

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АМАЗОНИТОВЫХ ГРАНИТОВ ОРЛОВСКОГО И ЭТЫКИНСКОГО ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Зарайский Г.П.

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Россия zaraisky@iem.ac.ru

Орловское и Этыкинское танталовые месторождения расположены в Восточном Забайкалье в 140 и в 260 км к ЮВ от г. Читы. Оба месторождения залегают в апикальных частях небольших (около 1 км) массивов субщелочных альбит-амазонитовых литий-фтористых гранитов верхнеюрского возраста. Вмещающими породами в обоих случаях являются нижнемезозойские песчано-сланцевые толщи. Танталовые минералы представлены тонко-рассеянными в массе гранитных пород (0,01-1 мм) танталитом, танталит-колумбитом, микролитом и пироклором, обогащающими апикальные эндоконтактные части гранитных куполов, которые собственно и являются танталовыми рудами. Промышленное оруденение распространяется на глубину нескольких десятков метров от песчано-сланцевой кровли. Широкое развитие необычных зеленых альбит-амазонитовых гранитов также особенно типично для верхней наиболее дифференцированной и рудоносной части гранитных куполов. Кроме кварца, амазонита и альбита в них присутствуют литиевые слюды (циннвальдит, лепидолит), топаз, немного флюорита и редкометальные акцессории.

О природе и причинах появления необычных литиево-слюдистых амазонитовых гранитов зеленого цвета у исследователей нет единого мнения. Первооткрыватели Орловского и Этыкинского месторождений тантала А.А. Беус и др. [2], выделившие рудоносную редкометальную формацию (Ta, Nb, Li, Rb, Be, Zr, REE, W, Sn) альбитизированных и грейзенизированных гранитов («апогранитов») считали их породами метасоматическими, образующимися в результате высокотемпературного постмагматического метасоматоза (амазонитизации, альбитизации и грейзенизации) обычных биотитовых и лейкократовых известково-щелочных гранитов, которые, как правило, подстилают на глубине танталоносные амазонитовые граниты и слагают лакколитообразные массивы значительно большего размера – до 20 и более км по горизонтали и до 5-8 км на глубину (по геофизическим данным). В районе Орловского месторождения это Хангилайский массив, а в районе Этыкинского – Олдондинский массив. Оба они относятся к развитому в Восточном Забайкалье рудопродуктивному на редкие металлы (Sn, W, Mo, Be, Ta, Nb, Li и др.) верхнеюрскому кукульбейскому комплексу. С этими массивами связаны грейзеновые месторождения вольфрама и олова.

Позднее было доказано, что на Орловском и Этыкинском танталовых месторождениях Восточного Забайкалья, послуживших прототипами для выделения формации редкометальных апогранитов, метасоматическим преобразованиям подвергались не обычные биотитовые граниты, а специфические интрузивные микроклин-альбитовые граниты, содержавшие литиевые слюды, топаз и изначально обогащенные редкими металлами и фтором. Современные представления о принадлежности этих пород к особым редкометальным литий-фтористым гранитам связаны с работами В.И. Коваленко с соавторами в течение многих лет последовательно отстаивавшими их магматический генезис [5, 6].

В качестве показательного примера своеобразия этого типа гранитных пород охарактеризуем вкратце на основании личных наблюдений особенности строения апикальной части штокообразного тела Этыкинского массива альбит-амазонитовых литий-фтористых гранитов, вскрытого в 2002 г. карьером до глубины 36 м. В карьере бросается в глаза, что Этыкинский гранитный массив в своей верхней части очень неоднороден. Здесь присутствуют породы различные по минеральному составу и структуре. Развиты все переходные разновидности гранитов, как по степени раскристаллизованности от мелко- до

крупнозернистых, так и по составу – от ярко зеленых, существенно амазонитовых, до снежно-белых, существенно альбитовых. Породообразующие минералы гранитов представлены кварцем, амазонитом, альбитом, литиевыми слюдами (циннвальдитом, лепидолитом) и топазом. Между многими разновидностями гранитных пород существуют как резкие границы, так и постепенные переходы, что сильно осложняет интерпретацию их возрастных взаимоотношений.

Для Этыкинского месторождения, как и для Орловского очень характерно присутствие своеобразных ритмично-полосчатых гранитных пород, сложенных многократно чередующимися тонкозернистыми аплитовидными слоями, различного состава и ассоциирующими с ними в составе единых тел слоями грубозернистой пегматоидной текстуры. Выделяются тонкозернистые зеленые, преимущественно амазонитовые слои, белые тонкозернистые, преимущественно альбитовые слои, серые, преимущественно слюдисто-кварцевые слои и светлые зеленовато-серые слои гранитового состава как мелкозернистой, так и пегматоидной текстуры. Расслоенные пегматит-аплитовые тела имеют мощность от 10 см до 1-1,5 м при обычной протяженности до нескольких десятков метров. Наряду с преобладающим горизонтальным залеганием, встречаются крутопадающие дайки полосчатых гранитов.

Ранее эти образования многими считались метасоматическими. Однако их строение и состав свидетельствуют в пользу магматического происхождения. В ритмично-полосчатых телах отсутствуют характерные черты метасоматической зональности, основным признаком которой является закономерная смена зон с уменьшением числа минералов в направлении наиболее сильного метасоматического изменения породы. Слои ритмично чередуются, но никогда не располагаются в правильной зональной последовательности, типичной для метасоматической колонки. В пользу магматического происхождения свидетельствует также комплементарный состав всей пачки чередующихся слоев, суммарно отвечающий составу вмещающего массивного гранита. Прямым доказательством магматической природы расслоенных тел является обнаружение Ф.Г. Рейфом и др. [11] в кварце и топазе из аналогичных полосчатых пород Орловского месторождения расплавных включений. И хотя механизм образования полосчатых пород Орловки и Этыки пока не вполне ясен, наиболее вероятно, что он обусловлен особым колебательным режимом кристаллизации богатого водным флюидом остаточного расплава Li-F гранитов, внедрявшегося в горизонтальные и крутые контракционные трещины еще не полностью консолидированных верхних частей гранитных куполов.

В карьере хорошо видно, что на альбит-амазонитовые граниты накладывается метасоматическая альбитизация, развивающаяся пятнисто-неравномерно и постепенно замещающая как однородные, так и полосчатые альбит-амазонитовые граниты с исчезновением зеленой окраски и превращением их в снежно-белые альбититы – кварц-альбитовые и даже почти чисто альбитовые породы. При этом, как правило, сохраняются «теневые» реликты полосчатой текстуры расслоенных жильных тел. Аналогичного метасоматического процесса, приводящего к противоположному замещению гранитов амазонитом или же обычным калиевым полевым шпатом, в пределах вскрытой части массива не наблюдается. Грейзенизация проявлена слабее альбитизации и выражается, в развитии в породах литиевых слюд и позднего мусковита. Образование слюд обычно не контролируется трещинами, а происходит в массе гранитных пород пятнисто-неравномерно. Лишь поздний лепидолит и мусковит иногда образуют отчетливые прожилки. Продуктивной на тантал является верхняя часть массива до глубины 50-90 м. По данным Rb-Sr изотопии возраст этыкинских альбит-амазонитовых гранитов в пределах точности определения такой же, как и орловских – $142,0 \pm 1,1$ млн. лет [].

В последние годы многими исследователями получены новые убедительные петрологические, геохимические, изотопные и экспериментальные доказательства генетического родства известково-щелочных «активизационных» биотитовых гранитов,

лейкогранитов и литий-фтористых гранитов как последовательных продуктов кристаллизации единой гранитной магмы [3, 4, 6, 7, 8]:

Гранодиорит → биотитовый гранит → лейкогранит → литий-фтористый альбит-амазонитовый гранит

В приведенном эволюционном ряду параллельно с закономерным изменением состава гранитной магмы по породообразующим компонентам происходит обогащение остаточного расплава летучими компонентами и литофильными рудными металлами: F, Cl, B, H₂O, CO₂, Li, Rb, Cs, W, Mo, Sn, Bi, Be, Hf, Ta, Nb и др., приводящее к образованию в качестве конечных дифференциатов редкометальных гранитов.

Однако не все исследователи однозначно признают такой эволюционный генезис редкометальных гранитов путем глубокой дифференциации обычной гранитной магмы. Некоторые, несмотря на доказанную разновозрастность с биотитовыми и лейкократовыми гранитами [7], связывают их происхождение со щелочной монзонитовой магмой и с другими, более глубинными источниками [1, 9]. Основанием для этого наряду с необычностью облика и повышенной редкометальностью может служить также экстремальный характер приведенного выше тренда дифференциации гранитного ряда, который в начале характеризуется закономерным увеличением кремнекислотности, а в завершающей стадии, после достижения уровня лейкогранита (SiO₂ = 75-76%) меняет направление на противоположное – в сторону уменьшения кремнекислотности и возрастания глиноземистости и щелочнометальности пород. Конечные дифференциаты литий-фтористых гранитов имеют повышенное содержание суммы щелочей (8-10%) и пониженное содержание кремнезема, обычно ниже 73%. По петрохимической классификации они относятся к субщелочным гранитам.

Мы предполагаем, что причиной смены стандартных биотитовых и лейкократовых гранитов менее кремнекислыми и более щелочными литий-фтористыми гранитами является последовательное накопление в остаточном расплаве фтора и лития. В соответствии с экспериментальной диаграммой Д. Маннинга [10] обогащение системы фтором смещает котектические и эвтектические отношения в гранитном расплаве в менее кремнекислотную и более богатую полевыми шпатами область составов, что и приводит к закономерной смене обычных известково-щелочных гранитов субщелочными литий-фтористыми (рис. 1).

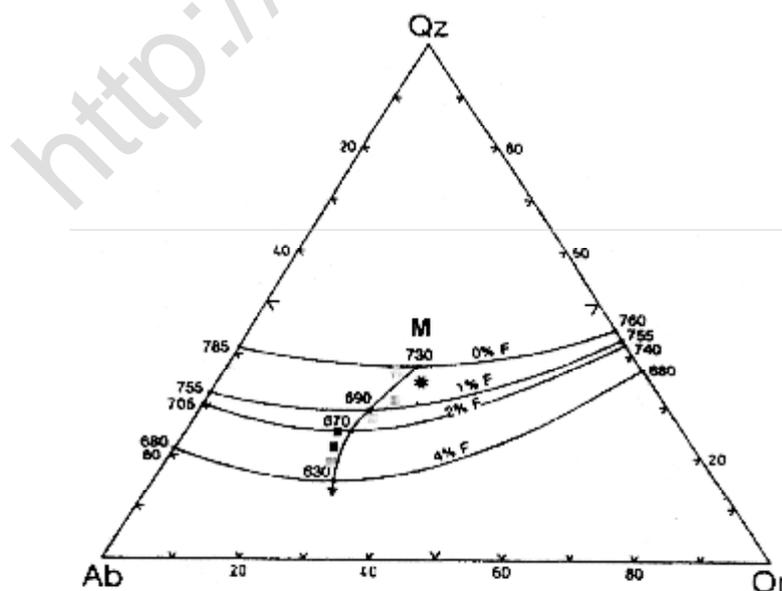


Рис 1. Положение фигуративных точек нормативных составов хангилайского (светлая звездочка), олдандинского (темная звездочка) стандартных гранитов и орловских (светлые квадраты) и этыкинских (темные квадраты) Li-F гранитов на экспериментальной диаграмме Д. Маннинга [10].

В качестве наиболее информативной петрогенетической диаграммы, фракционирования гранитной магмы, нами была предложена диаграмма Zr/Hf - SiO₂, вес. % (рис. 2). Уменьшение индикаторного Zr/Hf отношения в последовательных дифференциатах гранитных пород объясняется экспериментально подтвержденным фактом более высокого

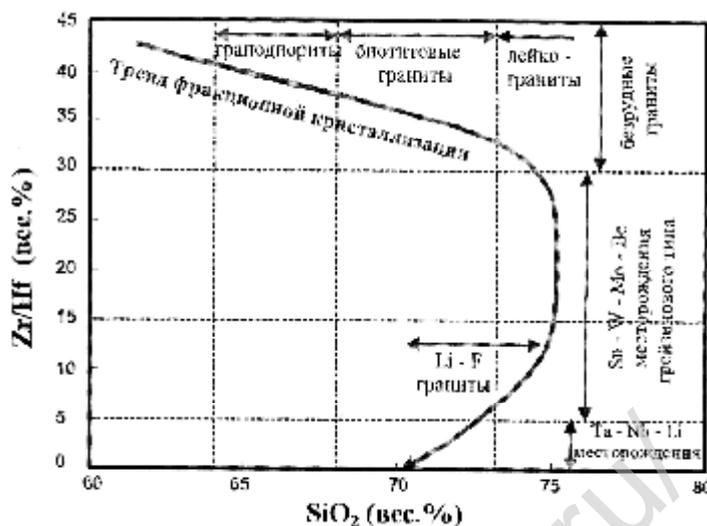


Рис. 2. Классификационная петрогенетическая диаграмма фракционной кристаллизации посторогенных известково-щелочных гранитов в координатах Zr/Hf - SiO₂ (вес. %) [3, 4].

сродства к гранитному расплаву гафния по отношению к цирконию [3, 4]. Параллельно с кристаллизацией и понижением Zr/Hf отношения в гранитах происходит накопление Ta, Nb, Li, Rb и других литофильных редких металлов (рис. 3). Однако для образования танталовых

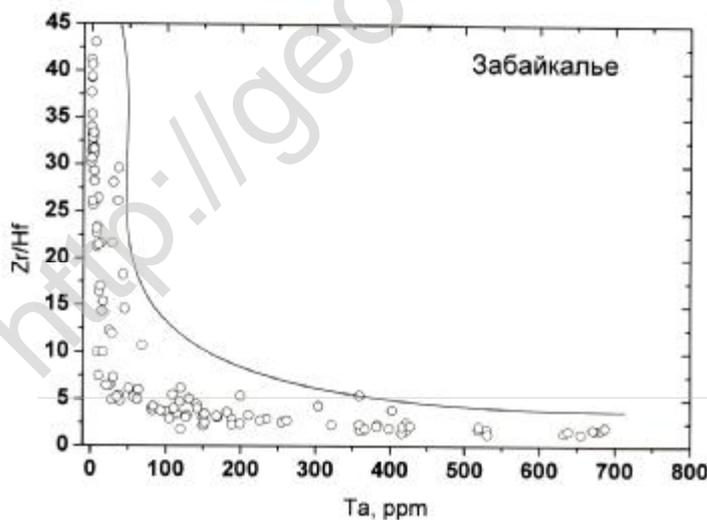


Рис. 3. Накопление тантала в процессе кристаллизационной дифференциации гранитоидов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья от гранодиоритов (Zr/Hf = 40-35) до танталоносных амазонитовых литий-фтористых (Zr/Hf = 5) [3, 4].

месторождений, по-видимому, этого не достаточно, необходимо последующее дополнительное концентрирование тантала на гидротермально-метасоматическом этапе эволюции рудно-магматической системы [3].

Исследования поддержаны грантом РФФИ 05-05-65233 и Программой «Ведущие научные школы России» грант НШ-7650.2006.5.

Литература

1. Бескин С.М., Марин Ю.Б. О полигенности редкометальной минерализации в гранитовых рудномагматических системах. // Зап. ВМО, 1998.- 127, №2.- С. 41-54.

2. 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.
3. Зарайский Г.П. Проблема образования месторождений тантала в куполах Li-F гранитов с учетом экспериментальных данных // Прикладная геохимия, т. 7, кн. 2 «Генетические типы месторождений». М.: Изд. ИМГРЭ, 2005. С. 144-161.
4. Зарайский Г.П., Аксюк А. М. (2005). Петрогенезис редкометалльных известково-щелочных гранитов.// В кн. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Петрография XXI век. Материалы X Всероссийского петрографического совещания. Апатиты, 28-30 июня 2005 г., том 2. С. 93-95.4.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.– Новосибирск: Наука СО, 1977. 207 с.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных литий-фтористых гранитоидов. // Петрология, 1999.- 7, №4.- С. 401-429.
7. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье). // Геохимия, 2004, №9.- С. 940-948.
8. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. – СПб: Изд-во СПбУ, 2002. - 357 с.
9. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М.- Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов.- Новосибирск: Наука, 1983.- 182 с.
10. Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb.// Contrib. Mineral. Petrol. 1981. 76. P. 206-215.
11. Reyf F.G, Seltmann R., Zarsky G.P. The role of magmatic processes in formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Microthermometric evidence. // The Canadian Mineralogist, 2000. – 38. P. 915-936.

СОСТАВ МАНТИИ И ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО КРАТОНА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ НА КОРЕННУЮ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

Зозуля Д.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия, zozulya@geoksc.apatity.ru

На основе изучения химического состава пиропов и хромдиопсидов из рыхлых отложений Кольского полуострова определены P-T параметры их кристаллизации. Являясь либо мантийными ксенокристами, либо одними из составляющих мантийных ксенолитов и пород эти минералы могут нести информационные характеристики по составу литосферной мантии и ее тепловому потоку. Пироп и хромдиопсид являются также важнейшими индикаторными минералами кимберлитов и широко используются при поисках кимберлитовых тел и оценке их алмазности. В анализируемой коллекции из юго-западной и юго-восточной частей региона могут быть представлены минералы из магматических образований, дренирующих разные уровни мантии. Наиболее глубинными источниками пиропов и хромдиопсидов могут быть алмазные кимберлиты Зимнебережного района (Архангельская область), Ермаковского поля (Мурманская область) и поля Куусамо (северная Финляндия), а так же из предполагаемых полей на юго-востоке Кольского полуострова – Макеевское, Пялицкое, Пулоньское и Снежницкое [1]. Менее глубинными источниками являются ксенокристы и ксенолиты ультраосновного и эцлогитового парагенезиса из многочисленных даек и трубок взрыва щелочно-ультраосновного состава (монтчеллитовые «кимберлиты», щелочные пикриты, оливковые мелилититы, мончикиты, дамкьерниты, меланефелиниты) в пределах Хибинского и Ловозерского нефелинсиенитовых массивов и Кандалакшского грабена, а так же интрузивные породы щелочно-ультраосновного состава и карбонатиты Кольской щелочной провинции (массивы Ковдор, Африканда, Салмагора, Вуориярви и др.). Кроме того, для