

Mulja T., Mitchell R. H. The Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario: a palladium- and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from an evolved tholeiitic magma // *Economic Geology*, 1991. Vol. 86. № 5. P. 1050–1069.

Watkinson D. H., Ohnenstetter D. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Northwestern Ontario // *Canadian Mineralogist*, 1992. Vol. 30. P. 121–136.

Р. А. Бадмацыренова

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@gin.bscnet.ru*

Модель формирования ильменит-титаномагнетитовых месторождений на примере Арсентьевского массива (Западное Забайкалье)

Основные и ультраосновные породы всегда вызвали пристальный интерес исследователей, так как являются одними из немногих источников информации о составе вещества глубинных зон Земли, а также носителями титаномагнетит-ильменитовой минерализации (Бушвелд, Виндимура, Маскок, Паньчжихуа). Проблема образования железорудных месторождений, вообще, и магматических титаномагнетит-ильменитовых месторождений, в частности, принципиально важна и занимает особое место в анализе рудогенерирующей способности магматических систем, ибо относится к ключевым вопросам теории рудообразования. В этом плане расслоенные рудоносные габбро-сиенитовые массивы Моностойского комплекса (Западное Забайкалье) являются благоприятными объектами для исследований.

Одним из типичных представителей этой ассоциации является Арсентьевский габбро-сиенитовый массив. Этот массив изучен С. М. Смирновым и А. И. Перельгиной [1959], О. А. Богатиковым [1966] которые пришли к выводу об одновозрастности щелочных и основных пород хребта Моностой. Позднее на основании взаимоотношений Арсентьевского массива с раннепалеозойскими гранитами габброиды были отнесены к образованиям, предшествующим раннепалеозойским гранитам, а сиениты – к интрузиям средне- или даже мезозойского возраста [Гордиенко и др., 1978]. Массив расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4–5 км к западу и северо-западу от с. Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенги. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км².

Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты – северную. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива. Центральная часть его занята анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом, габброидная часть интрузива в разрезе имеет, по-видимому, форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более

поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород.

Для весьма высокотитанистых титаномагнетит-ильменитовых руд характерны высокие содержания титана в титаномагнетите (TiO_2 от 4 мас. % и более). При этом ильменит в этих рудах количественно преобладает над магнетитом 9:1.

Оценка температур и давлений формирования пород и руд. Методический аспект термометрических исследований включал оценку равновесности используемых минеральных ассоциаций, выбор наиболее приемлемого метода и усреднение результатов, полученных по нескольким петрографически однотипным образцам [Badmatsyrenova, 2003]. Средняя температура для пород первой фазы составляет 1100–1000 °С, для пород второй фазы – 950–800 °С.

Пониженные значения палеотемператур, по-видимому, можно считать подтверждением повышенной флюидонасыщенности расплава. Широкое развитие магматической роговой обманки, биотита и апатита (F-апатит) указывает на относительную обогащенность магмы водой и летучими компонентами и определяет ее повышенную щелочность. Присутствие 3 мас. % H_2O снижает температуру ликвидуса базальта более чем на 100 °С.

Для численного определения давления для расслоенной серии использован клинопироксеновый барометр [Nimis, 1999], позволяющий для магматических пород с ассоциацией $\text{Cpx} \pm \text{Opx} \pm \text{Pig} \pm \text{Ol} \pm \text{Pl} \pm \text{Spl} \pm \text{Mt} \pm \text{Amp} \pm \text{Ilm}$ определять давления кристаллизации, оперируя только составом моноклинного пироксена. При расчете была использована калибровка для пород толеитовой серии при температуре 1100 °С. Давления габброидов расслоенной серии, определенные этим методом, составляют 3–5 кбар.

Кристаллизация базальтового расплава в малоглубинной магматической камере. Образование пород Арсентьевского массива. Полевые наблюдения, петрографические и минералого-геохимические данные позволяют заключить, что формирование Арсентьевского массива произошло в результате последовательного внедрения двух различных по составу порций магмы и их последующей кристаллизации в интрузивной камере.

Для реконструкции условий формирования пород рассматриваемых массивов был использован программный комплекс COMAGMAT 3.65 [Ariskin, 2002] в сочетании с традиционными методами, основанными на анализе петрохимических диаграмм. Эволюционные тренды первой интрузивной фазы свидетельствуют о ведущей роли фракционной кристаллизации в их формировании. На бинарной диаграмме Al_2O_3 – MgO фигуративные точки состава пород Арсентьевского массива группируются вдоль конноды Pl–cPx, тем самым подчеркивая ведущую роль фракционирования плагиоклаза и пироксена.

В качестве состава исходного расплава для моделирования кристаллизации был принят средневзвешенный состав пород расслоенной серии (мас. %: SiO_2 44.91, TiO_2 2.20, Al_2O_3 18.0, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 12.35, MnO 0.16, MgO 5.36, CaO 10.68, Na_2O 3.41, K_2O 0.65, P_2O_5 1.29), рассчитанный по данным составленных разрезов. Таким образом, состав родоначальной магмы соответствует субщелочному базальту. $K_D = \text{FeO}/\text{MgO}_{\text{OL}} * \text{MgO}/\text{FeO}_{\text{L}}$ принимался равным 0.3 [Roeder, Emslie, 1970]. Железистость ликвидусного оливина принималась равной 0.20, что соответствует его железистости в габбро. Исходя из этого, соотношение FeO/MgO в исходном расплаве было 2.3, что соответствует железистости (F) 69.73 %.

Для получения оценок родоначального расплава были рассчитаны последовательность кристаллизации, составы минеральных фаз и составы кумулятивных фаз. Наилучшая сходимость составов реальных пород с расчетными достигается при фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM, содержанию воды в расплаве равном 0.5 % и глубине становления массива с давлением порядка 3 кбар. При таких условиях максимальная степень кристаллизации расплава достигает 80 %. Эти оценки хорошо согласуются с геологическими, петрографическими и минералогическими данными (широкое развитие магматической роговой обманки).

Согласно полученным расчетам первым при температуре 1165 °С кристаллизуется оливин с железистостью около 25–30, что согласуется с его реальным составом. Затем при температуре 1140 °С к нему присоединяется основной плагиоклаз (An₇₅). Расчетные соотношения оливина и плагиоклаза, равные 30 и 70 %, соответствуют петрографическим наблюдениям. Доля ортопироксена по сравнению с клинопироксеном в породах невелика.

Программа COMAGMAT 3.65 позволяет проследить общую тенденцию изменения петрогенных компонентов в кристаллизующемся расплаве. Согласно результатам моделирования эволюция состава магматического расплава при внутрикамерной дифференциации носила сложный характер. Концентрации таких петрогенных элементов как Si, Al, Na, K в процессе фракционирования увеличиваются и максимальны на последних стадиях кристаллизации, что связано с накоплением этих компонентов в расплаве по мере кристаллизации пород. Концентрации Mg и Ca в расплаве уменьшаются по мере кристаллизации пироксена и плагиоклаза.

Концентрации Fe, Ti изменяются по мере кристаллизации в сторону увеличения, которое прекращалось при появлении на ликвидусе оксидов железа и титана. И хотя на вариационных диаграммах, отражающих составы остаточных расплавов, отмечается занижение модельных содержаний калия, в целом в процессе кристаллизации происходит накопление кремния (SiO₂ до 49 мас. %) и щелочей (Na₂O+K₂O до 7.8 мас. %), что подтверждает версию о формировании габброидов, монцодиоритов и сиенитов I фазы массива при фракционировании единого исходного расплава.

Выводы. Расслоенная серия Арсентьевского массива образовалась из базальтового расплава с повышенной щелочностью в малоглубинных условиях (3 кбар) при фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM. Результаты вычислений показывают, что в интрузивную камеру поступал расплав, содержащий взвесь кристаллов ОI, Сrx и Pl, аккумуляция которых могла привести к образованию оливиновых габбро, габбро и габбро-норитов. В результате моделирования установлено, что выделение оксидных минералов из расплава происходило при температуре примерно 1100 °С.

Для образования железо-титан-ванадиевых руд в рассматриваемых породах благоприятным фактором являлись высокая железистость и окислительные условия формирования. Повышение щелочности кристаллизующегося расплава способствовало вхождению титана в силикатные минералы (амфиболы и биотиты).

В целом, результаты моделирования процесса кристаллизации пород первой фазы Арсентьевского массива не противоречат ожидаемой последовательности и пропорциям образования кристаллических фаз, предполагавшимся на основании анализа петрохимических диаграмм. Это позволяет заключить, что рассчитанный состав исходного расплава и заданные параметры кристаллизации могут быть признаны достаточно реалистичными.

Литература

- Богатиков О. А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.
- Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н.* Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
- Смирнов С. М., Перельгина А. И.* О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1959. № 6. С. 3–12.
- Ariskin A. A.* The compositional evolution of differentiated liquids from the Skaergaard Layered Series as determined by geochemical thermometry // Russian Journal of Earth Sciences, 2003. Vol. 5. № 1. P. 1–29.
- Badmatsyrenova R. A., Orsoev D. A.* Geochemical features of titanomagnetite-ilmenite mineralization in the Arsenyev massif (Transbaikalia) // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003. V. 67. № 18 (S1). P. 31.
- Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic and acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1999. Vol. 135. P. 62–74.
- Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-liquid equilibrium // Contribution to Mineralogy and Petrology, 1970. Vol. 29. P. 275–289.

Н. Т. Каменихин

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Геохимическая модель гидротермального оруденения для решения теоретических и прикладных задач

Использование моделей рудных месторождений для решения различных геологических задач получило широкое распространение в конце 70-х годов прошлого века [Кривцов, 1989]. Основной целью моделирования служило создание обобщенных образов объектов исследования и выявление на них закономерностей в поведении представительных признаков. Методы моделирования всецело зависят от назначения моделей и способов их интерпретации применительно к природным объектам. При геохимических исследованиях одним из важнейших представительных признаков гидротермальных рудных месторождений, интрузивных и метаморфических образований является зональность химических элементов, ставшая за длительный период изучения аксиомой. На базе представлений о зональности могут быть решены многие вопросы теоретического и прикладного плана. Это может быть показано на примере гидротермального рудообразования.

Модель геохимической зональности. С целью максимального аппроксимирования геохимической модели к природной закономерности, воспользуемся рядами осевой зональности элементов-индикаторов различных рудных месторождений [Справочник..., 1990, табл. 58]. Так, низкотемпературные (эпитеральные) золоторудные месторождения обладают следующим рядом осевой зональности (сверху вниз), одновременно присвоим элементам порядковые номера: 1 – Hg, 2 – Ba, 3 – (Sb, As), 4 – (Ag, Au), 5 – Pb, 6 – (Zn, Cu), 7 – (Mo, Sn, Bi, W). Взаимоотношения элемен-