

КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КАК УРАНОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ШОВНЫХ ЗОН ДОКЕМБРИЯ

В.Н. Огородников, В.Н. Сазонов, Ю.А. Поленов

В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны метасоматические карбонаты [Левин, 1998], распределение РЗЭ в которых характеризуется, по сравнению со «стандартными» карбонатитами, обратным трендом (иттриевая специализация) [Недосекова и др., 2006]. В последней работе сделан вывод, что эти образования имеют иной, по сравнению со «стандартными» карбонатитами, генезис. Нами получены материалы, на основе которых уфалейские карбонатиты рассматриваются как ураноносные (с иттриевой специализацией) щелочные карбонатные метасоматиты докембрийских шовных зон.

Формирование Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса началось с заложения в среднем рифее субмеридиональной рифтовой структуры, сопровождалось развитием метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовый) и завершилось ультраметаморфизмом [Кейльман, 1974] с образованием небольших тел слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, анортоклазовых гранитов (возраст по микроклину, биотиту 1100-1215 млн. лет [Овчинников, 1963], по цирконам из гнейсов 990-1180 млн. лет [Краснобаев, 1986]), различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией – иттроэпидот с возрастом 1100-1200 млн. лет [Минеев, 1959].

Эти метасоматиты приурочены к глубинным разломам древних щитов и платформ, их связь с конкретными магматическими телами обычно не устанавливается [Омельяненко, 1978]. Разрыв во времени между образованием вмещающих пород и щелочных метасоматитов составляет до 300 млн. лет (иногда больше) [Кушев, 1970].

В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на существенном удалении от мест отделения флюидов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых метасоматитов от материнских

гранитов. На протяжении шовной зоны, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, несущих ураново-редкоземельную минерализацию, разделенных интервалами с отсутствием метасоматических явлений. По [Крупенников, 1976], урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными гидротермальными биотит-микроклиновыми метасоматитами, что весьма характерно для «ураноносных пегматитов» докембрийских областей. Ураноносные микроклиниты (анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций ураноносных метасоматитов.

Типичные щелочные комплексы и сопровождающие их метасоматические карбонатные тела с редкометальной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза [Кушев, 1970].

Рифейские гранитоиды и пегматоидные тела в Уфалейском комплексе смяты в пологие складки при последующих коллизиях и будинированы [Огородников и др., 2006]. В будинах, сложенных крупнокристаллическим анортоклазом, отчетливо наблюдается «лунная» ирризация. Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического иттроэпидота. По мере снижения температуры преобразование анортоклазитов сопровождалось карбонатизацией и окварцеванием, с формированием протяженных тел преимущественно кальцитового состава и метасоматических кварцитов, характеризующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы.

Иттроэпидот образует крупные кристаллы столбчатого облика размером от 5 до 40 см в длину, черного цвета в разбудинированных пегматоидных блоках, сложенных гиганто-зернистыми агрегатами анортоклаза (рис. 1). Все выделения минерала, хотя и имеют кристалли-

ческие очертания, почти не обладают хорошо образованными гранями. В шлифах желто-зеленый без заметного плеохроизма, рельеф высоких. Минерал анизотропен, $N_g = 1,718-1,724$; $N_p = 1,708-1,712$; $N_g-N_p = 0,013$ [Минеев, 1959].

Специфической особенностью химического состава иттроэпидота [Лутц, Минеев, 1967; данные авторов] является присутствие $U_3O_8 = 0,10-0,14\%$, при невысоком содержании урана и тория в гранито-гнейсах: $Th = 6,4 \times 10^{-4}\%$; $U = 1,6 \times 10^{-4}\%$; еще меньше в анортоклазовых пегматоидных телах $Th = 0,80-0,82 \times 10^{-4}\%$; $U = 0,2-0,6 \times 10^{-4}\%$. Анортоклазиты содержат повышенное количество (в мас. %): $Be = 20,2-21,8 \times 10^{-4}$; $Sr = 597,1-675,6 \times 10^{-4}$; $P = 56,4-160,4 \times 10^{-4}$; $B = 19,4-12,8 \times 10^{-4}$.

Геохимические поиски, проведенные группой Д.П. Грознецкого в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, показали, что щелочные гранитоиды, пегматиты и полевошпатовые метасоматиты имеют Be и TR специализацию. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают (в г/т): $Y - 50-300$; $Zr - 300-1000$; $Be - 4-40$; $Ba - 1000-3000$; $Nb - 100-300$; $Mo - 5-15$,

при фоновом уровне: $Y - 10$; $Zr - 100$; $Be < 2$; $Ba - 500$; $Nb - 40$; $Mo - 3$.

На завершающей стадии метасоматического преобразования образуются крупнокристаллические метасоматические кальцитовые тела, не содержащие собственных редкоземельных минералов, но концентрирующих редкоземельные элементы в самом кальците – содержание $\Sigma PЗЭ = 1500-2900$ г/т, в т. ч. $200-500$ г/т Y , редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава (рис. 2), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма $PЗЭ$ составляет $300-400$ г/т, в т. ч. $80-90$ г/т Y , а в анортоклазовых пегматитах $TR = 10$ г/т, в т. ч. – 5 г/т Y . Кальциты содержат также повышенное количество $Sr = 6700$; Nb до 410 ; $Mn = 6900$ г/т. Такие концентрации Sr и Mn в этой минеральной фазе характерно для высокотемпературных метасоматитов. Высокое содержание $PЗЭ$ Y -группы и иттрия характерно для пневматолитово-гидротермальных образований, связанных со щелочными и субщелочными гранитными интрузивами [Швей, 1962; Балашов, 1976].

Изотопный состав (Sr , Nd , C , O) карбо-

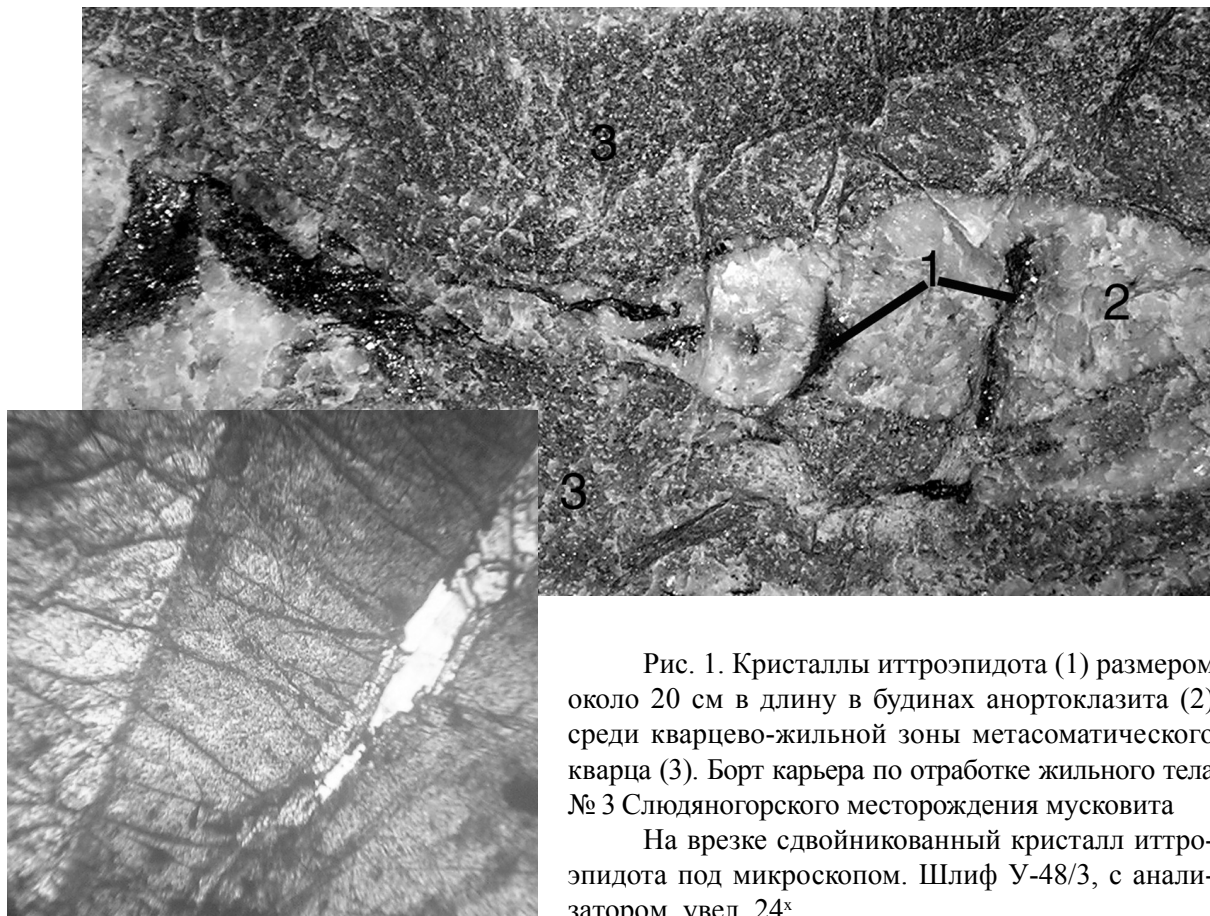


Рис. 1. Кристаллы иттроэпидота (1) размером около 20 см в длину в будинах анортоклазита (2) среди кварцево-жильной зоны метасоматического кварца (3). Борт карьера по отработке жильного тела № 3 Слюдяногорского месторождения мусковита

На врезке сдвойникованный кристалл иттроэпидота под микроскопом. Шлиф У-48/3, с анализатором, увел. $24\times$.

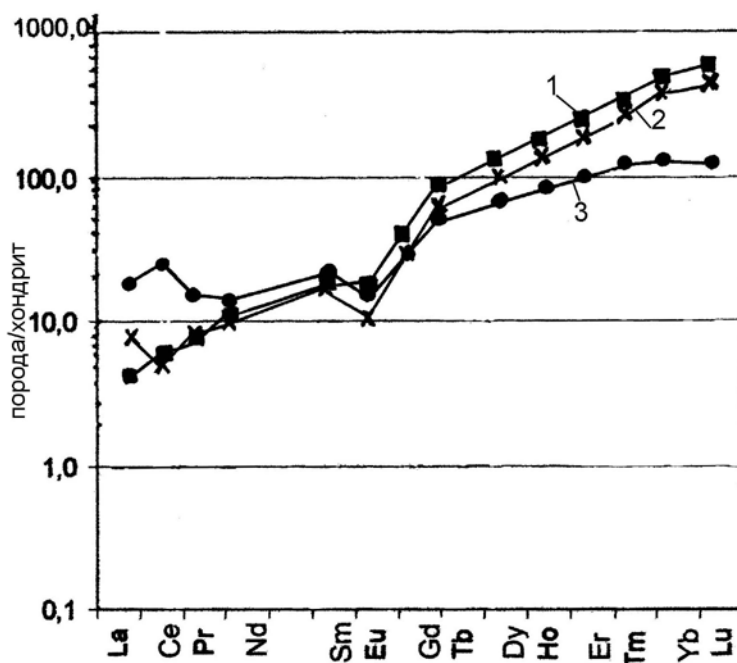


Рис. 2. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в метасоматических кальцитах среднего рифея (3) и перекристаллизованных в раннем палеозое кальцитовых карбонатных метасоматитов с флогопитом и магнетитом (1, 2). Забой карьера по отработке жилы 175.

Спайдер-диаграммы здесь и далее построены на основе данных, полученных при кислотном выщелачивании проб (выполнено в ИГТ УрО РАН, О.П. Лепихиной и О.Ю. Поповой) и последующем HR/ICP-анализе на масс-спектрометре «Element-2» (аналитик Ю.Л. Ронкин).

натных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2006].

Как внешняя зона около тел щелочных метасоматитов, так и осевые части шовных зон нередко сложены метасоматическими кварцитами, которые формируются за счет выноса кремнезема из участков с интенсивным щелочным преобразованием. Метасоматические кварцево-жильные образования характеризуются также высокими содержаниями (г/т): Sr=345-1710,5; Ba=272,5-408,5; Y=26,6-47,2; P=113,8-256,6; Mn=78,2-90,3; Ti=2385-2414; Zr=29,7-192,7; Nb=5,7-54,87. Обычные палеозойские метаморфические кварциты куртинской свиты содержат эти компоненты в меньших на несколько порядков количествах.

Подновление рифейских разрывных нарушений произошло в ордовике (480 млн. лет) в связи с развитием океанического рифтогенеза. В истории развития Уральского палеоокеана в ордовике-силуре на Среднем-Южном Урале отчетливо проявились парные гипербазит-базитовые магматические комплексы. Ранний член таких комплексов – это стандартная офиолитовая триада (гарцбургит-габбро-базальт), а поздний – пестофиолитовая дунит-клинопироксенит-габбровая серия, нередко завершающаяся сиенитоидами [Ферштатер, 1987], щелочными

гранитоидами, карбонатитами и карбонатными метасоматитами, которые несут акцессорную ниобий-редкометалльно-железородную минерализацию [Левин, 1987; 1998; Пучков, 2003].

Большинство сложных интрузий сформировались в результате последовательного внедрения дифференцировавшейся на глубине магмы, первоначально ультраосновной, затем щелочной, с формированием массивов ультрабазит-щелочного комплекса (УЩК). На заключительной стадии магматического цикла расплав обогащался кремнекислотой и калием, что привело к появлению в большинстве массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, а в ряде мест и щелочных лейкократовых гранитоидов [Воробьева, 1960; Фролов и др., 2003].

Щелочной магматизм нижнего палеозоя наиболее значительно проявился в Ильмено-Вишневогорском комплексе, а также менее значительно развит в западном и восточном обрамлении Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, в подновленных долгоживущих шовных зонах рифейского заложения. К ним приурочены тела сиенитов, сопровождаемых зонами фенитов. Сиениты представлены эгирин-авгитовыми, гастингситовыми щелочными нефелиновыми и лепидомелановыми разностями. В южном выклинивании гранитного тела Козлинных гор выявлены щелочные граниты с эгирином, рибекитом и астрофиллитом [Белковский и др., 1974]. В северо-восточной части Уфалейского блока картируются тела щелоч-

ных биотит-магнетитовых гнейсовидных лейкогранитов. Сиенитовый комплекс, представленный граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-пегматитами и лейкократовыми магнетитовыми гранитами в шовных зонах накладывается на ранние щелочно-гранитные образования среднерифейского возраста. Абсолютный возраст лейкогранитов, нефелиновых и известково-щелочных сиенитов составляет 450-396 млн. лет [Шардакова и др., 2004].

Постмагматическая стадия, связанная со становлением сиенитоидов и щелочных гранитов палеозоя, во вмещающих амфиболитах, биотитовых гнейсах, щелочных гранитах и пегматитах проявляется в виде альбитизации и



Рис. 3. Крупный кристалл иттроэпидота сечется агрегатом мелкозернистого альбитита, развивающийся по анортоклазитам. Образец из забоя штольни по жиле №3. Слюдяногорское месторождение мусковита.



Рис. 4. Выделение метамиктного фергюссонита в альбитите (натуральная величина). Жильное тело № 3 Слюдяногорского месторождения мусковита.

флогопитизации. Данные метасоматиты секут анортоклазовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста (рис. 3).

С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов – фергюссонита и Y-колумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре (рис. 4), содержащие в виде включений зерна Y-колумбита, ферсмита, Y-танталита.

Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу $YNbO_4$ (в %): CaO – 1,40; MgO – сл; FeO – 0,36; TR(Y) – 42,6; ZrO_2 – 0,93; SiO_2 – 0,14; TiO_2 – 0,50; Nb_2O_5 – 51,65; Ta_2O_5 – 2,50; H_2O – 0,22; Σ – 100,3 [Минеев, 1959]. Кроме того, нами установлена примесь U=1,64 % и Th=0,012 %, Zr=0,31 %, которые, возможно, относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита желтого цвета, с образованием прозрачных полигонально зернистых агрегатов кальцита серого, голубоватого цвета. Этот процесс сопровождается кристаллизацией флогопита, имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом, при этом сохраняется иттриевая специализация редкоземельных элементов (см. рис. 2). Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Что касается редкометальной и редкоземельной минерализации, то появление ее связано с высвобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов и при развитии указанного процесса накоплением их в карбонатных телах палеозойского метасоматического этапа формирования последних.

Становление щелочных микроклиновых гранитов во время поздней коллизии сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатных метасоматитов с образованием кальцит-доломитовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов рутила, титанита, титано-магнетита, молибденита, апатита и редкоземельных минералов – пирохлора, Y-колумбита, радиально лучистого циркона

(рис. 5), ксенотима и новообразованного иттро-эпидота, имеющего зональное строение (рис. 6) и которые содержат в повышенных количествах: Y=400,7-4729,6; Nb=1387,6-2920,2; Ta=10,2-86,3; P=21,5-2362,4; Mn=1529,6-6393,7; U=4,1-50,4; Zr=7,2-20,1; Sr=178,8-1396,9; Ba=33,3-803,6 г/т; U/Th=10,9-37,0.

Таким образом, описанные ранее карбонатные образования Уфалейского комплекса как карбонатиты, представляют собой ураноносные (с иттриевой специализацией) щелочные метасоматиты, возникшие в рифтовых структурах (точнее, шовных зонах) среднерифейского возраста и трансформированные в более поздние коллизионные этапы развития структур Южного Урала. Постоянно наблюдаемая приуроченность щелочного метасоматита, наложенной карбонатизации и редкометал-

но-редкоземельного (ураноносного) оруденения к одним и тем же длительно развивающимся структурам, обеспечивающим один и тот же путь циркуляции растворов, позволяет сделать вывод о сопряженности указанных процессов.

Исследования проводились при частичной финансовой поддержке грантов Минобрнауки РНП.2.1.1840 и НШ-4210.2006.5.

Список литературы

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268. 267 с.

Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов Западного склона Среднего Урала. Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1206-1209.

Белковский А.И., Краснобаев А.А., Локтина И.Н. и др. Состав, возраст домиаскитовых сиенитов и проблема возраста сиенит-миаскитовой формации Урала // Уральский минералогический сборник. 2000. № 10. С. 132-141.

Воробьева О.А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 431-436.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

Крупенников В.А. Высокотемпературные ураноносные калиевые метасоматиты (микроклиниты) в пегматоидных гранитах и мигматитах докембрия // Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976. С. 58-60.

Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1970. 189 с.

Левин В.Я. Щелочной и карбонатитовый магматизм Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 30-32.

Левин В.Я. Геологическая позиция, состав и минерогения щелочных и щелочно-карбонатитовых комплексов Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, 1998. С. 132-147.

Минеев Д.А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН АН СССР, 1959. Т. 127. № 4. С. 865-868.

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Серов П.А. и др. Sr-Nd-C-O изотопные данные и



Рис. 5. Лучистый циркон развивается по кристаллу Y-колумбита (темное) в метасоматическом кварце (серое).

Образец У-48/5, забой штольни по жиле № 3. Слюдяногорское месторождение мусковита (увеличено в три раза).

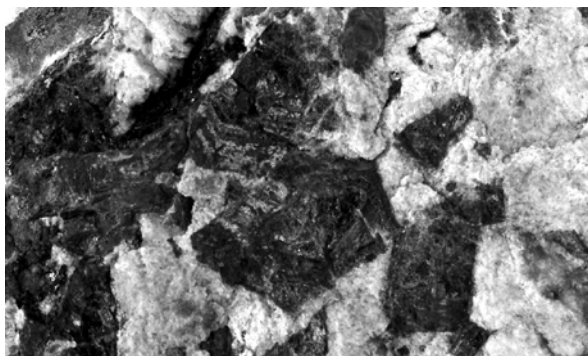


Рис. 6. Новообразованные зональные кристаллы иттроэпидота в гранулированном кварце (уменьшено в два раза). Беркутинское месторождение гранулированного кварца и мусковита.

геохимия карбонатитов Ильбмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю.Урал). Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 235-246.

Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. 1963. Т. 1. С. 57-83.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Урала – ключ к его минерагении. Минерагения Урала – ключ к его геодинамике. Геол. сб. № 3. Уфа, 2003. С. 3-8.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа. 2003. 494 с.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др., Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 308-311

Швей И.В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 15. 106 с.