

О РЕДОКС-УСЛОВИЯХ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Известно, что окислительно-восстановительное состояние ультрамафитов является наиболее чувствительным индикатором тектонической обстановки их формирования [5, 13]. Это обусловлено тем, что редокс-состояние в значительной степени определяет

Т а б л и ц а 1

Геодинамические условия формирования ультрамафитов шпинелевой фации [3] и состояние их окисленности (по литературным данным)

Тектоническая обстановка	Геологические объекты	$\delta \log fO_2$ (FMQ) $X \pm \sigma$ (n)	Источник
<i>Субконтинентальные ультрамафиты</i>			
Области предрифтового вулканизма и рифтогенеза: ксенолиты шпинелевых лерцолитов в щелочных вулканитах	Тарятская впадина, Монголия;	$-0,4 \pm 0,3$ (21)	[12]
	Юго-Запад США Британская Колумбия, Канада	$-0,1 \pm 0,4$ (14)	[9]
Массивы "корневых зон"	Бени Бушера, Марокко	$-1,7 \pm 0,7$ (22)	[13]
	Ронда, Испания Французские Пиренеи	$-0,9 \pm 0,8$ (13) $-0,4 \pm 0,3$ (21)	Там же Там же
Рифтогенный "предокеанический" бассейн Красного моря (остров Забаргад)		?	
<i>Субокеанические ультрамафиты</i>			
Зоны крупных трансформных разломов: центр спрединга	Трог Кай-тан	$-1,7 \pm 0,7$ (2)	[8]
Пассивные окраины океанов		?	
СОХ с малой скоростью спрединга	Западно-Индийский	$-0,8 \pm 0,4$ (10)	Там же
	Американско-Атлантический	$-0,6 \pm 0,2$ (5)	Там же
СОХ с высокой скоростью спрединга	Срединно-Атлантический	$-0,6 \pm 0,7$ (7)	Там же
СОХ с участками наложенных мантийных плюмов	Американо-Антарктический в районе острова Бюве	$-2,1 \pm 0,3$ (4)	Там же
<i>Надсубдукционные ультрамафиты</i>			
Фундамент современных энсиматических островных дуг: ксенолиты шпинелевых ультрамафитов	Вулкан Мэгата, Япония	$+0,8 \pm 0,3$ (31)	[12]
	Центральный массив, Франция	$+0,4 \pm 0,1$ (4)	Там же
Офиолиты зарождающихся островных дуг	Семайл, Оман	$-1,1 \pm 0,4$ (15)	[10]
Островные дуги	Интрузии аляскинского типа	$+2,5 \pm 0,4$ (6)	[6]

флюидный режим в системе С-Н-О [2], который, в конечном итоге, зависит от тектонической позиции ультрамафитов [13]. Использование петрохимических характеристик и состава минералов в качестве таких индикаторов, несмотря на значительный прогресс [например, 3, 7], сталкивается с рядом трудностей, обусловленных не столько недостатком данных, сколько неопределенностью их интерпретации.

Задача настоящей работы - определение на примере Урала тектонической позиции ультрамафитов складчатых областей и связанного с ними хромитового оруденения по их окислительно-восстановительному состоянию с целью выяснения на этой основе источника рудообразующих флюидов.

Предварительно по литературным данным было проведено сопоставление геодинамических обстановок формирования ультрамафитов с данными расчетов летучести кислорода современными методами окситермобарометрии (табл. 1). Из анализа таблицы следует, что по состоянию окисленности ультрамафиты, за некоторым исключением, четко делятся на две группы: первая, относительно восстановленная, с летучестью кислорода ниже буфера FMQ, включает субконтинентальные и субокеанические ультрамафиты, ко второй - в 100 раз более окисленной - относятся надсубдукционные разности.

Т а б л и ц а 2

**Тектоническая позиция становления ультрамафитовых массивов Урала
по данным оценки их окислительно-восстановительного состояния**

Массив	Порода	$\delta \log fO_2(FMQ)+0,4$ $X \pm \sigma (n)$	Тектоническая позиция
<i>Сублитосферные ультрамафиты</i>			
Южный Крака, северная часть	Серия ШЛ + ГЦ	$-0,5 \pm 0,5 (28)$	ПО
<i>Надсубдукционные ультрамафиты</i>			
Южный Крака, северная часть	ЛП	$+0,7 (2)$	ЗОД
Тот же, юго-западная часть	Серия амфиболизиров. ГЦ+Д	$+2,1 \pm 1,0 (17)$	СОД
Нурали	Серия ШЛ+ГЦ+Д	$+0,2 \pm 1,1 (45)$	ЗОД
Тот же	ЛП	$+1,1 \pm 0,6 (9)$	РОД
Войкаро-Сыньинский	ГЦ	$+0,9 \pm 0,4 (43)$	ЗОД
Тот же	ДС	$+1,3 \pm 0,9 (13)$	РОД
Тот же	ДК	$+1,5 \pm 0,6 (10)$	Та же
Кемпирсайский юго-восток	Серия ГЦ+Д	$+0,4 \pm 0,5 (61)$	ЗОД
Тот же. Тыгаша	ГЦ	$+0,5 \pm 0,4 (18)$	Та же
Тот же, Западный Блактай	Д	$+1,0 \pm 0,6 (10)$	РОД
Тот же, срединная часть	ГЦ	$+1,0 \pm 0,2 (8)$	Та же
Там же	ДС	$+2,1 \pm 0,4 (17)$	СОД
Нижнетагильский	Д	$+3,0 \pm 0,2 (7)$	Та же
<i>Внутриконтинентальные ультрамафиты</i>			
Рай-Из, зона метаморфизма	ЭФП	$+5,6$	
Там же	МТОП	$+5,2$	
Там же	ТОП	$+3,8$	
Там же	АОП	$+2,4$	
Там же	ХХ среди АОП	$+3,3$	

П р и м е ч а н и е: ШЛ - лерцолиты шпинелевые, ЛП - лерцолиты плагиоклазовые, ГЦ - гарцбургиты, Д - дуниты реститогенные, ДС - дуниты метасоматического сетчатого комплекса, ДК - дуниты краевого комплекса, ЭФП - энстатит-форстеритовые породы, МТОП - магнезиокуммингтонит-тальк-оливиновые породы, ТОП - тальк-оливиновые породы, АОП - антигорт-оливиновые породы, ХХ - хромитит с высокохромистым хромшпинелидом; ПО - пассивная окраина, ЗОД - зарождающиеся островные дуги, РОД - развивающиеся островные дуги, СОД - сформированные островные дуги

Исключение составляют офиолиты комплекса Семайл (Оман), которые на основании состава базальтов отнесены к надсубдукционным образованиям [4]. Судя по состоянию окисленности ультрамафиты этого комплекса следует отнести к субокеаническим разностям. Обращают внимание чрезвычайно большие вариации летучести кислорода в пределах субконтинентальных (до 60 крат) и субокеанических (до 30 крат) ультрамафитах при тождественности их наиболее восстановленных, т.е. наименее трансформированных, величин, а также средних значений (соответственно, -0,7 и -1,0 ед. $\log f_{O_2}$ относительно буфера FMQ). По-видимому, можно утверждать, что величина летучести кислорода отражает не столько латеральную неоднородность окислительно-восстановительного состояния верхней мантии, сколько глубину их преобразований в континентальной и океанической литосфере, т.е. редокс-условия становления ультрамафитов.

Основываясь на изложенных данных, мы попытались определить тектоническую обстановку становления ультрамафитов ряда крупнейших альпинотипных и концентрически-зональных массивов Урала по их состоянию окисленности (табл. 2). Как видно из таблицы, ультрамафиты массивов, слагающих Главный ультрамафитовый пояс Урала, преобразованы в надсубдукционных условиях, в то время как гарцбургит-лерцолитовая серия расположенного западнее массива Южный Крак сохранила редокс-состояние, свойственное сублитосферным ультрамафитам. Широкие вариации величины окисленности первых, в семь раз перекрывающие погрешности окситермобарометрического метода, свидетельствуют, по-видимому, о реакции ультрамафитов на формирование островной дуги. В развитие [3] условно можно выделить этапы зарождающейся ($0 < \delta \log f_{O_2} < +1,0$), развивающейся ($+1,0 \dots +2,0$) и сформированной ($+2,0 \dots +3,0$) островной дуги (см. табл. 2). Можно предположить, что на первом этапе произошло приспособление продуктов магматического деплетирования к новым редокс-условиям, на последующих - трансформация шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые, реакция габбро с продуктами деплетирования с образованием краевых дунитов и метаморфическая дифференциация этих продуктов с формированием сетчатого энстатитит-дунитового комплекса и связанного с ним глиноземистого хромитового оруденения. Становление дунитов Платиноносного пояса Урала происходило в условиях сформировавшейся островной дуги, что согласуется с известными данными [1] и А.А. Ефимова (в печати).

Наибольшей окисленностью обладают продукты прогрессивного зонального динамотермального метаморфизма, развитого в ультрамафитах массива Рай-Из. Максимальные значения летучести кислорода зафиксированы в энстатит-форстеритовых породах центральной зоны метаморфизма, постепенно снижающиеся к оливин-антигори-

Таблица 3

Источник рудообразующих флюидов при формировании хромитового оруденения
(по данным оценки фугитивности кислорода)

Массив	Рудоносная подзона	Породы	$\delta \log f_{O_2}(\text{FMQ}) + 0,4$ $X \pm \sigma (n)$	Источник рудообразующих флюидов
<i>Высокохромистое оруденение</i>				
Кемпирсайский	Надрудная	ГЦ	$-0,4 \pm 0,8 (12)$	Астеносферный
То же	Межрудная	Серия ГЦ+Д	$-1,4 \pm 1,7 (7)$	
То же	Руда	ХХ	$-2,0 \pm 1,0 (12)$	
То же	Подрудная	Серия ГЦ+Д	$0,0 \pm 0,5 (13)$	
<i>Глиноземистое оруденение</i>				
Кемпирсайский		ХГ	$+2,1 \pm 0,4 (17)$	Островодужный
Войкаро-Сыньинский		ХГ	$+2,5 \pm 1,4 (5)$	Тот же

Примечание: ГЦ - гарцбургиты, Д - дуниты реститогенные, ХХ - хромититы с высокохромистым хромшпинелидом; ХГ - хромитит с глиноземистым хромшпинелидом.

товым породам зоны периферии (табл. 2). Высокая окисленность флюидов подтверждается развитием в самом центре метаморфизма магнезит-энстатитовых пород (саггандитов), свидетельствующих о высокой мольной доле в этих флюидах углекислоты. По-видимому, источник окисленных флюидов связан с развитием внутриконтинентального гранитоидного магматизма.

Состояние окисленности хромититов позволяет предположить астеносферный источник восстановленных рудообразующих флюидов при формировании высокохромистых руд кемпирсайского типа и окисленный островодужный - глиноземистых (табл. 3).

В заключение следует подчеркнуть, что предложенная интерпретация полученных результатов требует проверки с привлечением геохимических и окситермобарометрических данных по тесно ассоциирующим с ультрамафитами базитам и вулканитам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, код проекта 95-05-14287.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала - магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. АН. 1996. Т.347, № 5. С. 649-652
2. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.
3. Паланджян С.А. Петрохимические типы перидотитовых комплексов офиолитов в различных геодинамических обстановках: Научн. докл. д.г.м.н. М., 1991. 69 с.
4. Пирс Дж., Липпард С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов / Под ред. Б.Кокелаара, М.Хаулса. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
5. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелинов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 136 с.
6. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107, № 1. P. 27-40.
7. Bonatti E., Michael P. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planet. Sci. Letters. 1989. Vol. 91, № 3/4. P. 297-311.
8. Bryndzia L.B., Wood B. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and C-O-H volatile composition of the earths suboceanic upper mantle // Amer. J. Sci. 1990. Vol. 290, № 10. P. 1093-1116.
9. Canil D., Virgo D., Scarfe C.M. Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 453-462.
10. Nasir S. Oxygen thermobarometry of the Semail harzburgite massif, Oman and United Arab Emirates // European J. Mineralogy. 1996. Vol. 8, № 1. P. 153-163.
11. Wood B., Bryndzia L., Johnson K. Mantle Oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // Science. 1990. Vol. 248, № 4953. P. 337-345.
12. Wood B., Virgo D. Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of lherzolite spinel by 57Fe Mössbauer Spectroscopy and resultant oxygen fugacities // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53, № 6. P. 1277-1291.
13. Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs // J. Petrol. 1992. Vol. 33, p-t 1. P. 203-230.