

образование кор выветривания, размыв и переотложение продуктов выветривания, перекрытие кор молодыми осадками, сопровождающимися угленакоплением и, как следствие, развитием эпигенетических восстановительных процессов. Исходя из изложенного уникальные комплексные редкометальные руды томторского типа относятся к особому генетическому и геолого-промышленному типу редкометальных месторождений – месторождениям эпигенетические измененных, частично переотложенных кор выветривания карбонатитов.

Литература

1. Коноплев А.Д., Кузьмин В.И., Эпштейн Е.М. и др. Особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометальных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М., 1992. С. 111-123.
2. Латын А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометальных руд месторождения Томтор // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 1. С. 22-39.
3. Латын А.В. Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов // Отечественная геология. 1997. № 11.

КАРБОНАТИТ-МИАСКИТОВЫЙ ПЕТРОГЕНЕЗ И ОРУДЕНЕНИЕ В ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Левин В.Я.

ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург, Levin@ugse.isnet.ru

Благодаря линейной аркоподобной структуре, на современном эрозионном срезе удалось детально изучить разрез комплекса Ильмено-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса на протяжении 5-7 км по вертикали. Комплекс подразделяется на 3 этажа. Нижний подинтрузивный этаж сложен метасоматитами ранней фенитовой серии с интрузивными телами карбонатитов, автохтонных миаскитов и широким распространением карбонатно-силикатных базификатов-карбонатитоидов; средний этаж представлен крупными интрузивными массивами миаскитов и верхний этаж – синмиаскитовыми фенитами, интрузивными и метасоматическими карбонатитами, миаскитовыми сиенитовыми пегматитами, постинтрузивными альбититами во вмещающих допалеозойских плагиогнейсах с телами метаморфизованных гипербазитов, гранитных пегматитов и гранитов домиаскитового гранит-мигматитового комплекса [1].

Комплекс сформировался в результате воздействия на метаморфиты континентальной коры флюидно-интрузивного мантийного щелочно-карбонатитового плюма в древнем остаточном срединном массиве в палеозойском складчато-надвиговом подвижном поясе Урала. На фронте плюма в плагиогнейсах нижнего этажа произошел интенсивный фенитовый и комплементарный карбонатитовый метасоматоз, выплавление миаскитовой магмы и интрузия карбонатитов. Основная линия процесса – щелочной натровый метасоматоз и десиликация кварцсодержащих плагиогнейсов с образованием зональной фенитовой серии, петрогенез в которой сначала идет с выносом кварца, образованием щелочных амфиболов, эгирин-салита и К-На полевого шпата, а затем с насыщением К-На полевого шпата до 70-80% натровым компонентом, смене эгирина магнетитом и биотитом, укрупнением минералов и общей лейкократизацией. Полевой шпат по соотношению К и Na достигает уровня нефелина. Последний образуется в полевошпате в виде тонких зерен и прожилков, которые сливаются в отдельные более крупные пятна, что ведет к грануляции крупных зерен полевого шпата с образованием нефелин-полевошпатового или биотит-нефелинового агрегата, обособляющегося в полевошпатовых породах в виде пятен и полос. Здесь же появляются жилки и более крупные, до нескольких метров мощности, жилы тонко-

мелкозернистых миаскитов с резкими контактами, очевидно, представляющих собой местные выплавки. Автохтонность миаскитов нижнего этажа подчеркивается наличием в них одного обогащенного натрием K-Na полевого шпата, такого же, как в окружающих щелочных породах фенитовой серии. С нефелином часто ассоциируется анальцит. Комплементарные меланократовые карбонатитоиды с ассоциацией биотит, пироксен, амфибол, плагиоклаз, K-Na полевой шпат, кальцит, сфен, апатит развиваются по породам фенитовой серии. Затравками для них обычно служат прослои меланократовых фенитизированных амфиболитов. Преобладающий в карбонатитоидах биотит в коре выветривания превращен в промышленный вермикулит (Потанинское месторождение).

В щелочные породы подинтрузивного этажа интродуцируют кальцитовые карбонатиты двух стадий: ранние с черным уран-танталовым пирохлором и более поздние высокостронциевые с красным пирохлором, обогащенным титаном и редкими землями (по 4-7%). Первые карбонатиты образуют отдельные жилы во внутренних зонах фенитовой серии, вторые – протяженный на 7 км линейный рудный штокверк в пироксеновых фенитах внешней зоны (Потанинское месторождение ниобия).

Миаскитовая интрузия в Вишневых горах представлена подковообразным центральным массивом и огибающей его на севере седловидной залежью. Центральный массив непосредственно примыкает к щелочным породам нижнего этажа, которые далеко протягиваются на север в осевой зоне массива. Главный миаскитовый массив в Ильменах сложен серией межслоевых интрузивных залежей с контаминированными породами перемычек: амфиболовыми миаскитами и сиенитами с меланократовыми реститами – сандыитами и фирситами. По периферии массива, особенно на южном апикальном замыкании, широко распространены миаскитовые пегматиты. Ильменогорская интрузия миаскитов пространственно оторвана от образований нижнего этажа и содержит обилие амфиболовых миаскитов, амфиболовых и биотитовых сиенитов. Миаскиты главных фаций обеих интрузий – двуполевошпатовые (K-Na полевой шпат с 35-40% альбитовой составляющей + альбит-олигоклаз №10-12) лепидомелановые гнейсовидные породы. В Вишневогорском массиве миаскиты содержат в среднем 28% нефелина, в Ильменогорском – 30%, среднее содержание SiO₂ в первых – 56,6%, во вторых – 55,16%.

Карбонатиты в верхнем этаже Вишневых гор сосредоточены в основном вблизи контакта с миаскитами: зона 147 на северном и северо-западном замыкании центрального массива, сложенная системой тел брекчиевидных карбонатитов, разделенных блоками миаскитов, фенитов и пересеченных жилами зернистых карбонатитов; кальцитовые крупнозернистые прожилки в альбитит-пегматоидной рудной зоне 140 в подошве седловидной залежи миаскитов; серия жил доломитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов с широкими ореолами тетраферрифлогопит-рихтеритовых фенитов в массивах гипербазитов (Булдымском, Халдихинском, Спирихинском), цепочкой окружающих миаскитовый массив на западе, севере и востоке; согласные и секущие маломощные жилы кальцитовых карбонатитов с плагиофенитовыми ореолами в плагиогнейсах. Отдельные жилы карбонатитов встречаются на расстоянии до нескольких км севернее миаскитового массива.

Объем карбонатитов в Ильменских и Вишневых горах различен. В первых карбонатиты встречаются в виде отдельных маломощных жил в щелочных метасоматитах нижнего этажа, в зоне полевошпатовых пегматоидов с ильменитом в восточной краевой части миаскитового массива на г. Фирсовой и в небольших телах гипербазитов надинтрузивного этажа в юго-восточном экзоконтакте массива. Вишневогорская часть комплекса отличается от ильменогорской обогащенностью карбонатитами, особенно на нижнем и верхнем этажах, наличием целого ряда до сих пор эксплуатируемых нерудных и редкометалльных месторождений

Карбонатиты интрузии и надинтрузивного этажа по особенностям состава и геохимии отличаются от карбонатитов подинтрузивного этажа. Карбонатиты в миаскитах и на контактах с ними кальцитовые с красным высокониобиевым пирохлором. На фронте

карбонатитов широко развиты альбититы и нефелин-полевошпатовые пегматоиды. Карбонатиты в гипербазитах надинтрузивного этажа доломитовые и доломит-кальцитовые, максимально обогащенные редкими землями с монацитовым и пироксоловым оруденением. Пироксолов в них наиболее чистый от примесей титана, тантала, редких земель и радионуклидов. С ним ассоциируют редкоземельные минералы (монацит, чевкинит, эшинит) и хромтитаномгнетит (Булдымское месторождение ниобия и Спирихинское – редких земель).

Накопление и распределение редких металлов в щелочных породах и карбонатитах нижнего этажа определяются мантийным щелочно-карбонатным флюидом и карбонатитовой интрузией; в среднем и верхнем этажах – исходным составом миаскитового расплава и его флюидной фазы, характером процесса внутрикамерной дифференциации миаскитов, взаимодействием расплава и флюида с породами кровли. В фенитовой серии подинтрузивного этажа происходит последовательный рост содержаний редких металлов Nb, Zr, Ta с максимальной концентрацией среди щелочных пород в нефелин-полевошпатовых мигматитах и автохтонных миаскитах. Редкие земли наоборот накапливаются в амфиболовых фенитах и кварц-полевошпатовых мигматитах внешних зон. От ранних к поздним карбонатитам растет содержание Nb на фоне снижения содержаний Ta, Ti, радионуклидов. Внутрикамерная дифференциация миаскитового расплава ведет к концентрированию редких металлов и редких земель в пегматитах, карбонатитах, постмагматических альбититах, карбонатных метасоматитах, взаимодействие с породами кровли – к отгонке редких земель и части редких металлов в фениты и кварц-полевошпатовые мигматиты экзоконтакта. Продукты контаминации внутри миаскитовых массивов также относительно обогащаются редкими металлами и редкими землями, но оруденение в них отсутствует из-за обогащенности этих пород Ti, Ca. При соотношении $Ti:(Nb+Ta) > 25$ происходит рассеивание редких металлов в сфене, ильмените, Ti-содержащих цветных силикатах. Миаскиты Ильменогорского массива в среднем содержат 0,026% Nb₂O₅, Вишневогорского в центре 0,029% и на краях 0,032%. Автохтонные миаскиты нижнего этажа в среднем содержат 0,040% Nb₂O₅. Максимальное концентрирование Nb₂O₅ во всех рудах не превышает 6-8 раз по сравнению с миаскитами. Плюмазитовый характер химизма миаскитов определяет простой циркон-пироксоловый тип редкометальной минерализации, причем Nb концентрируется в основном в карбонатитах и пегматитах, а Zr в последних и альбититах. Редкие земли более чем на 90% представлены La и Ce. Относительно обогащены редкими землями фениты и кварц-полевошпатовые мигматиты экзоконтактов миаскитовых интрузий, а также карбонатиты всех этажей. Максимальные содержания редких земель наблюдаются в карбонатитах, залегающих в гипербазитах надинтрузивного этажа, и апогипербазитовых фенитах (в среднем 0,4-0,6 мас.%). Здесь редкие земли не только насыщают карбонаты (0,2-0,9% TR₂O₃ в магнезиальных кальцитах), но и образуют собственные минералы, вплоть до их промышленных содержаний. Пироксолов, ассоциирующий с редкоземельными минералами, содержит минимальные количества редких земель. Вышеописанная картина распределения редких металлов ярко проявлена в Вишневогорской части комплекса, где имеются несколько месторождений Nb (Вишневогорское, Потанинское, Булдымское); редких земель (Спирихинское, Булдымское), многочисленные россыпи циркона. В Ильменогорском миаскитовом массиве редкие металлы и земли рассеиваются в широко распространенных контаминатах и экзоконтактных фенитах, причем пироксолов отсутствует, а Nb изоморфно концентрируется в сфене. Редкие земли входят в апатит, а во внешних зонах экзоконтакта образуют ортит и чевкинит.

Не совсем ясно соотношение миаскитовых выплавок нижнего этажа и больших масс расплавов в массивах среднего этажа. Несомненно их генетическое единство, которое подчеркивается последовательным сочетанием точек их составов на различных геохимических трендах. Миаскиты разных этажей различаются в основном по составам полевых шпатов: один высоконатровый K-Na антипертит в автохтонных миаскитах и два полевых шпата – K-Na микроклин-пертит с 35-40% натрового компонента и альбит-

олигоклаз в аллохтонных миаскитах. Автохтонные миаскиты характеризуются и более низким содержанием нефелина – 24% против 28-30% в аллохтонных. Эти два показателя являются функциями прежде всего условий кристаллизации, но разные миаскиты отличаются и по соотношению Na_2O и K_2O : 2:1 в автохтонных миаскитах и 1:1 в аллохтонных, причем в первых это соотношение задается предшествующим метасоматозом. По экспериментальным данным, плавление аллохтонных миаскитов Ильмен происходит при $T = 700-800^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3-5$ кбар [2]. Более низкое содержание нефелина в аллохтонных миаскитах Вишневогорского массива позволяет предполагать меньшую водность флюида, очевидно, вследствие обогащенности его углекислотой, что отражается наличием в массиве и над ним большого объема карбонатитов. Судя по минеральному составу автохтонных миаскитов, они образовались в сухой углекислотной обстановке. Неясно, каков их вклад в крупные интрузии миаскитов, основной источник которых, скорее всего, находится в глубинном очаге. Вероятно, в Ильмено-Вишневогорском комплексе имеет место сочетание корового миаскитового анатексиса и глубинной интрузии карбонатит-миаскитового расплава.

Литература

1. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.Н., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
2. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Юдинцов С.В. Экспериментальное изучение плавления миаскитов Ильменогорского массива // Геохимия, 1984, № 10. С. 1443-1457.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФЛЮОРИТА КАК КРИТЕРИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Лунашко Т.Н.**, *Шурига Т.Н.***, *Силаев В.И.****, *Таращан А.Н.**, *Багмут Н.Н.**,
*Калиниченко А.М.**

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, chernysh@igmr.relc.com

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, vims-shuriga@mail.ru *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Silaev@geo.komisc.ru

Проведены систематические исследования спектроскопических свойств флюорита – спутника редких литофильных элементов в щелочных породах и рудных месторождениях. Получена новая информация о распределении и генетической информативности спектроскопически активных примесных и структурных дефектов, так называемых спектроскопически активных центров. Сравнились свойства флюорита из трех типичных редкометалльных месторождений, отражающих широкий диапазон геологических обстановок рудообразования и обладающих при этом общими особенностями, такими как:

- приуроченность к крупным региональным разломам глубокого заложения и локализация в узлах их сочленения с опережающими тектоническими разрывами;
- отсутствие признаков непосредственной генетической связи с пространственно сопряженными магматитами;
- длительное многостадийное формирование оруденения в пределах долгоживущих тектонических структур;
- формирование месторождений в условиях широкого варьирования глубинности (до 2.5–4 км), кислотности-щелочности и температуры минералообразования (от 500 до 100°C).

Катугинское месторождение (Сев. Забайкалье, Россия). Является одним из крупнейших объектов по запасам Nb-Ta, Zr, и TR_γ в мире. Установленная для него длительность рудообразующего процесса составляет около 600 млн. лет, охватывая интервал