

УДК 548.4:553.321:553.466

СОСТАВ РАСПЛАВА Li-F ГРАНИТОВ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО ОРЛОВСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2010 г. Е. В. Баданина*, Л. Ф. Сырицо*, Е. В. Волкова*, Р. Томас**, Р. Б. Трамболл**

*Санкт-Петербургский государственный университет

Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия; e-mail: elena_badanina@mail.ru

**GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, D–14473, Potsdam, Germany

Поступила в редакцию 16.06.2009 г.
Получена после доработки 12.10.2009 г.

На примере Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье впервые количественно на основе электронно- и ионно-зондовых анализов и рамановской спектроскопии регомогенизированных стекол расплавных включений в кварце оценен петрохимический и редкоэлементный (Li, Be, V, Ta, Nb, W, PЗЭ, Y, Zr, Hf) состав исходного расплава и прослежен характер его изменения в процессе формирования дифференцированного разреза пород. Установлено, что состав орловского расплава соответствует глубоко дифференцированным, насыщенным глиноземом, богатым нормативным альбитом и бедным нормативным кварцем гранитоидным магмам ($A/CNK = 1.12–1.55$), сходным по составу с онгонитовым расплавом. Эта магма резко обогащена водой (до 9.9 ± 1.1 мас. %) и фтором (до 2.8 мас. %), но главное, на примере этого массива впервые установлена высокая концентрация в расплаве бора – до 2.09 мас. % B_2O_3 . Максимально высокая концентрация редких элементов выявлена в расплаве пегматоидных тел в амазонитовых гранитах эндоконтакта – Li до 5077 г/т, Rb до 6397 г/т, Cs до 313 г/т, Ta до 62 г/т и Nb до 116 г/т, W до 62 г/т. По сравнению с дочерней породой, орловский расплав на всех этапах формирования обеднен кремнеземом (до 6 мас. % SiO_2), натрием (до 2.5 мас. % Na_2O), менее существенно Ti, Fe, Mg, Sr и Ba и, напротив, обогащен Mn, Rb, F, B, H_2O . В характере распределения редких элементов и фтора между расплавом и породой установлены два этапа. Ранний этап – от биотитовых гранитов “материнского” массива до микроклин-альбитовых гранитов с гороховидным кварцем характеризуется уменьшением содержаний Si, Fe, Ca, Mg, Zr, Hf, PЗЭ и накоплением Al, Na, Li, Rb, F, Ta, Nb, что соответствует онгонитовому тренду дифференциации. На втором этапе – образовании амазонитсодержащих пород с литиевыми слюдами и продуктивной танталовой минерализацией (колумбит-танталит, микролит) – в расплаве происходит уменьшение Al, Na, Li, F, Nb, Ta. Здесь возникает резкое различие между составом породы и алюмосиликатным расплавом. Парадоксальным фактом является несоответствие между высокими содержаниями Li, Ta и Nb в породе (2289 г/т Li, 446 г/т Ta, 269 г/т Nb) и низкими содержаниями этих элементов в расплаве амазонитовых гранитов (544 г/т Li, 23 г/т Ta, 116 г/т Nb). Возможно, это связано с кристаллизацией кварца после отсадки Li-Fe слюд, альбита, топаза, колумбита-танталита и микролита, когда кварцем был захвачен в виде включений уже истощенный расплав. С другой стороны, резкое уменьшение в остаточном расплаве определенной группы элементов – Na, Al, Li, F, Ta, Nb допускает вероятность отделения специфического гидросолевого алюмофторидного расплава, с которым в известных экспериментальных системах связывается концентрация Nb, Ta и PЗЭ. Подтверждением такого представления могут служить результаты изучения расплавных и флюидных включений в бериллах из пегматоидных тел Орловки, показавших сосуществование двух взаимно несмешимых алюмосиликатных расплавов и водного богатого CO_2 суперкритического флюида (Thomas et al., 2009). Один из этих расплавов хорошо соответствует богатому летучими гидросолевого, относительно субшелочному расплаву с высоким содержанием лития – 2.09 мас. % Li и фтора – 2.93 мас. % F в сосуществующем флюиде при исследовании рамановской спектроскопией обнаружен колумбит, наличие которого подразумевает концентрацию тантала во флюиде около 6500 г/т Ta.

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по минералогии, геохимии и петрологии высокоспециализированных флюидонасыщенных гранитоидных систем – редкометальных гранитов, онгонитов, топазовых риолитов, пегматитов (Коваленко, 1977, 1979; Коваленко, Коваленко, 1976; Коваленко и др., 1996, 1999; Наумов и др., 1984; Сырицо и др.,

2001; Manning, 1981; Christiansen et al., 1986; London, 1997, 2008; Webster et al., 1997; Audetat et al., 2000; Thomas et al., 2000, 2005 и др.). Однако выявленные эмпирические закономерности и расчетные модели на основе вариаций состава реальных пород и экспериментов не решают в полной мере многих принципиальных вопросов петрогенезиса этих образований. Это объясняется тем, что со-

став полнокристаллических магматических пород может отличаться от состава исходного магматического расплава. Особенно это характерно для пород, образовавшихся из обогащенного летучими материнского расплава пониженной вязкости. Результаты экспериментальных работ также могут быть использованы, лишь с существенными оговорками, так как неясно в какой степени вариации состава пород обусловлены изменением химизма материнского расплава или другими процессами (гравитационная сортировка минеральных фаз, фильтр-прессинг и др.). Указанные проблемы несоответствия состава расплава и раскристаллизованной из него породы особенно актуальны в случае Li-F гранитов. Как известно, специфическая особенность этих пород заключается в экстремальном накоплении летучих — F, Cl, B, P, CO₂, H₂O и многих редких компонентов — Li, Rb, Cs, Ta, Nb и других. Другой важной проблемой генезиса этих пород является необходимость оценки соотношения магматического и метасоматических процессов и невозможность их разделения на уровне анализа валового состава пород.

В последние годы в связи с успехами в области экспериментальных исследований флюидонасыщенных гранитоидных систем снова возродился интерес к проблеме формирования дифференцированных массивов литий-фтористых гранитов (Чевычелов и др., 2005; Зарайский, 2004; Граменицкий и др., 1993; Граменицкий, Щекина, 2001, 2005; Keppler, 1993; Dingwell et al., 1996; London, 1997; Linnen, 1998, 2005; Linnen, Cuney, 2006; Veksler et al., 2005 и др.). Идентификация условий и признаков магматических, позднемагматических и постмагматических (метасоматических) процессов, механизмы концентрации редких элементов, роль летучих и фтора в этом процессе — представляют собой ключевые вопросы этой проблемы. Для решения этих вопросов особенно важным представляется экспериментальное выявление процессов несмесимости расплавов с летучими, отделения при этом высокоплотных водносолевых расплавов, обогащенных редкими элементами, что позволяет допускать помимо традиционного “ведущего” процесса кристаллизационного фракционирования явления гетерогенизации расплавов. На современном этапе наиболее перспективным подходом для решения этих вопросов представляется изучение расплавных и флюидных включений, то есть непосредственного состава минералообразующих сред.

В настоящей работе приведены результаты изучения расплавных включений (РВ) в породообразующем кварце полного ряда дифференциатов редкометалльных гранитов (РГ) на примере Хангилайского интрузива в Восточном Забайкалье, которому, особенно в последние годы, уделяется большое внимание в отечественной и зару-

бежной литературе. Выбор Хангилайского массива в качестве модельного обусловлен рядом особенностей геологического строения интрузива. По-прежнему остается остро дискуссионной проблема приуроченности к Хангилайскому материнскому массиву безрудных биотитовых гранитов двух рудоносных сателлитов, представленных контрастными типами РГ с различной геохимической и металлогенической специализацией. Один из них — Орловский массив — сложен литий-фтористыми гранитами и представляет собой танталовое месторождение, другой — Спокойнинский — представлен мусковит-альбитовыми гранитами и является вольфрамовым месторождением. Изотопные датировки массивов Хангилайского интрузива указывают на близкий возраст их образования 142.9 ± 0.9 млн. лет (Коваленко и др., 1999). В последнее время (Абушкевич, Сырицо, 2007) на основе U-Pb датирования по цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) окончательно утвержден возраст и синхронность формирования Хангилайского и Орловского массивов (139.9 ± 1.7 млн. лет). Спокойнинский массив по данным Rb-Sr датирования сформирован несколько раньше (144.5 ± 2.5 млн. лет). Однако при таком сопоставлении следует учитывать разные методы датирования.

Строение и состав Хангилайского интрузива и входящего в его состав Орловского массива амазонитовых гранитов давно привлекали внимание исследователей. На протяжении более полувека Хангилайский рудный узел служил модельным объектом, на котором отрабатывались различные методы и подходы в изучении РГ. Особенности этого объекта рассматривались с геологических (Бескин и др., 1994; Негрей и др., 1995; Коваленко и др., 1999; Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007), геохимических и минералогических позиций (Беус и др., 1962; Залашкова, 1969; Сырицо и др., 2001), на основе эксперимента (Коваленко, 1979; Зарайский, 2004) и исследования включений минералообразующих сред (Reif et al., 2000; Баданина и др., 2003; Badanina et al., 2004, 2006). Однако в каждом из этих исследований решались частные вопросы, и целостная картина формирования Орловского массива отсутствовала. Это послужило причиной для настоящего исследования — изучения состава минералообразующих сред в кварцах из полного ряда дифференциатов пород, что позволяет проследить эволюцию состава расплава в пространстве и времени.

Необходимо отметить, что, несмотря на многочисленные публикации по результатам изучения РВ в минералах из пород различных типов, единичными являются работы по изучению расплавных включений в мелкозернистых РГ. В гранитоидных системах РВ изучались исключительно в пегматитах (Коваленко и др., 1996) или в пег-

матоидных обособлениях из зон эндоконтакта массивов РГ (Webster et al., 1997; Thomas et al., 2000, 2005, Reif et al., 2000). И только аналитические возможности последних лет позволили осуществить данное исследование, которое следует рассматривать как первый опыт реконструкции состава расплава и его эволюции в процессе формирования полного ряда дифференциатов РГ — от безрудных, так называемых “материнских” гранитов, до амазонитовых гранитов с лепидолитом и продуктивной рудной минерализацией.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Так как геологическое положение Хангилайского рудного узла неоднократно рассматривалось, в том числе в наших работах, ниже остановимся лишь на некоторых чертах строения входящих в его состав массивов, необходимых для обсуждения настоящего материала.

Хангилайский интрузив расположен в центральной части Агинской палеозойской плиты Восточного Забайкалья, сложенной преимущественно слабометаморфизованными песчано-сланцевыми породами, и представляет собой трещинную интрузию малых глубин, положение которой контролируется серией тектонических нарушений субмеридионального и субширотного простирания. Ареал интрузива по данным гравиметрических исследований составляет 24×22 км² (Бескин и др., 1994). На поверхности обнажается центральный Хангилайский массив биотитовых и мусковитовых гранитов и два массива сателлита, сложенные рудоносными РГ, которые имеют различную геохимическую и металлогеническую специализацию: западный сателлит — Орловский массив сложен амазонитовыми гранитами с танталовой минерализацией, в то время как Спокойнинский массив представлен малолитиевыми микроклин-альбитовыми гранитами с вольфрамовой минерализацией. Вмещающими породами Хангилайского интрузива являются терригенно-осадочные толщи нижнего и среднего девона и верхнего девона—нижнего карбона, между которыми фиксируется местное стратиграфическое несогласие. Характерной особенностью магматизма рассматриваемого рудного узла является широкое развитие дайкового комплекса, который является уникальным как по многообразию состава даек, так и длительности формирования. Среди даек выделяются доинтрузивные дайки лампрофиров, долеритов, ультракалиевых трахириодацитов и риолитов (Абушкевич, Сырицо, 2007; Баданина и др., 2008), сингенетичные с интрузией дайки разнообразных по зернистости РГ, фельзит-порфиров, онгонитов, пегматоидных кварц-амазонитовых тел. Особая роль в геологии вмещающих пород отводится мощной пологозалегающей дайке лампрофиров догранитного воз-

раста, служащей своеобразным экраном для Орловского массива.

Центральный по положению Хангилайский массив сложен порфиroidными двуслюдяными (Х-1) и мусковитовыми гранитами (Х-2), контакт между которыми является достаточно резким и фиксируется по положению пегматоидных кварц-полевошпатовых тел. Оба массива-сателлита имеют зональное строение и представляют собой полные ряды дифференциатов, характерные для соответствующих типов редкометальных гранитов.

В Спокойнинском массиве вскрывается разрез пород от мусковитовых гранитов (С-1) до мусковитовых микроклин-альбитовых гранитов (С-2) и кварц-мусковитовых грейзенов с вольфрамовой и бериллиевой минерализацией. Вершина купола этого массива завершалась мощным кварц-полевошпатовым штокшайдером. В качестве акцессорных минералов здесь присутствуют флюорит, апатит, гранат (альмандин-спессартин), чиллагит, русселит, гунгаррит.

Орловский массив имеет сложное зональное строение (Залашкова, 1969; Сырицо и др., 2001), которое прослеживается как в плане (рис. 1), так и в вертикальных разрезах пород (рис. 2). На поверхности проявляется асимметричное концентрически-зональное внутреннее строение массива, в центре которого обнажаются двуслюдяные порфиroidные граниты, представляющие собой его эродированное ядро. Внешние зоны, имеющие подковообразную форму, представляют разрез более поздних дифференциатов, детально прослеженный по скважинам. Подробное описание дифференциатов этого массива, характер контактов этих пород и их петрогеохимический состав приводятся в наших более ранних работах (Сырицо и др., 2001). Снизу вверх последовательно сменяются следующие типы гранитов: порфиroidные биотитовые → протолитонитовые (О-1) → порфиробластовые микроклин-альбитовые с литиевым фенгит-мусковитом и гороховидным кварцем (О-2) → микроклин-альбитовые с зеленым мусковитом (О-3) → амазонит-альбитовые с железистым лепидолитом и зеленым мусковитом (О-4) → то же с цинвальдитом или с лепидолитом (О-5) → топаз-слюдяные грейзены эндо-экзоконтакта (О-7, 8). Рудными минералами Орловского массива являются колумбит-танталит и пироклор-микролит. Акцессорные минералы представлены топазом, монацитом, ксенотимом, цирконом, флюоритом, в меньшей мере турмалином и сфалеритом.

Уникальность этого массива заключается, с одной стороны, в том, что этот массив сложен всеми известными для РГ разновидностями пород — от биотитовых гранитов до лепидолит-амазонит-альбитовых гранитов и грейзенов. С другой — продуктивный на редкометальное оруденение амазонито-

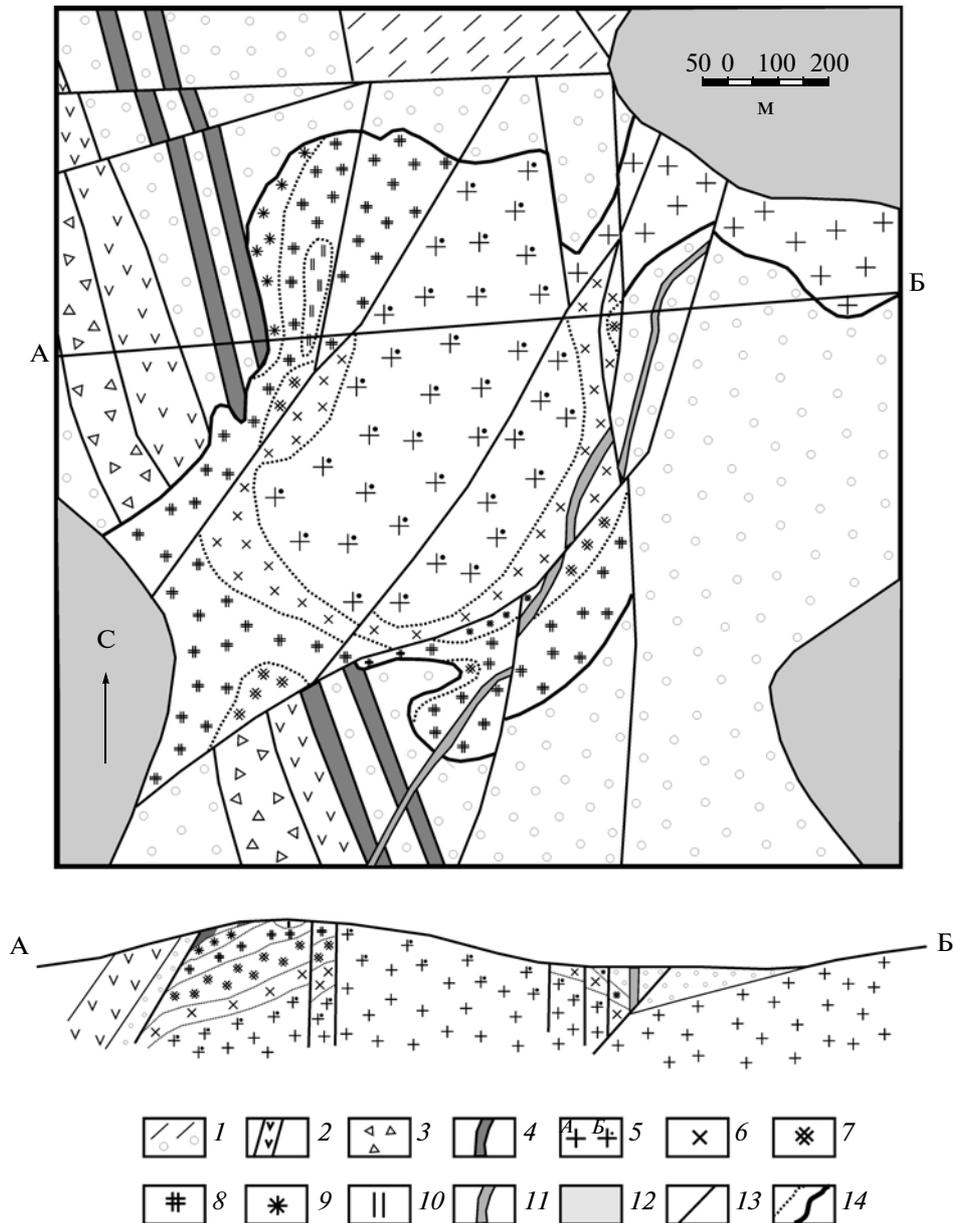


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Орловского массива по (Залашкова, 1969) с дополнениями.

1 – нерасчлененные отложения верхнего девона–нижнего карбона (гравелиты, песчаники, алевролиты); 2 – дайка лампрофиров догранитного возраста (J_2); 3 – туфобрекчии; 4 – прослой трахириодацитов; граниты: 5 – порфиroidные биотитовые (А) и протолитионитовые (Б); 6 – мусковитовые с гороховидным кварцем; амазонит-альбитовые; 7 – с мусковитом и железистым лепидолитом; 8 – с железистым лепидолитом (основной объем); 9 – с лепидолитом; 10 – циннвальдит-топазовый грейзен; 11 – дайки долеритов; 12 – четвертичные отложения; 13 – тектонические нарушения; 14 – геологические границы.

вый горизонт подстилается здесь микролин-альбитовыми гранитами с зеленым мусковитом, резко обедненными Li, Rb и F. Положение этой зоны на глубоких горизонтах массива и ее большая мощность (до 250 м) являются ключевой проблемой генезиса Орловского массива. Однако главная особенность массива заключается в том, что благодаря хорошо прослеживаемому геологическому строению, он сохраняет информацию о многоэтапности

формирования. Это проявляется в наличии резких границ между зонами дифференцированного разреза, зон брекчирования, пересечений внутриинтрузивных даек, присутствию на верхних горизонтах ксенолитов более глубоко залегающих пород. Так, в свалах карьера летом 2002 г. были обнаружены шарообразные глобулы до 50 см в диаметре альбититов с зеленым мусковитом, горизонт которых залегает на глубине 250 м от поверхности, сцементирован-

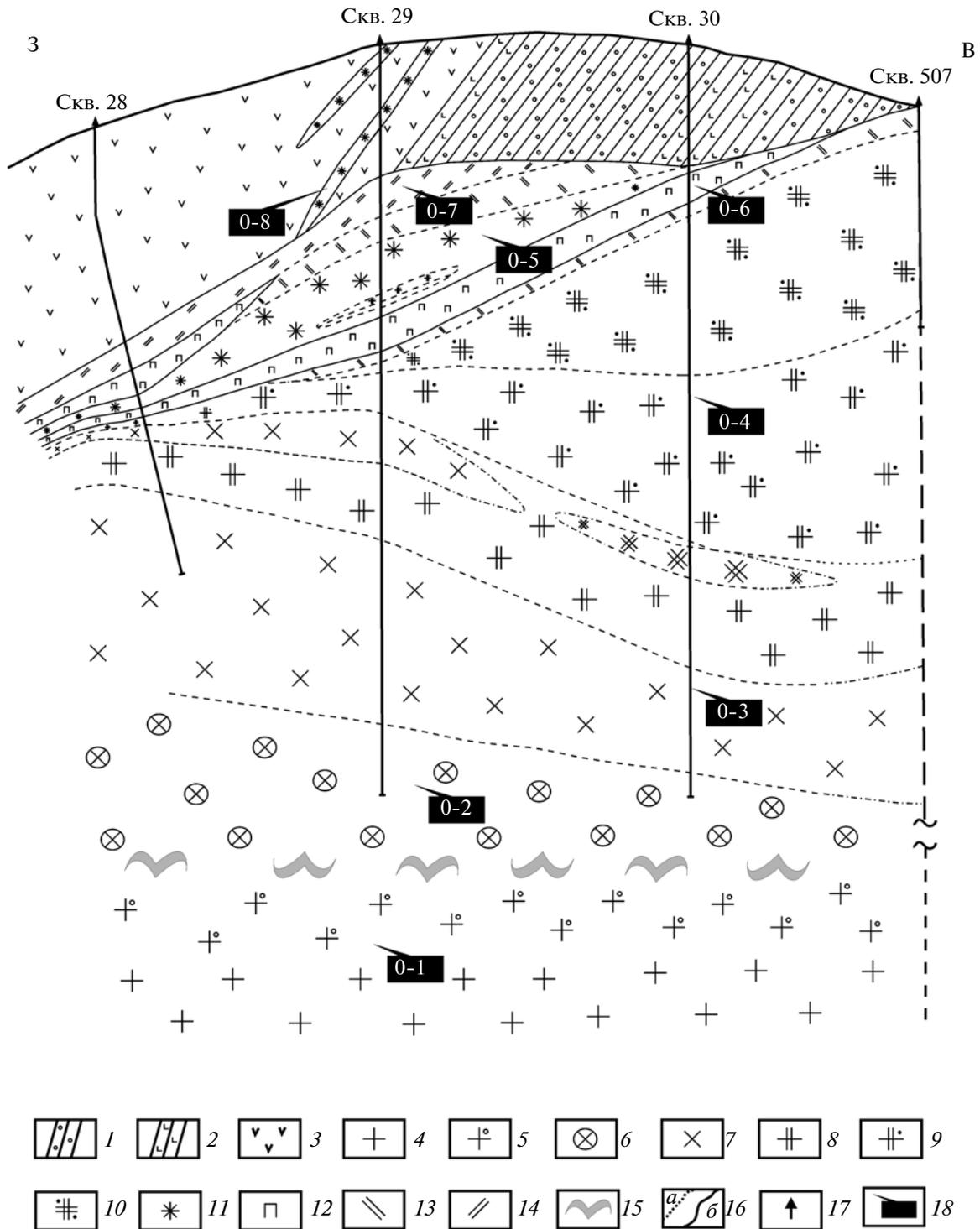


Рис. 2. Схематический широтный геологический разрез Орловского массива по профилю скважин 28, 29, 30, 507.

1 – вмещающие терригенно-осадочные породы; 2 – прослой трахириодацитов; 3 – дайка лампрофиров догранитного возраста; 4–15 – Орловский массив; 4–11 – граниты: 4 – порфириовидные биотитовые; 5 – протолитионитовые; 6 – порфиробластовые микроклин-альбитовые с гороховидным кварцем; 7 – микроклин-альбитовые с зеленым мусковитом; 8 – амазонит-альбитовые с Fe-лепидолитом и зеленым мусковитом; 9 – амазонит-альбитовые с Fe-лепидолитом; 10 – амазонит-альбитовые с циннвальдитом; 11 – альбит-амазонитовый с лепидолитом; 12 – кварц-амазонит-альбитовые пегматоидные тела; 13 – циннвальдит-топазовый грейзен эндоконтакта; 14 – топаз-протолитионитовый грейзен с бериллом экзоконтакта; 15 – маломощные пегматоидные кварц-полевошпатовые тела на границе протолитионитовых и порфиробластовых гранитов; 16 – границы постепенные (а) и резкие (б); 17 – разведочные скважины; 18 – места отбора проб.

ные амазонитовыми РГ с лепидолитом, типичными для эндоконтактной зоны массива. Глобулы имеют четкие округлые очертания, нередко бурую ожеженную поверхность, преимущественно резкие контакты с амазонитовыми гранитами. Кроме того, в северной стенке Орловского карьера на 1000 горизонте нами был выявлен и задокументирован микрокупол более мелкозернистых гранитов нежелезистого основного массиве, четко срезающий зону пегматоидных образований, прослеженный на протяжении 70 м и смещающий эти образования на расстояние до 5 м. Особого внимания заслуживает характер контакта протолитионитовых гранитов (О-1) с микроклин-альбитовыми с гороховидным кварцем (О-2). Этот контакт является резким, секущим и трасируется цепочкой пегматоидных кварц-полевошпатовых обособлений. Многоэтапность формирования массива подтверждается отклонениями от типичных трендов эволюции состава слюд и редких и рассеянных элементов в породах (Сырицо и др., 2001).

В строении массива кроме основного купола, к которому приурочен карьер отработки танталовых руд, выделяется несколько пространственно обособленных участков, которые отличаются особенностями строения и состава. Так, на северо-восточном приподнятом фланге массива выделяется “Ферберитовый участок”, сложенный циннвальдит-топазовыми грейзенами, переходящими из эндоконтакта в экзоконтакт (площадь выхода порядка 200 м²) с вольфрамовым оруденением, с которого и началась история Орловского месторождения. На юго-западе выделяется так называемый 2-ой забалансовый участок, представляющий собой самостоятельный микрокупол, заметно отличающийся по минеральному составу и геохимическим особенностям от основного. Этот малый шток сложен наиболее ярко окрашенными крупнозернистыми амазонитовыми гранитами с Fe-лепидолитом и ярко-зеленым мусковитом, для него характерно обилие миарол с гнездами прозрачного топаза, бесцветного берилла, игольчатыми агрегатами индиголита-эльбаита (Баданина и др., 2003) и обилием прожилков и гнездовых выделений почковидных агрегатов криптомелана. В отличие от главного купола для этих пород характерно низкое содержание тантала (до 0.007 мас. % Ta₂O₅).

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Для исследований с поверхности Хангилайского массива, из kernовых пород и карьеров Орловского и Спокойнинского массивов были отобраны 17 модельных представительных проб пород.

Хангилайский массив

X-1. Биотитовый гранит порфировидный, с гипидиоморфнозернистой основной массой, с редкими чешуйками мусковита, несегрегированным кварцем, с вкрапленниками микроклина до 3 см в длину. Отмечается неоднородность строения вкрапленников плагиоклаза – в центре №18–24, край – №10–12. Характерны две генерации кварца. Преобладает ранний морионоподобный кварц, который выполняет промежутки между другими минералами, реже образует идиоморфные зерна размером 2–5 мм. Поздний, более светлоокрашенный кварц, образует мелкие прожилки и ассоциирует с мусковитом. В раннем кварце этого образца обнаружены обильные включения апатита. Место отбора – центральная часть массива.

X-1a. Кварц-полевошпатовое пегматоидное обособление в биотитовых гранитах. Место отбора – там же.

X-2. Мусковитовый гранит слабопорфировидный, среднеравнозернистый с сегрегированным темно-серым полупрозрачным кварцем. Вкрапленники микроклина редки. Кварц распределен крайне неравномерно, нередко образует сегрегации, в которых мелкие зерна полевых шпатов и чешуйки биотита сохраняются лишь в промежутках и на стыках круглых зерен кварца. Место отбора – восточная часть массива.

Спокойнинский массив

C-1. Мусковитовый гранит слабопорфировидный, среднезернистый, с сегрегированным полупрозрачным серым кварцем. В кварце отмечаются редкие чешуйки биотита. Вкрапленники розового микроклина не имеют четких очертаний. В мелкозернистой массе породы преобладает кислый плагиоклаз №10–12. Серый мусковит образует крупные чешуйки размером до 3 мм. Место отбора – скв. 271, глубина 348 м.

C-2. Мусковитовый микроклин-альбитовый гранит равномерно средне-мелкозернистый. Для породы характерны две генерации мусковита – ранняя, серая более крупная (до 3 мм) и более поздняя, мелкочешуйчатая зеленая слюда с включениями вольфрамитов – и обилие флюорита. Кварц светло-серого цвета образует ксеноморфные выделения. Место отбора – скв. 271, глубина 180 м.

Орловский массив

O-1. Двуслюдяной гранит слабопорфировидный, среднезернистый с двумя видами слюд – золотисто-коричневым протолитионитом и светло-бурым литиевым фенгит-мусковитом. Вкрапленники микроклина редки, их размер не превышает

1 см в длину, ограничения нечеткие. Основная мелкозернистая масса породы состоит из микроклина, двух генераций плагиоклаза: раннего — №14—17 и позднего №7—9, мелких идиоморфных зерен темного дымчатого кварца и слюды. В составе расплавных включений в этой породе обнаружен флюорит и, вероятно, циркон. Место отбора — скв. 628, глубина 303—307 м.

О-2. Порфиробластовый микроклин-альбитовый гранит среднеравнозернистый с мусковитом. Термин “порфиробластовый гранит” для этого типа пород предложен Н.Е. Залашковой (1969), так как порода имеет характерную порфиробластовую структуру, обусловленную наличием соразмерных “порфиробласт” микроклина и идиоморфного “гороховидного” кварца. Плагиоклаз представлен альбитом двух разновидностей: более ранние, удлиненные пластинки (№7—9) и мелкотаблитчатый (№3—5). Идиоморфные вкрапленники кварца содержат, как правило, включения пластинок альбита, образуя хорошо известную структуру “снежного кома” (Беус и др., 1962). Для породы характерен флюорит, отмечаются единичные зерна топаза. Место отбора — скв. 628, глубина 170—176 м.

О-3. Микроклин-альбитовый гранит с зеленым мусковитом — равномерно-мелкозернистая порода, в составе которой преобладает пластинчатый альбит (№3—5) размером 0.5—1 мм. Типичен зеленый мусковит, замещающий буровато-серый мусковит. Гороховидный кварц замещается здесь с краев зерен мелкопластинчатым альбитом, вплоть до полного вытеснения кварца. Другой формой замещения кварца является его “растворение” с образованием характерных пустоток. В результате для этой породы характерно наличие участков анхимономинеральных альбититов с пористой кавернозной текстурой со следами растворения зерен кварца. Как в составе породы, так и в составе кристаллических включений в кварце отмечается обилие флюорита. Место отбора — скв. 30, глубина 194—200 м.

О-4а, б. Амазонит-альбитовый гранит с железистым лепидолитом (слагает основной объем массива) — мелкоравнозернистая порода, в составе которой преобладает альбит (№3—5). Особенностью состава пород является наличие зеленовато-голубого амазонита и двух типов слюд: зеленого мусковита и Fe-лепидолита. Взаимоотношения этих слюд отчетливо реакционные: литиевая слюда замещает мусковит, в результате чего образуются характерные деформированные агрегаты слюд, напоминающие в миниатюре структуру “барботова глаза”. В этой породе по сравнению с нижележащей уменьшается количество флюорита и, напротив, увеличивается содержание топаза. Место отбора: О-4а — скв. 30, глубина 80—84 м; О-4б — карьер, 980 горизонт.

О-4@*. Пегматоидный альбит-амазонитовый гранит с Fe-лепидолитом, яркоокрашенным амазонитом, крупными (размером до 5 мм) гороховидными выделениями дымчатого кварца, с топазом, белым бериллом, лучистыми агрегатами индиголита-эльбаита, обилием почковидных выделений гидроксидов марганца. Место отбора — юго-западный фланг Орловского массива, “2-участок”, расчистка в эндоконтакте малого купола.

О-5. Крупнозернистый альбит-амазонитовый гранит с сиреневатым лепидолитом, яркоокрашенным амазонитом и сегрегированным гороховидным кварцем. Место отбора — скв. 646, глубина 56—62 м.

О-6. Кварц-амазонитовое пегматоидное тело с циннвальдитом. Место отбора — скв. 30, глубина — 45.5—46.2 м.

О-6*. Кварц-амазонитовый пегматоид с Fe-лепидолитом, белым бериллом, индиголитом и топазом. Место отбора — юго-западный фланг Орловского массива, “2-участок”, малый купол.

О-7. Кварц-топаз-протолитионитовый грейзен с альбитом и бериллом из зоны эндо-экзоконтакта. Место отбора — карьер Орловского массива, 1000 горизонт.

О-8. Полосчатый кварц-альбит-топазовый грейзен из амазонитовой дайки во вмещающих породах. Место отбора — карьер Орловского массива, 1020 горизонт.

Отобранные образцы кварца из каждого типа пород также были разделены на две группы. Одна из них была использована для определения состава минералов кристаллических и расплавных включений до стадии эксперимента. Для этого около 30 зерен из каждого типа породы были отполированы с двух сторон и наклеены на стеклянную пластинку для микроскопического изучения. Фенокристаллы кварца, как правило, неоднородны и часто имеют зональное строение. Присутствие РВ обнаружено лишь в наиболее мутных, слабопрозрачных, но без кристаллических включений участках кварца, причем, как правило, в их центральных участках. В проходящем свете под микроскопом были отобраны по 10—15 зерен кварца для каждой разновидности пород с наличием оптимальных раскристаллизованных РВ. Далее каждое зерно в отдельности помещалось в эпоксидную капсулу и включение вышлифовывалось на поверхность для достижения максимального вскрытия слагающих его минеральных фаз. Со второй частью зерен кварца был проведен эксперимент.

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для эксперимента по гомогенизации включения помещали в золотую герметичную капсулу и подвергали нагреву до 550–750°C при давлении 2 кбар в течение 24 ч в автоклаве быстрой закалки с холодным затвором, с внешним водным давлением.

Расплавные включения гомогенизировались при температуре 650–750°C и давлении 2 кбар с последующей закалкой. Температура солидуса РВ составляла 550°C при давлении 2 кбар. Полная гомогенизация расплава происходит в интервале температур от 650°C до 750°C. После опытов были получены гомогенные стекла, в которых полностью растворялись как дочерние минералы, так и флюидная фаза. После нагрева включения имели округлую иногда удлинённую форму, при правильно подобранных условиях эксперимента они гомогенны и содержат усадочный пузырек.

Электроннозондовые исследования. Кристаллические включения, дочерние минералы РВ и полученные в результате эксперимента по гомогенизации силикатные стекла, а также породообразующие и акцессорные минералы пород были проанализированы на электронных микроанализаторах Cameca SX-50, SX-100 и JEOL JXA-8500F в Геоисследовательском Центре г. Потсдам (Германия) и Cameca SX-100 в ГЕОХИ г. Москва. На электронном микрозонде определяли: Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K, Rb, P, F, Cl, В. Ускоряющее напряжение 15 кВ, пучок 10 нА. Чтобы предотвратить улетучивание щелочей из силикатных стекол диаметр пучка по возможности составлял 30–40 мкм, время измерения снижалось до 20 с. Время измерения для F (монокристалл РС1), Rb, Cs, Р — 40 с. В тех случаях, когда размер включения не позволял проводить измерения широким пучком, в содержания SiO₂, Na₂O и K₂O вводилась поправка на размеры пучка. Анализы выполнены с использованием РС2 монокристалла для легких элементов и специальной методики количественного определения бора (Thomas et al., 2000). Бор анализировался при 10 кВт и 40 нА с дополнительным охлаждением жидким азотом. В качестве внутреннего стандарта использовали LaV₆ и синтетические стекла с содержанием В₂O₃ до 20 мас. % для внешнего стандарта. Предел обнаружения — 0.03 мас. % элементного бора. Измерялось от одного до пяти точек в стекле для каждого включения. Чтобы снизить вероятность захвата кварца-хозяина в процессе анализа, измерения производили вблизи центра РВ.

Ионнозондовые исследования. Содержания редкоземельных и редких элементов в силикатных стеклах РВ для данной работы определяли в Геоисследовательском Центре г. Потсдам (GFZ Potsdam) на ионном микрозонде CAMECA ims 6f

и в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН) в Ярославле — CAMECA ims 4f. Ток зонда составлял 5–7 × 10⁻⁹ нА, диаметр сфокусированного пучка варьировал в пределах 10–15 мкм. Набор интенсивности производился в трех циклах с общим временем 25–30 мин. Погрешность анализа составляет менее 10 отн. % для большинства элементов.

Рамановская спектроскопия. Содержания воды в расплавах, а также концентрация бора и диагностика сассолина во флюидных включениях определены благодаря использованию метода спектроскопии комбинационного рассеяния — Dilor XY Laser Raman Triple 800 mm спектрометр с оптическим микроскопом Olympus и длиннофокусным 80х объективом. Для возбуждения образца использовали линии 514 и 488-нм Ar ионного лазера (Coherent Innova 70–3) с мощностью 150 mW. Особенности методики определения концентрации H₂O описаны в работе (Thomas, 2000), анализа H₃BO₃, по измерению полосы 876 см⁻¹, — в работе (Thomas, 2002).

ОПИСАНИЕ РАСПЛАВНЫХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Расплавные включения в Хангилайском интрузиве впервые были описаны Ф.Г. Рейфом с соавторами (Reif et al., 2000). При этом основное внимание этих исследователей было сосредоточено на изучении расслоенных полосчатых тел, залегающих в эндоконтакте Орловского массива. К сожалению, главными объектами данного исследования послужили фенокристы топаза, как более крупные по сравнению с породообразующим кварцем из основного объема пород. Очевидно, к результатам анализа стекол в этой работе следует относиться с некоторой осторожностью. Во-первых, анализ РВ в топазе может привести к минерала-хозяина, чем определяется, очевидно, аномальные колебания содержания фтора от 1.05 до 7.18 мас. % в РВ даже в пределах одной пробы Sh57 (Reif et al., 2000). Во-вторых, рассчитанные по методике, предлагаемой в этой работе (с поправками на время подсчета импульсов), содержания Na₂O и K₂O в РВ колеблются даже для одного образца кварца Z78 от 6.00 до 1.6 мас. % Na₂O и от 1.19 до 5.98 мас. % K₂O. Учитывая трудности, с которыми столкнулись авторы этого исследования, мы сосредоточили свое внимание на изучении исключительно породообразующего кварца в качестве минерала-хозяина. Во-первых, кварц присутствует во всех разновидностях пород и, во-вторых, по наблюдениям в шлифах, кварц больше соответствует этапу магматической кристаллизации в отличие от топаза, происхождение которого в данных породах неоднозначно (магматический или/и метасоматический).

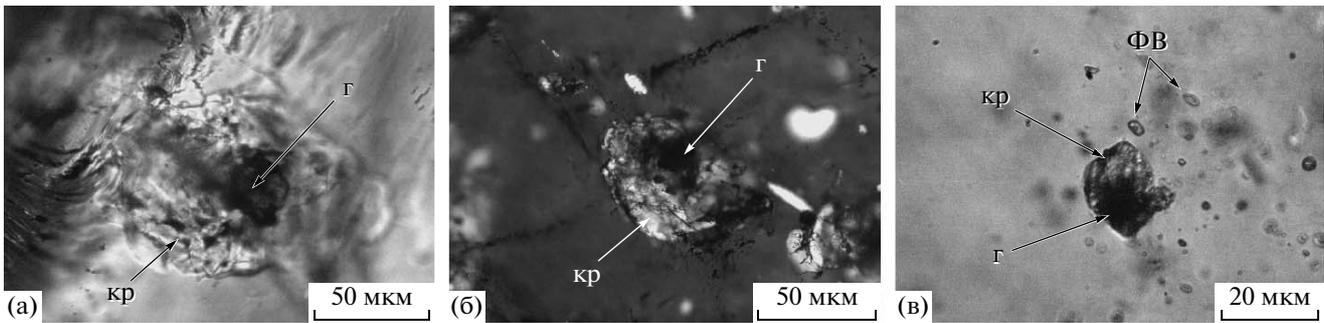


Рис. 3. Расплавные включения (а-в) в кварце из гранитов Хангилайского (Х-1) (а), Орловского (О-2) (б) и Спокойнинского (С-1) (в) массивов. кр – кристаллические фазы расплавных включений, г – газовый пузырек, ФВ – флюидные включения.

Отобранные нами фенокристаллы кварца диаметром около 3–5 мм из гранитов Хангилайского интрузива, содержат несколько типов включений: кристаллические твердые включения, раскристаллизованные РВ и флюидные включения. Расплавные включения, как правило, одиночные расположены во внутренних частях кварцевых зерен и часто сопровождаются роем очень мелких однофазных пузырьков. Они имеют размеры от 20 до 150 мкм, чаще всего от 50 до 100 мкм, и представляют собой на 90 об. % агрегаты дочерних минеральных фаз, остальная часть занята флюидной составляющей, которая всегда хорошо обособлена в виде пузырька. В целом РВ хорошо определяются в теле кварца-хозяина, благодаря компактной форме, присутствию сростков из нескольких минералов, различающихся оптическими характеристиками, в числе которых наиболее легко диагностируются лейсты слюды и непрозрачные зерна рудных минералов, а также наличием пузырька, как правило, у внешней границы включения (рис. 3). В направлении от гранитов глубоких горизонтов к эндоконтакту размер включений увеличивается, они приобретают большую угловатость, вследствие увеличения размеров слагающих их минеральных фаз. В этом же направлении во включениях растет объем пузырька с флюидной составляющей. Очевидно, именно по этой причине исследователи РВ в гранитах ограничиваются лишь эндоконтактной зоной гранитных массивов. Определение дочерних минералов раскристаллизованных РВ проводилось методом рамановской спектроскопии и электронно-зондового микроанализа. Для изучения состава минеральных фаз нередко приходилось использовать электронный пучок маленького диаметра до 5 мкм в связи с малой площадью выхода на поверхность изучаемых минералов.

СОСТАВ ДОЧЕРНИХ МИНЕРАЛОВ РАСПЛАВНЫХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Калиевый полевой шпат. В качестве показателя степени фракционирования в составе калиевых полевых шпатов (КПШ) рассматриваются обычно содержания Rb, Sr, Ba. К сожалению, уровни концентрации двух последних элементов низки для их определения методом микросондового анализа. Как видно из рис. 4, составы КПШ по содержанию Rb_2O варьируют в широких пределах: для пород – от 0.06 до 0.72 мас. %, для кристаллических включений – от 0.28 до 0.92 мас. %, для РВ – от 0.04 до 0.50 мас. %. В каждом из изучаемых массивов характер распределения рубидия в составе КПШ характеризуется специфическими особенностями, обсуждаемыми ниже.

Слюды. Состав слюд из пород, кристаллических и расплавных включений в кварце Хангилайского интрузива представлен на тройной диаграмме $R^{3++}TiVI-Li^+-R^{2+}$ (рис. 5). Расчет лития в составе слюд выполнен по эмпирическим формулам Г. Тишендорфа (Tischendorf, 1997). Результаты изучения состава слюд из пород Орловского массива показывают нестандартный для массивов литий-фтористых гранитов тренд эволюции составов слюд в процессе формирования полного ряда дифференциатов (Сырицо, 2002). В отличие от типичного для Li-F гранитов изоморфного ряда биотит → лепидолит в дифференциатах этого массива от глубоких горизонтов к эндоконтакту прослеживается следующая последовательность образования слюд: биотит → протолитионит → литиевый фенгит-мусковит → мусковит → Фелепидолит → лепидолит или циннвальдит.

Составы слюд из РВ и их соотношение с таковыми из пород оказались различными для разных этапов формирования Орловского массива и его различных пространственно обособленных участков. Так, слюды РВ в кварцах из гранитов глубоких горизонтов массива (О-1) представлены, так же как и в породах, протолитионитами и

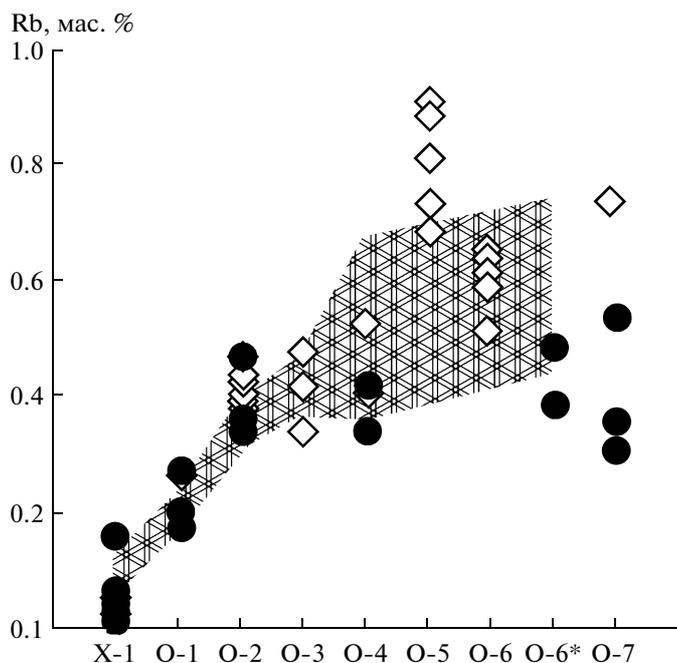


Рис. 4. Уровни концентрации рубидия в калиевом полевопшпатовом шпате из расплавленных включений (затянутый кружок), кристаллических включений (ромб) и пород (область составов заштрихована) в дифференцированном разрезе пород Орловского массива.

литиевыми фенгитами-мусковитами, то есть заметно обогащены Li и F, по сравнению с биотитами и мусковитами из аналогичных разновидностей двуслюдяных гранитов Хангилайского массива (X-1). Для амазонитовых гранитов главного купола Орловского массива (O-4, O-5) характерно весьма существенное различие между составами слюд из пород и РВ. Так, как видно из рис. 5, слюды из амазонитовых гранитов соответствуют составу Fe-лепидолита, в меньшей мере, лепидолита, в то время как в РВ слюды являются исключительно высокоглиноземистыми мусковитами. Литиевые слюды обнаружены здесь лишь в РВ в пегматоидах (O-6) и в единичных случаях в эндоконтактной зоне. В то же время они типичны для РВ в кварцах из амазонитовых гранитов и пегматоидов малого купола (O-4@*, O-6@*). В РВ в кварцах из гранитов они отвечают составу Fe-лепидолита и циннвальдита, в пегматоидах — наиболее железистым составам — протолитионитам. Для Li-Fe-слюд малого купола характерна высокая доля масутомелитовой составляющей — до 0.25 форм. ед.

Мусковиты всех разновидностей пород Спокойнинского массива (C-1, C-2) отличаются малой вариацией составов и располагаются в пределах поля стандартных мусковитов. В ряду пород от мусковитовых гранитов к мусковит-альбитовым и далее к грейzenам, наряду с уменьшением магниезально-железистого компонента в составе

слюд, происходит уменьшение содержаний лития и фтора. Составы слюд из расплавленных и кристаллических включений этого массива сходны с составами слюд из пород. Существенное различие составляет лишь содержание фтора, максимальная концентрация которого характерна исключительно для слюд из РВ.

Акцессорные минералы. В числе кристаллических фаз, формирующих агрегаты РВ, помимо породообразующих минералов были обнаружены и проанализированы флюорит, циркон и монацит. Выяснение природы происхождения циркона и монацита — дочерние фазы или ксеногенные образования — требует дополнительных исследований.

Наряду с такими минеральными агрегатами в кварце были проанализированы одиночные, в том числе мелкие (до 5 мкм) кристаллические включения, представляющие собой КПШ, альбит, слюды (биотит, протолитионит, мусковит, литиевый фенгит-мусковит, криофиллит, лепидолит, циннвальдит), апатит, монацит, ксенотим, флюорит, топаз и несколько высокофтористых неидентифицированных фаз (от 13 до 34 мас. % F).

СОСТАВ ГОМОГЕННЫХ СТЕКОЛ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Основные компоненты. Сопоставление валового состава пород (табл. 1) с составом силикатных стекол после гомогенизации и закалки РВ (табл. 2, 3) показывает, что расплавы всех разновидностей пород по сравнению с составом породы содержат меньше Si, Na, Ti, Mg, Sr и заметно больше Mn, Rb, F. В большинстве РВ суммарное содержание ($\text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$) не достигает 1 мас. %, в то время как сумма ($\text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O} + \text{V}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5$) даже превышает это значение. Наиболее существенное различие заключается в содержаниях SiO_2 , недостаток которого в стекле по сравнению с породами Хангилайского интрузива варьирует от 2 до 6 мас. % (рис. 6). Менее однозначно ведет себя алюминий. Если на ранних этапах кристаллизации — в исходных породах Хангилайского и Орловского массивов (X-1, O-1) содержания Al_2O_3 в породе и расплаве близки, то в микроклин-альбитовых гранитах (O-2), и особенно в амазонитовых гранитах (O-4, O-5), содержание глинозема в расплаве по сравнению с породой резко падает. Это различие достигает 3.5 мас. % Al_2O_3 . Особенностью состава расплавов является заметно более низкое по сравнению с породой содержание натрия, при этом различие составляет 2 мас. % Na_2O . Максимальное содержание Na в расплаве характерно для микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом (O-3). В целом расплавы ранних пород более калиевые, в то время как для расплавов более дифференцированных пород характерно преобладание Na. Инвер-

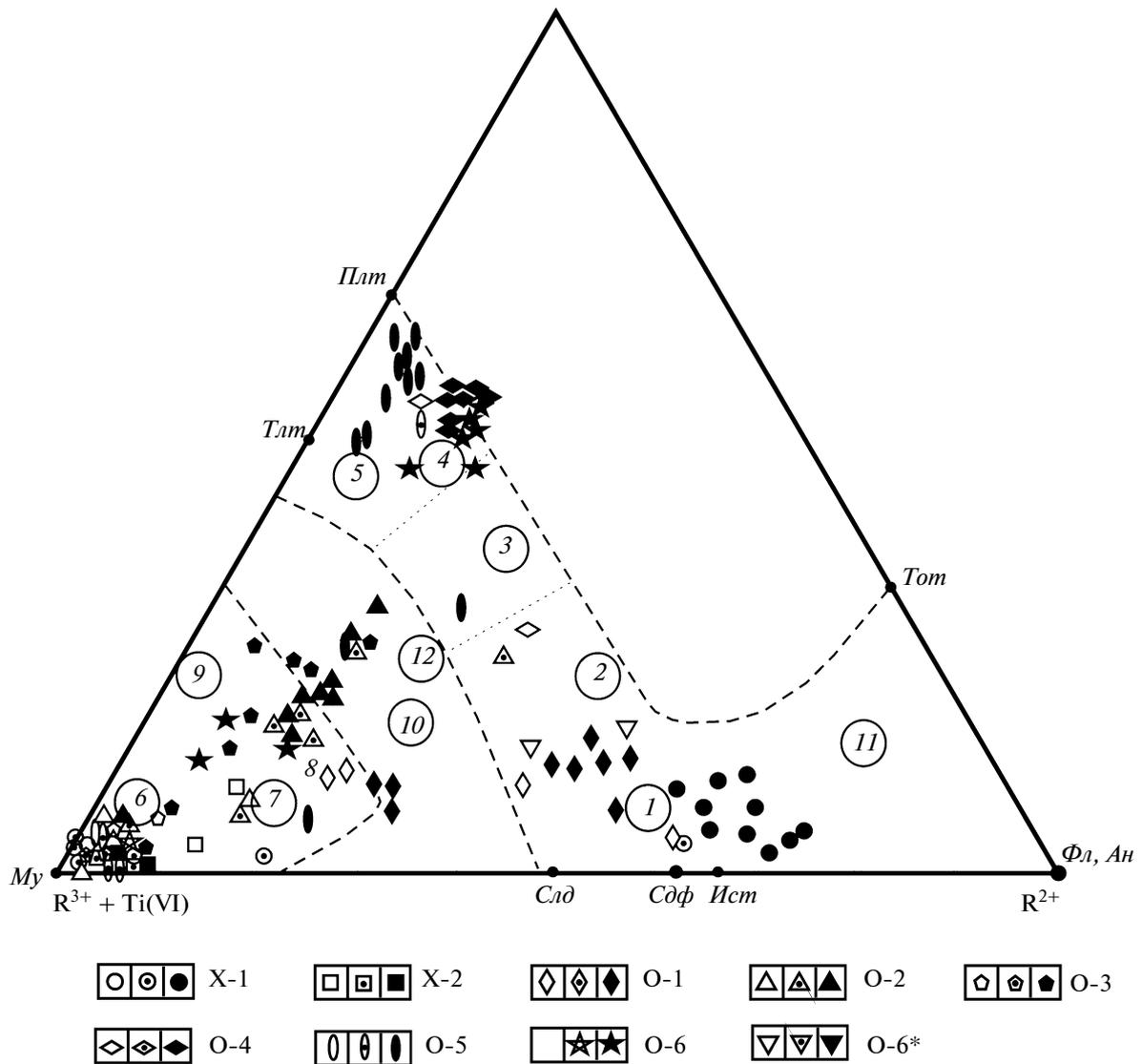


Рис. 5. Составы слюд расплавных (незалитые значки), кристаллических включений в кварце (значок с точкой) и пород (залитые значки) Хангилайского интрузива на диаграмме соотношения катионов октаэдрической координации. Штриховые линии — границы областей составов ди- и триоктаэдрических слюд; точечные линии — границы полей разновидностей; цифры в кружках — поля составов: 1 — биотиты, 2 — протолигиониты, 3 — циннвальдиты, 4 — Fe-лепидолиты, 5 — лепидолиты, 6 — мусковиты, 7 — фенгит-мусковиты, 8 — Li фенгит-мусковиты, 9 — Li-мусковиты, 10 — Li фенгит-мусковиты 3Т, 11 — Li фенгит-анниты, 12 — циннвальдиты 2M₁; точки — миналы слюд: *Му* — мусковит, *Тлт* — трилигионит, *Плт* — полилигионит, *Том* — тайниолит, *Фл* — флогопит, *Ан* — аннит, *Ист* — истонит, *Сдф* — сидерофиллит, *Слд* — селадонит. Классификация и номенклатура слюд по (Лапидес и др., 1977).

сия в соотношении щелочей происходит в порфиробластовых гранитах (О-2) (рис. 6).

Как видно из табл. 2, характерной особенностью состава стекол является низкая сумма анализов, которую можно объяснить повышенным содержанием в стекле летучих компонентов, прежде всего присутствием H₂O и CO₂. Прямое определение воды методом рамановской спектроскопии, выполненное нами для двух разновидностей пород (О-5 и О-6@*), показало 8.4 ± 0.5 мас. % для 104 измерений (в том числе, 9.9 ± 1.1 мас. % H₂O для 19 измерений). Все сили-

катные стекла являются сильно плюмазитовыми: молярное отношение А/СНК варьирует от 1.16 в материнских биотитовых гранитах Хангилайского массива (Х-1) до 1.48 в пегматоидах (О-4*).

Фтор. Как видно из табл. 2, в составе исходного расплава Хангилайского и Орловского массивов содержание фтора низкое — на границе предела обнаружения метода (до 0.03 мас.%), что существенно ниже по сравнению с содержанием в соответствующих породах — 0.14 и 0.36 мас. %. Резкое возрастание в накоплении фтора в составе РВ Орловского массива устанавливается в микро-

Таблица 1. Составы пород массивов Хангилайского интрузива

Компоненты	Хангилайский массив		Орловский массив							Спокойнинский массив	
	X-1	X-2	O-1	O-2	O-3	O-4a	O-4*	O-5	O-7	C-1	C-2
SiO ₂ , мас. %	74.5	75.5	72.9	74.5	71.5	71.9	72.3	71.3	62.47	73.5	77.6
TiO ₂	0.19	0.09	0.16	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09	0.03
Al ₂ O ₃	13.42	13.72	14.09	14.12	16.72	15.99	16.17	15.50	16.24	14.22	12.98
Fe ₂ O ₃	0.86	0.35	0.65	0.55	0.38	0.49	0.52	0.46	1.26	0.68	0.54
FeO	1.09	0.90	1.07	0.39	0.43	0.59	0.56	0.38	6.70	0.62	0.37
MnO	0.03	0.03	0.04	0.07	0.09	0.26	0.46	0.22	0.77	0.06	0.17
MgO	0.41	0.44	0.36	0.32	0.15	0.16	0.15	0.24	0.10	0.22	0.22
CaO	0.64	0.16	0.75	0.33	0.26	0.22	0.32	0.38	0.28	0.74	0.15
Na ₂ O	3.92	4.09	4.39	4.96	6.12	5.72	5.44	5.24	1.13	3.98	3.93
K ₂ O	4.70	4.58	4.86	4.49	3.48	2.86	3.12	4.78	6.61	4.48	3.52
F	0.14	0.09	0.36	0.43	0.30	1.20	1.44	1.52	2.75	0.51	0.30
П.п.п.	0.66	0.52	0.69	0.68	0.39	0.79	0.85	1.10	2.29	1.17	1.42
Сумма	100.97	101.05	100.82	100.84	100.24	99.37	100.19	100.01	100.62	100.56	101.98
–O=F	0.06	0.04	0.15	0.18	0.13	0.50	0.60	0.64	1.16	0.21	0.13
Сумма	100.91	101.01	100.67	100.66	100.11	98.87	99.59	99.37	99.46	100.35	101.85
Li, г/т	150.61	84.3	202.8	263.08	185.1	1387	581.47	2289	5203	89.11	90.06
Be	7.98	5.21	11.64	19.25	3.96	4.67	8.46	12.89	20.45	18.08	27.98
B	0.05	0.11	0.05	0.05	0.05	1.53	0.05	0.05	1.15	0.05	0.16
Rb	425.81	557.83	664.77	1272.6	1103.9	1276.4	3176.1	4801.8	4386	473.64	532.82
Cs	26.23	25.09	39.78	37.29	12.21	27.4	40.46	67.18	164.40	27.13	42.48
Sr	105.58	35.33	63.19	12.49	5.68	6.01	0.08	2.85	1.17	66.74	15.72
Ba	300.02	102.34	188.22	33.55	3.9	4.19	0.54	3.65	8.68	291.3	46.86
Zn	47.99	16.72	46.55	88.36	120.8	208.4	143.61	441.91	515.88	79.85	82.03
Ta	4.8	7.13	17.84	16.77	36.88	54.25	28.18	445.88	534.94	5.77	27.43
Nb	23.6	30.36	34.06	37.05	61.72	51.13	49.76	268.69	323.08	19.71	96.47
W	1.51	51.66	2.22	4.54	5.57	10.95	2.09	16.11	1781	83.17	6825.87
Sn	11.7	25.29	40.03	28.81	7.1	8.12	6.16	21.11	170.84	44.32	78.93
Zr	100.9	39.11	57.79	45.74	18.04	14.92	11.02	33.26	17.31	38.1	19.95
Hf	4.84	2.99	5.17	8.15	4.61	5.11	2.79	16.15	14.98	2.61	2.02
Pb	36.64	26.58	44.38	57.32	53.65	64.49	99.06	48.64	15.90	41.62	49.24
Th	41.68	20.79	28.3	19.04	14.17	9.52	9.46	21.31	15.95	18.56	10.74
U	8.14	7.5	14.09	10.94	11.24	4.25	1.86	8.01	12.03	20.96	5.86
Y	25.89	14.69	22.76	49.41	5.38	5.39	2.56	3.3	8.63	16.42	11.27
La	46.41	19.67	36.48	11.23	7.11	4.28	6.66	3.62	3.81	18.28	7.97
Ce	69.69	34.45	58.35	23.9	16.37	9.73	15.91	13.24	11.75	31.14	14.09
Pr	10.64	5.15	8.81	4.37	2.67	1.35	2.75	2.16	1.83	4.16	1.95
Nd	34.59	16.81	29.07	15.83	7.25	4.4	7.19	4.96	5.41	14.06	5.94
Sm	6.79	3.8	6.61	6.48	3.26	2.01	2.55	2.03	2.65	3.2	1.99
Eu	0.53	0.15	0.42	0.05	0.03	0.02	0	0	0.07	0.29	0.08
Gd	5.49	3.01	5.83	6.62	1.9	1.73	1.09	1.05	1.96	2.58	1.97
Tb	0.82	0.49	0.93	1.41	0.43	0.46	0.23	0.29	0.39	0.43	0.42
Dy	4.63	2.87	4.4	9.44	2.65	2.61	1.46	1.36	2.87	2.5	2.35

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Хангилайский массив		Орловский массив							Спокойнинский массив	
	X-1	X-2	O-1	O-2	O-3	O-4a	O-4*	O-5	O-7	C-1	C-2
Ho	0.84	0.64	0.86	1.86	0.36	0.45	0.17	0.19	0.43	0.38	0.37
Er	2.39	1.46	2.22	4.94	1.09	1.29	0.65	0.64	1.43	1.06	0.92
Tm	0.39	0.27	0.32	0.85	0.19	0.21	0.1	0.11	0.33	0.15	0.17
Yb	2.62	1.86	2.63	6.00	1.55	1.47	0.89	0.78	3.07	1.11	1.33
Lu	0.42	0.25	0.33	0.84	0.18	0.21	0.11	0.15	0.39	0.13	0.21
ΣРЗЭ	186.25	90.88	157.26	93.82	45.04	30.22	39.76	30.58	36.39	79.47	39.76
Eu/Eu*	0.26	0.13	0.21	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.09	0.31	0.12
(La/Yb) _n	12.26	7.32	9.60	1.30	3.18	2.02	5.18	3.21	0.86	11.40	4.15
T ₁	0.17	0.15	0.16	0.19	0.37	0.19	0.43	0.80	0.45	0.10	0.15
T ₃	0.02	0.16	0.13	0.09	0.24	0.05	0.17	0.08	0.31	0.13	0.07
T ₄	0.03	0.16	0.13	0.09	0.24	0.05	0.17	0.08	0.34	0.13	0.07
Zr/Hf	20.68	13.08	11.18	5.61	3.91	2.92	3.95	2.06	1.16	14.60	9.88
Ta/Nb	0.20	0.23	0.52	0.45	0.60	1.06	0.57	1.66	1.66	0.29	0.28
Rb/Sr	4.03	15.79	10.52	101.89	194.34	212.37	39700	1685	3749	7.10	33.89

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{0.5}$, $(La/Yb)_n$ – отношение хондрит-нормализованных значений по (Sun, McDonough, 1989). T₁, T₃, T₄ – значения лантаноидных тетрад-эффектов рассчитаны по (Monecke et al., 2002).

$T_i = (0.5(X_{B_i} / (X_{A_i}^{2/3} \times X_{D_i}^{1/3}) - 1)^2 + (X_{C_i} / (X_{A_i}^{1/3} \times X_{D_i}^{2/3}) - 1)^2)^{0.5}$, где X_{A_i} – нормированные на содержание в хондрите концентрации первого, X_{D_i} – последнего и X_{B_i} и X_{C_i} – средних элементов, образующих La-Nd, Gd-Ho, Er-Lu тетрады.

клин-альбитовых гранитах с гороховидным кварцем (O-2) – до 1.33 мас. %, при среднем – 0.62 мас. %, что не находит подтверждения в составе породы (0.43 мас. % F). Наименьшее содержание фтора в расплаве (до 0.28 мас. %) и в породе (0.30 мас. %) характерно для альбититов с зеленым мусковитом (O-3). Следует обратить внимание, что расплав из пород основного объема Орловского массива (O-4) также не отличается высоким содержанием фтора – всего 0.42 мас. %, в то время как в породе здесь наблюдается высокая его концентрация – 1.2 мас. % F. Наиболее высокое содержание фтора (выше 1.5 мас. %) в расплаве характерно для зоны эндоконтакта массива (O-5) и пегматоидных обособлений (O-6@*). Как видно из табл. 2, 3, в распределении F и B в расплавах не прослеживается синхронности поведения. В расплаве основного объема пород Орловского массива (O-4) заметно преобладает бор и только в эндоконтактной зоне фтор (O-5). Максимально высокие содержания обоих элементов (более 2 мас. %) устанавливаются в РВ из кварцев в пегматоиде (O-6@*).

Бор. Для оценки концентраций бора использовались различные аналитические методы: в породе – метод ICP-MS (табл. 1), в расплаве – электронно- (табл. 2) и ионнозондовый анализы (табл. 3). Результаты анализа силикатных стекол

РВ, выполненные указанными методами, не согласуются между собой и обсуждаются нами отдельно. Как видно из табл. 1, для пород Хангилайского интрузива характерны низкие концентрации B – от 0.05 г/т в биотитовых гранитах Хангилайского массива до 1.53 г/т в амазонитовых гранитах Орловки. Судя по составу закалочных стекол (табл. 3), иная картина наблюдается в уровнях концентрации и характере распределения бора в расплаве. Так, аномально высокая концентрация B – 464 г/т устанавливается уже в расплавах исходных биотитовых гранитов Хангилайского массива (X-1), для расплавов порфиробластовых гранитов Орловки (O-2) характерна крайняя неравномерность его распределения – от 24 до 571 г/т. В расплаве амазонитовых гранитов с криофиллитом (O-4) содержание B – от 101 до 392 г/т, в то время как в расплавах амазонитовых гранитов с лепидолитом эндоконтактной части массива (O-5) его концентрация резко падает – до 5.27 г/т. На рис. 6 видны две закономерности в распределении бора в Орловском массиве: на всем этапе кристаллизации расплав отличается резко повышенной концентрацией бора по сравнению с породой; концентрация бора в расплаве уменьшается от глубоких горизонтов к эндоконтакту, что может свидетельствовать о его выносе из гранитного массива по мере кристал-

Таблица 2. Средние химические составы закалочных стекол расплавных включений в кварце из пород массивов Хангилайского интрузива (мас. %)

Компоненты	Хангилайский массив						Орловский массив									
	X-1		X-1a		X-2		O-1		O-2		O-3		O-4a		O-4б	
	x(15)	σ_x	X(7)	σ_x	X(6)	σ	X(45)	σ	X(15)	σ	X(8)	σ	X(6)	σ	X(3)	σ
SiO ₂	71.72	1.00	71.11	0.78	69.68	1.88	70.98	1.70	69.23	1.91	68.78	0.97	66.20	2.97	69.79	1.95
TiO ₂	0.04	0.03	0.02	0.02	0.06	0.09	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	13.00	0.94	12.99	1.06	14.13	0.63	13.41	0.48	14.07	1.14	14.64	1.24	12.64	0.57	11.26	0.08
FeO	0.51	0.18	0.35	0.21	0.44	0.17	0.26	0.15	0.37	0.29	0.31	0.39	0.73	0.17	0.43	0.05
MnO	0.21	0.10	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.09	0.08	0.13	0.09	0.18	0.00	0.10	0.05
MgO	0.08	0.04	0.02	0.01	0.04	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.47	0.15	0.20	0.27	0.11	0.12	0.27	0.06	0.23	0.20	0.10	0.10	0.02	0.01	0.16	0.10
Na ₂ O	3.29	0.38	3.39	0.51	3.33	0.03	3.70	0.16	4.27	0.42	4.55	0.51	3.63	0.36	3.33	0.10
K ₂ O	4.10	0.30	4.43	0.33	4.30	0.20	4.56	0.23	3.46	0.31	2.98	0.31	3.90	0.12	2.95	0.10
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.13	0.24	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Rb ₂ O	0.13	0.03	0.11	0.04	0.11	0.03	0.17	0.03	0.32	0.02	0.14	0.02	0.24	0.02	0.23	0.05
F	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.62	0.16	0.23	0.05	0.42	0.04	0.22	0.05
Cl	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.53	0.03	0.35	0.05	0.63	0.05	1.08	0.51	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	93.60		92.84		92.26		94.02		93.09		92.53		89.05		88.52	
A/CNK	1.16		1.15		1.30		1.12		1.31		1.46		1.22		1.29	
Компоненты	Орловский массив										Спокойнинский массив					
	O-5		O-6		O-4*		O-6*		O-8		C-1		C-1		C-2	
	X(6)	σ	X(4)	σ	X(10)	σ	X(21)	σ	X(7)	σ	X(6)	σ	X(18)	σ	X(3)	σ
SiO ₂	67.21	0.83	69.40	2.03	68.43	1.20	65.27	2.06	72.70	2.13	70.60	4.50	70.64	2.26	66.53	0.30
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	12.23	0.63	13.05	0.72	14.87	0.83	12.81	1.07	13.11	0.82	13.40	0.59	13.39	0.65	13.55	0.23
FeO	0.59	0.22	0.03	0.01	0.34	0.17	0.72	0.27	0.19	0.10	0.39	0.14	0.23	0.15	0.42	0.12
MnO	0.49	0.19	0.03	0.01	0.33	0.22	0.38	0.25	0.08	0.09	0.04	0.02	0.02	0.02	0.18	0.02
MgO	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02
CaO	0.82	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.11	0.06	0.09	0.07	1.06	0.54	0.28	0.11	0.21	0.03
Na ₂ O	3.83	0.32	4.00	0.19	4.12	0.54	1.22	0.16	2.25	0.23	3.98	0.12	3.71	0.29	4.08	0.12
K ₂ O	2.47	0.24	3.79	0.21	3.35	0.33	5.58	0.41	3.57	0.32	3.46	0.28	4.08	0.35	4.15	0.10
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.00	0.06	0.00	0.38	0.05
Rb ₂ O	0.23	0.02	0.25	0.03	0.28	0.04	0.39	0.02	0.23	0.03	0.08	0.01	0.10	0.02	0.13	0.00
F	1.65	0.07	0.00	0.00	1.24	0.46	1.58	0.40	0.57	0.40	0.74	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
B ₂ O ₃	0.89	0.11	—	—	—	—	1.53	0.43	—	—	—	—	1.14	0.05	—	—
H ₂ O	8.40	0.50	—	—	—	—	8.60	0.30	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98.90		90.69		93.08		98.25		92.84		93.91		93.71		89.67	
A/CNK	1.26		1.23		1.48		1.20		1.55		1.12		1.19		1.17	

Примечание. Все железо в виде FeO. A/CNK = Al/(K + Na + 2Ca).

X(n) – среднее арифметическое из n измерений. σ_x – среднеквадратичное отклонение.

Прочерк – содержание не определялось.

Таблица 3. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в закалочных стеклах (SIMS) расплавных включений в кварце из пород массивов Хангилайского рудного узла

Компо- ненты	Ханги- лайский массив	Спокой- нинский массив	Орловский массив									
	Х-1	С-1	О-2	О-2	О-2	О-2	О-4а	О-4а	О-4а	О-5	О-5	О-5
	Х-343	С-241	О-230- 4А	О-230- 4В	О-230- 4С	О-230- 4D	О- 253N1	О- 253N2	О- 253N3	О- 626N1	О-626- 1А	О-626- 4А
B	464	11.1	24	276	158	571	391.66	182.16	100.66	5.27	46.00	20.00
Be	13.7	5.24	13.1	8.4	7.7	6.7	24.15	44.92	12.58	2.22	21.00	36.00
Li	1220	440	2037	2411	2397	1419	4625	624	1397	181	699	544
Rb	415	454	—	—	—	—	6397	1316	1411	275	—	—
Cs	56.19	53.72	—	—	—	—	313.1	21.2	26.7	8.7	—	—
Sr	32	46.12	—	—	—	—	0.47	2.38	1.98	0.91	—	—
Ba	33.23	85.74	—	—	—	—	2.56	4.97	4.59	3.49	—	—
Ta	5.55	0.22	—	—	—	—	11.55	22.59	8.95	1.04	—	—
Nb	15.41	5.4	117	10	26	12	116.10	17.40	10.19	6.41	14.40	23.90
W	2.55	7.71	—	—	—	—	61.84	11.45	13.49	2.97	—	—
Zr	32.24	119.59	—	—	—	—	13.52	91.21	15.24	4.38	—	—
Hf	2.36	3.33	—	—	—	—	4.40	20.87	4.18	1.02	—	—
U	5.24	44.57	—	—	—	—	6.76	4.49	0.57	1.50	—	—
Th	5.86	14.96	—	—	—	—	4.95	70.59	2.81	1.44	—	—
Pb	27.92	15.87	—	—	—	—	39.04	24.63	11.95	4.15	—	—
Y	14.03	11.48	—	—	—	—	62.33	5.28	1.08	9.04	—	—
La	9.86	0.53	0.19	1.01	1.25	1.31	0.050	3.490	0.069	2.170	15.000	0.180
Ce	4.69	2.15	0.39	1.95	2.62	2.84	0.623	8.957	0.491	10.190	55.600	0.990
Pr	-	-	0.06	0.3	0.34	0.36	0.054	1.099	0.027	1.186	7.800	0.120
Nd	6.14	1.2	0.19	0.99	1.24	1.17	0.209	3.037	0.115	3.672	23.500	0.340
Sm	1.44	0.86	0.2	0.65	0.92	0.59	0.470	1.633	0.090	1.536	11.100	0.250
Eu	0.14	0.19	0.02	0.03	0.05	0.04	0.012	н.о.	0.005	н.о.	0.020	0.003
Gd	1.11	1.17	0.21	0.61	0.96	0.37	0.921	1.360	0.169	0.882	6.760	0.180
Tb	—	—	0.09	0.22	0.34	0.11	—	—	—	—	2.230	0.060
Dy	1.42	1.81	0.68	1.44	1.86	0.7	7.556	2.902	0.445	2.821	10.680	0.370
Ho	—	—	0.12	0.24	0.34	0.1	—	—	—	—	2.010	0.050
Er	0.88	1.1	0.39	0.65	0.81	0.34	14.829	1.354	0.182	1.087	3.790	0.160
Tm	—	—	0.07	0.11	0.15	0.06	—	—	—	—	0.590	0.040
Yb	1.02	1.39	0.5	0.76	1.06	0.53	32.621	2.167	0.316	1.191	4.180	0.240
Lu	—	—	0.1	0.11	0.15	0.08	3.719	0.269	0.047	0.168	0.590	0.040
ΣРЗЭ	26.700	10.440	3.210	9.070	12.090	8.600	61.063	26.262	1.956	24.876	143.850	3.023
(La/Yb) _n	6.69	0.264	0.26	0.92	0.82	1.71	0.001	1.12	0.15	1.26	2.48	0.52
Eu/Eu*	0.34	0.574	0.30	0.14	0.16	0.26	0.05	—	0.12	—	0.007	0.043
T ₁	0.88	0.79	0.20	0.16	0.08	0.16	2.0	0.35	1.35	0.75	0.55	0.99
T ₃	—	—	0.74	0.65	0.61	0.61	—	—	—	—	0.56	0.75
T ₄	—	—	0.08	0.07	0.13	0.10	—	—	—	—	0.04	0.28
Zr/Hf	13.66	35.91	—	—	—	—	—	4.37	3.65	4.32	—	—
Ta/Nb	0.360	0.041	—	—	—	—	—	1.298	0.878	0.163	—	—
Rb/Sr	12.97	9.84	—	—	—	—	13607	552	714	302	—	—

Таблица 3. Окончание

Компо- ненты	Орловский массив											
	О-5	О-5	О-6	О-6	О-6	О-4*	О-6*	О-6*	О-6*	О-6*	О-6*	О-8
	О-626- 1А	О-626- 4А	О- 637N1	О- 637N2	О- 637N3	О-276	О- 443N3	О-443- 2А	О-443- 2В	О-443- 6А	О-443- 4В	О-252
B	7.08	499.69	56.17	9.23	6.97	9.23	13.82	44.6	13	2.9	5.2	4.08
Be	5.39	24.92	19.09	8.61	10.96	9.88	16.79	14.10	14.70	9.90	5.80	5.12
Li	1249	893	879	714	3484	3065	2795	5077	2254	2652	3741	2880
Rb	1798	1972	2254	1205	3047	2709	2686	—	—	—	—	1595
Cs	35.8	37.0	40.1	62.5	109.3	109.5	94.4	—	—	—	—	86.7
Sr	9.83	5.08	5.89	3.59	1.97	4.48	2.39	—	—	—	—	1.50
Ba	8.83	1.31	1.64	3.44	2.08	0.80	1.93	—	—	—	—	2.84
Ta	8.73	43.14	0.10	4.51	61.76	1.09	10.78	—	—	—	—	0.62
Nb	4.35	42.96	0.62	29.57	106.25	4.15	74.16	14.40	51.00	0.80	0.30	0.64
W	0.38	41.37	0.00	7.46	49.59	6.14	12.91	—	—	—	—	0.52
Zr	28.33	4.53	0.09	3.07	0.72	0.94	1.42	—	—	—	—	0.52
Hf	12.38	1.53	0.02	1.12	0.36	0.40	0.48	—	—	—	—	0.26
U	1.11	5.10	0.10	1.07	0.02	0.19	0.1	—	—	—	—	0.32
Th	6.90	2.48	0.02	1.66	0.02	0.49	0.11	—	—	—	—	0.15
Pb	26.00	9.86	28.03	38.72	17.48	5.32	20.46	—	—	—	—	9.12
Y	0.69	0.86	0.02	1.04	0.24	2.82	0.07	—	—	—	—	0.18
La	0.272	0.057	0.167	1.856	0.070	0.311	0.099	2.560	0.09	0.570	0.440	0.120
Ce	0.425	0.201	0.353	5.035	0.212	0.888	0.287	0.210	5.700	0.210	1.460	0.400
Pr	0.078	0.027	0.028	0.939	0.027	0.127	0.038	0.570	0.030	0.180	0.180	—
Nd	0.299	0.099	0.061	2.738	0.111	0.491	0.114	1.370	0.140	0.450	0.540	0.050
Sm	0.162	0.062	0.011	1.441	0.071	0.391	0.065	0.500	0.040	0.220	0.360	0.020
Eu	0.002	0.001	н.о.	0.034	0.004	0.002	0.006	0.020	0.010	0.020	0.020	0.000
Gd	0.095	0.069	0.010	0.596	0.023	0.459	0.008	0.250	0.050	0.210	0.280	0.040
Tb	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.010	0.080	0.110	—
Dy	0.168	0.375	0.050	0.739	0.066	0.768	0.043	0.220	0.110	0.430	0.640	0.040
Ho	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.02	0.08	0.11	—
Er	0.076	0.233	0.000	0.220	0.022	0.354	0.004	0.080	0.030	0.210	0.250	0.040
Tm	—	—	—	—	—	—	—	0.010	0.010	0.040	0.060	—
Yb	0.042	0.413	0.006	0.224	0.022	0.470	0.026	0.080	0.050	0.290	0.390	0.020
Lu	0.008	0.044	0.001	0.035	0.004	0.062	0.006	0.010	0.016	0.050	0.050	—
ΣPЗЭ	1.626	1.583	0.642	13.858	0.632	4.324	0.696	5.970	6.306	3.040	4.890	0.730
(La/Yb) _n	4.45	0.096	20.66	5.74	2.17	0.46	2.63	22.15	1.25	1.36	0.78	4.15
Eu/Eu*	0.044	0.041	—	0.11	0.32	0.016	0.79	1.171	0.68	0.282	0.191	—
T ₁	0.20	0.37	0.39	0.43	0.21	0.21	0.38	0.72	17.94	0.67	0.47	2.14
T ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.55	0.29	0.67	0.73	0.57
T ₄	—	—	—	—	—	—	—	0.12	0.38	0.06	0.36	0.32
Zr/Hf	2.29	2.96	5.48	2.74	1.99	2.33	2.95	—	—	—	—	2.00
Ta/Nb	2.010	1.004	0.164	0.152	0.581	0.263	0.145	—	—	—	—	0.969
Rb/Sr	183	388	383	335	1544	605	1124	—	—	—	—	1063

Примечание. Прочерк — элемент не определялся. н.о. — ниже предела обнаружения.

Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n × Gd_n)^{0.5}, (La/Yb)_n — отношение хондрит-нормализованных значений по (Sun, McDonough, 1989). T₁, T₃, T₄ — значения лантаноидных тетрад-эффектов рассчитаны по (Monecke et al., 2002).

$T_i = (0.5(X_{B_i}/(X_{A_i}^{2/3} \times X_{D_i}^{1/3}) - 1)^2 + (X_{C_i}/(X_{A_i}^{1/3} \times X_{D_i}^{2/3}) - 1)^2)^{0.5}$, где X_{A_i} — нормированные на содержание в хондрите концентрации первого, X_{D_i} — последнего и X_{B_i} и X_{C_i} — средних элементов, образующих La-Nd, Gd-Ho, Er-Lu тетрады.

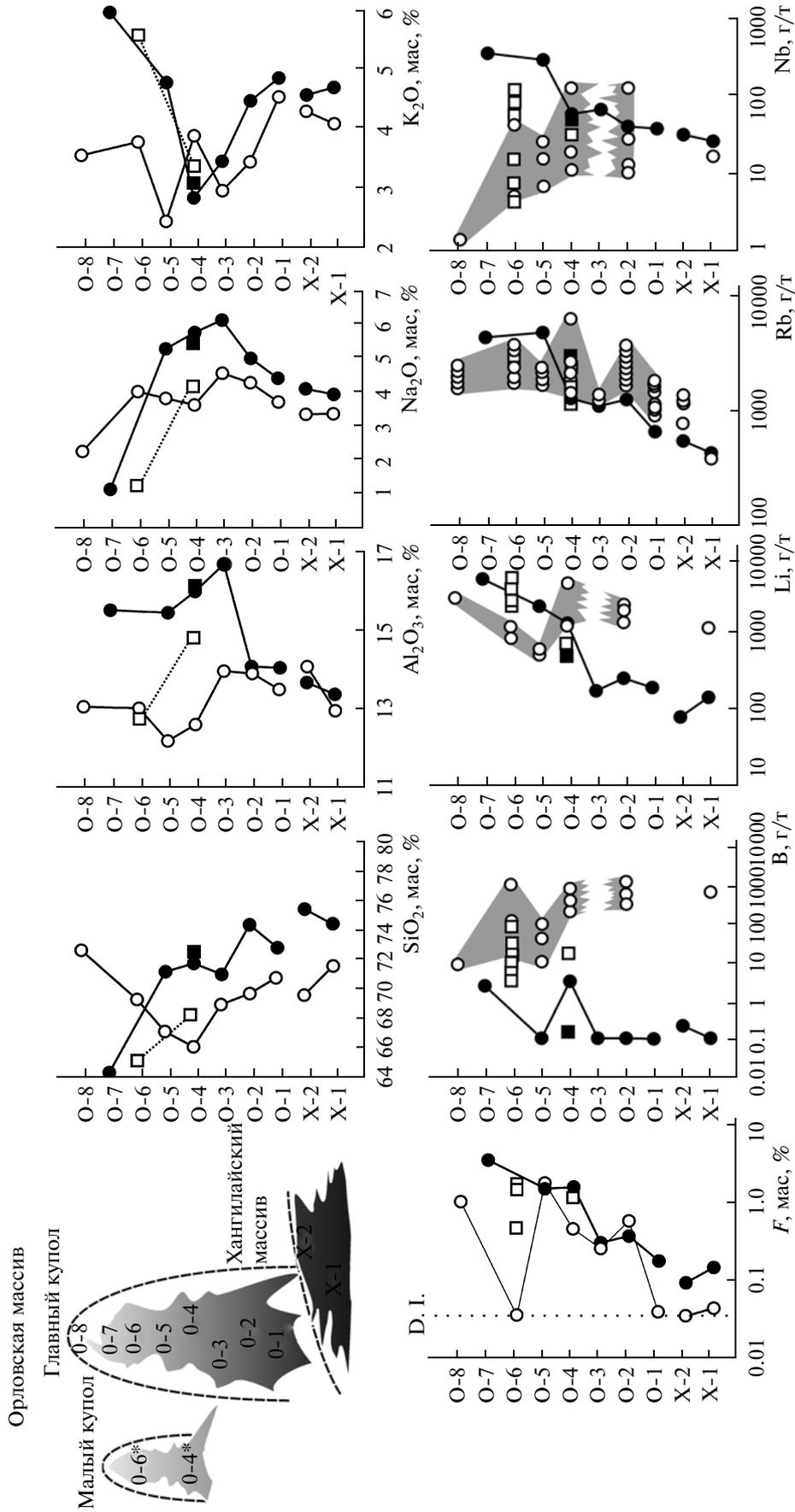


Рис. 6. Сопоставление содержания петрогенных, редких элементов, фтора и бора в породах и расплавах и их вариации в ряду дифференциатов Хангайско-Орловской интрузивной системы.

Цифры по вертикальной шкале соответствуют разновидностям пород рядов дифференциатов. Незалитый кружок – расплав; залитый квадрат – расплав малого купола; залитый квадрат – породы малого купола. D.I. – пунктиром обозначен предел обнаружения фтора. Серое поле отражает эволюцию состава расплава главного купола Орловского массива.

лизации. Такое представление подтверждает аномально высокая концентрация бора в составе флюидных включений в морионоподобном кварце из кварц-циннвальдит-топазового грейзена эндо-эзоконтакта массива, для которых характерно наличие сассолина — твердой фазы ортоборной кислоты — H_3BO_3 (Баданина и др., 2003).

При изучении РВ Орловского массива впервые были получены данные о высоком содержании бора в расплаве, формирующем Li-F граниты (Баданина и др., 2003). Содержание бора в расплаве амазонитовых гранитов здесь составляет в среднем (для 16 образцов) 1.53 ± 0.43 мас. % B_2O_3 , фтора 1.58 ± 0.40 мас. % F, то есть уровни концентрации В и F в орловском расплаве практически идентичны. В ряде случаев бор превалирует над фтором. Максимальное содержание бора составляет 2.09 мас. % B_2O_3 . Установлено, что наиболее высокая концентрация бора наблюдается в Li-Fe слюдах — протолиитоните и циннвальдите (до 0.94 мас. % B_2O_3). Несколько меньшие содержания характерны для КПШ (0.43 мас. % B_2O_3) и альбита (0.20 мас. % B_2O_3). В амазонитовых гранитах Орловского массива (О-4) обнаружен специфический по облику и составу аксессуарный турмалин, имеющий насыщенную синевато-зеленую окраску и оказавшийся по составу Li-содержащей высокожелезистой разновидностью эльбаита с высоким содержанием фтора (1.6 мас. % F) и цинка (1.05 мас. % ZnO). Размер зерен сопоставим с рудной минерализацией (до 0.05 мм), и лишь в зоне эндоконтакта малого купола (О-4*) эльбаит образует довольно крупные сноповидные агрегаты до 3 см в длину. Расчет баланса масс при условии, что концентрация бора в расплаве соответствует наблюдаемой в РВ, показывает, что доля концентрации его в эльбаите незначительна и основная масса бора рассеивается в составе Li-Fe слюд, КПШ и альбита.

По содержанию летучих в РВ Спокойнинского массива получены предварительные данные, из которых следует, что уже на ранних этапах кристаллизации (мусковитовые граниты С-1) расплав этого массива значительно более обогащен бором (в 2–2.5 раза) по сравнению с Орловским — до 1.19 мас. % B_2O_3 , и, судя по составу флюидных включений, углекислотой. Обогащенность бором здесь проявляется в более высоких содержаниях бора в слюде и КПШ (более 1 мас. % B_2O_3) и альбите (0.50 мас. % B_2O_3).

Редкие элементы. Общеизвестным является факт накопления редких и летучих элементов (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, Pb, F, B) в массивах РГ от глубоких горизонтов к апикали, что объясняется процессом кристаллизационного фракционирования. Однако, как уже отмечалось ранее, в пределах Орловского массива фиксируется нарушение этой тенденции, что проявляется в смещении трендов распределения отдельных редких эле-

ментов (Ta, Li, F) от “единого” однонаправленного тренда (Сырицо и др., 2001). Наличие мощной зоны микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом (О-3), подстилающих амазонитовый горизонт (О-4) и характеризующихся снижением концентрации Li, F, Rb и Ta на фоне их прогрессивного накопления, составляет наиболее трудно объяснимую геохимическую особенность Орловского массива.

Рубидий. Как видно из табл. 1, содержание рубидия в разрезе пород Хангилайско-Орловской системы возрастает от 425 г/т в биотитовых гранитах Хангилайского массива (Х-1) до 664 г/т в протолиитонитовых гранитах Орловского массива (О-1) и далее до 1272 г/т в порфиробластовых гранитах (О-2). Однако выше по разрезу — в амазонитовых гранитах основного объема массива (О-4) какого-либо перераспределения Rb не происходит независимо от обилия фациальных разновидностей пород, и оно остается сходным с порфиробластовыми гранитами. Резкое увеличение его содержания наблюдается лишь в амазонитовых гранитах с лепидолитом (О-5) и залегающих в них пегматоидных телах (до 4802 г/т).

Более сложная картина в распределении рубидия прослеживается в эволюции состава расплава. Судя по данным электронно- и ионнозондовых анализов (табл. 2, 3), концентрация Rb в исходном расплаве Хангилайского массива (415 г/т) сходна с содержанием в породе (425 г/т). В расплаве протолиитонитовых гранитов (О-1) Орловского массива содержание рубидия повышается до 0.17 мас. % Rb_2O , выше по разрезу в расплаве порфиробластовых гранитов (О-2) оно возрастает до 0.32 мас. % Rb_2O . В расплаве амазонитовых гранитов основного объема (О-4) его содержание заметно уменьшается — до 1316 г/т Rb и становится сопоставимым с содержанием в породе. Эта тенденция различия в поведении Rb в расплаве и породе достигает наибольшей контрастности в амазонитовых гранитах с лепидолитом (О-5), где содержание Rb в расплаве становится минимальным, в то время как в породе наблюдается максимальное его накопление — до 4802 г/т. Особенность кристаллизации малого купола (О-4*, О-6*) проявляется в принципиально отличном от главного купола Орловского массива распределении Rb между расплавом и породой — концентрация Rb здесь практически одинакова: в породе — 3176 г/т, в расплаве — 3047 г/т.

Литий. Как видно из сопоставления табл. 1 и 3 и рис. 6, наблюдается явное несоответствие между концентрацией лития в расплаве и его содержанием в породе. В отличие от Rb, концентрация Li в расплаве Хангилайского массива (1220 г/т) почти на порядок превышает его содержание в породе (151 г/т). Это различие становится еще более ощутимым для порфиробластовых гранитов Орловского массива (О-2), где содержание лития

в породе составляет всего 263 г/т, в то время как в расплаве варьирует от 1419 до 2411 г/т. Вышеуказанные амазонитовые граниты (О-4, О-5) по характеру распределения лития между расплавом и породой делятся на две группы. В амазонитовых гранитах с криофиллитом (О-4), представляющих основную объем массива, содержание лития увеличивается до 1387 г/т, в то время как в расплаве его содержание варьирует в широких пределах — от 624 до 4625 г/т Li. В амазонитовых гранитах с лепидолитом эндоконтактной зоны (О-5), для которых, как известно, характерно максимальное накопление лития в породе (до 2289 г/т), в расплаве, напротив, содержание лития резко падает — до 544 г/т, что в 2.5 раза меньше даже по сравнению с содержанием лития в исходном расплаве. Максимальная концентрация лития в расплаве (до 5077 г/т Li) устанавливается в пегматоидных телах малого купола (О-6@*), расплавы которого характеризуются существенно калиевым составом. Расплавы пегматоидных тел главного купола (О-6) по соотношению натрия и калия сходны с вмещающими их гранитами и для них не характерны аномально высокие содержания лития (от 879 до 1249 г/т). При этом, как видно из табл. 3, в одном и том же образце пегматоида (О-6@*) прослеживаются несколько типов включений, различающихся по содержанию Li от 5077 до 2254 г/т.

Ниобий и тантал. Как видно из табл. 1, в биотитовых гранитах Хангилайского массива содержание тантала и ниобия составляет 4.8 г/т и 23.6 г/т соответственно. В протолиитонитовых гранитах Орловского массива (О-1) содержание Ta и Nb возрастает соответственно в 3 раза (17.84 г/т) и в 1.5 раза (34.06 г/т). В порфиробластовых гранитах (О-2), где содержание всех редких элементов и фтора заметно возрастает, концентрации Nb и Ta практически не меняются. Заметное накопление ниобия и тантала (до 36.88 г/т Ta и 61.72 г/т Nb) отмечается в микроклин-альбитовых гранитах с зеленым мусковитом (О-3). В указанном ряду пород — от биотитовых гранитов Хангилайского массива 0.2 до альбититов Орловского 0.6 — сохраняется выдержанное Ta/Nb отношение, равное 0.5. В то время как в амазонитовых гранитах (О-4) устанавливается преимущественное накопление тантала (54.25 г/т Ta, 51.13 г/т Nb), и Ta/Nb отношение становится равным 1. Резкое накопление рудных элементов — до 446 г/т Ta и 269 г/т Nb происходит в амазонитовых гранитах с лепидолитом апикальной зоны массива (О-5), где Ta/Nb отношение меняется в пользу тантала и составляет 1.66. Однако максимальная концентрация рудных элементов характерна для специфических эндо-экзоконтактных протолиитонитоптаз-альбитовых пород (О-7), где их содержание достигает 535 г/т Ta и 323 г/т Nb. В этой же породе отмечается высокое содержание вольфрама

(1781 г/т W) и повышенное содержание олова (171 г/т Sn).

Содержания Ta и Nb в исходном расплаве (Х-1) в целом хорошо согласуются с их содержанием в породе: для тантала — 5.55 г/т в расплаве и 4.8 г/т в породе и для ниобия — 15.41 г/т в расплаве и 23.6 г/т в породе. Из табл. 3 видно, что максимальная концентрация ниобия в расплаве составляет 106–117 г/т. Это значение устанавливается в порфиробластовых гранитах (О-2) и сохраняется в амазонитовых гранитах основного объема (О-4) и пегматоидах (О-6@*) при большой вариации содержаний в разных включениях. Вероятно, этот уровень концентрации ниобия соответствует пределу насыщения орловского расплава. Наибольшее содержание тантала характерно для расплавов пегматоидов — от 43.14 г/т в основном массиве (О-6) до 61.76 г/т Ta в малом куполе (О-6@*). В расплаве амазонитовых гранитов с криофиллитом (О-4) содержание тантала составляет 22.59 г/т, что в 2 раза меньше по сравнению с породой. Следует особо отметить, что расплав амазонитовых гранитов с лепидолитом рудной зоны (О-5) аномально обеднен танталом. Содержание тантала в расплаве этой породы соответствует нижеклассовому значению и составляет всего 1.04 г/т, в то время как в породе достигает 446 г/т. Содержание ниобия здесь также очень низкое — не превышает 23.9 г/т Nb, в то время как в породе оно составляет 269 г/т Nb. Еще более низким оно становится в расплавах из кварц-топазовых грейзенов в дайках из вмещающих пород (О-8) (0.62 г/т Ta и 0.64 г/т Nb).

РЗЭ. Предварительные результаты изучения закономерностей распределения РЗЭ в дифференциатах Орловского массива опубликованы ранее (Badanina et al., 2006). В настоящем сообщении они дополнены новыми данными, которые позволяют сделать следующие выводы.

Установлено, что с увеличением степени фракционирования суммарное содержание РЗЭ в изучаемых породах закономерно уменьшается (от 186 г/т в биотитовых гранитах Хангилайского массива до 30 г/т в амазонитовых гранитах Орловского (О-4, О-5)). Расплав на всех этапах кристаллизации отличается значительно меньшей концентрацией РЗЭ — от 26.7 г/т в биотитовых гранитах Хангилая (Х-1) до 0.63 г/т в пегматоидах Орловки. В целом эволюция расплава выражается в возрастании Eu-аномалии, уменьшении La/Yb отношения, усилении тетрад-эффекта T_3 , преобразовании отрицательной Nd-аномалии, характерной для порфиробластовых гранитов, в M-образный тетрад-эффект T_1 . Во флюорите из этих же пород прослеживаются сходные черты распределения РЗЭ, однако суммарное содержание их здесь, напротив, возрастает, достигая 1–2 порядков концентрации (до 4000 г/т).

Как видно из рис. 7, инверсия в распределении РЗЭ, приводящая к характерному для онгонитов w-образному мотиву (Monecke et al., 2002), происходит на этапе кристаллизации порфиробластовых гранитов (О-2). Здесь впервые в изучаемом разрезе на породном, минеральном и расплавленном уровнях появляется М-образный тетраэд-эффект, изменяется на обратное Sm/Nd отношение. Состав гомогенизированных стекол фиксирует последовательное возрастание степени тетраэд-эффекта (прежде всего, третьей тетрады T_3) в процессе дифференциации расплава. Установленные закономерности однозначно свидетельствуют о магматической природе этого эффекта, очевидно связанного с резким возрастанием флюидонасыщенности системы на этапе формирования порфиробластовых гранитов. Однако природа его проявления дискуссионна. По-видимому, он связан не только исключительно с процессом фракционирования, так как в разрезах дифференцированных “стандартных” гранитов, в частности в Спокойнинском массиве, он не фиксируется. Вероятность отделения РЗЭ с фторсодержащими гидротермальными растворами также не объясняет этого эффекта, так как флюорит из грейзенов и гидротермальных жил не показывает комплиментарного W-образного тетраэд-эффекта. Такая ситуация позволяет предположить, что тетраэд-эффект в Li-F гранитах может быть следствием отделения высокофтористого гидросолевого расплава. Это представление хорошо согласуется с результатами экспериментальных исследований (Veksler et al., 2006). Сопоставление спектров распределения РЗЭ в закалочных стеклах РВ Орловского массива (рис. 7) показывает, что на этапе кристаллизации порфиробластовых гранитов расплав оставался, очевидно, гомогенным, о чем можно судить по компактности расположения и единообразию спектров распределения РЗЭ (О-2). В то время как на поздних этапах — кристаллизации амазонитовых гранитов с лепидолитом (О-5) — устанавливается многообразие спектров распределения РЗЭ, резко различающихся суммарным содержанием (более двух порядков концентрации) при сходной конфигурации распределения. Такое многообразие может быть следствием гетерогенизации расплава.

Характер распределения РЗЭ в Хангилайско-Спокойнинской системе принципиально иной: он наследуется от материнских биотитовых гранитов и сохраняется без инверсий до образования кварц-мусковитовых грейзенов, отражая лишь падение концентрации РЗЭ, что позволяет говорить об отсутствии критических состояний в минералообразующей среде и плавном переходе к процессам постмагматического метасоматоза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Прежде чем приступить к обсуждению эволюции состава Хангилайского расплава необходимо убедиться, что состав включений отражает состав расплава, и, что он остается неизменным после консервации в зерне кварца. Такое допущение можно подтвердить следующими аргументами. Во-первых, многие включения являются сравнительно крупными, что позволяет избежать проблемы химического градиента в расплаве вокруг растущих фенокристов, во-вторых, однотипные по составу включения прослеживаются не только в пределах одного зерна кварца, но и в пределах отдельных зон массива. В-третьих, на диаграммах $Qtz—Ab—Or$ составы пород (рис. 8) и РВ (рис. 9) в ряду дифференциатов, особенно на ранних этапах от биотитовых гранитов Хангилайского массива (Х-1) до микроклин-альбитовых гранитов Орловского с зеленым мусковитом (О-3), хорошо соответствуют тренду эволюции расплава флюидонасыщенных систем и совпадают с полями онгонитов и топазовых риолитов.

Эволюция состава минералов включений

Слюды. Как видно из рис. 5, для Орловского массива характерен сложный ряд эволюции слюд, в составе которого можно выделить самостоятельные тренды, отражающие этапы становления массива: 1 тренд — от биотитов Хангилайского массива (Х-1) к протолитионитам Орловского массива (О-1) — свидетельствует о кристаллизации последних из более дифференцированного расплава; 2 тренд — от бурых литиевых фенгитов-мусковитов до зеленых безлитиевых мусковитов отражает эволюцию состава слюд в процессе формирования микроклин-альбитовых гранитов с гороховидным кварцем (О-2) и альбититов (О-3); 3 тренд — от стандартного мусковита до Li-мусковита и далее Fe-лепидолита и лепидолита отражает процесс литионитизации зеленого мусковита (процесс барботизации) при образовании амазонитсодержащих пород (О-4 → О-5).

Сопоставление составов слюд из расплавленных, кристаллических включений и пород показывает их существенные вариации, что свидетельствует об изменении минералообразующей среды в процессе роста фенокристаллов кварца. Наиболее парадоксальная закономерность, установленная при изучении слюд Орловского массива, заключается в том, что слюды из РВ в кварце из амазонитовых гранитов представлены мусковитами, в то время как для пород характерны Li-Fe слюды, среди которых преобладает Fe-лепидолит. Этот факт можно объяснить изменением последовательности кристаллизации минералов в амазонитсодержащих породах и образовании кварца после Li-Fe слюд и рудной минерализации из

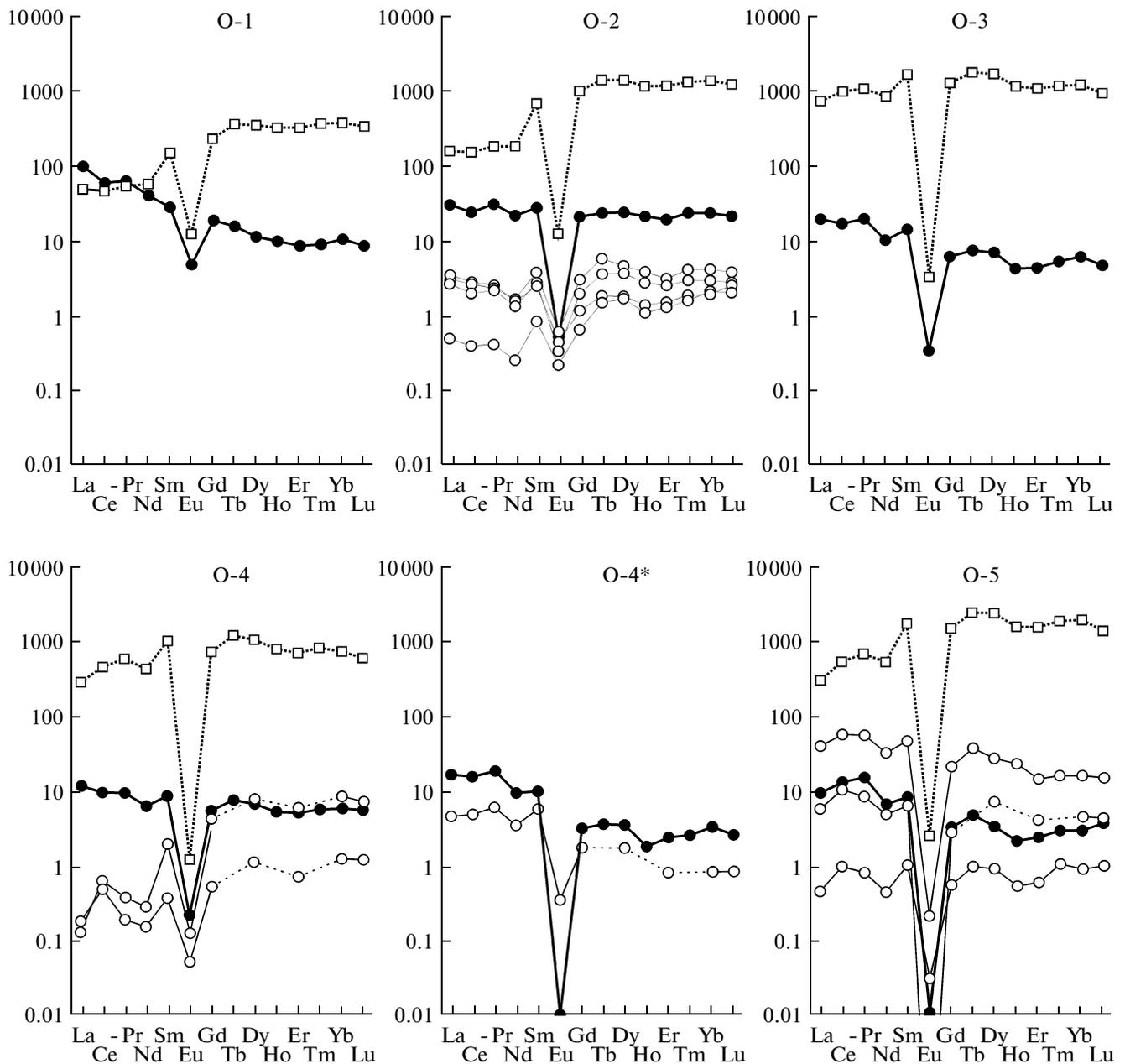


Рис. 7. Сопоставление характера распределения нормированных по хондриту РЗЭ по (Sun, McDonough, 1989) в породе (залитый кружок), расплаве (незалитый кружок) и флюорите (незаметный квадрат).

остаточного расплава с низкой концентрацией Li (так же как Nb и Ta). В пределах главного купола Li-Fe слюды в составе РВ отмечаются лишь в виде единичных находок в амазонитовых гранитах эндоконтакта (О-5) и в то же время они типичны для РВ из амазонитовых гранитов малого купола (О-4*) на западном фланге Орловского массива. В расплавных включениях из пегматоидов этого участка обнаружены наиболее высокожелезистые слюды – протолитиониты, аналогичные составу наиболее ранних слюд из гранитов глубоких горизонтов Орловского массива. Это позволяет

предположить более раннее образование этих пегматоидов по сравнению с вмещающей их породой и пегматоидами главного купола.

КПШ. Для суждения о вариации состава КПШ нами используются уровни концентрации рубидия, наиболее надежного в аналитическом отношении и хорошо отражающего процесс фракционирования. В биотитовых гранитах Хангилайского массива (Х-1) содержание Rb в составе КПШ из РВ и пород практически идентично, что свидетельствует об отсутствии фракционирования. Анализ составов КПШ Орловского массива

ва значительно сложнее. Как видно из рис. 4, уже в протолитионитовых гранитах (О-1) устанавливается достаточно ошутимое различие в уровнях концентрации Rb в составе КПШ из пород и включений. По-видимому, расплав и кристаллы КПШ из РВ захватываются кварцем-хозяином после кристаллизации КПШ основной массы гранита, и расплав к этому моменту несколько обогащается рубидием (от 0.18 до 0.31 мас. % Rb_2O) и, напротив, обедняется стронцием (от 0.08 до <0.03 мас. % SrO). КПШ из порфиробластовых гранитов с гороховидным кварцем (О-2) наиболее любопытны по составу. Судя по распределению рубидия, здесь устанавливается следующая хронология событий: часть кварца, кристаллизуясь на ранних этапах, захватывает расплав, из которого кристаллизуется в дальнейшем самый ранний для этих гранитов КПШ, далее следует кристаллизация породного КПШ. Параллельно с этим кварц непрерывно консервирует в себе кристаллические включения КПШ, и их состав заметно эволюционирует (от 0.39 до 0.48 мас. % Rb_2O , от 0.60 до <0.03 мас. % SrO, от <0.03 до 0.08 мас. % MnO). При рассмотрении состава КПШ всех дальнейших типов пород вскрывается парадоксальный факт — состав КПШ из расплавных включений всех вышележащих типов гранитов остается без изменений, то есть мы не видим эволюции его состава. Таким образом, КПШ из РВ всех вышележащих пород Орловского массива имеют состав аналогичный составу КПШ микроклин-альбитовых гранитов с гороховидным кварцем (О-2). В то время как состав КПШ из пород, и особенно из кристаллических включений, эволюционирует очень сильно — содержание рубидия в КПШ увеличивается от 0.40 до 0.92 мас. % Rb_2O (рис. 4). Различие в составе КПШ из пород и включений для лепидолит-амазонитовых гранитов (О-5) подтверждает представление о кристаллизации кварца после амазонита и лепидолита.

Состав расплава

Судя по наличию раскристаллизованных РВ в кварцах всех типов пород Хангилайского интрузива, гомогенизирующихся при нагревании в силикатный расплав, все разновидности гранитов кристаллизовались из специфической силикатной магмы. Состав этой магмы соответствует глубоко дифференцированным, сильно плюмазитовым — молярные отношения A/CNK варьируют от 1.12 до 1.55 (табл. 2), богатым нормативным альбитом и бедным нормативным кварцем гранитоидным магмам. По экспериментальным данным эта магма представляет собой наиболее близкие к эвтектические фтористые составы в системе $Qtz-Ab-Or$ (Manning, 1981). Расплав Орловского массива резко обогащен водой — до 9.9 ± 1.1 мас.

% H_2O . Эта величина сопоставима с экспериментальными данными (Коваленко, 1979), показавшими высокую растворимость воды в онгонитовом расплаве — до 8.9 мас. % H_2O при 1 кбар. Для этого расплава характерно высокое содержание фтора — до 2.8 мас. % F. Но, главное, на примере этого массива впервые установлена высокая концентрация бора (до 2.09 мас. % B_2O_3) в расплаве амазонитовых гранитов (Баданина др., 2003), превышающая среднее содержание фтора — 1.34 мас. %. Из природных гранитоидных систем этот расплав ближе всего соответствует составу онгонитов (Коваленко, Коваленко, 1976). Максимально высокая концентрация редких элементов выявлена в расплаве пегматоидных тел в амазонитовых гранитах зоны эндоконтакта — Li до 5077 г/т, Rb до 6397 г/т, Cs до 313 г/т, Ta до 62 г/т, Nb до 116 г/т и W до 62 г/т. Суммарное содержание РЗЭ в расплаве варьирует от 0.63 до 24.9 г/т.

Эволюция состава расплава

Низкое содержание фемичных компонентов позволяет рассматривать составы пород и расплавов редкометальных гранитов на нормативной диаграмме $Qtz-Ab-Or$. Из рис. 8 видно, что составы пород в ряду от биотитовых гранитов Хангилайского массива до амазонитовых гранитов Орловского хорошо вписываются в типичный онгонитовый тренд эволюции, в то время как в расплавах этого ряда прослеживаются более сложные закономерности, особенно на поздних этапах формирования массива (рис. 9). Расплавы биотитовых и мусковитовых гранитов Хангилайского массива образуют самостоятельные поля, положение которых подтверждает представление о том, что последние являются дифференциатами общего очага, в то время как Спокойнинская система как бы продолжает тренд дальнейшей их дифференциации. Для Хангилайско-Орловской системы в эволюции состава расплава от биотитовых гранитов (Х-1) до микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом (О-3) и альбититов определенно прослеживается онгонитовая направленность процесса. В отличие от этого онгонитового тренда расплавы всех разновидностей амазонитовых гранитов образуют единое поле, практически совпадающее с полем расплавов порфиробластовых гранитов. Различные положения полей составов пегматоидов, в одном случае совпадающее с полем расплавов амазонитовых гранитов (О-6) (главный купол), в другом (О-6*) (малый купол) — резко смещенное к $Qtz-Or$ стороне диаграммы, показывает вероятность отдельного существования калиевых и натровых расплавов.

Сопоставление составов закалочных стекол РВ с валовым составом пород свидетельствует о том, что эти включения представляют собой оста-

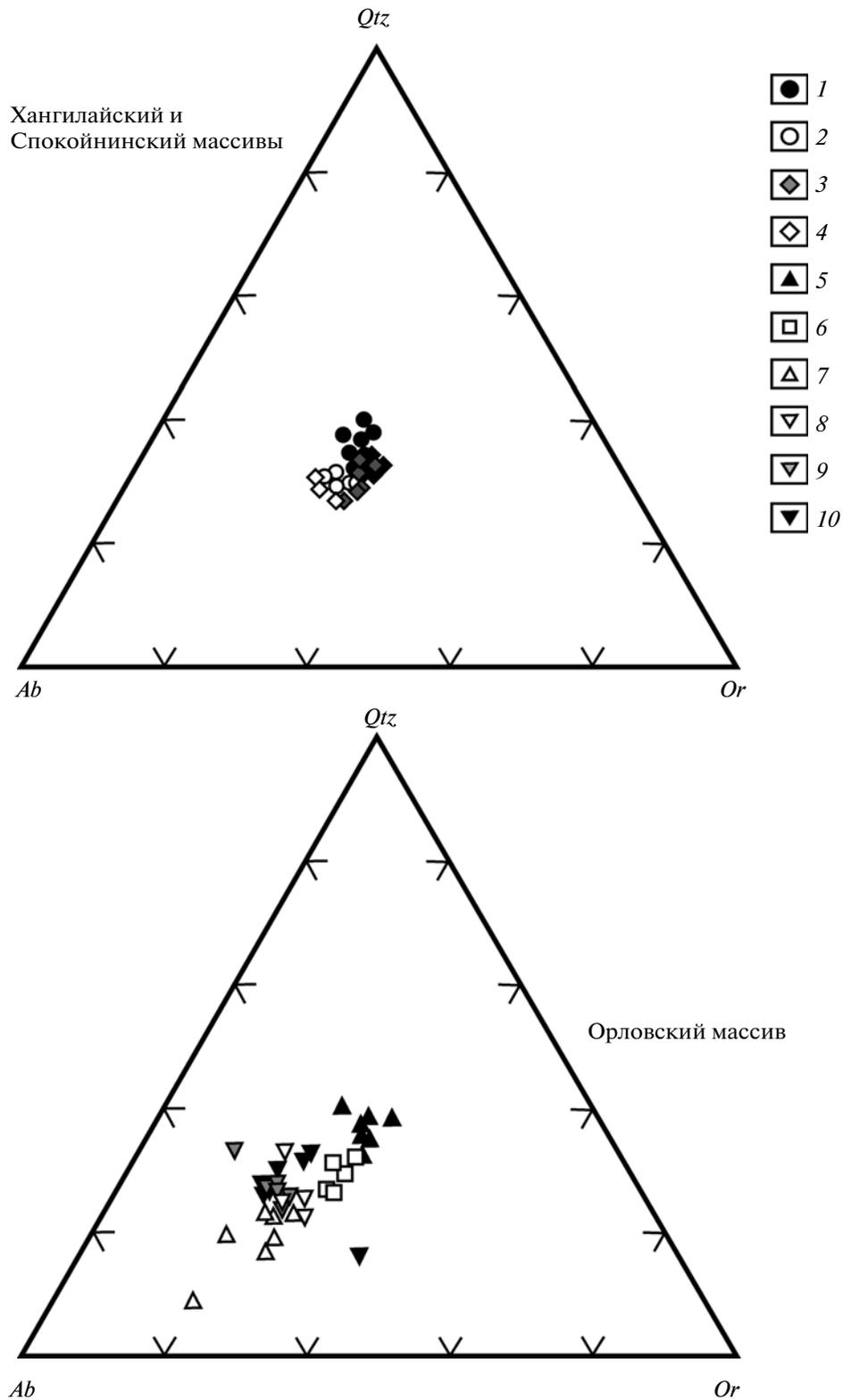


Рис. 8. Положение фигуративных точек состава пород Хангилайского интрузива на нормативной диаграмме *Qtz–Ab–Ort*.

1–2 – Хангилайский массив, граниты: 1 – биотитовые; 2 – мусковитовые; 3–4 – Спокойнинский массив, граниты: 3 – мусковитовые; 4 – мусковит-альбитовые; 5–13 – Орловский массив: 5–10 – граниты: 5 – протолитионитовые; 6 – порфиробластовые мусковитовые микроклинальбитовые с гороховидным кварцем; 7 – микроклин-альбитовые с зеленым мусковитом; 8 – амазонит-альбитовые с Fe-лепидолитом; 9 – альбит-амазонитовые с лепидолитом; 10 – амазонит-альбитовые с Fe-лепидолитом малого купола.

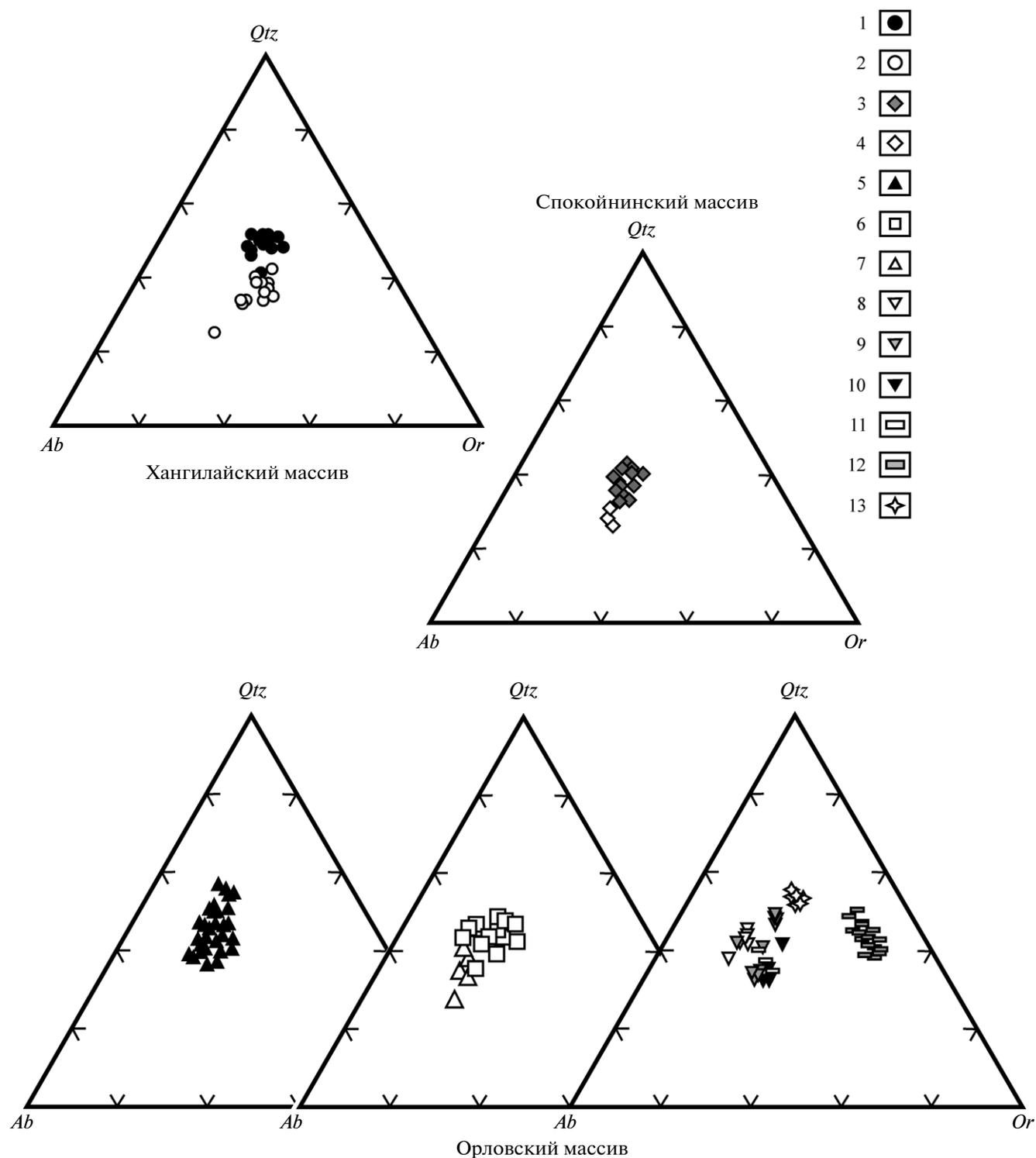


Рис. 9. Положение фигуративных точек состава стекол расплавных включений в кварце из рядов дифференциатов Хангилайского интрузива на нормативной диаграмме $Qtz-Ab-Or$.

Условные обозначения см. на рис. 8, а также: 11–12 – пегматоиды: 11 – основного массива; 12 – малого купола; 13 – эндогрейзены.

точный расплав, в котором процесс фракционирования проявлен значительно более полно. По сравнению с дочерней породой орловский расплав на всех этапах формирования обеднен Si, Na, Ti, Mg, Sr, Zr, Hf, PЗЭ и, напротив, обогащен Mn, Rb, F (рис. 6). Судя по резко возрастающему в ряду дифференциатов дефициту суммы анализов (от 94.02 до 88.52 мас. %), можно предположить, что в этом процессе в остаточном расплаве резко увеличивается флюидонасыщенность системы.

Как видно из рис. 6, ведущей петрохимической тенденцией процесса формирования ряда дифференциатов Орловского массива является выдержанное уменьшение содержаний Si, Ti, Ca, Fe, Mg, которое прослеживается как в составе РВ, так и в валовом составе пород. При этом важно подчеркнуть, что состав стекол РВ характеризуется устойчиво пониженным содержанием кремнезема, и это различие достигает 6 мас. % по сравнению с составом пород. Менее однозначно поведение определенной группы элементов K, Na, Al, F. Так, судя по рис. 6, состав пород и расплавов отражает синхронное накопление Na, Al и F и, напротив, уменьшение содержания K в разрезе от биотитовых гранитов Хангилайского массива до микроклин-альбитовых гранитов с зеленым мусковитом (О-3) Орловского, после чего такое единообразие в их поведении резко нарушается. После формирования пород типа О-3 содержание Al в расплаве катастрофически снижается, причем это снижение (на рисунке “провал”) является стабильным для всего разреза амазонитовых гранитов (О-4, О-5). Уменьшение содержания SiO₂ в расплаве амазонитовых гранитов основного объема пород массива (О-3, О-4) совпадает с режимом уменьшением содержания Na и замедленным накоплением F. Главной особенностью распределения Al и Na является увеличение амплитуды их содержаний между расплавом и породой из-за прогрессивного накопления в породе. Как видно из рис. 6, характер распределения Na и K диаметрально противоположный: на раннем этапе кристаллизации происходит накопление натрия и, напротив, уменьшение калия, на позднем — их соотношение обратное. Важно подчеркнуть, что такой антагонизм прослежен на расплавленном уровне, то есть для его интерпретации не требуется привлечение механизма постмагматического метасоматоза.

Резкое отклонение трендов распределения Al, Na и F в расплаве по сравнению с составами соответствующих пород дает основание предположить вероятность отделения специфического натрового алюмофторидного (рудноносного?) расплава в процессе кристаллизации (или после) микроклин-альбитовых гранитов с мусковитом (О-2, О-3). Вероятность отделения такого расплава подтверждает специфика состава расплава

амазонитовых гранитов массива малого купола юго-западного фланга, который резко обеднен кремнеземом и, напротив, обогащен Al, Na, F, Mn, и особенно В₂О₃ (О-4@*), в отличие от сходных гранитов из основного массива (О-4). Концентратором фтора здесь является топаз вместо флюорита, типичного для основного массива, а несколько пониженная щелочность малой камеры, в отличие от основного массива, делает устойчивым существование турмалина-эльбаита — экзотического минерала для редкометальных гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известные тенденции в распределении редких элементов в породах из дифференцированных массивов редкометальных гранитов, выражающиеся в монотонном прогрессивном накоплении редких и летучих элементов и объясняемые исключительно процессом фракционирования вступают в противоречие с результатами изучения эволюции состава расплава. Особенно это характерно для сложнодифференцированных рудоносных массивов, типа Орловского и Этыкинского в Забайкалье и Вознесенского в Приморье. В настоящем исследовании на примере Орловского массива в Восточном Забайкалье впервые количественно (на основе ионно-зондовых анализов регомогенизированных стекол РВ в кварце) оценен исходный состав расплава рудоносного массива Li-F гранитов и прослежен характер его эволюции в процессе формирования дифференцированного разреза пород с продуктивной рудной минерализацией. Наиболее важные результаты настоящей работы сводятся к следующему:

1. Установлено, что состав орловского расплава соответствует глубоко дифференцированному, насыщенному глиноземом, богатым нормативным альбитом и бедным нормативным кварцем гранитоидным магмам ($A/CNK = 1.12-1.55$), сходным по составу с онгонитовым расплавом (Коваленко, 1979). Эта магма резко обогащена водой (до 9.9 ± 1.1 мас. %), фтором (до 2.8 мас. %) и бором (до 2.09 мас. % В₂О₃) (Баданина и др., 2003). Максимально высокая концентрация редких элементов выявлена в расплаве пегматоидных тел в амазонитовых гранитах эндоконтакта — Li до 5077 г/т, Rb до 6397 г/т, Cs до 313 г/т, Та до 62 г/т и Nb до 116 г/т, W до 62 г/т.

2. Сопоставление валового состава пород и расплавов фиксирует существенное различие между ними. Это несоответствие является индивидуальным для разных элементов, и оно резко изменяется на отдельных этапах формирования массива. Исключение составляет стабильный характер распределения определенной группы элементов (Fe, Ti, Zr, Hf, Ba, Sr), содержания которых понижены в расплавах по сравнению с поро-

дой (до порядка концентраций) на всех этапах, и этот факт подтверждает остаточную природу изучаемого расплава по отношению к более ранней кристаллизации плагиоклаза, магнетита, циркона. По сравнению с дочерней породой орловский расплав на всех этапах формирования обеднен кремнеземом (различие достигает 6 мас. % SiO_2), натрием (различие составляет 2–2.5 мас. % Na_2O), менее существенно обеднен Ti, Fe, Mg, Sr, Ba и, напротив, обогащен Mn, Rb, F, H_2O и В. Принципиальное единообразие в характере распределения между валом породы и расплавом присуще лишь рубидию. Наиболее значимое различие между уровнями концентрации в породе и расплаве устанавливается для летучих элементов и лития. Важно отметить, что это различие проявляется уже в исходном расплаве, в качестве которого рассматривается биотитовые граниты Хангайского массива. Концентрация Li здесь достигает 1220 г/т, в то время как в породе составляет всего 151 г/т, концентрация В в расплаве – 464 г/т, вместо 0.05 г/т в породе. Такое различие в уровнях концентрации лития и летучих между составами расплава и пород является показателем динамики проявления дифференцированности расплава уже на самом раннем этапе кристаллизации материнского расплава и позволяет допускать вероятность отделения в камеру Орловского массива более флюидонасыщенного “дочернего” расплава. В отличие от летучих и Li, уровни концентрации Rb, Nb и Ta в расплаве и породе на раннем этапе кристаллизации остаются сопоставимыми. Выявленное различие между расплавом и породой прогрессирует до порфиробластовых гранитов Орловского массива (О-2), где в породе содержание Li составляет 263 г/т, в расплаве оно превышает это значение почти на порядок – до 2411 г/т. Принципиально иная картина в соотношении уровней концентрации редких в расплаве и породе устанавливается в рудоносных лепидолит-амазонитовых гранитах (О-5). Здесь наблюдается явное обогащение породы редкими элементами по сравнению с расплавом. Так, содержание Li в амазонитовых гранитах апикальной части массива достигает 2289 г/т, тогда как в расплаве составляет всего 699 г/т.

3. Ведущей тенденцией эволюции расплава в процессе формирования дифференцированного разреза пород Орловского массива является устойчивое уменьшение содержаний кремнезема, в меньшей мере Fe, Mg, Ca, в то время как в характере распределения Al, Na, K, Rb, Li, F, Ta, Nb четко фиксируется наличие двух различных этапов. Ранний этап, прослеживаемый от биотитовых гранитов материнского массива до микроклин-альбитовых гранитов Орловского массива, характеризуется накоплением указанных элементов в расплаве (за исключением калия) и таким образом хорошо соответствует процессу фракци-

онирования расплава по онгонитовому типу. Именно этот этап ответственен за образование высокоспециализированного расплава редкометалльных гранитов. Вторым этапом, связанным с формированием рудоносного лепидолит-амазонитового парагенезиса, характеризуется резким уменьшением в расплаве Al, Na, F, Li, Ta и Nb и, напротив, увеличением их содержаний в породе, вплоть до образования продуктивной рудной минерализации.

4. Наиболее парадоксальным фактом настоящего исследования является отсутствие РВ с высокой концентраций Nb и Ta, что следовало бы ожидать для пород рудного горизонта танталового месторождения, и явное несоответствие уровней концентраций этих элементов в расплаве и породе. Так, максимальная концентрация Ta в орловском расплаве составляет всего 62 г/т, в отличие от содержания в породе – 446 г/т, Nb в расплаве 116 г/т, в породе – 269 г/т. Попытки интерпретации этого факта и объяснения механизмов концентрирования Ta и Nb в редкометалльных гранитах могут быть следующими.

а. Мы имеем дело с истощенным расплавом, захваченным в виде расплавных включений кварцем после кристаллизации Li-Fe слюд, альбита, топаза, колумбита-танталита и микролита. Факт существования такого остаточного расплава является принципиальным показателем кристаллизации колумбита-танталита на магматическом этапе. Вероятно, именно это обстоятельство объясняет отсутствие РВ в кварце с концентрациями Ta и Nb, необходимыми для достижения насыщения колумбитом-танталитом – порядка 120–490 г/т Nb и 1300 г/т Ta – экспериментально полученных флюидонасыщенных гаплогранитных ($A/CNK = 1.20$) расплавов с высокими содержаниями Li и F (до 2 мас. % F и 2 мас. % Li) при 600°C (Linnen, 2005).

б. Резкое уменьшение в остаточном расплаве определенной группы элементов – Na, Al, Li, F, Ta, Nb допускает вероятность отделения специфического гидросолевого алюмофторидного расплава, с которым в экспериментальных системах связана концентрация Nb, Ta и РЗЭ (Граменицкий, Шекина, 2001). Подтверждением такого представления могут служить результаты изучения расплавных и флюидных включений в берилле из пегматоидных тел Орловского массива, показавших сосуществование двух взаимно несовместимых алюмосиликатных расплавов и водного обогащенного CO_2 суперкритического флюида (Thomas et al., 2009). Один из этих расплавов хорошо соответствует богатому летучими гидросолевого относительно субщелочному расплаву ($ASI = 0.275$), содержание воды в котором достигает 29.20 мас. % H_2O , CO_3^{2-} – 3.69 мас. %, лития – 2.09 мас. % Li_2O и F – 2.93 мас. %.

шествующем обогащенном CO_2 флюиде при исследовании рамановской спектроскопией обнаружен колумбит или Fe-танталит, наличие которого подразумевает концентрацию тантала во флюиде около 6500 ит. В кварце орловских гранитов были также установлены два типа флюидных включений (Badanina et al., 2004): один богатый борной кислотой (до 15.1 мас. % H_3BO_3) и другой углекислотный, вплоть до кристаллизации нахколита (до 35 мас. % NaHCO_3).

в. Наличие высоких концентраций Ta и Nb в расплаве не являются обязательным условием их промышленных концентраций в редкометальных гранитах в соответствии с гидротермально-метасоматической концепцией (Беус и др., 1962; Чевычелов, 1998; Чевычелов и др., 2005). Источником Ta и Nb по (Беус и др., 1962) служит их высвобождение в процессе метасоматического замещения породообразующих и аксессуарных минералов. Согласно Чевычелову и др. (2005), накопление Ta и Nb происходит в результате растворения раннего аксессуарного колумбита-танталита “кислыми фторидными растворами” и переотложения в процессе альбитизации и грейзенизации. Последнее утверждение является дискуссионным. Наши исследования Ta-Nb минерализации (эвксенит, стрюверит, колумбит-танталит, микролит) в полном разрезе пород Орловского массива не дают основания для представления о сколь-либо существенном растворении колумбита-танталита. Кроме того, изучение состава редких и редкоземельных элементов в составе колумбитов-танталитов из полного разреза пород методом LA-ICP-MS показывает униформность распределения РЗЭ при слабом уменьшении концентрации тяжелых РЗЭ и, главное, наличие тетрад-эффекта и его резкое усиление в манганотанталитах из амазонитовых гранитов. Это обстоятельство находится в лучшем согласии с представлением о кристаллизации колумбита-танталита на позднемагматическом этапе и свидетельствует об отсутствии критической смены минералообразующей среды. Влияние изменения минералообразующей среды на распределение РЗЭ показаны нами ранее на примере магматогенно-гидротермальных флюоритов Орловского месторождения (Badanina et al., 2006) и они хорошо согласуются с экспериментами по поведению РЗЭ при гетерогенизации во флюидонасыщенных гаплогранитных системах со фтором (Veksler et al., 2005).

Благодарности. Авторы признательны О. Аппельт, Д. Реде, М.Л. Виденбек (GeoForschungs Zentrum Potsdam) и С.Г. Симакину (ЯФ ФТИАН, Ярославль) за помощь при выполнении аналитических исследований. Авторы благодарны В.И. Коваленко (ИГЕМ), В.Б. Наумову (ГЕОХИ), Ф.Г. Рейфу (СО РАН), Е.В. Толмачевой (ВСЕГЕИ) и И.В. Векслеру (GFZ, Potsdam) за консультации и

плодотворные дискуссии. Статья претерпела значительные изменения и заметно улучшилась благодаря замечаниям рецензентов А.В. Гирниса и В.Б. Наумова.

Настоящая работа посвящается памяти Ф.Г. Рейфа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64878, 08-05-00771, 08-05-00766), стипендии BRHE-CRDF (Y2-G-15-03) и гранта GFZ (Потсдам, Германия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 147 с.
- Баданина Е.В., Томас Р., Сырицо Л.Ф. и др. Высокая концентрация бора в расплаве, формирующем литий-фтористые граниты // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 1. С. 96–99.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С. и др. Геохимия ультракалийевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 209–223.
- Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангайский 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. 196 с.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. К геохимии тантала, ниобия, циркония и гафния в гранитах и щелочных породах фтористого профиля по экспериментальным данным // Геохимия. 2001. № 6. С. 621–635.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. 2005. № 1. С. 45–59.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Берман И.Б. и др. Концентрирование лития алюмофторидным расплавом в гранитной системе с фтором // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 87–90.
- Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов (апогранитов) // 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. М.: Фонд им. Акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометальных Li-F гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
- Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б. и др. Магма пегматитов Воыни: состав и условия кристаллизации

- по данным изучения расплавных включений // Петрология. 1996. Т. 4. С. 277–290.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных литий-фтористых гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
- Коваленко Н.И. Экспериментальные исследования формирования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 150 с.
- Костицын Ю.А., Зарайский Ю.П., Аксюк А.М. и др. 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.
- Липидес И.Л., Коваленко В.И., Коваль П.В. Слюды редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Клоккьятти Р., Соловова И.П. Параметры кристаллизации и состав фаз расплавных включений в кварце онгориолитов // Геохимия. 1984. № 4. С. 451–464.
- Негрей Е.В., Журавлев А.З., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Изотопные (Rb-Sr, $\delta^{18}\text{O}$) исследования купола танталоносных литий-фтористых гранитов // Докл. АН СССР. 1995. Т. 342. № 4. С. 522–525.
- Сырцо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. 356 с.
- Сырцо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В. и др. Модель генезиса Li-F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 268–289.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
- Чевычелов В.Ю. Влияние состава гранитоидных расплавов на поведение рудных металлов (Pb, Zn, W, Mo) и петрогенных компонентов в системе расплав–водный флюид. Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования // Под ред. В.А. Жарикова и В.В. Федькина. М.: Наука, 1998. С. 118–130.
- Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339–357.
- Audeta A., Guenther D., Heinrich C.A. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 3373–3393.
- Badanina E.V., Veksler I.V., Thomas R. et al. Magmatic evolution of Li-F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia) // Chemical Geology. 2004. V. 210. P. 113–133.
- Badanina E.V., Trumbull R.B., Dulski P. et al. 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 // Canadian Mineralogist. 2006. V. 44. P. 667–692.
- Christiansen E.H., Sheridan M.F., Burt D.M. The geology and geochemistry of Cenozoic Topaz Rhyolites from the Western United States // The Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1986. V. 205. 82 p.
- Dingwell D.B., Ness K.-U., Knoche R. Granite and granitic pegmatite melts: volumes and viscosities // Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1996. V. 87. P. 65–72.
- Keppeler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 479–488.
- Linnen R.L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F: constraints for mineralization in rare-metal granites and pegmatites // Economic Geology. 1998. V. 93. P. 1013–1025.
- Linnen R.L. The effects of water on the solubility of accessory minerals in granitic melts // Lithos. 2005. V. 80. P. 267–280.
- Linnen R.L., Cuney M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization // Rare-element geochemistry and mineral deposits. Ed. R.L. Linnen. Montreal: Geological association of Canada Short course notes. 2006. V. 18. P. 45–68.
- London D. Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibria // J. Petrol. 1997. V. 38. P. 1691–1706.
- London D. Pegmatites // Canadian Mineralogist. Special Publication. 2008. V. 10. 347 p.
- Manning, D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qtz–Ab–Or with excess water at 1 kbar // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 206–215.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J. et al. Tetrad effect in rare element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1185–1196.
- Reif F.G., Seltmann R., Zarsky G.P. The role of magmatic processes in the formation of banded Li-F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: microthermometric evidence // Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. P. 915–936.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. The Geological Society. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Thomas R. Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy // Amer. Mineralogist. 2000. V. 85. P. 868–872.
- Thomas R. Determination of the H₃BO₃ concentration in fluid and melt inclusions in granite pegmatites by laser Raman microprobe spectroscopy // Amer. Mineralogist. 2002. V. 87. P. 56–68.
- Thomas R., Webster J.D., Heinrich W. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous at low pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 394–401.

- Thomas R., Foerster H.-J., Rickers K., Webster J.D.* Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly-evolved tin-granite magmas: a melt/fluid inclusion study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 148. P. 582–601.
- 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 // *Mineralogy and Petrology.* 2009. V. 96. P. 129–140.
- Tischendorf G.* On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. P. 801–834.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M. et al.* 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. V. 69. P. 2847–2868.
- Webster J.D., Thomas R., Rhede D. et al.* Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine- and phosphorus-rich residual liquids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 2589–2604.