КИСЛОРОДНЫЙ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМЫ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В ОФИОЛИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: ДАННЫЕ ОЛИВИН-ХРОМШПИНЕЛЕВОЙ ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИИ

А.А. Ефимов, И.С. Чащухин, С.Л. Вотяков, О.Л. Галахова

В истории глубинной зоны - места образования высокобарических метагабброидных комплексов, входящих в современную структуру офиолитовых аллохтонов Полярного Урала, отчетливо фиксируются две эпохи: ранняя - гранулитовая, сухая (температуры до 900 °С, давления до 10-13 кбар) и поздняя – водного метаморфизма амфиболитовой ступени. Нет признаков того, что между гранулитовой и амфиболитовой эпохами существовал значительный временной разрыв. Фрагменты глубинной зоны, в которых записаны события поздней эпохи, сосредоточены в двух пространственно разобщенных ареалах – Хадатинском и Войкарском – и сложены преимущественно гранатовыми амфиболитами, образовавшимися синхронно, но по разному габброидному субстрату [Петрология..., 1977; Ефимов и др., 1994; Ефимов, Пота-

пова, 2000]. Среди них по составу сосуществующих граната и роговой обманки и геохимии протолита выделяются три парагенетических типа – хордъюсский, леволагортинский и малыкский, различия которых определяются, как можно предполагать, температурами метаморфизма - соответственно около 750, 650 и 500 °C [Ефимов, Потапова, 1995]. По-видимому, это связано с тем, что химически и генетически различные габброидные блоки тектонически объединились в некое структурное целое к началу эпохи, имея на этот момент различную остаточную температуру. Амфиболиты всех трех типов образовались при очень высоких, в 10-13 кбар, давлениях водного флюида, о чем можно судить по находке в них специфического парагенезиса парагонит-клиноцоизит-кварц [Ефимов, Потапова, 1992, 1996].

ПЕТРОЛОГИЯ

Геодинамическая история древней глубинной зоны, из которой эксгумированы высокобарические метагабброидные комплексы, может быть реконструирована по интенсивным параметрам метаморфизма, среди которых особое место занимает кислородный режим, достаточно достоверно установленный для преобразованных в этой же зоне ультрамафитов [Чащухин и др., 1996]. С этой целью авторы изучили редокссостояние дунитов, слагающих небольшие тела, интегрированные в структуру толщи гранатовых габбро-амфиболитов Малыкского комплекса в Хадатинском офиолитовом аллохтоне. Авторы исходили из того, что эти маломощные тела, как бы ни рассматривать их первичную природу, были преобразованы в тех же условиях, что и вмещающая их габбровая масса огромного объема, и равновесны с нею. В парагенезисе дунита (оливин + хромшпинель), вполне устойчивом в данных условиях в присутствии водного флюида, неизбежно должны быть записаны изменения, связанные с водным метаморфизмом. Следовательно, полученные для дунита интенсивные параметры метаморфизма могут быть экстраполированы на вмещающие породы и, более того, могут быть приписаны всем образованиям гранат-амфиболитовой эпохи.

В данной работе изучено два образца (пробы 8849 и 8853) из небольшого дунитового тела, залегающего на водоразделе рр. Малыко и Малой Хадаты среди обширного поля гранатовых амфиболитов (рис. 1). Здесь, на вершине с высотной отметкой 497 м, среди глыбовых развалов амфиболитов, состоящих из переменных количеств роговой обманки, клиноцоизита и граната, иногда кислого плагиоклаза, кварца и примеси рутила, в редких коренных выходах и в развалах прослеживается изолированное дунитовое тело мощностью не более 50 м, удлиненное в меридиональном направлении и имеющее, по-видимому, линзообразную форму. В дунитах местами наблюдается грубая сланцеватость, встречаются мелкие хромитовые шлиры и изолированные жило- и желвакообразные пироксенитовые тельца; в развалах среди дунитовых глыб встречаются глыбы верлитов и пироксенитов. Общая картина сходна с той, какая наблюдается в пироксенит-тылаитовых толщах (горячем меланже) Платиноносного пояса Урала, содержащих мелкие линзы железистых дунитов [Ефимов и др., 2005]. Сходство дополняется составом дунитов - здесь это также весьма железистые разности (табл. 1).

Образцы дунита сложены крупнозернистым (~ 3 мм) оливином со слабоволнистым погасанием и полосами излома. В межзерновом пространстве встречены редкие мелкие зерна клинопироксена. Акцессорная хромшпинель в обр. 8849 представлена только идиоморфными непрозрачными в проходящем и чистыми в отраженном свете зернами размером 0,8-0,9 мм; в обр. 8853, помимо таких зерен, встречены более крупные ксеноморфные, частично замещенные хлоритом. В этом же образце обнаружены гомоосевые клинохлор-антигоритовые лейсты (клинохлор в центре, антигорит снаружи), характерные для продуктов динамо-термального метаморфизма гарцбургитов массива Рай-Из. В связи с неоднородностью хромшпинели окситермобарометрическое изучение обр. 8853 не проводилось.



Рис. 1. Структурная схема района Хадатинского офиолитового аллохтона (по данным геологических съемок В.Н. Воронова, А.К. Афанасьева и др.) с указанием места отбора изученных проб.

1 – закрытые территории; 2 – сланцевое обрамление аллохтона; 3 – ультрамафиты; 4 – верлит-клинопироксенитовая зона; 5 – различные габбро и апогаббровые амфиболиты; 6 – гранитоиды и осадочновулканогенные отложения Щучьинской зоны.

Таблица 1

Химический и нормативный состав дунитов и вмещающих гранатовых амфиболитов

№ обр.	8849	8853	8850	8851					
Гр.	1	1	2	2					
SiO ₂	36,60	36,50	41,70	42,30					
TiO ₂	0,02	0,04	0,74	0,84					
Al ₂ O ₃	0,49	0,68	20,10	20,10					
Fe ₂ O ₃	5,43	5,99	5,51	2,77					
FeO	7,73	9,77	10,50	12,20					
MnO	0,18	0,23	0,27	0,30					
MgO	42,10	39,20	6,27	5,52					
CaO	0,30	0,30	12,80	12,80					
Na ₂ O	0,10	0,10	0,49	0,48					
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10					
П.п.п.	6,51	5,99	1,84	2,68					
Cr2O3	0,59	0,52	0,01	0,01					
P2O5	0,05	0,05	0,05	0,05					
Сумма	100,20	99,47	100,38	100,15					
Нормативный состав, мас. %									
fsp	2,14	2,72	57,79	58,24					
срх	cpx 0,25		8,84	8,88					
opx	0,00	0,00	18,46	15,89					
ol	96,66	96,36	0,00	0,00					
qu	0,00	0,00	1,07	3,26					
tmt	tmt 0,04		13,74	13,64					
Pl _N	Pl _N 39,77		92,25	92,40					
F	F 14,57		58,46	60,38					

Примечание. Петрографические группы: 1 – дуниты; 2 – гранатовые амфиболиты.

Железистость оливина измерена иммерсионным методом на приборе ППМ-1. Состав акцессорных хромшпинелей определен на микроанализаторе JXA-5 (аналитик В.Г. Гмыра). Фазовый состав пробы 8849 исследован на дифрактометрах ДРОН-3, Си-излучение (аналитик Гуляева Т.Я.) и Сг К α -излучение (аналитик Гавико В.С.); фиксируется фаза со структурой шпинели с параметром решетки а = 8,399Å, обнаружены также незначительные примеси глинистых минералов, предположительно хлорита,

и серпентина. Мёссбауэровское исследование хромшпинелей выполнено на спектрометре СМ2201 (аналитик А.Б. Миронов) при постоянном ускорении в геометрии пропускания при комнатной температуре (эффективная толщина образцов составляла 10 мг/см² железа в естественной смеси изотопов, что соответствует приближению тонкого поглотителя). Обработка экспериментальных данных выполнена с использованием программы НИИ физики Ростовского госуниверситета Univem-4 (табл. 2). Температура рассчитана по оливин-хромшпинелевому геотермометру [Ballhaus et al., 1991], летучесть кислорода - по уравнению тех же авторов с учетом данных мёссбауэровской спектроскопии по величине $\phi = Fe^{3+}/Fe$.

Состав оливина в пределах погрешности определений (±0,2 - 0,3 % Fa) однороден. Составы сосуществующих оливинов и хромшпинелей представлены в табл. 2. Для хромшпинели (проба 8849) мёссбауэровский спектр представляет собой суперпозицию нескольких дублетов от ионов Fe³⁺ и Fe²⁺ в парамагнитной фазе. При обработке экспериментальных данных в модели дискретных компонент удовлетворительная аппроксимация спектров достигается только при использовании четырех дублетов, соответствующих двум ядерным состояниям как окисного, так и закисного железа (рис. 2). Следует заметить, что ранее при исследовании ультрамафитов Урала мы не встречали хромиты, имеющие спектры подобного типа (для сопоставления в табл. 3 и на рис. 2 приведены типичные данные по рудным хромшпинелям Кемпирсайского массива). Напротив, представленные в работе [Kuno et al., 2000] спектры хромитов из офиолитов Филиппин практически идентичны нашему. Параметры четырехдублетной модели, используемой нами вслед за авторами цитированной работы для описания спектра хромшпинели и соответствующей ионам Fe²⁺ и Fe³⁺, приведены в табл. 3. Степень окисления железа в пробе 8849 составляет 37±1%.

Таблица 2

Составы сосуществующих оливина и хромшпинели и результаты расчетов температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода в дунитах Хадатинского аллохтона

No	Оливин,	Хромшпинель, мас. %					T %C	Дlog fO ₂	
обр.	Fa, %	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO _{сум.}	MnO	MgO	1, °C	(FMQ)
8849	12,50	0,56	0,63	32,37	64,05	0,50	2,40	580	+3,7
8853	14,70	0,69	0,36	19,32	77,13	0,38	1,30	-	-

ПЕТРОЛОГИЯ

Таблица 3

Образец	Ион	S	IS	QS	W	Xi	$(Fe^{3+})/(Fe^{2+})$
	железа						
8849	$Fe^{3+}(B)$	16,2	0,548	0,395	0,285	0,149	0,584
	$Fe^{3+}(A)$	20,7	0,519	0,632	0,576		
	$Fe^{2+}(A1)$	43,5	1,121	0,534	0,480		
	$Fe^{2+}(A2)$	19,6	1,096	1,364	0,605		
6924	$Fe^{3+}(B)$	21,4	0,405	0,391	0,236	1,008	0,272
	$Fe^{2+}(A1)$	72,3	0,866	0,796	0,559		
	$Fe^{2+}(A2)$	6,3	0,825	1,538	0,645		
RS126(P)	$Fe^{3+}(B)$	20,8(5)	0,32(1)	0,44(1)	0,26(1)		0,59
	$Fe^{3+}(A)$	16,2(5)	0,22(2)	0,91(4)	0,38(3)		
	$Fe^{2+}(A1)$	34,1(9)	0,96(2)	0,50(5)	0,49(4)		
	$Fe^{2+}(A2)$	28,9(9)	0,90(1)	1,15(3)	0,47(3)		

Мёссбауэровские параметры ионов железа в хромшпинелях

Примечание. Параметры: IS – изомерный сдвиг относительно нитропруссида натрия, мм/с; QS – квадрупольное расщепление, мм/с; W – ширина линии, мм/с; S – площадь соответствующего дублета в спектре, %. Обр. 8849 – дунит Хадатинского аллохтона; обр. 6924 – рудная хромшпинель из рудного тела № 3, м-ние Алмаз-Жемчужина, ГРП Кемпирсайского массива (скв. 222, глубина 890 м); данные для обр. RS126(P) согласно [Kuno et al., 2000].

Для сопоставления в табл. 3 и на рис. 2 нами приведены данные по хромшпинелям из руд Кемпирсайского массива, по составу близких хромшпинелям Филиппин. Соответствующий спектр – стандартной формы и значимо отличается от такового для хромшпинели Хадатинского аллохтона и руд Филиппин. Заметим при этом, что составы всех перечисленных хромшпинелей близки. Можно предположить, что на проявленные на ЯГР спектрах особенности вхождения ионов окисного железа влияет не состав хромшпинели, как предположили японские исследователи, а специфичность условий образования.

По температуре оливин-хромшпинелевого равновесия и величине летучести кислорода (T=580±20 °C, fO₂ = +3,3±0,3 ед. log относительно буфера FMQ, приведенной к одинаковой железистости хромшпинели 60 %), хадатинский дунит практически неотличим от дунитов восточной части дунитового тела Желтой Сопки в массиве Денежкин Камень (рис. 3, 4). В секу-



Рис. 2. Спектры ЯГР хромшпинели из дунита Хадатинского аллохтона (А), руд Кемпирсайского массива (Б) и их разложение на элементарные составляющие – дублеты, соответствующие ионам окисного и закисного железа.



Рис. 3. Летучесть кислорода относительно железистости хромшпинели в дуните Хадатинского аллохтона (звезда).

Эллипсы: I – массив г. Соловьевой; II-III – Кытлымский массив: II – Иовское тело, III – Сосновское тело; IV, V – Денежкин Камень: IV – Желтая Сопка, V – малые дунитовые тела среди габброидов.



Рис. 4. Диаграмма LogfO₂ - температура оливинхромшпинелевого равновесия в обр. 8849 в сопоставлении с дунитами Платиноносного пояса Урала. Условные обозначения те же, что на рис. 3.



щих дуниты троктолитовых и норитовых жилах зафиксировано мощное проявление водного метаморфизма [Ефимов, Потапова, 1979]. Поразительное сходство значений этих параметров отражает, по-видимому, идентичность условий преобразования дунитов. В то же время, в дунитах западной части Желтой Сопки, свободных от этих жил, и в малых дунитовых телах внутри «сухих» тылаитов Денежкина Камня при той же летучести кислорода температура заметно выше (700 °C), в дунитах автономного тела г. Соловьевой – 1100 °С.

Имеющиеся оценки температур амфиболитовой эпохи [Ефимов, Потапова, 1995], по-видимому, можно считать достаточно правдоподобными, в частности потому, что разброс полученных цифр невелик (коэффициент вариации для трех вышеупомянутых комплексов 6,3 и 5,3 и 8,5 % соответственно). Новые данные по оливин-хромшпинелевому равновесию хорошо с ними согласуются (рис. 5). Высокобарическая природа гранатовых амфиболитов никогда не подвергалась сомнению, но лишь находка в них парагенезиса парагонит-клиноцоизит-кварц дала возможность оценить минимальные флюидные давления амфиболитовой эпохи по крайней мере в 10 кбар [Ефимов, Потапова, 1992, 1996]. Литостатический эквивалент таких давлений соответствует, как и для давлений ранней гранулитовой эпохи, глубинам в 30-40 км. Однако на таких глубинах в континентальной коре недостижимы температуры в 800-900 °С. Было показано, что регрессивный метаморфический тренд «против часовой стрелки» рассматриваемых комплексов может быть объяснен погружением исходно горячих габбро-ультрамафитовых масс в геодинамической ячейке с отрицательной геотермической аномалией типа зоны субдукции, которая могла быть местом изобарического охлаждения горячих блоков до температур амфиболитовой ступени. Холодный блок для нагрева до этих температур должен был бы погрузиться на огромные глубины, где давление уже слишком велико для наблюдаемых реакций. Зона субдукции могла быть также наи-

Рис. 5. Корреляция гранатовых амфиболитов в офиолитовых аллохтонах Полярного Урала по геохимии субстрата и расчетным температурам гранатамфиболовых равновесий. 1-хордъюсский, 2-леволагортинский, 3 - малыкский типы. На оси температур изображена точка расчетной температуры оливин-хромшпинелевого равновесия дунита 8849 (среднее и стандартное отклонение).

более вероятным источником водного флюида [Ефимов, Потапова, 2000].

Впервые полученные окситермобарометрические данные позволяют судить о кислородном режиме в метагабброидных комплексах Полярного Урала. Принимая во внимание близость полученных цифр к таковым, установленным ранее для наиболее окисленных ультрамафитов Урала, находящихся в той же структурной зоне Главного Уральского глубинного разлома [Чащухин и др., 1996], можно предположить, что они символизируют некое метаморфическое событие, проявившее единовременно в 2000-километровой общеуральской древней глубинной зоне на позднем этапе ее эволюции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04-05-96078 РФФИ-Урал, 04-05-64346, 04-05-64436, Программ ОНЗ РАН «Экспериментальные исследования физикохимических проблем геологических процессов» и «Экспериментальные исследования эндогенных процессов», гранта Президента РФ «Поддержка ведущих научных школ» НШ-4210.2006.5 и гранта Минобразования РНП.2.1.1840.

Список литературы

Ефимов А.А., Вотяков С.Л., Чащухин И.С. Эволюция дунитов Платиноносного пояса Урала: роль химического, температурного и кислородного факторов // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 1. С. 93-98.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. Природа и метаморфизм жильных габброидов в дунитах Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 179-182.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. Парагенезис парагонит-клиноцоизит-кианит-кварц как индикатор условий высокобарического метаморфизма в нижней метагабброидной зоне Войкарского офиолитового аллохтона (Полярный Урал) // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 1. С. 137-141.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. Корреляция высокобарических гранатовых амфиболитов Полярноуральского офиолитового пояса по типам субстрата и минеральным парагенезисам // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 4. С. 503-507.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. О находке высокобарического парагенезиса парагонит-клиноцоизит-кварц в гранатовых амфиболитах Малыкского метагаббрового комплекса (Хадатинский офиолитовый аллохтон, Полярный Урал) // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 2. С. 228-230.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. Высокобарические метагабброидные комплексы в офиолитах Полярного Урала: метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палезойской субдукции // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 233-268.

Ефимов А.А., Потапова Т.А., Маегов В.И., Берлимбле Д.Г. О гетерогенности габбрового фундамента Щучьинского синклинория на Полярном Урале // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 71-72.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Под ред.Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Борисов Д.Р., Быков В.Н. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 136 с.

Ballhaus C., Berry R., Green.D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxenespinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. N 1. P. 27-40.

Kuno A., Santos R., Matsuo M., Takano B. Characterization of natural chromite samples from ophiolite complexes in the Philippines by ⁵⁷Fe Mossbauer spectroscopy // J. Radioanalyt. Nuclear Chemistry. V. 246. N 1. 2000. P. 79-83.