и обильными выделениями берилла, получившие развитие на контакте с дайкой диабазов.

Как видно из рис. 1, вертикальный разрез главного купола имеет четко выраженное зональное строение, границы которого повторяют контуры поверхности купола и резко сужаются на флангах. В пределах Орловского массива, помимо основного купола, являющегося танталовым месторождением, отмечаются два малых периферийных участка безрудных амазонитовых гранитов (т. н. забалансовые участки) характеризующиеся рядом минералогических и геохимических особенностей. Так, юго-западный, несколько обособленный участок, приуроченный к наиболее пологой части массива, сложен пегматоидными амазонитовыми гранитами, с многочисленными миаролами, кристаллами резко уплощенного бесцветного берилла, топаза, шестоватых агрегатов зеленовато-синего индиголита, по составу железистого эльбаита (Баданина и др., 2003), характерно обилие прожилков натечного криптомелана. По яркой окраске амазонита и парагенезису минералов этот участок сходен с пегматоидным телом экзоконтакта апикальной части Орловского массива («Голубая Дама», по А. И. Гинзбургу).

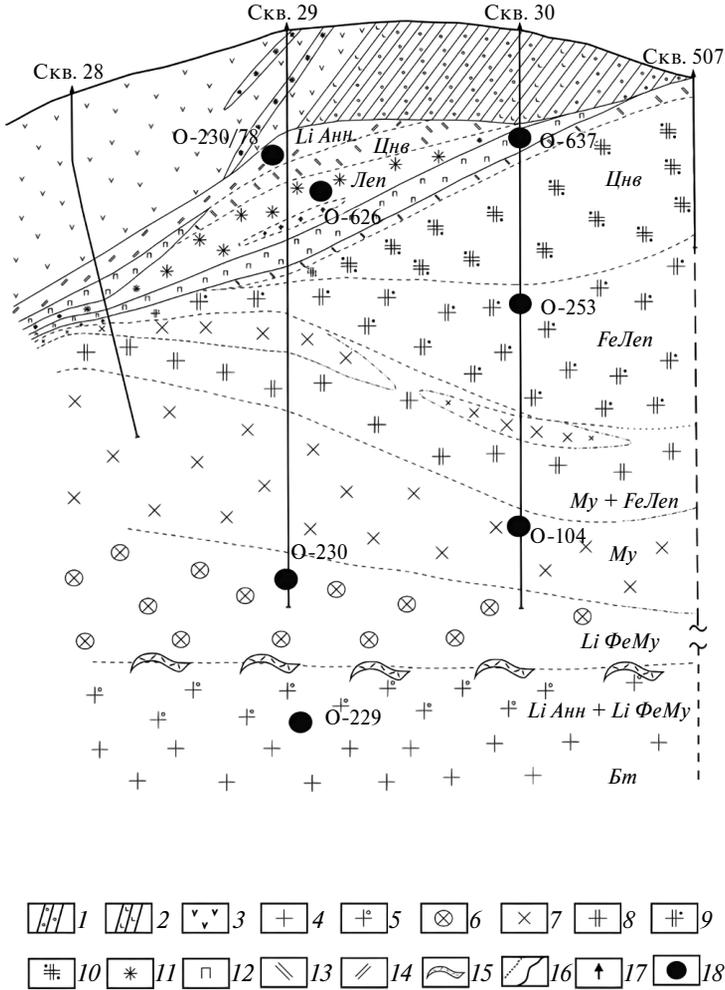


Рис. 1. Схематический широтный геологический разрез Орловского массива по профилю скважин 28, 29, 30, 507.

1 — терригенно-осадочные породы, 2 — прослои трахириодацитов, 3 — дайка лампрофиров догранитного возраста, 4–11 — граниты: 4 — порфировидные биотитовые, 5 — двуслюдяные, 6 — порфиروбластовые микроклин-альбитовые с гороховидным кварцем, 7 — микроклин-альбитовые с зеленым мусковитом, 8 — амазонит-альбитовые с железистым лепидолитом и зеленым мусковитом, 9 — амазонит-альбитовые с железистым лепидолитом, 10 — амазонит-альбитовые с циннвальдитом, 11 — альбит-амазонитовые с лепидолитом; 12 — кварц-амазонит-альбитовые пегматоидные тела, 13 — циннвальдит-топазовый грейзен эндоконтакта, 14 — топаз-Li-содержащий глиноземистый аннитовый грейзен с бериллом экзоконтакта, 15 — маломощные пегматоидные кварц-полевошпатовые тела на границе двуслюдяных и порфиروбластовых гранитов, 16 — границы постепенные (а) и резкие (б), 17 — разведочные скважины, 18 — места отбора проб.

Fig. 1. Schematic latitudinal geological section of the Orlovka massif according to the profile of wells 28, 29, 30, 507. 1 — terrigenous-sedimentary rocks, 2 — strata of trachyriodacites, 3 — dyke of lamprophyres of the pre-granite age, 4–11 — granites: 4 — porphyritic biotite, 5 — two-mica, 6 — porphyroblast microcline-albite with pea-shaped quartz, 7 — microcline-albite with green muscovite, 8 — amazonite-albite with Fe-rich lepidolite and green muscovite, 9 — amazonite-albite with Fe-rich lepidolite, 10 — amazonite-albite with zinnwaldite, 11 — albite-amazonite with lepidolite, 12 — quartz-amazonite-albite pegmatoid bodies, 13 — zinnwaldite-topaz endocontact greisen; 14 — topaz-Li-containing berylliferous annite greisen with beryl from exocontact, 15 — low-thin pegmatoid quartz-feldspar bodies on the boundary of two-mica and porphyroblast granites, 16 — gradual (a) and sharp (b) boundaries, 17 — exploration wells, 18 — sampling sites.

РАЗНОВИДНОСТИ СЛЮД И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Наиболее ранней слюдой гранитов Хангилайского интрузива является биотит, для которого характерна темно-коричневая окраска и обилие включений акцессорных минералов, среди которых преобладают эвксенит и циркон. Биотит образует вытянутые пластинки таблитчатой формы размером до 3—5 мм в поперечнике, плеохроирующие в темно-бурых тонах по *Ng*, светло-коричневых, желтоватых по *Nr*. В отличие от этого биотита в двуслюдяных гранитах глубоких горизонтов Орловского массива преобладает более светлоокрашенная слюда с золотистым оттенком. Эта слюда имеет менее контрастную схему плеохроизма от коричневатых тонов с зеленоватым оттенком, до бесцветных и по составу соответствует Li-содержащему глиноземистому анниту.

В Орловском массиве выделяются четыре разновидности мусковита, различающихся по приуроченности к разным типам пород, характеру выделения и химическому составу (табл. 1). Наиболее ранним является светло-коричневый мусковит-1 из порфириовидных двуслюдяных гранитов, для которого характерны включения циркона, апатита и, особенно, эвксенита. Мусковит-2 является породообразующим минералом порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов, где образует крупные — 3—5 мм, хорошо оформленные пластинки серого с буроватым оттенком цвета, для которых характерны включения монацита, Та-содержащего рутила, реже колумбита. Мусковит-3 характерен для вышележащего горизонта мелкозернистых микроклин-альбитовых гранитов и альбититов. Эта слюда образует мелкие чешуйки светло-зеленого цвета, тесно ассоциирующие с альбитом и флюоритом, и является отчетливо более поздней по отношению к серому мусковиту-2, интенсивно замещая последний. Породы такого состава образуют реликтовые участки во всех вышележащих зонах, создавая впечатление, что все последующие парагенезисы с литиевыми слюдами развивались на основе микроклин-альбитовой матрицы порфиробластовых гранитов. Мусковит-4 выделен в составе вышележащих амазонитовых пород в ассоциации с железистым лепидолитом.

Амазонитовые граниты с литиевыми слюдами залегают в Орловском массиве на микроклин-альбитовых гранитах с зеленым мусковитом, представляющих собой мощный (до 130 м) горизонт в массиве (рис. 1, 2). При этом для контакта этих пород характерна переходная зона (до 40—60 м), в которой прослеживается замещение зеленого мусковита грязновато-серым железистым лепидолитом. Это замещение развивается послойно и от периферии чешуек к центру, в результате чего образуются агрегативные пачки изогнутых пластинок смешаннослойного типа, где слои мусковита чередуются со слоями лепидолита, напоминающими в миниатюре структуру «барботова глаза». Постепенно в разрезе пород снизу вверх количество литиевой слюды возрастает, а размер чешуек увеличивается до 3—5 мм. В апикальной части массива слюда приобретает вид хорошо оформленных прозрачных пластинок, нередко с вкрапленностью игольчатого танталита. На западном наиболее пологом фланге прослеживается эндоконтактная зона амазонитовых гранитов со специфическим розоватым лепидолитом. Наиболее сложный характер строения приконтактной зоны и смена состава слюд характерны для участка массива на контакте с дайкой диабазов и прослоями трахириодацитов. Как видно из рис. 1, над пегматоидным телом располагается зона амазонитовых гранитов с лепидолитом, выше амазонитовые граниты с циннвальдитом. Непосредственно зона контакта представлена цвитероподобными породами мощностью до 8 метров Li-содержащий глиноземистый аннит-альбит-топазового состава с примазками углистого вещества и обильными выделениями желтовато-зеленого берилла.

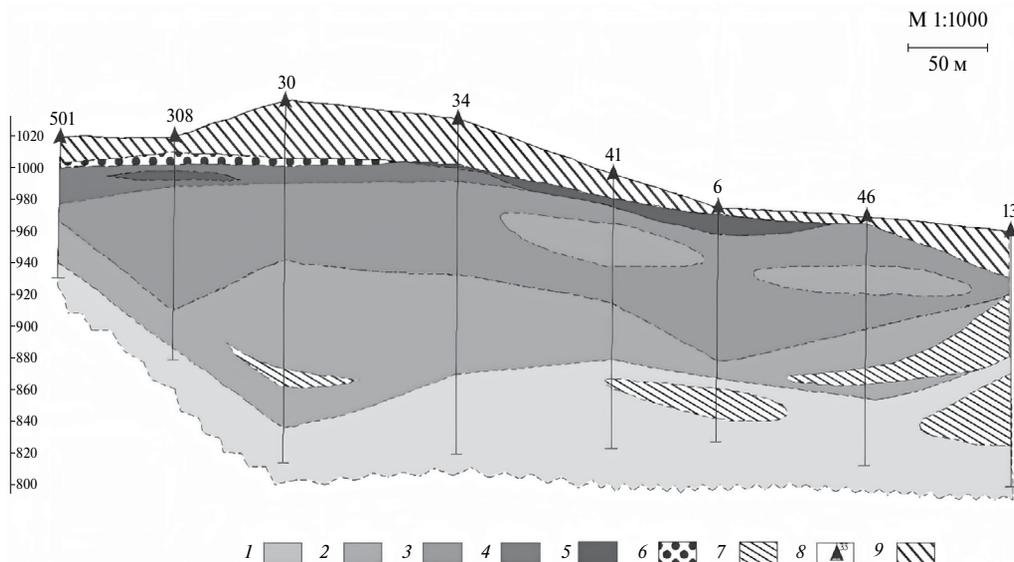


Рис. 2. Распределение типов слюд в породах вертикального меридионального разреза Орловского массива. 1 — зеленый мусковит, 2 — зеленый мусковит и железистый лепидолит, 3 — железистый лепидолит, 4 — циннвальдит, 5 — лепидолит, 6 — Li-содержащий аннит, 7 — линзы бесслюдяных альбититов, 8 — буровые скважины и их номера, 9 — вмещающие породы.

Fig. 2. Distribution of the mica type in the rocks of the vertical meridional section of the Orlovka massif. 1 — green muscovite, 2 — green muscovite and Fe-rich lepidolite, 3 — Fe-rich lepidolite, 4 — zinnwaldite, 5 — lepidolite, 6 — Li-rich annite, 7 — lenses of mica-free albitites, 8 — drilling wells and their numbers, 9 — host rocks.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав слюд Орловского массива с обсуждением схем изоморфизма и эволюции в ряду последовательности образования пород представлен нами ранее на основе 78 полных силикатных анализов мономинеральных фракций слюд, где содержания редких щелочных элементов определены методом фотометрии пламени, фтор определен методом ион-селективных электродов (Сырицо, 2002). В табл. 1 приведены представительные анализы слюд для оценки соответствия расчетного содержания лития определенному инструментально, а также оценки соотношения Fe^{3+} и Fe^{2+} . Однако в настоящем исследовании основное внимание уделяется сопоставлению состава слюды из породы и РВ, что потребовало выполнения анализов *in situ* в двустороннеполированных пластинках единым однотипным электронно-зондовым методом. В основу исследования положены 350 анализов слюд из пород, расплавленных и кристаллических включений в кварце, выполненных методом рентгеноспектрального микрозондового анализа (CAMECA SX-100, Геоисследовательский центр, Потсдам и Геологическая служба Германии, Ганновер). Зондированию подвергались центральные гомогенные части чешуек слюд. И только для зонального мусковита из КВ в кварце из мусковит-микроклин-альбитовых гранитов (О-104/01) приведены анализы в одном кристалле от центра к краю. При электронном зондировании слюд использовались четыре кристалл-дифракционных (волновых) спектрометра с пучком с силой тока 20 мА и напряжением 15 кВ. Размер пучка 10 μm для анализа минералов и 20—40 μm для анализа стекол РВ. Описание аналитических условий, калибровки стандартов и оценки аналитических ошибок для данного оборудования базируется на работе (Jochum et al., 2000). В табл. 2 приведены представительные анализы из этой выборки. Содержания редких элементов в силикатных стеклах РВ определялись

в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН) на ионном микрозонде CAMECA IMS4f. Ток зонда составлял $5-7 \times 10^{-9}$ нА, диаметр сфокусированного пучка варьировал в пределах 10–15 мкм. Набор интенсивности производился в пяти циклах с общим временем 25–30 мин. Погрешность анализа составляет менее 10 отн. % для большинства элементов. Как известно, при изучении состава слюд микрозондовым методом наибольшую сложность представляет оценка концентраций лития. Для решения используются эмпирические формулы Г. Тишendorфа, полученные с учетом корреляционных связей Li с Rb, F, Si и Mg (Tischendorf, 1997). Для контроля достоверности расчетных данных нами использовались корреляционные зависимости элементов на основе данных, полученных для слюд Li-F гранитов Забайкалья (Тургинский, Этыкинский и Орловский массивы) методом фотометрии пламени. Результаты сопоставления этих данных представлены на рис. 3, из которого следует, что, оценка концентрации Li по F (рис. 3а) и по Rb (рис. 3б), особенно для слюд с высокой концентрацией лития (Li_2O более 2.5 мас.%) представляется нецелесообразной. Мало того, выявляется различие в характере связей Li-F для слюд различных рудных узлов, что подтверждается расчетом уравнений регрессии и коэффициентов корреляции. Как видно из рис. 3в, наиболее приемлемой для триоктаэдрических Li-Fe слюд является корреляционная связь Li-Si, что позволяет оценивать содержания лития по формуле Тишendorфа $\text{Li}_2\text{O} = (0.289 \times \text{SiO}_2) - 9.658$. Зависимость является значимой для всего интервала вариаций в содержаниях Li_2O (от 0.1 до 6 мас. %). Гораздо большую сложность представляет оценка концентрации лития в диоктаэдрических слюдах, расчет которой с большими погрешностями проводился по содержанию F ($\text{Li}_2\text{O} = 1.579 \times \text{F}^{1.45}$). В этом случае приходится рассчитывать лишь на тенденции в распределении лития.

Таблица 1. Химический состав слюд (по данным силикатного анализа, мас.%) из пород Хангилайского и Орловского массивов

Table 1. The chemical composition of micas (according to silicate analysis data, wt%) from rocks from Khangilay and Orlovka massifs

Тип пород*	Бг	Двуслюдяные		Ми-Аб	Му-Ми-Аб		Амаз с Fe Леп	Амаз с Леп	Амаз с Цнв	Цнв-Аб-Топ
Номер образца	270	285		1199	222		182	369	1098	267
Тип слюды**	Бг	Li Анн	Му	Му	Му серый	Му зеленый	Fe Леп	Леп	Цнв	Цнв
SiO ₂	36.20	38.50	45.7	45.5	49.00	46.68	48.20	52.34	48.40	43.67
TiO ₂	2.36	2.50	0.55	0.56	0.24	0.21	0.09	0.13	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	19.39	18.46	29.97	27.71	30.03	32.71	20.12	19.24	22.00	22.30
Fe ₂ O ₃	2.47	5.12	3.99	2.06	0.26	0.25	0.26	0.08	1.26	2.12
FeO	18.05	15.3	2.39	4.13	2.03	0.70	3.50	1.43	2.56	9.42
MnO	0.36	0.66	0.25	0.70	1.05	0.56	2.51	1.80	4.51	0.86
MgO	5.60	1.8	2.10	1.10	0.10	0.50	0.63	0.37	0.23	3.26
CaO	1.11	0.58	0.20	0.69	0.45	0.55	0.58	0.55	0.78	0.35
Na ₂ O	0.15	0.42	0.42	0.40	0.39	0.49	0.38	0.31	0.68	0.20
K ₂ O	8.48	9.10	8.93	10.22	10.05	11.16	9.50	10.00	10.50	9.66
Li ₂ O	0.52	1.13	0.71	1.00	2.16	0.35	4.54	5.98	4.04	2.48
Rb ₂ O	0.17	0.28	0.33	0.68	0.86	0.58	1.10	1.46	0.90	0.88
Cs ₂ O	0.04	0.16	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.06	0.02	0.04

Таблица 1 (окончание)

Тип пород*	Бт	Двуслюдяные		Ми-Аб	Му-Ми-Аб		Амаз с Fe Леп	Амаз с Леп	Амаз с Цнв	Цнв-Аб-Топ
Номер образца	270	285		1199	222		182	369	1098	267
Тип слюды**	Бт	Li Анн	Му	Му	Му серый	Му зеленый	Fe Леп	Леп	Цнв	Цнв
F	1.79	2.50	2.01	2.50	2.20	1.91	5.20	8.73	7.20	2.55
O=F	0.75	1.05	0.84	1.05	0.92	0.80	2.18	3.67	3.02	1.07
Сумма	95.94	95.45	96.73	96.23	97.47	95.85	93.63	98.81	100.15	96.83
Коэффициенты в формуле										
Na	0.02	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.09	0.03
K	0.82	0.88	0.77	0.90	0.85	0.96	0.86	0.87	0.92	0.88
Ca	0.09	0.05	0.02	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03
Rb	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	0.94	1.01	0.85	1.04	0.97	1.09	0.98	1.01	1.11	0.97
Li	0.16	0.35	0.19	0.28	0.58	0.10	1.30	1.63	1.12	0.71
Fe ³⁺	1.14	0.30	0.20	0.11	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.11
Fe ²⁺	0.14	0.98	0.14	0.24	0.11	0.04	0.21	0.08	0.15	0.56
Mg	0.64	0.20	0.21	0.11	0.01	0.05	0.07	0.04	0.02	0.35
Mn	0.02	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.14	0.10	0.26	0.05
Ti	0.14	0.14	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.49	0.59	1.47	1.42	1.59	1.76	1.11	1.09	1.11	0.97
Сумма	2.73	2.59	2.25	2.23	2.35	2.00	2.84	2.96	2.72	2.76
Al	1.25	1.07	0.91	0.85	0.75	0.84	0.58	0.45	0.68	0.90
Si	2.75	2.93	3.09	3.15	3.25	3.16	3.42	3.55	3.32	3.10
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
ОН	1.57	1.40	1.57	1.45	1.54	1.59	0.83	0.13	0.44	1.43
F	0.43	0.60	0.43	0.55	0.46	0.41	1.17	1.87	1.56	0.57
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Примечание. Формулы рассчитаны на 22 заряда. * Типы пород: Бт — биотитовые граниты, Двуслюдяные — двуслюдяные граниты, Ми-Аб — порфиробластовые микроклин-альбитовые граниты с литиевым фенгит-мусковитом, Му-Ми-Аб — мусковит-микроклин-альбитовые граниты с зеленым мусковитом, Амаз с Fe Леп — амазонитовые граниты с железистым лепидолитом, Амаз с Леп — амазонитовые граниты с лепидолитом, Амаз с Цнв — амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом, Цнв-Аб-Топ — циннвальдит-альбит-топазовый грейзен. ** Типы слюд: Бт — биотит, Му — мусковит, Li Анн — Li-содержащий глиноземистый аннит, Цнв — циннвальдит, Fe Леп — железистый лепидолит.

Гомогенизация раскристаллизованных РВ для 10 проб кварца проводилась в автоклавах с высоким давлением (2 кбар) и быстрой закалкой в интервале температур 600—750 °С в экспериментальной гидротермальной лаборатории Геоисследовательского центра Потсдама и лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Кильского университета им. Кристиана Альбрехта. Длительность эксперимента 24 часа.

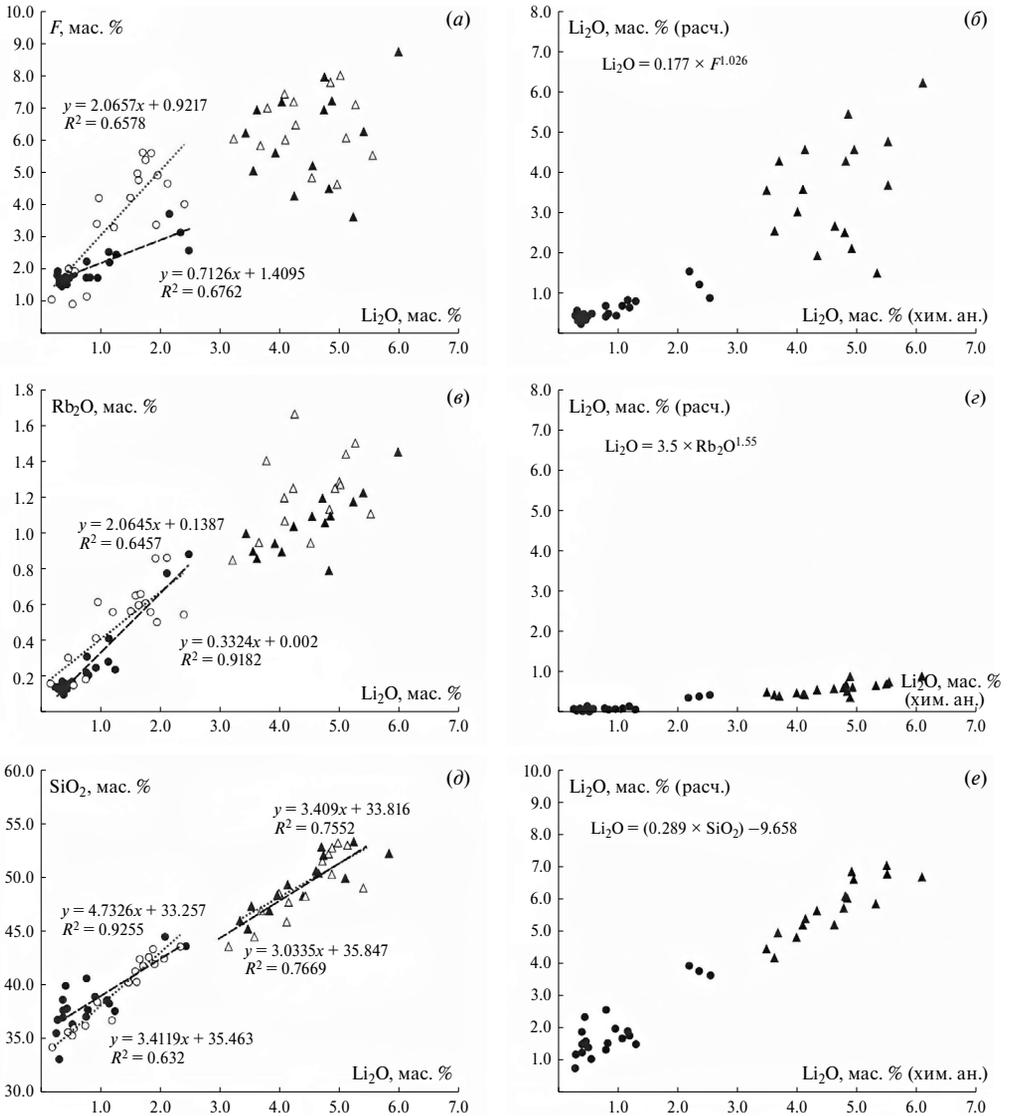


Рис. 3. Оценка концентрации лития в слюдах на основе расчета по эмпирическим формулам Г. Тисендорфа (Tischendorf, 1997) и ее корреляция с данными химического анализа (фотометрия пламени): по содержанию фтора (а, б), рубидия (в, г) и кремния (д, е).

Кружки — Li-содержащие глиноземистые анциты, треугольники — собственно Li-Fe слюды, затемненные значки — Орловский массив, незакрашенные значки — Тургинский и Этыкинский массивы.

Fig. 3. Estimation of lithium concentration in micas based on calculation by the empirical formulas of G. Tischendorf (1997) and its correlation with chemical analysis data (flame photometry): according to the content of fluorine (a, б), rubidium (в, г) and silicon (д, е).

Circles, Li-rich annite, triangles, Li-Fe mica, darkened symbols, Orlovka massif, empty symbols, Turga and Etyka massifs.

Чаще всего достигалась полная гомогенизация включений, однако для некоторых РВ, размер которых превышал 100 мкм, получены водонасыщенные стекла с 2-х фазными флюидными пузырьками, в водно-солевом растворе которых методом рамановской

спектроскопии установлено обилие H_3BO_3 , а в газовой фазе — CO_2 , N_2 , H_2 , что говорит о плохой растворимости в расплаве летучих и о готовности их к быстрому отделению.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЛЮД ИЗ ПОРОД

В соответствии с современной номенклатурой слюд (Rieder et al., 1998) биотиты Хангилайского массива относятся к промежуточным членам аннит-флогопитового и сидерофиллит-истонитового рядов. От среднего состава биотитов из гранитов эти слюды отличаются пониженным содержанием Mg и, напротив, повышенными содержаниями Fe и Al, редких щелочных элементов и фтора, что типично для слюд из РГ. Характерной особенностью слюд является также иное соотношение закисного и окисного железа с резким преобладанием первого (табл. 1) (Сырицо, 2002). При пересчете анализов биотитов на кристаллохимические формулы обнаруживается обычный для слюд из редкометальных гранитов дефицит ионов октаэдрической координации, тем больший, чем выше содержание трехвалентных катионов. Биотиты глубоких горизонтов Орловского массива отличаются от хангилайских слюд заметно меньшими содержаниями Mg и Ti и более высокими — Li, Rb, F. По классификации (Лапидес и др., 1977) эти слюды отвечают составу протолиитонита. В классификации ММА (Rieder et al., 1998) этот термин исключен, в качестве замены для него предлагаются два термина: литиевый аннит или литиевый сидерофиллит. Как следует из табл. 2, в тетраэдре изучаемой нами слюды выдерживается отношение Al: Si, как 1:3, что характерно для аннита. Повышенные содержания Al (до 1 атома на формулу, а. ф.) и Li (до 0.5 а. ф.) в октаэдре приводят нас к термину Li-содержащий глиноземистый аннит. На тройной диаграмме (рис. 4) фигуративные точки составов биотита и Li-содержащего глиноземистого аннита образуют весьма компактные и в то же время достаточно обособленные поля (поля 1 и 2).

Кристаллохимические особенности мусковита Хангилайского интрузива соответствуют изоморфным смесям диоктаэдрических мусковитового и селадонитового компонентов и триоктаэдрического литиево-железистого компонента, образующих изоморфную серию мусковит-циннвальдит. При обсуждении особенностей химизма этого мусковита особенно остро ощущается необходимость выделения разновидностей слюд из РГ, предложенная в свое время в отечественной литературе (Лапидес и др., 1977). Так, наиболее ранний мусковит из двуслюдяных гранитов Хангилайского массива соответствуют Li-содержащему фенгит-мусковиту. Как показано ранее (Сырицо, 2002), избыток суммы катионов позиции У против теоретического достигает здесь 0.24 а. ф. при содержании R^{2+} до 0.44 а. ф., что составляет 20 % октаэдрического заполнения, в то время как содержание лития не превышает 5 % суммы катионов октаэдра, составляя всего 0.04—0.11 а. ф. Это свидетельствует о преобладании здесь «фенгитовой» схемы изоморфизма $\text{R}^{2+}_{\text{VI}} + \text{Si} = \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Al}_{\text{IV}}$. В эту же группу слюд попадает наиболее ранний мусковит-1 из двуслюдяных гранитов Орловского массива, отличающиеся от слюд Хангилайского массива несколько повышенным содержанием R^{2+} (до 0.59 а. ф., что составляет уже 27 % от суммы катионов октаэдрической координации) и лития (до 0.19 а. ф.). Мусковит-2 из порфиробластовых гранитов попадает уже в группу литиевого фенгит-мусковита. Среди рассматриваемого мусковита эти слюды характеризуются наибольшим содержанием закисного железа, высоким содержанием лития (до 0.44 а. ф.) и, как следствие, максимальным избытком катионов в октаэдрической позиции (до 0.48 а. ф. против теоретического). На диаграмме $\text{R}^{3+} - \text{Li} - \text{R}^{2+}$ (рис. 4) эти слюды занимают обособленное положение (поле 3), попадая частично в область разрыва смесимости ди-триоктаэдрических слюд и нарушая известное представление о едином изоморфном ряде литиево-железистых слюд в редкометальных гранитах от биотита до лепидолита. Особенности состава этих слюд, наличие среди них нестандартных для мусковита политипов ($2\text{M}_1 + 1\text{M}$, 1M , 3T) (Михайлова и др., 2000) подтверждают представление о специфике условий кристаллизации этих пород (Баданина и др., 2010). Зеленый мусковит, замещающий эти слюды характеризуется низким

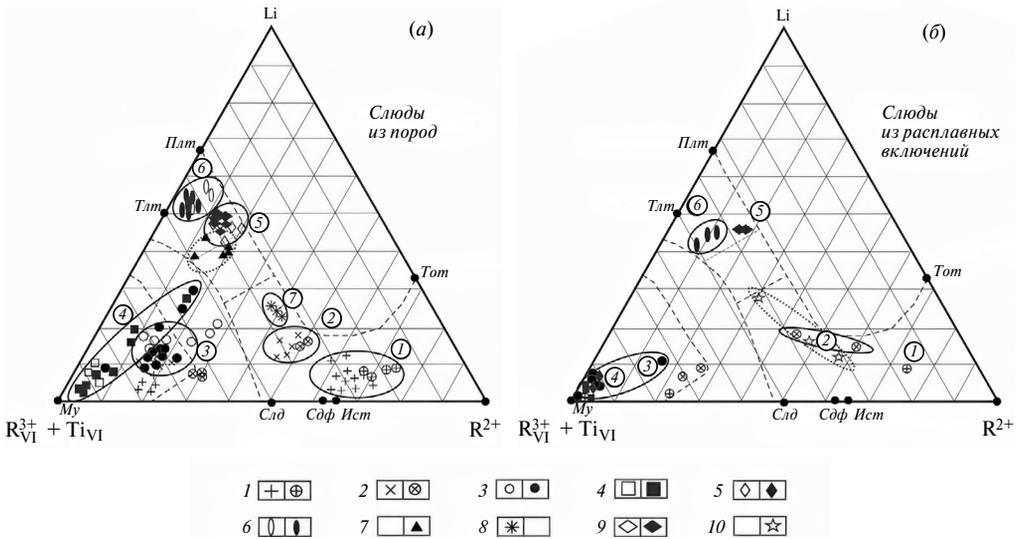


Рис. 4. Составы слюд из пород (а) и расплавных включений в кварце (б) Хангилайского и Орловского массивов (первый символ — по данным «мокрой химии», второй символ — по данным микрозондового анализа). Штриховые линии — границы областей составов ди- и триоктаэдрических слюд. Точечные линии — границы полей разновидностей. Разновидности пород: Хангилайский массив: 1 — биотитовые граниты, Орловский массив: 2 — двуслюдяные граниты, 3 — порфиробластовые микроклин-альбитовые граниты, 4 — альбититы с зеленым мусковитом, 5 — амазонит-альбитовые граниты с железистым лепидолитом, 6 — амазонитовые граниты с лепидолитом, 7 — пегматоиды, 8 — циннвальдит-альбит-топазовые грейзены эндо-экзоконтакта, ЮЗ участок: 9 — амазонитовые граниты с железистым лепидолитом, 10 — пегматоиды. Цифры в кружках: 1 — биотит, 2 — Li-содержащий глиноземистый аннит, 3 — Li-содержащий фенгит-мусковит, 4 — мусковит, 5 — Fe-лепидолит, 6 — лепидолит, 7 — циннвальдит. *Му* — мусковит, *Тлтм* — трилитионит, *Плт* — полилитионит, *Том* — тайниолит, *Фл* — флогопит, *Ан* — аннит, *Ист* — истонит, *Сдф* — сидерофиллит, *Слд* — селадонит. Классификация и номенклатура слюд по (Лапидес и др., 1977).

Fig. 4. Compositions of micas from rocks and melt inclusions in quartz of the Khangilay and Orlovka massifs (the first symbol — according to wet chemistry, the second symbol — according to microprobe analysis). Dashed lines are the boundaries of the regions of di- and trioctahedral mica compositions. Dotted lines are the boundaries of the fields of varieties. Rock varieties: Khangilay massif: 1 — biotite granites, Orlovka massif: 2 — two-mica granites, 3 — porphyroblast microcline-albite granites, 4 — albitites with green muscovite, 5 — amazonite-albite granites with Fe-rich lepidolite, 6 — amazonite granites with lepidolite, 7 — pegmatoids, 8 — zinnwaldite-albite-topaz greisens of endo- and exocontacts, SW site: 9 — amazonite granites with Fe-rich lepidolite, 10 — pegmatoids. The numbers in the circles are: 1 — biotite, 2 — Li-rich annite, 3 — Li-rich phengite-muscovite, 4 — muscovite, 5 — Fe-rich lepidolite, 6 — lepidolite, 7 — zinnwaldite. *Му*, muscovite, *Тлтм*, trillithionite, *Плт*, polyolithionite, *Том*, tainiolite, *Фл*, phlogopite, *Ан*, annite, *Ист*, eastonite, *Сдф*, siderophyllite, *Слд*, celadonite. Classification and nomenclature of micas from (Lapides et al., 1977).

содержанием лития (0.09—1.15 а. ф.) и магнезиально-железистого компонента (до 0.17 а. ф.), представляя стандартный мусковит. Тем не менее, составы мусковита-3 занимают на классификационной диаграмме вытянутое вдоль оси $R^{3+}_{V1} + Ti_{V1} - Li$ поле, свидетельствующее о существенной вариации состава этих слюд. В отличие от мусковита-3, в зеленом мусковите-4, ассоциирующем с лепидолитом и амазонитом в эндоконтактовой зоне, отмечается, напротив, весьма высокое содержание лития (до 0.58 а. ф.), в нем повышено содержание закисного железа, марганца.

В составе литиевых слюд основного объема Орловского массива наиболее распространенной слюдой является железистый лепидолит, слюда трилитионит-полилитионитового ряда с существенной примесью железистой компоненты (до 0.58 а. ф. в ячейке), что составляет 28% минерального состава слюды. На классификационной диаграмме (рис. 4) эти слюды образуют поле 5. В это же поле попадают Li-Fe слюды юго-западного фланга

массива с аномально высоким содержанием марганца (до 0.26 а. ф.), что составляет 33% масутомелитового минала. Лепидолит апикальной части массива (поле 6) отличается от лепидолита нижележащего горизонта более стехиометрическим составом, меньшим содержанием железа (FeO до 1.05 мас.%), повышенным — марганца (MnO до 2.08 мас.%) и, в то же время, самым высоким содержанием фтора (до 9.36 мас.%) и лития (Li₂O до 5.65 мас.%), т. е. эта слюда является практически безводной. Составы цинвальдита цвиттероподобных пород с бериллом эндо-экзоконтакта образуют поле 7. Именно в этих породах были обнаружены специфические 4-х фазные силикатно-гидросолевые РВ в берилле, допускающие участие в их образовании силикатно-солевой субстанции (Thomas et al., 2009).

Таблица 2. Химический состав слюд (мас.%) из пород (П), кристаллических (КВ) и расплавных (РВ) включений в породообразующем кварце Хангилайского и Орловского массивов

Table 2. The chemical composition of micas (wt %) from rocks (R), crystal (CI) and melt inclusions (MI) in rock-forming quartz from Khangilay and Orlovka massifs

Параметр	Хангилайский массив				Орловский массив			
Номер образца	Бг граниты (X-343/01)				Двуслюдные граниты (O-229/01)			
Носитель***	П	П	РВ	РВ	П	П	РВ	РВ
Тип слюды	Бг	Му	Бг	Му	Li-Анн	Му	Li-Анн	Му
SiO ₂	35.94	47.43	35.66	45.46	37.87	42.74	38.92	46.24
TiO ₂	3.27	2.13	3.24	0.39	1.91	0.90	0.06	0.76
Al ₂ O ₃	16.70	27.27	17.39	32.80	19.64	25.92	22.34	27.81
FeO _{total}	20.95	4.01	21.61	1.65	16.22	8.13	17.73	7.85
MnO	0.52	0.09	0.38	0.03	0.85	0.38	1.66	0.32
MgO	5.67	2.47	4.49	0.04	2.15	1.65	0.05	1.48
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.17	0.03	0.01	0.00
Na ₂ O	0.08	0.10	0.04	0.28	0.16	0.21	0.11	0.15
K ₂ O	9.20	10.15	9.20	10.55	8.24	9.76	9.30	8.85
Li ₂ O*	0.73	0.13	0.65	0.08	1.29	0.55	1.59	0.67
Rb ₂ O	0.20	0.18	0.05	0.13	0.53	0.48	0.91	0.56
Cs ₂ O	0.03	0.04	0.00	0.19	0.01	0.04	0.10	0.02
F	1.47	0.99	1.27	0.00	2.10	1.26	2.48	2.19
B ₂ O ₃	—			1.05	—			
O=F	0.62	0.41	0.53	—	0.88	0.53	1.04	0.92
Сумма	94.15	94.58	93.46	92.64	90.23	91.53	94.22	95.97
Коэффициенты в формуле								
Na	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
K	0.92	0.89	0.93	0.92	0.83	0.92	0.91	0.78
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Rb	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02
Cs	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	0.94	0.91	0.94	0.97	0.90	0.97	0.98	0.83
Li	0.23	0.04	0.21	0.02	0.41	0.16	0.49	0.19
Fe _{total}	1.37	0.23	1.43	0.09	1.07	0.50	1.14	0.45
Mg	0.66	0.25	0.53	0.00	0.25	0.18	0.01	0.15
Mn	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.10	0.02
Ti	0.19	0.11	0.19	0.02	0.11	0.05	0.00	0.04
Al	0.36	1.46	0.44	1.81	0.82	1.38	1.01	1.46
Сумма	2.86	2.09	2.82	1.96	2.73	2.29	2.75	2.31
Al	1.18	0.75	1.18	0.83	1.01	0.86	1.01	0.80

Таблица 2 (продолжение)

Параметр	Хангилайский массив				Орловский массив			
	Бт граниты (Х-343/01)				Двуслюдяные граниты (О-229/01)			
Носитель***	П	П	PB	PB	П	П	PB	PB
Тип слюды	Бт	Му	Бт	Му	Li-Анн	Му	Li-Анн	Му
Si	2.82	3.25	2.82	3.11	2.99	3.14	2.99	3.20
B	—			0.06	—			
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
ОН	1.63	1.79	1.68	—	1.48	1.71	1.40	1.52
F	0.37	0.21	0.32	—	0.52	0.29	0.60	0.48
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Параметр	Орловский массив							
	Ми-Аб граниты с Li ФеМу (О-230/01)			Му-Ми-Аб граниты с зеленым Му (О-104/01)				
Носитель	П	КВ	PB	П	П	КВ	КВ	КВ
Тип слюды	Му	Li-Анн	Му	Му серый	Му зеленый	Му	Му	Му
	—					J**	2	3
SiO ₂	47.30	39.22	46.62	45.23	47.25	46.58	45.35	46.29
TiO ₂	0.34	1.97	0.05	0.15	0.04	0.06	0.39	0.33
Al ₂ O ₃	26.72	16.67	34.84	28.46	35.66	34.46	29.60	28.35
FeO _{total}	4.28	21.58	1.12	5.23	0.89	1.27	3.77	4.74
MnO	1.38	0.28	0.37	3.04	0.37	0.56	1.24	1.63
MgO	0.56	4.60	0.02	0.07	0.00	0.01	0.10	0.09
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.13	0.04	0.37	0.32	0.24	0.28	0.20	0.15
K ₂ O	10.12	9.73	10.61	9.89	9.93	10.18	10.21	9.83
Li ₂ O*	2.21	1.68	0.40	2.46	0.30	0.48	1.85	2.15
Rb ₂ O	1.26	0.05	0.39	0.77	0.35	0.44	1.11	1.24
Cs ₂ O	0.17	0.03	0.06	0.02	0.02	0.00	0.06	0.23
F	4.09	4.92	0.86	3.98	0.82	1.00	2.65	2.96
B ₂ O ₃	—		0.56	—				
O=F	1.72	2.07	0.36	1.67	0.34	0.42	1.11	1.24
Сумма	96.84	98.69	95.92	97.23	95.54	94.88	95.42	96.74
Коэффициенты в формуле								
Na	0.02	0.01	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02
K	0.89	0.94	0.90	0.88	0.84	0.87	0.90	0.86
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	0.06	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Сумма	0.97	0.95	0.97	0.95	0.89	0.93	0.98	0.94
Li	0.61	0.51	0.11	0.68	0.08	0.13	0.51	0.60
Fe _{total}	0.25	1.36	0.06	0.26	0.05	0.07	0.22	0.27
Mg	0.06	0.52	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.08	0.02	0.02	0.17	0.02	0.03	0.07	0.09
Ti	0.02	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
Al	1.44	0.45	1.85	1.45	1.92	1.86	1.56	1.49
Сумма	2.45	2.96	2.05	2.57	2.07	2.10	2.39	2.47

Таблица 2 (продолжение)

Параметр	Орловский массив							
Тип породы Номер образца	Ми-Аб граниты с Li FeМу (О-230/01)			Му-Ми-Аб граниты с зеленым Му (О-104/01)				
Носитель	П	КВ	РВ	П	П	КВ	КВ	КВ
Тип слюды	Му	Li-Анн	Му	Му серый	Му зеленый	Му	Му	Му
	—					I**	2	3
Al	0.73	1.04	0.87	0.87	0.87	0.87	0.86	0.81
Si	3.27	2.96	3.11	3.13	3.13	3.13	3.14	3.19
B	—		0.03	—				
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
ОН	1.11	0.82	1.82	1.13	1.83	1.79	1.42	1.35
F	0.89	1.18	0.18	0.87	0.17	0.21	0.58	0.65
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Параметр	Орловский массив							
Тип породы Номер образца	Му-Ми-Аб граниты с зеленым Му (О-104/01)		Амаз граниты с Fe Леп (О-253/01)			Амаз граниты с Леп (О-626/01)		
Носитель	КВ	РВ	П	П	РВ	П	РВ	
Тип слюды	Му	Му	Fe Леп	Цнв	Му	Леп	Fe Леп	
—	4		—					
SiO ₂	44.42	47.92	48.20	42.66	45.54	52.06	49.29	
TiO ₂	0.46	0.05	0.09	0.03	0.00	0.00	0.05	
Al ₂ O ₃	28.38	36.61	21.12	24.69	35.58	19.62	25.88	
FeO _{total}	6.47	2.47	2.73	9.56	0.78	1.16	4.14	
MnO	1.64	0.96	0.58	1.54	0.32	2.07	1.32	
MgO	0.37	0.03	0.50	0.02	0.01	0.02	0.07	
CaO	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.04	
Na ₂ O	0.18	0.48	0.38	0.31	0.24	0.22	0.11	
K ₂ O	10.24	10.16	9.50	9.96	10.83	10.01	9.83	
Li ₂ O*	0.95	0.52	4.54	3.28	0.45	5.39	4.59	
Rb ₂ O	0.70	0.47	1.10	0.57	0.42	1.86	1.27	
Cs ₂ O	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	
F	3.74	1.35	5.20	5.59	0.96	9.00	5.20	
B ₂ O ₃	—		0.69	—				
O=F	1.57	0.57	2.18	2.35	0.40	3.78	2.18	
Сумма	96.02	101.14	92.41	95.86	94.71	98.42	98.80	
Коэффициенты в формуле								
Na	0.02	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	
K	0.92	0.82	0.87	0.92	0.93	0.88	0.84	
Ca	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	
Rb	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.08	0.05	
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Сумма	0.98	0.90	1.02	0.99	0.98	0.99	0.91	
Li	0.27	0.13	1.30	0.96	0.12	1.49	1.23	
Fe _{total}	0.38	0.13	0.16	0.58	0.04	0.06	0.23	
Mg	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	

Таблица 2 (продолжение)

Параметр	Орловский массив								
Тип породы Номер образца	Му-Ми-Аб граниты с зеленым Му (О-104/01)		Амаз граниты с Fe Леп (О-253/01)			Амаз граниты с Леп (О-626/01)			
	КВ	РВ	П	П	РВ	П	РВ		
Тип слюды	Му	Му	Fe Леп	Цнв	Му	Леп	Fe Леп		
Mn	0.09	0.05	0.03	0.09	0.02	0.11	0.07		
Ti	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Al	1.50	1.81	1.22	1.20	1.90	1.19	1.32		
Сумма	2.30	2.13	2.78	2.83	2.08	2.86	2.86		
Al	0.86	0.92	0.56	0.91	0.93	0.41	0.72		
Si	3.14	3.04	3.44	3.09	3.07	3.59	3.28		
B	—	0.04	—						
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		
ОН	1.17	1.73	0.83	0.72	1.80	0.04	0.90		
F	0.83	0.27	1.17	1.28	0.20	1.96	1.10		
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00		
Параметр	Орловский массив								
Тип породы Номер образца	Пегматоид с Fe Леп (О-637/01)		Амаз граниты с Леп (О-276/01), 2-й уч.		Пегматоид с Fe Леп (О-443/01), 2-й уч.			Цнв-Аб-Топ грейзен (О-230/78)	
	П	РВ	П	РВ	РВ	РВ	РВ	П	РВ
Тип слюды	Fe Леп	Му	Fe Леп	Леп	Li-Анн	Li-Анн	Цнв	Цнв	Му
SiO ₂	46.38	45.54	50.39	49.70	40.53	37.38	41.73	44.48	45.78
TiO ₂	0.06	0.00	0.03	0.00	0.06	0.05	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.01	35.58	18.51	19.02	14.73	22.88	24.33	21.72	37.91
FeO _{total}	5.24	0.78	3.20	5.36	20.16	23.67	12.58	11.28	0.00
MnO	3.29	0.32	3.08	2.43	5.23	2.08	1.38	0.92	0.02
MgO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.16	0.09	0.02	3.60	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.42	0.00
Na ₂ O	0.14	0.24	0.08	0.11	0.62	0.17	0.16	0.18	0.20
K ₂ O	9.81	10.83	10.22	10.25	8.29	9.14	9.86	10.22	10.66
Li ₂ O*	3.75	0.45	4.90	4.71	2.05	1.15	2.40	3.20	0.01
Rb ₂ O	1.15	0.42	1.22	1.17	0.90	0.64	0.65	0.77	0.67
Cs ₂ O	0.03	0.00	0.08	0.04	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00
F	7.97	0.96	9.05	8.81	6.13	3.87	5.50	2.55	0.06
B ₂ O ₃	—					0.94	—		
O=F	3.35	0.40	3.80	3.70	2.57	1.62	2.31	1.07	0.03
Сумма	94.50	94.71	96.97	97.92	96.33	100.45	97.15	98.32	95.31
Коэффициенты в формуле									
Na	0.02	0.03	0.01	0.02	0.10	0.02	0.02	0.02	0.03
K	0.92	0.93	0.92	0.92	0.84	0.87	0.91	0.92	0.90
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Rb	0.05	0.02	0.06	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.00	0.98	0.99	0.99	0.98	0.92	0.97	1.01	0.96
Li	1.11	0.12	1.39	1.33	0.65	0.34	0.70	0.90	0.00

Таблица 2 (окончание)

Параметр	Орловский массив								
	Пегматоид с Fe Леп (О-637/01)		Амаз граниты с Леп (О-276/01), 2-й уч.		Пегматоид с Fe Леп (О-443/01), 2-й уч.			Цнв-Аб-Топ грейзен (О-230/78)	
Носитель	П	РВ	П	РВ	РВ	РВ	РВ	П	РВ
Тип слюды	Fe Леп	Му	Fe Леп	Леп	Li-Анн	Li-Анн	Цнв	Цнв	Му
Fe _{total}	0.32	0.04	0.19	0.32	1.34	1.47	0.76	0.66	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.38	0.00
Mn	0.19	0.02	0.17	0.14	0.33	0.12	0.08	0.05	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.15	1.90	1.11	1.09	0.59	0.85	1.15	0.92	2.00
Сумма	2.77	2.08	2.87	2.88	2.93	2.80	2.70	2.91	2.01
Al	0.59	0.93	0.44	0.50	0.79	1.16	0.92	0.88	0.96
Si	3.41	3.07	3.56	3.50	3.21	2.78	3.02	3.12	3.04
B	—						0.06	—	
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
ОН	0.15	1.80	0	0.03	0.46	1.09	0.74	1.43	1.99
F	2.85	0.20	2.00	1.97	1.54	0.91	1.26	0.57	0.01
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Примечание. Формулы рассчитаны на 22 заряда. * Содержания Li₂O рассчитаны по формулам Г. Тишendorфа (Tischendorf, 1997): (1) для триоктаэдрических слюд: Li₂O = (0.289×SiO₂) – 9.658, (2) для диоктаэдрических слюд: Li₂O = 1.579×F^{1.45}. ** Цифрами обозначены анализы включений слюды в одном зерне от центра к краю. *** Типы слюд: Бт – биотит, Му – мусковит, Li-Анн – Li-содержащий глиноземистый аннит, Цнв – циннвальдит, Fe Леп – железистый лепидолит.

СОСТАВЫ СЛЮД ИЗ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С СОСТАВАМИ СЛЮД ИЗ ПОРОД

Расплавные включения в кварце всех типов гранитов Хангилайского и Орловского массивов представлены фельзитоподобным кварц-полевошпат-слюдяным агрегатом с одним или несколькими флюидными пузырьками неправильной формы, которые находятся между зернами агрегата или прижаты к стенкам включений. Включения, как правило, единичные, расположены чаще во внешних зонах кварцевых зерен, имеют изометричную форму. Размеры РВ варьируют от 20 до 100 мкм, очень редко в позднем кварце из амазонитовых гранитов и грейзенов до 200 мкм. От ранних типов гранитов к апикали массива в составе РВ возрастает количество мусковита и увеличивается размер флюидного пузырька. Ранее Ф. Г. Рейфом (Рейф, 1990) были описаны частично раскристаллизованные «кристалло-флюидные» РВ существенно мусковитового состава с флюидными фазами для кварца из вольфрамоносных РГ Забайкалья (Спокойнинский и Джидинский массивы). Присутствие мусковита во включениях объяснялось «сильным ингибирующим эффектом железа и магния на нуклеацию полевых шпатов и кварца, тогда как слюды зарождаются и растут без затруднений». Для гранитов Li-F типа дать объяснение этому факту гораздо сложнее. Особенно в случае, когда в гомогенизированных стеклах, обогащенных мусковитом РВ, отмечается высокое содержание лития (Li₂O до 1.58 мас.%). На данном этапе исследования мы допускаем такое несоответствие концентрацией лития во флюидной фазе РВ.

В составе РВ в кварце из биотитовых гранитов Хангилайского массива присутствуют биотит и мусковит. Состав биотита из РВ сходен с составом биотита из пород. В то время как мусковит из РВ отличается от мусковита из пород значительно меньшими содержаниями

Fe, Ti, Mg, в нем присутствует бор (B_2O_3 до 1.05 мас.%), но не отмечается накопления Li и F. В двуслюдяных гранитах Орловского массива в породе — Li-содержащие глиноземистый аннит и фенгит-мусковит. В РВ слюды те же, однако составы их заметно различны: Li-содержащий глиноземистый аннит из РВ отличается от аннита из пород повышенным содержанием Mn (MnO 1.66 и 0.41 мас.% соответственно) и Rb (Rb_2O 0.91 и 0.53 мас.% соответственно) при сопоставимых содержаниях Li и F. В мусковите из РВ, по сравнению с мусковитом из пород, повышено содержание F (1.26 и 2.19 мас.% соответственно).

В порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитах резко преобладает весьма однородный по составу литиевый фенгит-мусковит. В составе РВ здесь встречается исключительно мусковит со значительно меньшим содержанием всей гаммы фемафильных компонентов. В то же время характерной особенностью состава этой слюды является резко пониженное содержание фтора (до 0.86 мас.% против 4.09 мас.% в мусковите из пород), а следовательно, исходя из корреляционной зависимости между Li и F, понижено и содержание лития (Li_2O до 0.40 мас.% вместо 2.21 мас.%). Заметно пониженным является также содержание рубидия (Rb_2O до 0.39 мас.% в РВ и 1.26 мас.% в слюде из пород).

В вышележащих микроклин-альбитовых гранитах слюды представлены двумя разновидностями: реликтовым мусковитом-2 и новообразованным зеленым мусковитом-3 с резко пониженным содержанием фемафильных элементов, фтора и лития. Состав мусковита из РВ сходен с составом мусковита из РВ порфиробластовых гранитов.

В амазонитовых гранитах основного объема главного купола Орловского массива слюды (табл. 2, обр. О-253/01) представлены вариациями состава от железистого лепидолита до циннвальдита. В составе РВ здесь встречены исключительно мусковит, аналогичный составу мусковита из РВ порфиробластовых гранитов. Таким образом, при существенных вариациях состава слюд в породах основного купола Орловского массива, начиная с порфиробластовых гранитов, состав слюды в РВ остается стабильным и соответствует безлитиевому мусковиту в большинстве типов пород и, что самое показательное, в нем практически отсутствуют вариации содержания лития (Li_2O от 0.52 до 0.40 мас.%) и, в меньшей мере, фтора (от 1.35 до 0.86 мас.%). В то же время для гомогенизированных стекол РВ характерны исключительно широкие вариации содержаний этих элементов (Li от 4625 до 591 г/т, F от 1.33 до <0.01 мас.%).

Принципиально иной состав слюд прослеживается в амазонитовых гранитах юго-западного фланга — второго забалансового участка (табл. 2, обр. О-276/01 и О-443/01). В кварце этих пород в отличие от основного объема амазонитовых гранитов массива (табл. 2, обр. О-253) РВ пользуются широким распространением, и, что следует особо отметить, входящая в их состав слюда является Li-содержащим глиноземистым аннитом, сходным по составу со слюдой гранитов глубоких горизонтов массива. Различия между ними заключаются в повышенном содержании в слюдах РВ второго участка марганца (MnO до 5.23 мас.%), лития (Li_2O до 2.05 мас.%), фтора (F до 6.13 мас.%) и бора (B_2O_3 до 0.94 мас.%). Судя по составу РВ, можно предположить что расплав пегматоидов этого участка (табл. 3, обр. О-443/01), характеризуется максимальными содержаниями в орловской магматической системе лития (до 5077 г/т) и фтора (1.58 мас.%), в то время как в расплаве пегматоидов главного купола (табл. 3, обр. О-637/01) содержание Li варьирует от 879 до 1249 г/т и слюда из РВ является безлитиевым мусковитом.

Состав лепидолита эндоконтактовой зоны западного фланга массива (табл. 2, обр. О-626/01) существенно отличается от состава Li-Fe слюд основного купола (обр. О-253/01) меньшей железистостью, высоким содержанием фтора (до 9.00 мас.%), то есть эта слюда является практически безводной. В породах этой зоны, в отличие от нижележащих пород, уравнивается высокое содержание фтора в породе (1.98 мас.%) и расплаве (1.65 мас.%), и в то же время здесь достигается наибольший

Таблица 3. Содержание Li и F в породе, расплаве и слюдах из РВ в кварце Хангилайского и Орловского массивов
 Table 3. Li and F contents in rock, melt and micas from the melt inclusions in quartz of the Khangilay and Orlovka massifs

Массив	Орловский массив										ЮЗ участок	
	Основной купол										Амаз. граниты	Пегматоид
Хангилайский массив	Пегматоид	Цнв-Аб-Топ грейзены	Амаз. граниты эндоконтакта	Амаз. граниты	Ми-Аб граниты	Му-Ми-Аб граниты	Амаз. граниты	Пегматоид	Цнв-Аб-Топ грейзены	Амаз. граниты	Пегматоид	
Тип пород	Бт граниты	Прт граниты	Ми-Аб граниты	Му-Ми-Аб граниты	Амаз. граниты	Амаз. граниты эндоконтакта	Амаз. граниты	Пегматоид	Цнв-Аб-Топ грейзены	Амаз. граниты	Пегматоид	
Номер образца	X-343/01	O-229/01	O-230/01	O-104/01	O-253/01	O-626/01	O-253/01	O-637/01	O-230/78	O-276/01	O-443/01	
Li в породе, г/г	84.30	202.8	263	185.1	1387	2289	1387	Н.о.	5203	581.5	Н.о.	
Li в расплаве, г/г	1220	379—594	1419—2411	Н.о.	316—4625	181—699	316—4625	879—1249	3760	714	2254—5077	
Li в слюде из РВ, мас. %	0.65 (Бт) 0.08 (Му)	1.59 (Li Анн) 0.67 (Му)	0.40 (Му)	0.52 (Му)	0.45 (Му)	5.23 (Леп)	0.45 (Му)	0.45 (Му)	0.01 (Му)	4.71 (Леп)	2.05 (Li Анн) 2.40 (Цнв)	
Li в слюде породы, мас. %	0.44±0.03 (Бт) 0.37±0.01 (Му)	1.04±0.04 (Li Анн) 0.65±0.02 (Му-1)	1.27±0.25 (Му-2)	1.73±0.39 (Му-2) 0.41±0.02 (Му-3)	4.68±0.17 (Fe Леп)	5.41±0.31 (Леп)	4.68±0.17 (Fe Леп)	3.75 (Fe Леп)	3.20 (Цнв)	4.90 (Fe Леп)	Н.о.	
F в породе, мас. %	0.14±0.03	0.34±0.05	0.42±0.22	0.31±0.18	1.20±0.45	1.98±0.87	1.20±0.45	Н.о.	2.06±0.98	1.44	Н.о.	
F в расплаве, мас. %	0.32±0.30	0.42±0.07	1.33±0.04	0.23±0.10	0.36±0.15	1.62±0.07	0.36±0.15	1.58±0.26	0.75±0.36	1.10±0.72	1.41±0.40	
F в слюде из РВ, мас. %	1.27 (Бт) 0.18±0.08 (Му)	2.48 (Li Анн) 2.19 (Му)	0.86 (Му)	1.35 (Му)	0.96 (Му)	5.20 (Fe Леп)	0.96 (Му)	0.96 (Му)	0.06 (Му)	8.81 (Леп)	6.13 (Li Анн) 5.50 (Цнв)	
F в слюде породы, масс. %	1.68±0.02 (Бт) 1.39±0.12 (Му)	2.21±0.10 (Li Анн) 1.95±0.08 (Му-1)	2.57±0.03 (Му-2)	1.79±0.03 (Му-2) 0.82±0.16 (Му-3)	4.99±2.10 (Fe Леп)	7.42±1.51 (Леп)	4.99±2.10 (Fe Леп)	7.94±0.21 (Fe Леп)	3.13±0.66 (Цнв)	9.05 (Fe Леп)	Н.о.	

Примечание. Н.о. — элемент не определялся. Бт — биотит, Прт — протолитионит, Му — мусковит, Ми — микроклин, Аб — альбит, Топ — топаз, Амаз — амазонит, Леп — лепидолит, Цнв — цинвальдит, Li Анн — литиевый аннит, Fe Леп — железистый лепидолит.

контраст различия в содержании лития между породой (2289 г/т) и расплавом (от 181 до 699 г/т) (табл. 3). Характер выделения этой слюды в породе, образующей хорошо оформленные чешуи, парагенные с другими породообразующими минералами без признаков замещения, резкое увеличение содержания лития в расплаве пегматоидов (табл. 3), наличие Li-слюд в составе РВ — все эти признаки находятся в согласии с магматогенной природой амазонитовых гранитов в юго-западной зоне массива, что позволяет с известной долей условности рассматривать породы с высокофтористыми безводными лепидолитами в качестве своеобразной зоны закалки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Хорошо прослеживаемое строение Орловского массива, характер взаимоотношения пород и многообразии слюд позволяют судить о многоэтапности его формирования. Так, наиболее ранний этап, отвечающий образованию пород с рядом эволюции слюд: биотит — Li-содержащий высокоглиноземистый аннит — литиевый фенгит-мусковит, отражает онгонитовый тренд, который проявляется здесь в синхронном накоплении лития и фтора в расплаве, слюде пород и даже в слюде из РВ. Этот этап завершается образованием порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов, характеризующихся особенностями минерального состава и резким увеличением содержаний редких литофильных элементов в расплаве (Баданина и др., 2010). Пространственная совмещенность, близость времени образования порфиробластовых гранитов (145 ± 1 млн лет, U-Pb, ID-TIMS) со временем формирования биотитовых гранитов Хангилайского массива (145 ± 3 млн лет, Rb-Sr система, 140.3 ± 2.6 млн U-Pb геохронология по циркону, SHRIMP-2), принадлежность к общему геохимическому типу — плюмазитовых редкометалльных гранитов (Гаусон, 1977), дают основание предполагать связь их расплавов с единым магматическим очагом. Однако вопрос о таком очаге давно дискутируется. Так, Л. Рэмболтом и др. (Raimbault et al., 1995) для гранитов Бовуар в Центральном Французском массиве и К. Брейтером и др. (Breiter et al., 1997) для редкометалльных гранитов штока Подлесье в Крушных горах (Чехия) доказывают многоэтапность формирования редкометалльных гранитов и более глубинное положение источника редкометалльной магмы по сравнению с ассоциирующими лейкогранитами. Судя по описанному ранее контакту порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов с двуслюдяными гранитами, можно предположить, что отщепление этого расплава соответствует фазовому переходу без перепадов в температурах кристаллизации. Особенности физиографии этих гранитов и описанный характер их контакта с нижележащими гранитами послужили в свое время основанием для представления порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов в качестве самостоятельного интрузивного В-комплекса в ряду лейкогранит-аляскитовых формаций (Бескин и др., 1979).

Выполненные исследования свидетельствуют о том, что эволюция силикатного расплава именно порфиробластовых гранитов привела к возникновению сложного разреза пород Орловского массива благодаря процессам фракционирования, гетерогенизации с отделением силикатно-солевых субстанций и послемагматического метасоматоза. Такое представление подтверждается единообразием состава дочерних минералов в составе РВ в кварцах из порфиробластовых гранитов и всех разновидностей амазонитсодержащих пород Орловского массива, что проявляется в выдержанном составе высокоглиноземистого мусковита, стабильности содержания рубидия в калиевом полевоом шпате (Баданина и др., 2010) и уровнях концентрации примесных компонентов в кварце (Breiter et al., 2021).

Как было показано ранее (Баданина и др., 2010), на этапе кристаллизации порфиробластовых гранитов расплав становится гетерогенным и резко обедняется относительно породы Al, Na, Li, F, Nb, Ta, PЗЭ. Именно этот процесс — истощение расплава перечисленными элементами — создает предпосылки для представления о жидкостной

несмесимости и отделении от алюмосиликатного расплава силикатно-гидросолевой Na-Al-F субстанции, экстрагирующей редкие элементы (Граменицкий и др., 2005). Учитывая динамику соответствия состава расплава и породы в рассматриваемом ряду дифференциатов, есть основания полагать прогрессивный характер такого отделения. В результате в силикатном расплаве постепенно падает содержание редких элементов, которые переходят в гидросолевую Na-Al-F субстанцию. Так, содержание лития в расплаве амазонитовых гранитов по сравнению с порфиробластовыми падает до 181 г/т, фтора — до 0.36 мас.%, очевидно, за счет обогащения этими компонентами комплементарной солевой субстанции. Фторидный характер гидросолевого расплава-раствора подтверждается проявлением контрастного М-образного тетрад-эффекта в спектрах распределения РЗЭ в породах, расплавах и флюоритах Орловского массива (Veksler et al., 2005; Badanina et al., 2006). Реальность существования этой субстанции подтверждается фактом обнаружения в берилле из цвиттероподобной цинвальдит-альбит-топазовой породы из эндо-экзоконтактовой зоны массива специфических силикатно-гидросолевых 4-х фазных РВ (силикатное стекло — водно-солевой раствор — жидкая углекислота — газообразная CO_2) с твердыми фазами сассолина (H_3BO_3) и нахколита (NaHCO_3) (Thomas et al., 2009).

Очевидно, эта метастабильная субстанция обладает реакционными свойствами и принимает активное участие в преобразовании пород магматического этапа, перераспределении вещества и концентрации рудных элементов. В этом проявляется своеобразие метасоматического процесса во флюидонасыщенных гранитоидных системах, которое подразумевает участие в этом процессе не столько послемагматических гидротермальных растворов, сколько магматогенных солевых субстанций (Зарайский, 2004).

Характер проявления процесса амазонитизации и литионитизации порфиробластовых гранитов неоднократно описан в литературе, в том числе на примере Орловского массива (Беус и др., 1962; Залашкова, 1969; Коваль, 1975; Сырицо, 1991) и рассматривался в свое время, как проявление послемагматического гидротермально-метасоматического преобразования, послужившего основой для создания «апогранитовой концепции» генезиса рудоносных Li-F гранитов (Беус и др., 1962). Однако, как видно из рис. 1 и 2, в вертикальном разрезе пород Орловского массива амазонитсодержащие породы на всем протяжении их выхода подстилаются горизонтом мелкозернистых микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом. Появление этого мощного горизонта (до 130 м, в среднем 60 м) в центральной части орловского разреза является наиболее дискуссионной проблемой его генезиса. В этих породах прерывается тенденция накопления редких элементов, наметившаяся на более раннем этапе. Здесь происходит уменьшение концентраций одних элементов (Li, F, в меньшей степени Rb), торможение интенсивности прогрессивного накопления других элементов (Ta, Nb) из-за чего эта зона в свое время была названа нами зоной стерилизации, как следствие проявления метасоматоза (Сырицо, 2002), и послужила в таком виде Г. П. Зарайскому (2004) для обоснования двухэтапной модели танталового рудообразования, предполагающей растворение аксессуарного колумбита-танталита высокотемпературными фтористыми растворами, высвобождение тантала и ниобия и их последующую концентрацию в апикальной части массива. Как было показано ранее, горизонт мелкозернистых микроклин-альбитовых пород с зеленым мусковитом имеет резкий контакт с нижележащими порфиробластовыми гранитами и, напротив, весьма постепенный переход к амазонит-содержащим породам апикальной части массива. Именно в породах верхней части этого горизонта прослеживается процесс замещения мусковита железистым лепидолитом, появляются зерна амазонита и топаза, количество и степень идиоморфизма которых увеличивается по направлению к апикальной части массива. Процесс замещения зеленого мусковита железистым лепидолитом прослеживается по вертикальному разрезу пород на большом расстоянии (до 70 м) и в развитах — от начальных стадий послыйного замещения — горизонта «барботизации»

до перекристаллизации и укрупнения слюд в виде хорошо оформленных чешуек. В этом процессе слюда обогащается Fe, Mn, Li, Rb, F, Ta, то есть, казалось бы, некогерентной ассоциацией элементов, потенциал которых высвобождается на предыдущем этапе. Такое изменение химизма прослеживается даже на микроуровне. В составе слюд из КВ в кварце возрастают от центра зерна к краю (табл. 2, проба О-230/01, ряд анализов 1 → 4) содержания характерной, «потерянной» в процессе гетерогенизации расплава ассоциации элементов — Ti, Fe, Mn, Rb, F и Li. Редкое обнаружение РВ в амазонитовых гранитах может быть следствием маскировки магматического этапа наложенными процессами. Представление о постмагматической природе лепидолит-амазонитового парагенезиса в главном куполе массива находит подтверждение в составе калиевого полевого шпата из РВ (Баданина и др., 2010). В калиевом полево шпате рубидий накапливается в ряду пород от биотитовых гранитов Хангилайского массива до порфиробластовых гранитов Орловского (Rb_2O от 0.08 до 0.42 мас. %). В РВ вышележащих амазонитовых гранитов состав калиевого полевого шпата аналогичен его составу из порфиробластовых гранитов, в то время как состав калиевого полевого шпата из пород эволюционирует очень контрастно.

Выполненное изучение минерального и химического состава РВ в кварце позволяет наметить основные этапы эволюции минералообразующих сред формирования изучаемого массива. Есть основания полагать, что присутствие Li-Fe слюд в составе РВ свидетельствует об их кристаллизации из захваченного растущим кварцем гомогенного алюмосиликатного расплава, не претерпевшего еще отделения гидросолевой субстанции. В то время как труднообъяснимая кристаллизация в РВ исключительно безлитиевого мусковита, при наличии высокого содержания Li и F в гомогенизированных стеклах дает основание допускать кристаллизацию этой слюды из истощенного расплава, сосуществующего с обособившейся Li-F-содержащей гидросолевой фазой. Исходя из полученных данных, можно предполагать реальность существования различных типов алюмосиликатных расплавов, ответственных за кристаллизацию следующих типов пород: биотитовых и двуслюдяных гранитов Хангилайского массива, двуслюдяных и порфиробластовых гранитов Орловского массива, амазонитовых гранитов юго-западного фланга Орловского массива и их пегматоидных тел. В отличие от этих пород генезис амазонитовых гранитов основного купола Орловского массива при широких вариациях состава слюд в породах и единообразии состава мусковита в РВ в кварце является следствием проявления неоднократных трансформаций флюидонасыщенного расплава, которые в целом аналогичны описанным для пегматитовых систем (Смирнов и др., 2017).

Таким образом, полученные результаты дают основание предполагать конвергентность механизма формирования лепидолит-амазонитового парагенезиса Li-F гранитов. Этот парагенезис может возникать как в результате кристаллизации из алюмосиликатного расплава (второй участок юго-западного фланга Орловского массива и эндоконтактная зона), так и метасоматическим путем (основной купол) на поздне-постмагматическом этапе формирования массива при участии гидросолевой Na-Al-F субстанции (Граменицкий и др. 2005). При этом, исключительно важно подчеркнуть, что только в последнем случае с ним ассоциирует продуктивная рудная минерализация.

Авторы признательны О. Аппельт (GFZ, Потсдам, Германия) за помощь при выполнении микрозондовых анализов (в период с 2007 по 2017 год). Авторы благодарны сотрудникам Лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Кильского университета им. Кристиана Альбрехта за проведение ряда экспериментов по гомогенизации расплавных включений. Статья претерпела значительные изменения и заметно улучшилась благодаря замечаниям анонимных рецензентов. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта 22-27-00427.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушкевич В. С., Сырицо Л. Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. Санкт-Петербург: Наука, **2007**. 147 с.
- Баданина Е. В., Томас Р., Сырицо Л. Ф., Векслер И. В., Трамболл Р. Б.* Высокая концентрация бора в расплаве, формирующем литий-фтористые граниты // Доклады РАН. **2003**. Т. 390. № 1. С. 96—99.
- Баданина Е. В., Сырицо Л. Ф., Волкова Е. В. и др.* Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. **2010**. Т. 18. № 2. С. 139—167.
- Баданина Е. В., Сырицо Л. Ф., Иванова А. А., Ризванова Н. Г.* Возрастные и изотопно-геохимические характеристики Ta, Nb, W, Sn-минерализации, связанной с редкометальными гранитами (Хангилайский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Петрология. **2023**. Т. 31. № 4. С. 1—12.
- Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б.* Редкометальные гранитовые формации. Л.: Недра, **1979**. 280 с.
- Бескин С. М., Гребенников А. М., Матиас В. В.* Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. **1994**. Т. 2. № 1. С. 68—87.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, **1962**. 208 с.
- Граменицкий Е. Н., Шекина Т. И., Девятова В. Н.* Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС, **2005**. 186 с.
- Залашкова Н. Е.* Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов. Минералого-геохимические и генетические особенности редкометальных апогранитов. Под. ред. К. Д. Субботина. М.: Наука, **1969**. С. 5—29.
- Зарайский Г. П.* Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом. Смирновский сборник-2004. Москва: Фонд им. акад. В. И. Смирнова, **2004**. С. 105—192.
- Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, **1977**. 206 с.
- Костицын Ю. А., Зарайский Г. П., Аксюк А. М., Чевычелов В. Ю.* Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. **2004**. № 9. С. 940—948.
- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В.* Слюды редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, **1977**. 104 с.
- Марин Ю. Б., Бескин С. М.* Принципы выделения и систематики фанерозойских гранитоидных формаций и ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых // Записки ЛГИ. **1983**. Т. 95. С. 32—40.
- Михайлова К. В., Семенова Т. Ф., Сырицо Л. Ф.* Кристаллохимические особенности литиево-железистых слюд ряда мусковит-циннвальдит из редкометальных гранитов / Симп. по истории минералогии, минералогических музеев, геммологии, кристаллохимии и классификации минералов. Матер. междунар. симп. СПб, 26—30 июня, 2000 г. СПб: СПбГУ, **2000**. с. 71.
- Перетяжко И. С., Загорский В. Е., Царева Е. А., Сапожников А. Н.* Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплава в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Доклады РАН. **2007**. Т. 413. № 2. С. 244—250.
- Рейф Ф. Г.* Расплавные включения в кварце посторогенных гранитов Центральной Бурятии и РТ-условия их формирования // ДАН СССР. **1973**. Т. 213. № 4. С. 918—221.
- Рейф Ф. Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, **1990**. 180 с.
- Рёддер Э.* Флюидные включения в минералах. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. М.: Мир, **1997**. 631 с.
- Смирнов С. З., Томас В. Г., Каменецкий В. С., Козьменко О. А.* Водно-силикатные жидкости в системе редкометальный гранит — Na₂O—SiO₂—H₂O как концентраторы рудных компонентов при высоких давлениях и температуре // Петрология. **2017**. Т. 25. № 6. С. 646—658.
- Сырицо Л. Ф., Залашкова Н. Е., Зорина М. Л., Соколова Е. П.* Слюды метасоматически измененных гранитов // ЗВМО. **1970**. Т. 99. № 3. С. 261—276.

Сырицо Л. Ф., Пономарева Н. И., Буторин В. В. Физико-химические условия устойчивости литиево-железистых слюд // ЗВМО. 1996. Т. 125. № 5. С. 74—80.

Сырицо Л. Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2002. 360 с.

Труфанова Л. Г., Глюк Д. С. Условия образования литиевых минералов. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.

Швадус М. И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980, 72 с.

Шекина Т. И., Граменицкий Е. Н., Алферьева Я. О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 499—516.

Composition of Micas from Rocks and Melt Inclusions in Quartz of Li-F Granites of the Orlovka Massif in Eastern Transbaikalia as a Genetic Indicator

E. V. Badanina^{a,*}, L. F. Syritso^a, E. V. Volkova^a, R. Thomas^b

^a Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

^b Im Waldwinkel 8, D-14668 Friesack, Germany

* e-mail: e.badanina@spbu.ru

Based on the study of the chemical composition of rock-forming micas and micas from melt inclusions in quartz of a full range of differentiates of the Li-F granite Orlovka massif in Eastern Transbaikalia, possible mechanisms of formation of the massif are considered. An early stage with a mica evolution trend in rocks (biotite — Li-rich aluminous annite — Li-rich phengite-muscovite), manifested in the synchronous accumulation of Li and F in the melt, mica from the rock and melt inclusions (an ongonite trend of the melt evolution), culminated in the formation of specific porphyroblast microcline-albite granites with Li-rich phengite-muscovite and snow-ball quartz. It was this melt that served as the basis for all its subsequent transformations (repeated manifestation of silicate-salt liquid immiscibility, post-magmatic metasomatism), which determined the development of the “apogranite process”. The crystallization of exclusively lithium-free high-aluminous muscovite in the melt inclusions of microcline-albite granites and the subsequent series of amazonite-bearing rocks with a high content of Li and F in the homogenized glass of these inclusions allows us to assume the crystallization of this mineral from the depleted melt, coexisting with the isolated Li-F hydrosalt phase. The obtained results indicate the convergence of the mechanism of formation of Li-Fe micas, which allows the probability of their crystallization from a fluid-saturated melt and as a result of metasomatic reworking at the different stages of formation of the Orlovka massif.

Keywords: Li-rich aluminous annite, Li-rich phengite-muscovite, zinnvaldite series, lepidolite series, rare-metal Li-F granites, melt inclusions, formation conditions

REFERENCES

Abushkevich V. S., Syritso L. F. Isotope-geochemical model of the formation of Li-F granites of the Khangilay ore node in Eastern Transbaikalia. Saint Petersburg: Nauka, 2007. 147 p. (*in Russian*).

Badanina E. V., Thomas R., Syritso L. F., Veksler I. V., Trumbull R. B. High concentration of boron in the melt forming Li-F granites. *Reports Russian Acad. Sci.* 2003. Vol. 390. N 1. P. 96—99 (*in Russian*).

Badanina E. V., Veksler I. V., Thomas R., Syritso L. F., Trumbull R. Magmatic evolution of Li-F rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia). *Chem. Geol.* 2004. Vol. 210. P. 113—133.

Badanina E. V., Trumbull R. B., Dulski P., Wiedenbeck M., Veksler I., Syritso L. F. The behavior of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia. *Canad. Miner.* **2006**. Vol. 44. P. 667–692.

Badanina E. V., Syritso L. F., Volkova E. V., Thomas R., Trumbull R. The composition of the Li-F granite melt and its evolution during the formation of the ore-bearing Orlovka massif in Eastern Transbaikalia. *Petrology.* **2010**. Vol. 18. N 2. P. 139–167 (in Russian).

Badanina E. V., Syritso L. F., Ivanova A. A., Rizyanova N. G. Age and isotope-geochemical characteristics of Ta, Nb, W, Sn mineralization associated with rare-metal granites (Khangilay ore node, Eastern Transbaikalia. *Petrology.* **2023**. Vol. 31. N 4. P. 1–12.

Beskin S. M., Larin V. N., Marin Yu. B. Rare-metal granite formations. Leningrad: Nauka, **1979**. 280 p. (in Russian).

Beskin S. M., Grebennikov A. M., Mathias V. V. The Khangilay granite pluton and the associated Orlovka tantalum deposit in Transbaikalia. *Petrology.* **1994**. Vol. 2. N1. P. 68–87 (in Russian).

Beus A. A., Severov E. A., Sitin A. A., Subbotin K. D. Albitized and greisenized granites (apogranites). Moscow: Publ. House USSR Acad. Sci., **1962**. 208 p. (in Russian).

Breiter K., Fryda J., Seltmann R., Thomas R. Evidence for two magmatic stages in the evolution of an extremely fractionated P-rich rare-metal granite: the Podlesi stock, Krusne Hory, Czech Republic. *J. Petrol.* **1997**. Vol. 38. P. 1723–1739.

Breiter K., Badanina E., Durisova J., Dosbaba M., Syritso L. Chemistry of quartz: A new insight into the origin of the Orlovka Ta-Li deposit, Eastern Transbaikalia, Russia. *Lithos.* **2019**. Vol. 348–349. P. 1–13.

Gramenitsky E. N., Shchekina T. I., Devyatova V. N. Phase relations in fluorinated granite and nepheline-syenite systems and the distribution of elements between phases. Moscow: GEOS, **2005**. 186 p. (in Russian).

Jochum K. P., Dingwell D. B., Rocholl A., Stoll B., Hoffmann A. W. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis. *Geostand. Newsletter.* **2000**. Vol. 24. 87–133.

Kovalenko V. I. Petrology and geochemistry of rare-metal granitoids. Novosibirsk: Nauka, **1977**. 206 p. (in Russian).

Kostitsyn Yu. A., Zاراиский G. P., Aksyuk A. M., Chevychelov V. Yu. Rb-Sr isotopic evidence of the genetic community of biotite and Li-F granites on the example of the Spokojnoje, Orlovka and Etyka deposits (Eastern Transbaikalia). *Geochemistry.* **2004**. N 9. P. 940–948 (in Russian).

Lapides I. L., Kovalenko V. I., Koval P. V. Micas of rare-metal granitoids. Novosibirsk: Nauka, **1977**. 104 p. (in Russian).

Marin Yu. B., Beskin S. M. Principles of determination and systematics of Phanerozoic granitoid formations and associated mineral deposits. *J. Mining Inst.* **1983**. Vol. 95. P. 32–40 (in Russian).

Mikhailova K. V., Semenova T. F., Syritso L. F. Crystallochemical features of Li-Fe micas of the muscovite-zinnwaldite series from rare-metal granites. In: *Proc. Inter. Symposium on the history of mineralogy and mineralogical museums, gemology, crystal chemistry, and classification of minerals*. Saint Petersburg, June 26–30, 2000. **2000**. P. 71 (in Russian).

Peretyazhko I. S., Zagorsky V. E., Tsareva E. A., Sapozhnikov A. N. Immiscibility of fluoride-calcium and aluminosilicate melts in ongonites of the Ary-Bulak massif (Eastern Transbaikalia). *Doklady Earth Sci.* **2007**. Vol. 413. N 2. P. 244–250 (in Russian).

Raimbault L., Cuney M., Azencott C., Duthou J. L., Joron J. L. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. *Econ. Geol.* **1995**. Vol. 90. P. 548–576.

Reif F. G. Melt inclusions in quartz of post-orogenic granites of Central Buryatia and PT-conditions of their formation. *Reports Acad. Sci. USSR.* **1973**. Vol. 213. N 4. P. 918–221 (in Russian).

Reif F. G. Ore-forming potential of granites and conditions of its realization. Moscow: Nauka, **1990**. 180 p.

Redder E. Fluid inclusions in minerals. The use of inclusions in the study of the genesis of rocks and ores. Moscow: Mir, **1997**. 631 p. (in Russian).

Rieder M., Gavazzini G., D'yakonov Y. S., Frank-Kamenetski V. A. et al. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals.* **1998**. Vol. 46. N 5. P. 586–595.

Shchekina T. I., Gramenitsky E. N., Alferyeva Ya. O. Leucocratic magmatic melts with limiting concentrations of fluorine: experiment and natural relations. *Petrology.* **2013**. Vol. 21. N 5. P. 499–516 (in Russian).

Shvadás M. I. Petrology of parent granitoids of fluorine-rare-metal deposits of Western Transbaikalia. Novosibirsk: Nauka, **1980**. 72 p. (in Russian).

Smirnov S. Z., Thomas V. G., Kamenetsky V. S., Kozmenko O. A. Water-silicate liquids in the rare-metal granite — Na_2O – SiO_2 – H_2O system as concentrators of ore components at high pressure and temperature. *Petrology*. **2017**. Vol. 25. № 6. P. 646–658.

Syritso L. F., Zalashkova N. E., Zorina M. L., Sokolova E. P. Micas of metasomatically altered granites. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1970**. P. 99. N 3. P. 261–276 (in Russian).

Syritso L. F., Ponomareva N. I., Butorin V. V. Physico-chemical conditions of stability of lithium-ferrous micas. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1996**. N 5. P. 74–80 (in Russian).

Syritso L. F., Tabuns E. V., Volkova E. V., Badanina E. V., Vysotsky Yu. A. Geochemical model of the formation of Li-F granites of the Orlovka massif, Eastern Transbaikalia. *Petrology*. **2001**. N 13. Vol. 9. P. 313–336.

Syritso L. F. Mesozoic granitoids of Eastern Transbaikalia and problems of rare-metal ore formation. Saint Petersburg, **2002**. 357 p. (in Russian).

Thomas R., Davidson P., Badanina E. V. A melt and fluid inclusion assemblage in beryl from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia: implications for pegmatite forming melt systems. *Miner. Petrol.* **2009**. Vol. 96. P. 129–140.

Thomas R., Davidson P. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state — Consequences for the formation of pegmatites and ore deposits. *Ore Geol. Reviews*. **2016**. Vol. 72. P. 1088–1101.

Tischendorf G. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Miner. Mag.* **1997**. Vol. 61. P. 801–834.

Trufanova L. G., Gluck D. S. Conditions for the formation of lithium minerals. Novosibirsk: Nauka, **1986**. 151 p. (in Russian).

Veksler I. V., Thomas R., Schmidt C. Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granite pegmatite. *Amer. Miner.* **2002**. Vol. 87. P. 775–779.

Veksler I. V., Dorfman A. M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D. B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **2005**. Vol. 69. P. 2847–2868.

Zalashkova N. E. Zonality of metasomatically altered tantalum-bearing granites. Mineralogical-geochemical and genetic features of rare-metal apogranites. Moscow: Nauka, **1969**. P. 5–29 (in Russian).

Zaraisky G. P. Conditions of formation of rare-metal deposits associated with granitoid magmatism. In: *Smirnovsky Collection-2004*. Moscow: Acad. V.I. Smirnov Foundation, **2004**. P. 105–192 (in Russian).