

Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

*Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова*

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

Johnson K.T.M. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications // Mineral. Mag. 1998. V. 58A. P. 454-455.

Mysen O.B. Experimental determination of rare earth element partitioning between hydrous silicate melt, melt, amphibole and garnet peridotite minerals at upper mantle pressure and temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V.42. P.1253-1263.

Nicholls I.A., Harris K.L. Experimental rare earth partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V.44. P.287-308.

Salter V.J.M. Longhi J. Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 166. P.15-30.

Shcnetzler C.C., Philpotts J.A. Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix and rock-forming mineral phenocrysts –II // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V.34. P.331-340.

Shimizu H. Experimental study on rare earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems // Geochim. Journ. 1980. V.14. P.185-202.

Shimizu N., Kushiro L. The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressure: preliminary experiments // Geophys. Res. Lett. 1975. V. 3. P. 413-416.

Wim vanWestrenen, Blundy J., Wood B. Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt // Amer. Mineral. 1999. V.84. N 5-6. P.838-847.

Новые данные по изучению оливинов ультрамафитовых пород (ЭПР, петроструктурный и микрозондовый анализы)

Ф.П.ЛЕСНОВ¹, В.Е.ИСТОМИН¹, А.И.ЧЕРНЫШОВ²

¹Институт геологии СО РАН, г.Новосибирск

²Тамский госуниверситет, г.Тамск²

В течение последних двух десятилетий многими исследователями, в том числе нами, проводилось изучение породообразующих оливинов методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (Велинский и др., 1980, 1981; Велинский, Банников, 1986; Леснов, 1988; Гончаренко, 1989; Гончаренко и др., 1982). При этом преследовалась цель определить основные особенности распределения ионов Fe^{3+} в кристаллической структуре оливинов различного состава и генезиса и типизировать их в соответствии с наблюдаемыми формами спектров ЭПР(Fe^{3+}). В этих работах, в частности, отмечалось, что содержание ионов Fe^{3+} в оливине, а также форма их вхождения в его структуру находятся в зависимости от испытанных минералом пластических деформаций, хотя сущность этой связи оставалась не ясной. Для дальнейшего изучения этого вопроса нами были проанализированы 22 образца оливинов из минимально измененных вторичными процессами дунитов и гарцбургитов, а также из хромититов, отобранных в двух ультрамафитовых массивах Восточной Сибири – Парамского (Витимское плато) и Оспинского (Восточный Саян). Оба указанных массива представляют собой крупные, глубоко эродированные крутопадающие протрузии, сложенные преимущественно слабо серпентинизированными пластически деформированными ультрамафитами, из которых отбирались образцы для изучения оливинов (Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов и др., 1997). Предназначенные для изучения методом ЭПР оли-

вины предварительно подверглись химическому анализу на микрозонде, а также изучению их петроструктурных особенностей (табл.).

Петроструктурные исследования показали, что оливины в исследуемых ультрамафитах подверглись различным по времени, характеру и интенсивности пластическим деформациям, способствовавшим формированию различных типов микроструктур. Общая схема эволюции микроструктур представляется в следующем виде: протогранулярная, мезогранулярная, порфирокластовая, порфиroleйстовая, мозаичная, мозаично-лейстовая и мозаично-паркетовидная.

Анализ этих образцов оливинов на микрозонде показал, что их общая железистость относительно низка и изменяется в интервале 9,8-16,6%, содержание MnO составляет 0,03-0,17% масс., содержание CaO – 0,01-0,18% масс., содержание NiO – 0,13-0,48% масс.

Спектры ЭПР поликристаллических образцов оливинов снимались на радиоспектрометре X-диапазона в области полей 0,005-0,52 Тл при комнатной температуре. Судя по полученным данным, во всех образцах оливина регистрируются широкие линии поглощения, характерные для низкожелезистых его разновидностей, подвергшихся пластическим деформациям в окислительных условиях (Гончаренко и др., 1982). Можно констатировать, что эти спектры фиксируют присутствие в пробах различных по величине скоплений ионов Fe^{3+} (кластеров). По особенностям своей конфигурации спектры разделены на несколько типов (рис., табл.).

Таблица. Типы спектров ЭПР (Fe^{3+}), микроструктура и химический состав (% масс) оливинов из ультрамафитов Парамского и Оспинского массивов

Тип спектра ЭПР	№ обр.	Порода	Микроструктура	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	F, %
I	Па-58/2	Хромитит	ПК								
II	Па-22/3	Дунит	МП	41,03	5,15	0,03	51,73	0,01		97,95	9,8
	Па-26/9	Дунит	ПК	41,45	7,70	0,09	50,50	0,01		99,75	13,2
	Па-36/11	Дунит	ПГ	41,30	5,85		52,03	0,01	0,13	99,19	10,1
III	Па-36/6	Дунит	ПЛ	41,04	8,75	0,12	49,66	0,02		99,59	15,1
	Па-55/3	Дунит	ПГ								
	Па-59/2	Дунит	МЛ	40,61	9,58	0,12	48,05	0,08		98,44	16,6
	Па-12/4	Дунит	МГ	41,15	7,11	0,12	51,84			100,22	12,1
	Па-13/2	Дунит	МГ	41,34	6,97	0,09	52,11	0,02		100,53	11,8
	Па-31/6	Дунит	ПЛ	40,71	8,59	0,16	49,57	0,03		99,06	14,8
	О-16/4	Дунит	ПК	40,84	6,14	0,09	51,92	0,08	0,38	99,07	10,6
	О-27/1а	Дунит	ПЛ	40,50	7,90	0,15	49,98	0,06	0,40	98,59	13,6
IV	Па-2/2	Гарибургит	МЗ	41,45	7,70	0,09	50,50	0,01		99,75	13,3
	О-19/1	Гарибургит	ПГ	41,46	7,91	0,11	50,04	0,11	0,48	99,63	13,6
	О-25/2	Гарибургит	ПЛ	41,42	7,91	0,14	50,26	0,08	0,38	99,81	13,6
	О-8/4	Дунит	МГ	40,83	8,66	0,11	49,17	0,18	0,21	98,95	15,0
	О-30/2	Дунит	ПЛ	41,15	7,47	0,06	50,41	0,04	0,36	99,13	12,9
	О-30/1	Гарибургит	МГ	40,94	8,08	0,17	50,51	0,13	0,40	100,23	13,9
	О-29/1	Гарибургит	МЗ								
	О-14/1	Гарибургит	МГ								

Примечание. Типы микроструктур: ПГ – протогранулярная, МГ – зоогранулярная, ПК – порфирокластовая, ПЛ – порфиroleйстовая, МЗ – мозаичная, МЛ – мозаично-лейстовая, МП – мозаично-паркетовидная. $F = 100 \cdot FeO / (FeO + MgO)$, % масс. Типы спектров ЭПР (Fe^{3+}) соответствуют рис. 1. Па – образцы из Парамского массива, О – образцы из Оспинского массива.

Спектр I-го типа наблюдался лишь в одном образце оливина, присутствующего в виде примеси в хромититах Парамского массива (обр. Па-58/2). По данным петроструктурного анализа этот оливин имеет порфирокластовую микроструктуру, а судя по характеру спектра ЭПР, ионы Fe^{3+} представлены в нем только в мелких кластерах.

Спектры II-го типа. Их типичным примером может служить спектр оливина из дунитов Парамского массива, имеющего протогранулярную микроструктуру и относительно низкую железистость – $F=10,1\%$ (обр. Па-36/11). Аналогичные спектры установлены и в других образцах из дунитов того же массива – обр. Па-26/9 ($F=13,2\%$, порфирокластовая микроструктура) и обр. Па-22/3 ($F=9,8\%$, мозаично-паркетовидная микроструктура). Форма этих спектров указывает на то, что наряду с резко преобладающими мелкими кластерами в этих оливинах в небольшом количестве присутствуют крупные кластеры.

Спектры III-го типа. Образцы оливинов, имеющих спектры этого типа, более многочисленны, чем образцы со спектрами двух предыдущих типов. Этот тип спектра проиллюстрирован на примере оливина из дунитов Парамского массива (обр. Па-36/6, $F=15,1\%$, порфиroleйстовая микроструктура). Подобные спектры имеют и другие образцы из названного массива (обр. Па-59/2, $F=16,6\%$, мозаично-лейстовая микроструктура; обр. Па-55/3, протогранулярная микроструктура), а также два образца из дунитов Оспинского массива. Форма спектров III-го типа указывает на то, что в этих оливинах мелкие и крупные кластеры Fe^{3+} представлены примерно в равных количествах.

Спектры IV-го типа. Выразительным примером оливинов, имеющих такой спектр, является обр. О-30/1 из гарибургитов Оспинского массива ($F=13,9\%$, мезогранулярная микроструктура). Кроме того данный тип наблюдался в обр. Па-2/2 ($F=13,3\%$, гарибургит, мозаичная микроструктура, Парамский массив) и в обр. О-29/1 (гарибургит, мозаичная микроструктура, Оспинский массив). Форма этих спектров указывает на то, что в таких оливинах представлены, главным образом, крупные кластеры при очень незначительном количестве мелких кластеров.

На основе имеющихся данных можно заключить, что регистрируемые на спектрах оливинов суперпозиции из двух, реже трех широких линий находят себе логическое объяснение в системах кластеров ионов Fe^{3+} (Истомин и др., 2000). Размеры этих кластеров изменяются приблизительно от нескольких десятков ангстрем (I-й тип спектров) до нескольких тысяч ангстрем (IV-й тип спектров), причем последний из типов по форме линии и ее положению в магнитном поле приближается к V-му типу спектра, который наблюдается у поликристаллического образца магнетоконцентрированного минерала, в данном случае – мономинерального магнетита (см. рис.).

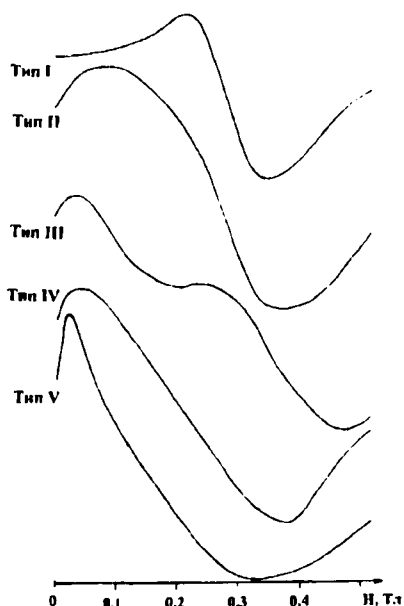


Рис. 1. Типы спектров ЭПР (Fe^{3+}) пластически деформированных оливинов из ультрамафитов Парамского и Оспинского массивов.

Тип I (обр. Па-58/2, хромитит, порфирикластовая микроструктура, Парамский массив). Тип II (обр. Па-36/11, дунит, протогранулярная микроструктура, Парамский массив). Тип III (обр. Па-36/6, дунит, порфиroleйсовая микроструктура, Парамский массив). Тип IV (обр. О-30/1, гарибургит, мезогранулярная микроструктура, Оспинский массив). Тип V (мономинеральная проба магнетита). II, Тл – напряженность магнитного поля в теслах.

По результатам наших наблюдений методом ЭПР можно предположить, что максимальные из фиксируемых размеры кластеров ионов Fe^{3+} (обозначим их через l) достигают нескольких тысяч ангстрем ($< ? \cdot 10^{-5} \text{ см}$), в то время как минимальные размеры микроструктурных образований, наблюдаемых под микроскопом (обозначим их через L), составляют примерно несколько микрометров ($> ? \cdot 10^{-4} \text{ см}$), то есть L на порядок и больше превышает l . Отметим, при изучении монофракций оливина под биноклем железосодержащие кластеры обычно наблюдаются в виде сгущения бурой окраски приповерхностного слоя крупных кристаллических зерен минерала или в виде полного окрашивания мелких зерен минерала. В некоторых же случаях в зернах наблюдаются субмикроскопические непрозрачные включения, которые практически не поддаются отделению от содержащих их кристаллов оливина при пробоподготовке. Очевидно, именно в таких включениях и содержится подавляющее количество ионов Fe^{3+} , фиксируемых прибором при съемках спектров ЭПР.

Помимо охарактеризованных спектров ЭПР, полученных для проб природных оливинов, были сняты спектры их дубликатов, предварительно подвергшихся кратковременному отжигу до 1100°C в вос-

становительной среде. Оказалось, что после процедуры отжига интенсивность линий спектров ЭПР оливинов существенно уменьшилась по сравнению с интенсивностью линий на спектрах соответствующих природных образцов, а в отдельных случаях эти линии полностью исчезли и, таким образом, изменилась сама форма спектра. Описанный эффект, как нам представляется, можно объяснить тем обстоятельством, что обусловленная восстановительной средой диффузия ионов кислорода из приповерхностного слоя зерен оливина сопровождалась изменением зарядового состояния (восстановлением) трехвалентных ионов железа, находящихся в этом слое. Резкое уменьшение интенсивности линий на спектрах ЭПР оливинов при относительно кратковременном отжиге, очевидно, указывает на то, что кластеры ионов Fe^{3+} размером l , находятся на поверхности микроструктурных образований, имеющих размеры L .

Выводы

1) Подавляющая часть ионов трехвалентного железа в кристаллах низкожелезистых оливинов, фиксируемых по спектрам ЭПР, находится не непосредственно в их кристаллической структуре, а в составе различных по размерам кластеров и субмикроскопических включений, обычно локализованных на поверхности зерен и на стенках секущих их микротрещин.

2) По особенностям конфигурации среди спектров ЭПР (Fe^{3+}) оливинов можно выделить несколько типов, которые отвечают различной степени насыщенности образцов кластерами ионов Fe^{3+} , а также различным их размерам.

3) Изменения формы спектров ЭПР (Fe^{3+}) оливинов и интенсивности фиксируемых на них линий не находятся в прямой зависимости от испытанных минералом пластических деформаций и присущего ему типа микроструктуры, а также не имеют непосредственной связи с общей железистостью минерала. Очевидно, испытанные минералом пластические деформации в той или иной мере способствовали образованию микротрещин в его зернах, которые впоследствии служили каналами для проникновения в них окисляющих флюидов, обусловивших переход части структурных двухвалентных ионов железа в трехвалентные ионы, фиксируемые на спектрах ЭПР.

Литература

- Велинский В.В., Щербаков М.Я., Банников О.Л., Истомин В.Е. Структурная неоднородность оливинов в альпинотипных гипербазитах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 98-103.
- Велинский В.В., Щербаков М.Я., Васильев Ю.Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов // Докл. АН СССР, 1981, т.259, № 1. С. 183-186.
- Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 104с.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная

эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1989. 400с.

Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета, 1990. 200с.

Гончаренко А.И., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Исследование пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов методом ЭПР // Докл. АН СССР, 1982, т.265, №6. С.1480-1486.

Истомин В.Е., Мазуров М.П., Гришина С.Н. Ти-

поморфизм парамагнитных примесей в галитах из зон базит-эвапоритового взаимодействия // Геология и геофизика, 2000, т.41, №1. С.126-134.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Автореф. дисс... доктор г.м.н. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 32с.

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. 160с.

Петрология Тагило-Баранчинского плутона (Средний Урал)

В.И.МАЕГОВ

Уральская геологосъемочная экспедиция, г. Екатеринбург

Тагило-Баранчинский плутон (ТБП) – один из крупнейших в Платиноносном поясе Урала (ППУ) – известен, главным образом, по работам Н.К. Высоцкого (1913), Е.А.Кузнецова (1946, 1950), О.А.Воробьевой и др. (1962). Большинство исследователей раннего периода связывали возникновение всей совокупности горных пород плутона от дунита до гранита с дифференциацией родоначальной магмы габбрового состава. Исходя из современных представлений ТБП рассматривается как полигенное и полихронное образование, сформировавшееся во временном интервале поздний ордовик – ранний девон.

Наиболее ранней по возрасту (O_3-S_1) является *габбро-долерит-плагิโอгранитовая ассоциация* юго-восточной части ТБП, выделявшаяся ранее в габбро-плагิโอгранитную формацию Тагильского массива (Эвгеосинклинальные..., 1984). Она представлена амфибол-соссюритовыми, преимущественно аподипсидовыми габбро, интродуцированными пакетами долеритовых даек и штокверками жил плагิโอгранитоидного состава, сливающимися в поля эруптивных брекчий и небольших интрузий. Общие особенности пород ассоциации: широкое развитие зеленокаменных метаморфических изменений, низкие содержания K_2O – 0,1-0,5 %, P_2O_5 – 0,05-0,15 %, Sr – 150-300 г/т, Rb – <3 г/т при значительных вариациях содержаний Na_2O – 0,8-3,5 % в основных породах и до 6,5 % в гранитоидах. Характер геологических соотношений, особенности метаморфизма, петро- и геохимии дают основания рассматривать данную ассоциацию в качестве тектонического фрагмента офиолитовой серии, соответствующего той части ее типичного разреза (Колман, 1979), которая сложена массивными габбро верхней части расслоенного гипербазит-габбрового комплекса, комплексом долеритовых даек и плагิโอгранитоидами. Следует заметить, что в восточном экзоконтакте ТБП по данным геологической съемки фрагментарно развиты поздне-

ордовикско-раннесилурийские вулканогенные породы базальт-риолитовой формации, считающиеся ко-магматическими долеритам и плагิโอгранитоидам описанной ассоциации, что согласуется с их петро- и геохимическими характеристиками. По-видимому, эти вулканогенные образования следует рассматривать как составную часть разреза офиолитовой серии.

Более поздней – раннесилурийской по времени формирования – является наиболее характерная в ППУ серия горных пород, известная как габбро-пироксенит-дунитовая формация (Кузнецов, 1964). Более детальные исследования дали основание выделить в объеме этой формации гетерогенные естественные ассоциации и комплексы (Ефимов и др.1967, 1993). В пределах ТБП нами выделяются дунит-клинопироксенитовая ассоциация, комплексы оливин-анортитовых габбро и лабрадоровых габброноритов.

Дунит-клинопироксенитовая ассоциация. Породы этой ассоциации залегают обычно в виде изолированных тел среди оливин-анортитовых габбро внутри ТБП и за его пределами в окружении амфиболитов и роговиков западного обрамления. В последнем случае они могут рассматриваться в качестве аллохтонных фрагментов, тектонически отторгнутых от ТБП. Наиболее крупный из таких фрагментов – известный своей платиноносностью Нижнетагильский дунит-пироксенитовый массив – обладает четко выраженным концентрически-зональным строением: его дунитовое ядро окружено клинопироксенитовой оболочкой. Остальные фрагменты сложены в основном клинопироксенитами. Крупные существенно клинопироксенитовые тела, залегающие в окружении габброидов, также обнаруживают нечетко выраженное зональное строение: в их центральных частях сосредоточено множество обособлений оливинитов и верлитов. Все породы этих тел, как правило, обогащены сидеронитовым титаном-магнетитом и вмещают небольшие железорудные месторождения качканарского типа.