

ФАЗЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ В L6 ХОНДРИТЕ DHOVAR 922: КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ОЛИВИН-РИНГВУДИТОВЫХ АГРЕГАТОВ И ЖАДЕИТА ИЗ РАСПЛАВА

И.С. Бажан¹, К.Д. Литасов^{2,3}, Д.Д. Бадюков⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт физики высоких давлений им. Л.Ф. Верещагина РАН, 108840, Московская область, Троицк, Калужское шоссе, стр. 14, Россия

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский просп., 18/2, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

Методами рамановской спектроскопии и электронной сканирующей микроскопии проведено исследование фаз высокого давления (рингвудит, маскелинит и жадеит) в ударно-расплавной жиле L6 хондрита Dhovar 922. Кристаллизация жадеита и рингвудита в жиле происходила на стадии регрессивного метаморфизма с понижением температуры и давления из расплава обломков основной массы плагиоклазового и оливинового состава соответственно. В работе впервые высказано предположение, что повышенное содержание Fe и Mg в маскелинит-жадеитовых агрегатах связано с разрывом смесимости при ~600 и ~700 °С в рядах геденбергит—жадеит и диопсид—жадеит соответственно. Оценка *PT*-условий образования ударно-расплавных жил составляет > 19 ГПа и > 2150–2300 °С.

Метеорит, хондрит, рингвудит, мэйджорит, жадеит, маскелинит, ударный метаморфизм.

HIGH-PRESSURE PHASES IN THE DHOVAR 922 L6 CHONDRITE: CRYSTALLIZATION OF OLIVINE–RINGWOODITE AGGREGATES AND JADEITE FROM MELT

I.S. Bazhan, K.D. Litasov, and D.D. Badyukov

High-pressure phases (ringwoodite, maskelynite, and jadeite) present as coarse-grained fragments in the shock-melt vein of the Dhovar 922 L6 chondrite were studied by scanning electron microscopy and Raman spectroscopy. Ringwoodite and jadeite crystallized from melted plagioclase and olivine fragments, respectively, at the cooling–decompression stage. We assume that the high contents of Fe and Mg in maskelynite–jadeite aggregates are due to a miscibility gap in the hedenbergite–jadeite and diopside–jadeite joins at ~600 and ~700 °C, respectively. The *P–T* conditions of the formation of shock-melt veins are estimated at >19 GPa and >2150–2300 °C.

Meteorite, chondrite, ringwoodite, majorite, jadeite, maskelynite, shock metamorphism

ВВЕДЕНИЕ

Ударно-метаморфизованные хондриты являются практически единственными природными объектами, которые содержат минералы, характерные для глубинной мантии Земли (вадслеит, рингвудит, мэйджорит, акимотоит, бриджманит, магнизиовустит и др.). Образование фаз высокого давления в хондритах происходит в результате полиморфных превращений породообразующих минералов при ударных событиях, вызванных столкновением родительских тел метеоритов [Gillet, El Goresy, 2013; Tomioka, Miyahara, 2017]. Локализация высоких давлений и температур приводит к плавлению породы метеоритов с образованием ударно-расплавных жил (УЖ) шириной, как правило, не более первых миллиметров, в которых образуется большая часть фаз высоких давлений. Формирование УЖ является результатом нескольких процессов: сжатия порового пространства вмещающей породы [Wünnemann et al., 2008], нагрева вследствие трения и сдвиговых деформаций [Langenhorst et al., 2002; van der Bogert et al., 2003] и неравномерной локализации напряжений и температуры на границе минеральных зерен [Stöffler et al., 1991; Gillet, El Goresy, 2013]. Минералы высокого давления в метеоритах довольно редки, поэтому каждое новое исследование дает возможность расширить знания об ударных процессах на ранних стадиях формирования Солнечной системы.

В настоящей работе проведено детальное исследование L6 хондрита Dhovar 922 методом рамановской спектроскопии, найдены новые фазы высокого давления и сделана оценка *PT*-условий их образования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Метеорит Dhofar 922, обыкновенный хондрит L6, найден в Омане в области Дофар 6 февраля 2003 г. Для исследования были использованы несколько полированных шлифов метеорита из метеоритной коллекции РАН (рис. 1). Петрографический анализ проводили на поляризационном микроскопе Nikon ECLIPSE LV100N POL. Микроструктуру детально исследовали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU в условиях съемки с ускоряющим напряжением 15 кВ и током 1.4 нА. Химический состав минералов определяли с помощью энергодисперсионной рентгеновской приставки INCA Energy 450 X-Max 80 Oxford Instruments, совмещенной с СЭМ, и программы микроанализа «Oxford Instruments INCA 5.05». Время подсчета накопления сигнала спектра составляло 40 с. При определении химического состава фаз плагиоклаза использовался растровый режим, позволяющий снизить разрушающее воздействие электронного пучка на объект исследования. В качестве стандартов применяли природные и синтетические минералы [Лаврентьев и др., 2015].

Спектры комбинационного рассеяния получены на лазерном рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR800, оснащенный 1024-пиксельным CCD-детектором с 1800 г/мм решеткой, совмещенном с микроскопом Olympus (объективы 50× и 100× LMPLFLN), и с использованием твердотельного Nd:ИАГ лазера с длиной волны 532 нм. Для маскелинита и жадеита мощность лазерного излучения на образце составляла 8 мВ, для прочих фаз — 15 мВ, диаметр лазерного пучка 1—2 мкм. Калибровка рамановского смещения проводилась относительно стандарта пика кремния при $520.5 \pm 1 \text{ см}^{-1}$. Все аналитические работы проведены в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Хондрит Dhofar 922 имеет типичную хондритовую, брекчиевую текстуру, пронизанную тонкими УЖ черного цвета (см. рис. 1) шириной от 0.1 до 1.5 мм. В зернистой матрице выделяются полосчатые

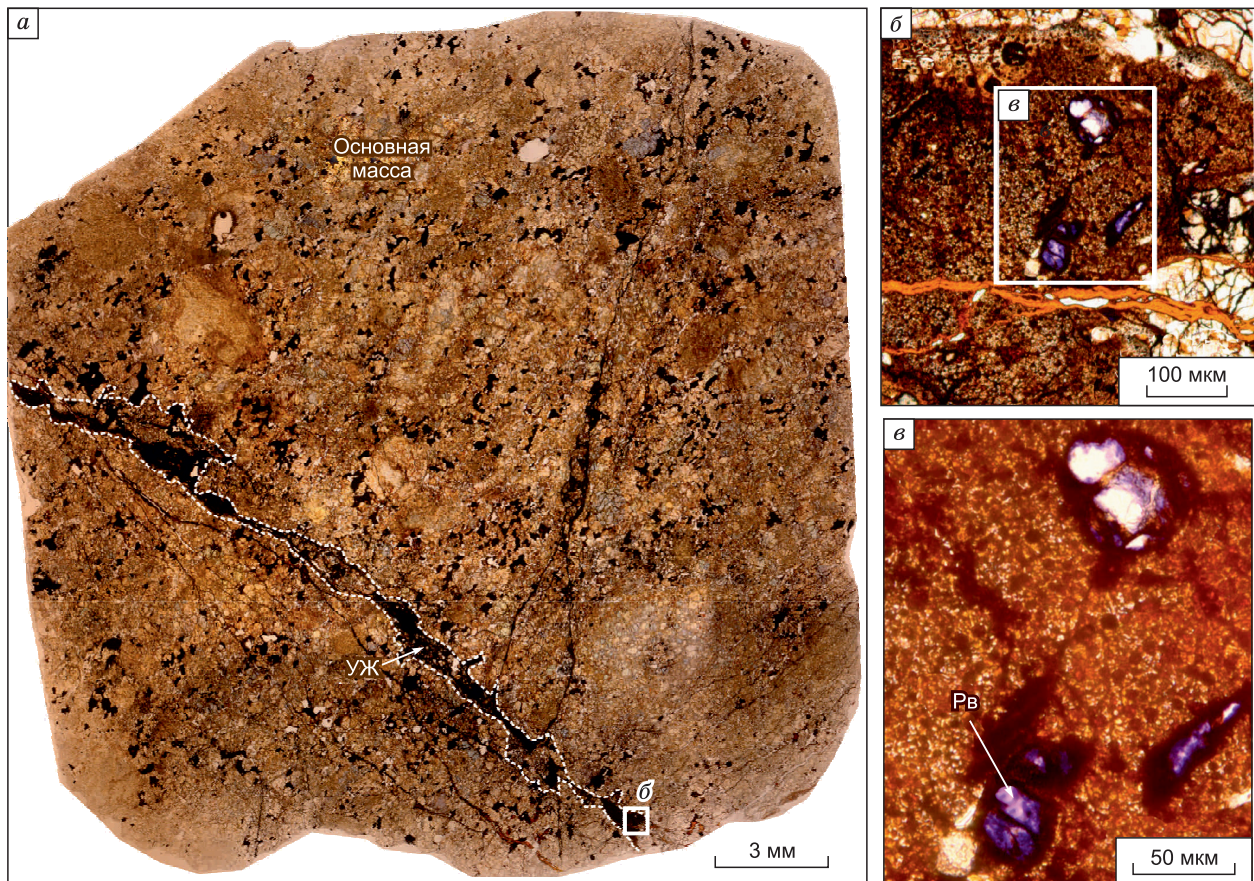


Рис. 1. Фотография полированного шлифа хондрита Dhofar 922 (а), увеличенный участок УЖ (б), увеличенная область на части б (в).

а — пунктирной линией обозначены контуры ударно-расплавленной жилы (УЖ), пересекающей вмещающую хондритовую породу; в — фиолетовые зерна рингвудита (Рв) погружены в скрытокристаллическую матрицу УЖ.

или равномерно-зернистые хондрулы размером 1—5 мм (рис. 2, *а*). Некоторые участки матрицы несут следы частичного плавления и образуют обособления, где зерна оливина сцементированы пироксен-плагиоклазовыми интерстиционными агрегатами (см. рис. 2, *б*). По существенному, местами полному, замещению металла и троилита вторичными агрегатами гидроксидов железа метеорит имеет степень выветривания W4. Наличие высокобарических фаз свидетельствует о степени метаморфизма S6 [Stöffler et al., 1991].

Главные породообразующие минералы представлены оливином (25 мол. % фаялитового компонента, далее Фа₂₅), ортопироксеном (Эн₇₇Фс₂₁Вол₂), клинопироксеном (Эн₄₇Фс₈Вол₄₅), плагиоклазом или стеклом плагиоклазового состава (маскелинитом) (Аб₈₆Ан₁₀Ор₄) (табл. 1, 2), камаситом (6.9—8.6

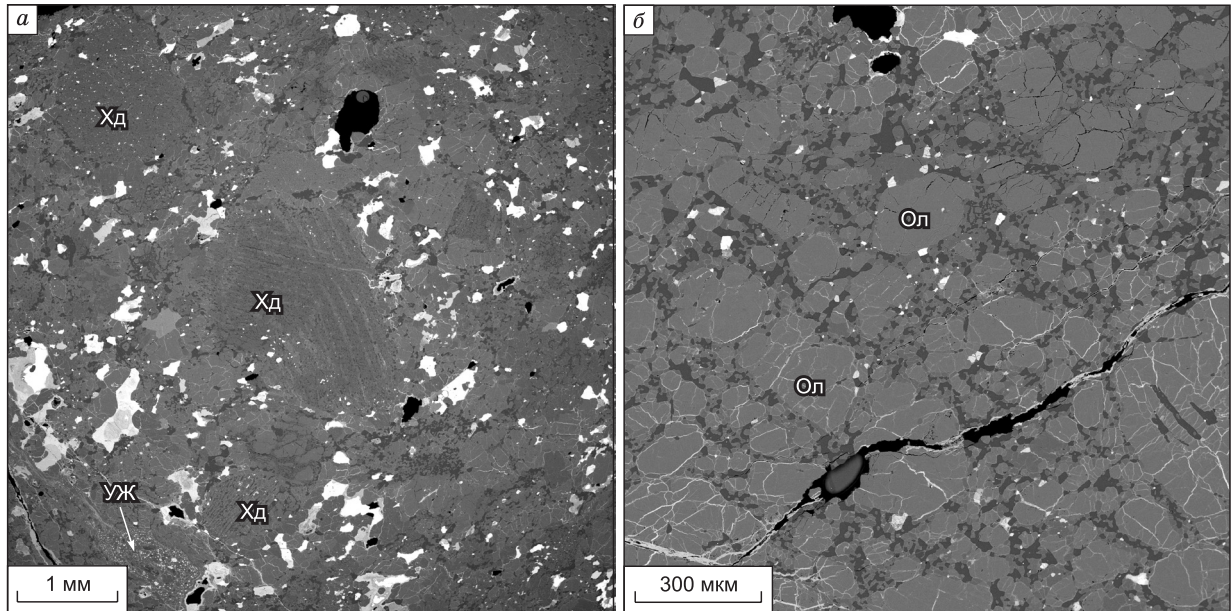


Рис. 2. Элементы микроструктуры хондрита Dhofar 922:

а — мелкозернистые и полосчатые хондрулы (Хд) в крупнозернистой матрице хондрита; *б* — кристаллы оливина (Ол), сцементированные пироксен-плагиоклазовым агрегатом. УЖ — ударно-расплавная жила.

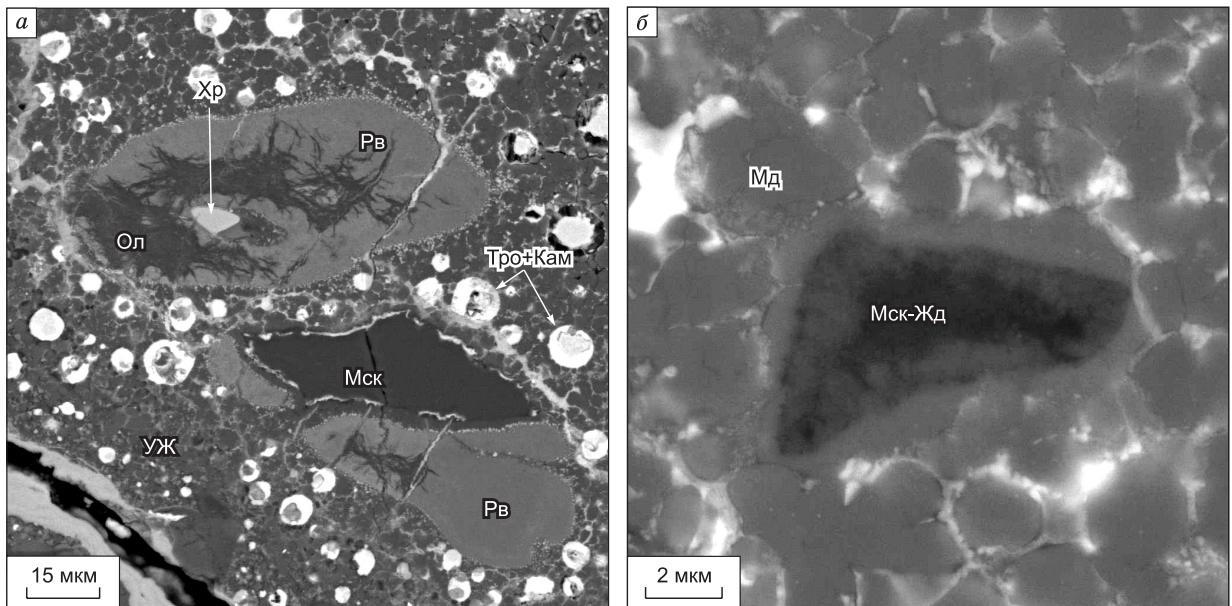


Рис. 3. Матрица ударно-расплавленной жилы:

а — с обломками оливина (Ол) с составом Фа₃₈ и рингвудита (Рв) с составом Фа₃₈; *б* — с областью маскелинита с жадеитом (Мск-Жд). Хр — хромит, Мд — мейджорит, Тро — троилит, Кам — камасит.

мас. % Ni), тэнитом (28.0—34.7 мас. % Ni) и троилитом. Редко встречаются хромит ($\text{Fe}_{0.86}\text{Mg}_{0.13}\text{Mn}_{0.01}$) ($\text{Cr}_{1.60}\text{Al}_{0.24}\text{Fe}_{0.09}\text{Ti}_{0.07}$) $\text{O}_{4.00}$ и пентландит (23.3—34.4 мас. % Ni). Межзерновое пространство основной массы хондрита, включая границы зерен, заполнены троилит-FeNi расплавом или продуктами их выветривания. УЖ выполнены силикатным стеклом и мелкокристаллическими агрегатами мэйджорита с каплевидными вкраплениями Fe-Ni металла, троилита и моно- или полиминеральных обломков основной массы (рис. 3; см. табл. 1).

Метеорит Dhofar 922 содержит относительно крупные фиолетовые (в проходящем свете) выделения рингвудита (Fa_{34}) в виде округлых обломков размером до 100—200 мкм, погруженных в матрицу УЖ (см. рис. 1). Некоторые обломки рингвудита рассечены трещинами, заполненными металлическим расплавом УЖ (см. рис. 3). Рамановский спектр рингвудита приведен на рис. 4, б. Основные пики 795 и 842 см^{-1} соответствуют стандартным значениям [McMillan et al., 1996]. Некоторые обломки оливиново-го состава в УЖ имеют сложную зональность, при которой внешняя часть обломков представлена рингвудитом (Fa_{35-38}), а внутренняя оливином (Fa_9) (см. рис. 3, а; 4, а, б).

Плагиоклаз-маскелинитовые участки отличаются по химическому и фазовому составу в основной массе метеорита и в обломках УЖ (см. табл. 2). Относительно крупные фрагменты (около 50 мкм) в УЖ обогащены FeO (0.8—1.0 мас. %), MgO (0.5—0.9 мас. %) и CaO (2.8—3.0 мас. %) и обеднены Na_2O

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %) минералов основной массы (ОМ) хондрита Dhofar 922, их обломков в ударно-расплавленной жиле (УЖ) и мэйджорита из силикатной матрицы УЖ

Компонент	Оливин		Рингвудит		Клинопироксен		Ортопироксен		Мэйджорит	Расплав
	ОМ		УЖ		ОМ		УЖ		УЖ	УЖ
	N-10	N-1*	N-2	N-5	N-10	N-7	N-7	N-1		
SiO ₂	38.1(4)	37.1	54.2(3)	54.9(2)	55.6(3)	56.1(5)	54.2(8)	50.9		
TiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	0.49(1)	0.50(10)	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		
Al ₂ O ₃	»	»	0.43(6)	—	»	»	4.19(48)	3.23		
Cr ₂ O ₃	»	»	0.75(7)	0.82(9)	»	»	0.58(9)	0.50		
FeO	23.1(6)	30.0	4.76(37)	5.12(40)	14.2(4)	13.7(7)	9.80(61)	16.1		
MnO	0.47(5)	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.48(4)	0.47(6)	н.п.о.	н.п.о.		
MgO	38.2(4)	32.1	16.5(2)	17.0(2)	28.6(2)	28.7(6)	28.8(9)	26.2		
CaO	н.п.о.	н.п.о.	21.7(5)	20.7(4)	0.79(2)	0.88(21)	1.96(11)	1.96		
Na ₂ O	»	»	0.54(4)	0.63(20)	н.п.о.	н.п.о.	0.57(8)	0.51		
Сумма	99.9	99.3	99.4	99.7	99.7	99.9	100.1(1.4)	99.4		
Компонент	40		60				120			
Si	1.00	1.01	1.99	2.01	2.00	2.00	3.82	3.74		
Ti	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—		
Al	—	—	0.02	—	—	—	0.35	0.28		
Cr	—	—	0.02	0.02	—	—	0.03	0.03		
Fe ²⁺	0.51	0.68	0.15	0.16	0.43	0.40	0.58	0.99		
Mn	0.01	—	—	—	0.01	0.01	—	—		
Mg	1.49	1.30	0.90	0.93	1.53	1.54	3.02	2.86		
Ca	—	—	0.86	0.81	0.03	0.03	0.15	0.15		
Na	—	—	0.04	0.04	—	—	0.08	0.07		
Сумма	3.01	2.99	3.99	3.98	4.00	3.98	8.03	8.13		
Фо	74.7	65.6	—	—	—	—	—	—		
Фа	25.3	34.4	—	—	—	—	—	—		
Эн	—	—	47.4	49.0	77.0	77.5	80.7(7)	71.5		
Фс	—	—	7.7	8.3	21.5	20.8	15.4(9)	24.6		
Вол	—	—	44.9	42.7	1.5	1.7	3.9(2)	3.8		

Примечание. В скобках показано стандартное отклонение для последних значащих цифр; N — число анализов; н.п.о. — ниже предела обнаружения.

* Химический состав зерна рингвудита (см. рис. 1, в). Фо — форстерит, Фа — фаялит, Эн — энстатит, Фс — ферросилит, Вол — волластонит.

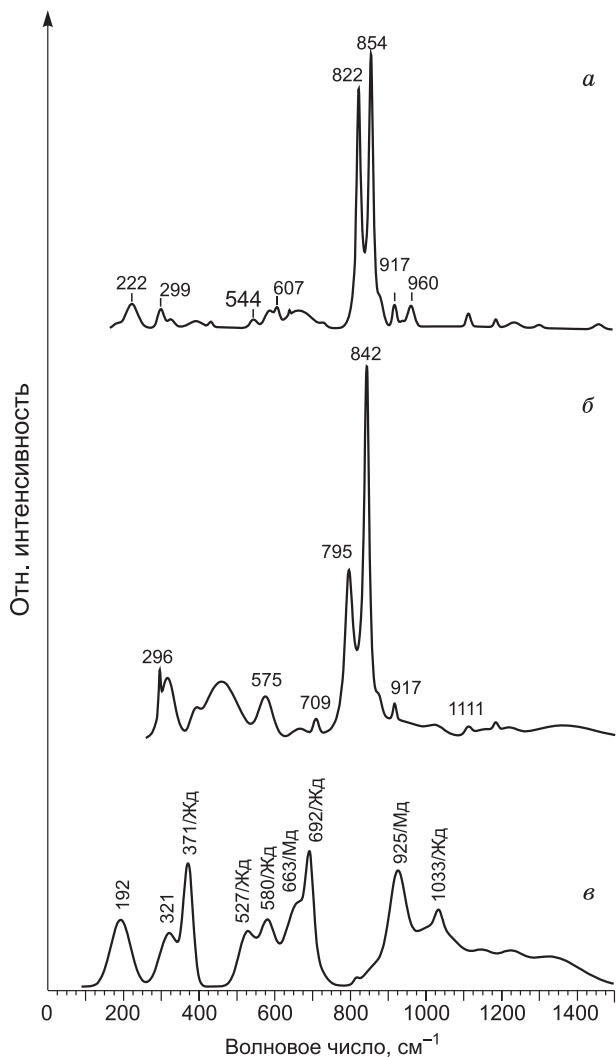


Рис. 4. Рамановские спектры оливина (*a*) и рингвудита (*б*) зонального фрагмента на рис. 3, *a*; *в* — области плагиоклазового состава с жадеитом на рис. 3, *б*.

Мд — мэйджорит; Жд — жадеит.

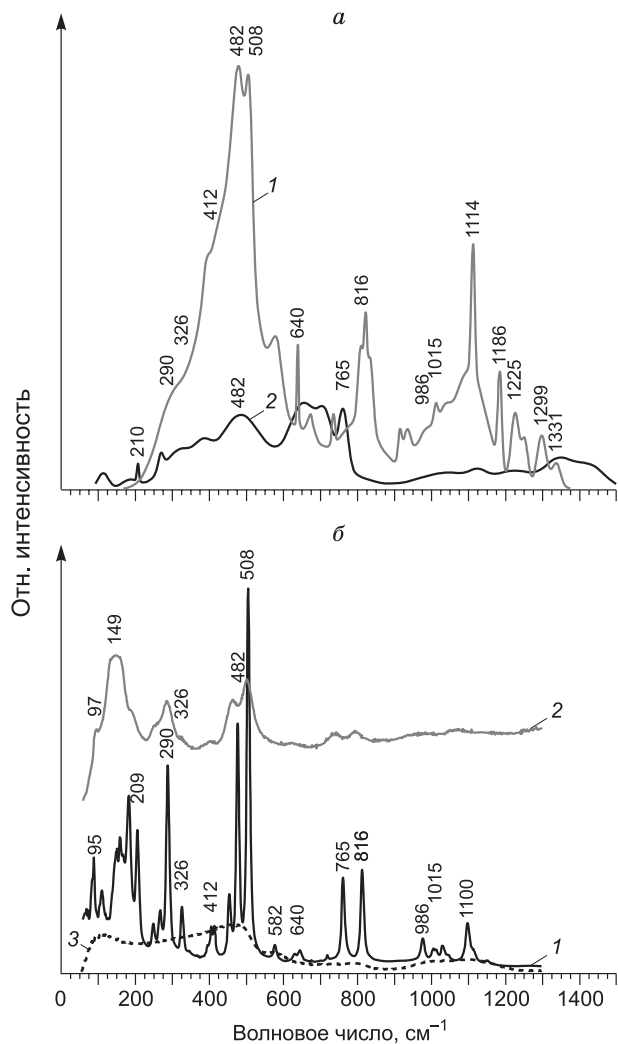


Рис. 5. Рамановские спектры маскелинита ($\text{Ab}_{86}\text{An}_{10}\text{Or}_3$) в основной массе (Мск-ОМ) (1) и маскелинита ($\text{Ab}_{75}\text{An}_{21}\text{Or}_5$) в УЖ (Мск-УЖ) (2) (*a*); эталонные спектры разных агрегатных состояний альбита [McKeown, 2005] (*б*):

1 — кристалл, 2 — при 1270 °С, 3 — стекло.

(6.7—7.9 мас. %) по сравнению с участками в основной массе метеорита (0.4—0.6 мас. % FeO; 1.8—2.2 мас. % CaO; 8.6—9.9 мас. % NaO). Положение линий рамановского спектра участков в основной массе соответствует плагиоклазу со значительным уширением полос (рис. 5). Рамановский спектр обломков в УЖ (рис. 5, *a*) содержит широкие линии, характерные для альбитового стекла (см. рис. 5, *б*) и маскелинита. Спектры участков плагиоклазового состава размером до 10 мкм в УЖ матрице содержат линии жадеита (~371, ~527, ~580, ~692 и ~1033 см⁻¹) и мэйджорита (~663 и ~925 см⁻¹) (см. рис. 4, *в*). Агрегаты плагиоклазового состава с жадеитом имеют «сферолитоподобную» микротекстуру (см. рис. 3, *б*), ранее описанную в работе [Бажан и др., 2017]. Они обогащены Fe и Mg и обеднены Si и Al по сравнению с плагиоклаз-маскелинитовыми зернами в основной массе (Мск-ОМ) и маскелинитом в УЖ (Мск-УЖ) (см. табл. 2). Мэйджорит представлен идиоморфными агрегатами размером до 5 мкм (рис. 3, *б*) со средним составом $\text{Na}_{0.08}\text{Ca}_{0.15}\text{Mg}_{3.02}\text{Fe}_{0.58}\text{Cr}_{0.03}\text{Al}_{0.35}\text{Si}_{3.82}\text{O}_{12}$, что соответствует 82 % мэйджоритового компонента. Мэйджорит обогащен Al_2O_3 (3.9—4.9 мас. %), CaO (1.7—2.1 мас. %) и Na_2O (0.5—0.7 мас. %) относительно низкокальциевого пироксена (0.5—1.1 мас. % CaO) (см. табл. 1). Химический состав ортопироксена и клинопироксена в основной массе почти полностью идентичен их составу в обломках, заключенных в УЖ (см. табл. 1).

Таблица 2. Средний химический состав (мас. %) маскелинита (Мск) в основной массе (ОМ) и ударно-расплавленной жиле (УЖ), а также областей плагиоклазового состава с жадеитом и стеклом в УЖ

Компонент	Мск*	Мск*	Плаг-Жд*	Расплав
	ОМ	УЖ	УЖ	УЖ
	N = 6	N = 2	N = 3	N = 1
SiO ₂	66.1(4)	66.5(0)	62.7(4)	50.9
Al ₂ O ₃	21.2(1)	21.1(0)	18.9(5)	3.23
Cr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.50
FeO	0.52(8)	0.95(1)	2.86(34)	16.1
MgO	н.п.о.	0.68(25)	4.24(59)	26.2
CaO	1.95(20)	2.89(17)	2.32(10)	1.96
Na ₂ O	9.56(47)	7.28(47)	8.55(14)	0.51
K ₂ O	0.69(26)	0.60(11)	0.39(7)	н.п.о.
Сумма	100	100	100	99.4
	8O		4O	
Si	2.90	2.91	2.81	3.74
Al	1.10	1.09	1.00	0.28
Fe ²⁺	0.02	0.04	0.11	0.03
Cr	—	—	—	0.99
Mg	—	0.04	0.28	2.86
Ca	0.09	0.14	0.11	0.15
Na	0.81	0.62	0.74	0.07
K	0.04	0.03	0.02	—
Сумма	4.97	4.87	5.07	8.13
Аб	86.2(1.1)	78.5(5)	85.1(1.3)	—
Ан	9.7(1.0)	17.7(3)	12.6(1.9)	—
Ор	4.1(1.6)	3.8(3)	2.3(0.5)	—

Примечание. В скобках показано стандартное отклонение для последних значащих цифр; N — число анализов; н.п.о. — ниже предела обнаружения. Плаг-Жд — область плагиоклазового состава с жадеитом + остаточный аморфный материал, Аб — альбит; Ан — анортит; Ор — ортоклаз.

*Химический состав нормирован к 100% суммы оксидов.

В более раннем кратком сообщении по метеориту Dhofar 922 [Badjukov et al., 2005] охарактеризованы рингвудит, а также мелкозернистые и скрытокристаллические агрегаты вадслеита, мэйджорита и магнезиовюстита в матрице УЖ. В наших образцах вадслеита и магнезиовюстита обнаружено не было.

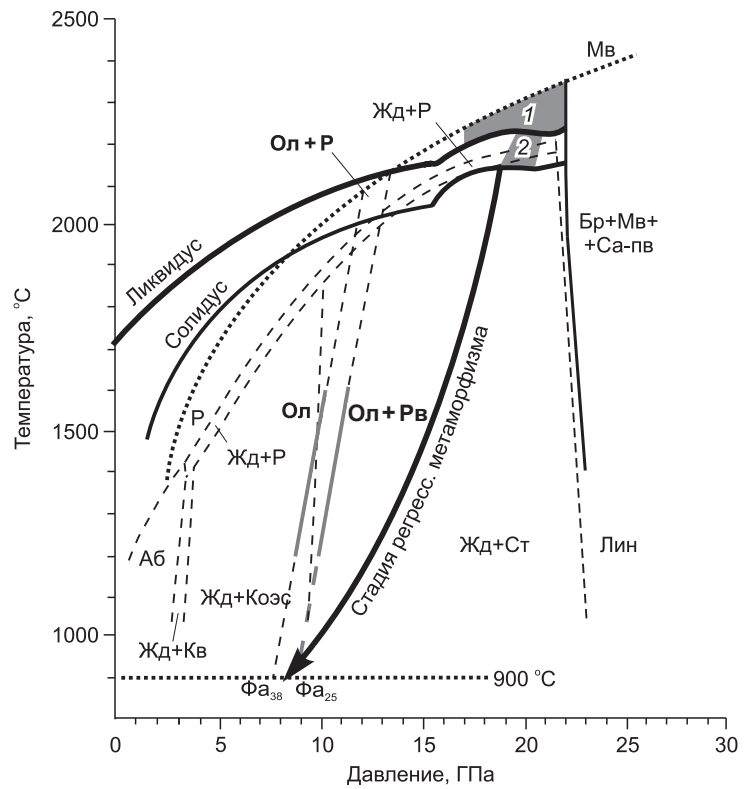
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокобарические полиморфные модификации оливина — рингвудит и вадслеит — являются породообразующими минералами переходного слоя мантии Земли в интервале 410—670 км [Ringwood, 1975; Akimoto et al., 1976]. Т. Рингвуд и А. Мэйджор [Ringwood, Major, 1966] впервые синтезировали серию твердых растворов рингвудита в интервале $\Phi_{a_{100-15}}$ и оценили *PT*-условия перехода оливин—рингвудит как 17 ГПа и 900 °С, что эквивалентно глубине мантии около 500 км. В других, а также более поздних работах [Akimoto, Fujisawa, 1968; Kawai et al., 1970; Akaogi et al., 1989; Katsura, Ito, 1989; Ohtani et al., 1998] были построены фазовые диаграммы и определены *PT*-условия полиморфных превращений в системе Mg₂SiO₄—Fe₂SiO₄ в диапазоне 7—20 ГПа и 800—1600 °С. В природе рингвудит впервые был найден в УЖ L6 хондрита Tenham [Binns et al., 1969]. Почти все последующие находки и исследования рингвудита также были связаны с метеоритами [Xie et al., 2001; Ohtani et al., 2004; Zhang et al., 2006; Ozawa et al., 2009; Feng et al., 2011; Miyahara et al., 2013]. Единственное зерно рингвудита в земных образцах найдено в качестве включения в сверхглубинном алмазе из россыпей Бразилии [Pearson et al., 2014].

Образование рингвудита и вадслеита в метеоритах происходит при высоких температурах и давлениях либо в результате твердофазной реакции из оливина [Brearley et al., 1992; Kerschhofer et al., 2000; Chen et al., 2004; Ohtani et al., 2004; Ozawa et al., 2009; Литасов и др., 2019], либо из расплава близкого

Рис. 6. *PT*-условия образования фаз высокого давления в метеорите Dhofar 922.

Приведены линии солидуса и ликвидуса для перидотита KLB-1 [Zhang, Herzberg, 1994]; поля 1 и 2 соответствуют условиям кристаллизации матрицы УЖ (17–23 ГПа и 2100–2300 °С): 1 — Р + Мд + Мв, 2 — Р + Мд + Рв + Мв. Штриховые линии соответствуют полям стабильности минералов в альбитовой системе [Bell, Roseboom, 1969; Akaogi, Navrotsky, 1984; Tutti, 2007; Ozawa et al., 2014; Zhou et al., 2017]. Серые линии — фазовая граница оливина (Ол) / оливин + рингвудит (Рв) для составов Фа₂₅ и Фа₃₈ [Akaogi et al., 1989]. Пунктирная линия — плавление магнезиовюстита (Мв) [Zhang, Herzberg, 1994]. Пунктир при 900 °С — линия закалки высокотемпературных фаз без обратного перехода в низкотемпературные модификации [Suzuki et al., 1980; Ming et al., 1991]. Аб — альбит, Жд — жадеит, Кв — кварц, Коэс — коэсит, Ст — стишовит, Лин — лингунит, NaAlSi₃O₈, Р — расплав, Мд — мэйджорит, Бр — бриджманит, Са-пв — CaSiO₃-перовскит.



состава [Miyahara et al., 2008, 2009; Feng et al., 2011]. В случае твердофазной реакции составы исходного оливина и продуктов реакции оказываются близки друг другу, а при образовании из расплава сильно отличаются. В метеорите Dhofar 922 состав рингвудита (Фа_{34,4}) отличается от оливина (Фа_{25,3}) в основной массе (см. табл. 1). Кроме того, в УЖ этого метеорита присутствуют обломки оливинного состава, в которых центральная часть представлена оливином (Фа₉), а внешняя рингвудитом (Фа₃₈) (см. рис. 3, а; 4, а, б). Такая же фазовая зональность обломков со стехиометрией оливина описана в L5 хондрите GRV 052049 [Feng et al., 2011]. В работе [Miyahara et al., 2008] предложен механизм фракционной кристаллизации, при котором первым из ударного расплава оливина (Фа₂₄₋₂₆) кристаллизуется тугоплавкий обогащенный магнием вадслеит (Фа₆), а затем из остаточного расплава с понижением температуры кристаллизуется обедненный магнием рингвудит (Фа₃₈). Похожий механизм может быть применен для объяснения образования зональных оливин-рингвудитовых фрагментов в УЖ хондритов Dhofar 922 (см. рис. 3, а) и GRV 052049 [Feng et al., 2011]. Согласно фазовой диаграмме перидотита KLB-1 (рис. 6) [Zhang, Herzberg, 1994], *PT*-условия плавления фрагментов оливина Фа₂₅ составляли 13–15 ГПа и 2000–2100 °С. Процесс дифференциации исходного гомогенного расплава (Фа₂₅) может быть показан на фазовой диаграмме Mg₂SiO₄—Fe₂SiO₄ [Ohtani et al., 1998] (рис. 7). Первым при понижении температуры кристаллизуется магнезиальный оливин (Фа₄) (стадия 1, см. рис. 7), далее по мере снижения температуры кристаллизуется более железистый оливин, до тех пор пока внешняя часть не достигнет состава Фа₂₅ (стадия 2). Дальнейшее незначительное снижение температуры приводит к кристаллизации первой порции рингвудита состава Фа₃₄ на внешней железистой оболочке (стадия 3, см. рис. 7). При последующем остывании системы происходит дифференциация на

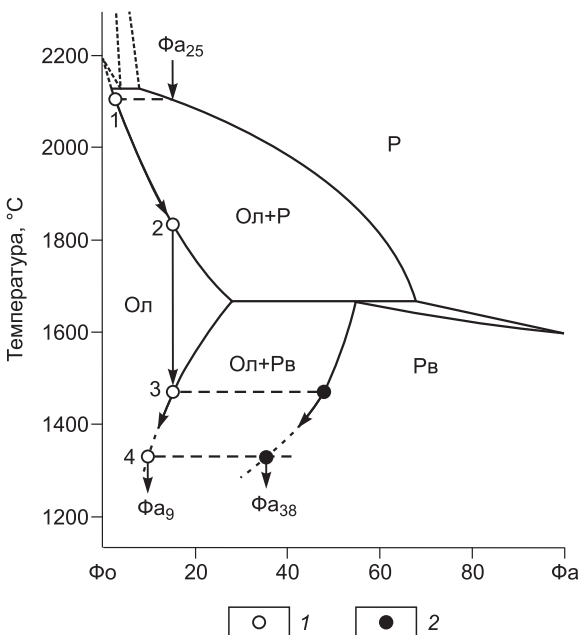


Рис. 7. Фрагмент фазовой диаграммы Mg₂SiO₄—Fe₂SiO₄ при 8.5 ГПа [Ohtani et al., 1998], объясняющий механизм образования зональных оливин (Ол)-рингвудитовых (Рв) агрегатов на рис. 3, а.

1–4 в *PT*-поле — стадии процесса (см. текст). Р — расплав, Фа — фаялит, Фо — форстерит. 1 — оливин, 2 — рингвудит.

оливиновое ядро (Fa_9) и рингвудитовую (Fa_{38}) оболочку (стадия 4, см. рис. 7). Закалка системы с сохранением рингвудита должна происходить до температуры обратного перехода рингвудита в оливин ($900\text{ }^\circ\text{C}$) [Suzuki et al., 1980; Ming et al., 1991] (см. рис. 6).

Фазы высокого давления плагиоклазового состава в Dhofar 922 представлены маскелинитом и ассоциацией жадеита и скрытокристаллического SiO_2 . Маскелинит — стекло плагиоклазового состава, образующееся при высоких температурах и давлениях. В метеорите Dhofar 922 можно выделить две разновидности (генерации) маскелинита по степени аморфизации исходного плагиоклаза. Первая находится в основной массе, вторая в УЖ. Ширина полос рамановского спектра показывает степень аморфизации (см. рис. 5, а). Для сравнения на рис. 5, б приведена серия спектров альбита с различной степенью аморфизации: кристаллическое вещество, частичная аморфизация при $1270\text{ }^\circ\text{C}$ и полная аморфизации с образованием стекла [McKeown, 2005]. Положение и ширина линий рамановских спектров агрегатов плагиоклазового состава в основной массе (Мск-ОМ) и в УЖ (Мск-УЖ) (см. рис. 5, а) близки к спектрам частично аморфизированного альбита при $1270\text{ }^\circ\text{C}$ и альбитового стекла (см. рис. 5, б) соответственно. Различная степень аморфизации напрямую свидетельствует о различном температурном и ударном воздействии на основную массу и УЖ метеорита. По всей видимости, температура основной массы в момент удара составляла $\sim 1300\text{ }^\circ\text{C}$, тогда как температура в УЖ была достаточной ($\sim 2000\text{—}2100\text{ }^\circ\text{C}$) для полного плавления обломков плагиоклаза и оливина. Полное плавление плагиоклаза при образовании маскелинита в УЖ видно из сравнения его химического состава с составом Мск-ОМ (см. табл. 2). Между расплавом УЖ и расплавленным плагиоклазом происходил обмен катионами. Мск-УЖ ($0.9\text{—}1.0$ мас. % FeO и $0.5\text{—}0.9$ мас. % MgO) обогащался FeO и MgO за счет расплава жилы (16.1 мас. % FeO, 26.2 мас. % MgO) по сравнению с Мск-ОМ ($0.4\text{—}0.6$ мас. % FeO, 0 мас. % MgO), а часть Na_2O ($6.6\text{—}7.9$ мас. %) из расплава плагиоклаза (Мск-УЖ) уходила в расплав жилы (0.5 мас. % Na_2O) (см. табл. 2). Ранее [El Goresy et al., 1997; Ozawa et al., 2014; Бажан и др., 2017] отмечалось, что вместе с Na_2O в расплав жилы уходит и часть CaO, при этом относительное количество K_2O в плагиоклазовом расплаве увеличивается. Однако в Мск-УЖ в Dhofar 922 количество CaO ($2.8\text{—}3.0$ мас. %) увеличивается по сравнению с Мск-ОМ ($1.8\text{—}2.2$ мас. % CaO), а содержание K_2O практически не меняется (см. табл. 2). Концентрация CaO в расплаве жилы (2.0 мас. %) недостаточна, чтобы объяснить увеличение CaO в Мск-УЖ в среднем на 1.0 мас. %.

Жадеит — распространённый минерал высокого давления метаморфических и импактных пород, имеющий как земное, так внеземное происхождение. Ранее жадеит был найден во многих ударно-метаморфизованных хондритах [Ozawa et al., 2009, 2014; Miyahara et al., 2013; Bazhan et al., 2017; Бажан и др., 2017]. По стехиометрии жадеитсодержащие агрегаты в метеоритах ближе к плагиоклазу, чем к клинопироксену. Это связано с избытком SiO_2 в химическом составе участков с жадеитом из хондритов, так как, согласно экспериментальным данным [Bell, Roseboom, 1969], при параметрах выше 3 ГПа и $1000\text{ }^\circ\text{C}$ плагиоклаз распадается на жадеит и SiO_2 . Образование жадеита может происходить либо в результате твердофазной реакции, в таком случае составы областей с жадеитом и исходного плагиоклаза близки [Ozawa et al., 2009; Miyahara et al., 2013], либо из расплава плагиоклаза (в этом случае составы исходного и конечного плагиоклаза будут существенно отличаться) [Miyahara et al., 2013; Ozawa et al., 2014; Bazhan et al., 2017; Бажан и др., 2017]. Детальное исследование хондритов [Miyahara et al., 2013] показало, что участки с жадеитом состоят из двух фаз, собственно жадеита и остаточного аморфного материала, обогащенного SiO_2 и обедненного Na_2O , K_2O и Al_2O_3 . Содержание SiO_2 в жадеите из хондритов [Miyahara et al., 2013] составляет $57.4\text{—}61.8$ мас. %. Небольшой избыток SiO_2 в областях плагиоклазового состава с жадеитом (Плаг-Жд) в Dhofar 922 (62.7 мас. %; см. табл. 2), вероятно, также связан с присутствием богатого кремнеземом аморфного материала.

Несмотря на то, что исходным материалом для образования Плаг-Жд областей и Мск-УЖ являлись близкие по составу фрагменты плагиоклаза основной массы, Плаг-Жд области более обогащены FeO ($2.6\text{—}3.3$ мас. %) и MgO ($3.6\text{—}4.6$ мас. %) по сравнению с Мск-УЖ ($0.9\text{—}1.0$ мас. % FeO и $0.5\text{—}0.9$ мас. % MgO). Как и в случае с Мск-УЖ, обогащение Плаг-Жд областей FeO и MgO было возможно при катионном обмене между расплавами плагиоклаза и УЖ. Однако более сильное обогащение, вероятно, связано с размерами Плаг-Жд областей, которые значительно меньше Мск-УЖ и составляют в среднем 10 и 50 мкм соответственно. Плаг-Жд области в Dhofar 922 также обогащены FeO и MgO и обеднены Al_2O_3 ($18.4\text{—}19.3$ мас. %) по сравнению с Плаг-Жд областями в метеоритах Новосибирск ($0.9\text{—}1.4$ мас. % FeO, $0.1\text{—}0.6$ мас. % MgO, $20.6\text{—}21.7$ мас. % Al_2O_3) [Бажан и др., 2017] и Первомайский ($1.3\text{—}1.8$ мас. % FeO, $0.3\text{—}0.7$ мас. % MgO, $20.1\text{—}20.6$ мас. % Al_2O_3) [Bazhan et al., 2017]. Следует отметить, что примерно 20% анализов Плаг-Жд областей в хондритах Новосибирск и Первомайский также имели аномальные содержания компонентов с крайними значениями 4.1 мас. % FeO, 8.7 мас. % MgO и 15.5 мас. % Al_2O_3 в хондрите Новосибирск и 4.5 мас. % FeO, 6.8 мас. % MgO и 17.0 мас. % Al_2O_3 в хондрите Первомайский, однако при расчете средних значений такие анализы [Бажан и др., 2017; Bazhan et al., 2017] не принимались во внимание. Исходным для Плаг-Жд областей является расплав

состава омфацит + SiO_2 : $\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ — SiO_2 . С понижением температуры при ~ 600 и ~ 700 °С в рядах геденбергит—жадеит $(\text{Ca}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ и диопсид—жадеит $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ соответственно происходит разрыв смесимости [Green et al., 2007] с образованием фаз с относительно высоким содержанием FeO и MgO, наблюдаемом в анализах Плаг-Жд областей.

Расплав УЖ помимо Fe^{2+} может содержать Fe^{3+} , которое при высокой концентрации в исходном Плаг-Жд расплаве замещает Al^{3+} в позициях М1 жадеита [Green et al., 2007], что приводит к уменьшению общего количества Al_2O_3 в составе Плаг-Жд областей хондрита Dhofar 922. Косвенным подтверждением разрыва смесимости с образованием богатых FeO и MgO фаз при остывании исходного Плаг-Жд расплава могут служить микрофотографии субмикронных кристаллов жадеита, имеющих выраженную зональность в обратнорассеянных электронах [Miyahara et al., 2013]. Кроме этого, повышенные содержания FeO и MgO в Плаг-Жд областях метеорита Dhofar 922 могут быть следствием стабилизации жадеитового компонента в области высоких давлений [Bobrov et al., 2008].

Результаты исследования фаз высокого давления позволяют оценить степень ударного метаморфизма, которому подверглось родительское тело метеорита Dhofar 922 в процессе эволюции. Как отмечалось выше, наличие в основной массе частично аморфизированных агрегатов плагиоклазового состава (Мск-ОМ) указывает на прогрев примерно до 1300 °С. Этой температуры было достаточно для плавления ассоциации троилит-FeNi-металл и распределения их компонентов по границам зерен и в виде глобулей (несмесимой жидкости). Ударное событие сопровождалось плавлением породы основной массы с образованием УЖ и минералов высокого давления как в микрокристаллической матрице УЖ (вадслеит, мэйджорит, магнезиовюстит), так и в заключенных в УЖ обломках (рингвудит + оливин, маскелинит, жадеит). *PT*-условия плавления обломков оливина состава Fa_{25} соответствуют 13 ГПа и ~ 2000 °С, этих же *PT*-условий было достаточно для начала плавления обломков плагиоклаза в УЖ (см. рис. 6). Максимальные значения давления и температуры образования УЖ в Dhofar 922 (~ 19 ГПа; ~ 2150 — 2300 °С) определяются ассоциацией минералов высокого давления (вадслеит, рингвудит и магнезиовюстит) в микрокристаллической матрице УЖ (см. рис. 6). Кристаллизация жадеита и рингвудита в УЖ происходила на стадии регрессивного метаморфизма с понижением температуры и давления из расплава обломков основной массы плагиоклазового и оливинового состава соответственно. Условием сохранения рингвудита без обратного перехода в оливин была быстрая закалка системы до температуры 900 °С [Suzuki et al., 1980; Ming et al., 1991].

Отметим, что сравнение ассоциаций высокобарических минералов в метеоритах с полями термодинамической стабильности фаз на фазовых диаграммах, полученных в статических экспериментах, не совсем корректно. Необходимо учитывать кинетику фазовых превращений, так как длительность ударных процессов в метеоритах составляет 10^{-3} — 10^0 с [Sharp, DeCarli, 2006; Gillet, El Goresy, 2013]. Тем не менее сравнение с ударным экспериментом еще менее информативно, так как формирование высокобарических минералов в них практически не происходит, даже при давлениях выше 100 ГПа [Stöffler et al., 1991], из-за короткой длительности ударного импульса ($\sim 10^{-7}$ с). Потенциально важными являются эксперименты со сферически сходящейся ударной волной [Козлов, Сазонова, 2012]. В подобных экспериментах длительность ударного импульса составляет $\sim 10^{-6}$ с с повторными импульсами меньшей интенсивности. В результате в экспериментах с природными горными породами были получены высокобарические фазы, такие как рингвудит и, возможно, бриджманит [Козлов, Сазонова, 2012]. Детальная характеристика продуктов экспериментов в сферических ударных волнах является одним из перспективных направлений дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе эволюции родительское тело метеорита Dhofar 922 (L6) подверглось ударному воздействию, которое сопровождалось плавлением материнской породы с образованием УЖ и фаз высокого давления как в микрокристаллической матрице УЖ (вадслеит, мэйджорит, магнезиовюстит), так и в заключенных в УЖ фрагментах (маскелинит, рингвудит и жадеит). Плагиоклаз основной массы в результате ударного воздействия подвергся частичной аморфизации. *PT*-условия образования УЖ составили > 19 ГПа и > 2150 — 2300 °С. Кристаллизация жадеита и рингвудита в УЖ происходила на стадии регрессивного метаморфизма с понижением температуры и давления из расплавленных обломков основной массы плагиоклазового (омфацит + SiO_2) и оливинового состава соответственно. В работе впервые высказано предположение о том, что повышенное содержание Fe и Mg в областях плагиоклазового состава с жадеитом в хондритах связано с разрывом смесимости при ~ 600 и ~ 700 °С в ряду геденбергит—жадеит и диопсид—жадеит соответственно.

Авторы выражают благодарность рецензентам работы А.В. Боброву и В.В. Шарыгину за ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 17-05-00851).

ЛИТЕРАТУРА

- Бажан И.С., Одзава С., Мияхара М., Отани Э., Литасов К.Д.** Секреционный рост жадеита из расплава в ударных жилах H5/6 хондрита Новосибирск // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 17—26.
- Козлов Е.А., Сазонова Л.В.** Преобразования горных пород в сферических ударных волнах: новые экспериментальные результаты // Петрология, 2012, т. 20, № 4, с. 334—334.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.
- Литасов К.Д., Бадюков Д.Д., Похиленко Н.П.** Параметры образования минералов высокого давления в хондритовых метеоритах Dhofar 717 и 864 // ДАН, 2019, т. 485, № 3, с. 346—350.
- Akaogi M., Navrotsky A.** The quartz-coesite-stishovite transformations: new calorimetric measurements and calculation of phase diagrams // Phys. Earth Planet. Int., 1984, v. 36, p. 124—134.
- Akaogi M., Ito E., Navrotsky A.** Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 : Calorimetric measurements, thermochemical calculation, and geophysical application // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, p. 15671—15685.
- Akimoto S., Fujisawa H.** Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 // J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 1467—1479.
- Akimoto S., Matsui Y., Syono Y.** High-pressure crystal chemistry of orthosilicates and the formation of the mantle transition zone // The physics and chemistry of minerals and rocks / Ed. R.G. Strens. London, Wiley, 1976, p. 327—363.
- Badjukov D., Brandstaetter F., Kurat G., Libowitzky E., Raitala J.** Ringwoodite-olivine assemblages in Dhofar 922 L6 melt veins // Lunar and Planetary Science Conference XXXVI, Houston, USA, 2005, p. 1684.
- Bazhan I.S., Litasov K.D., Ohtani E., Ozawa S.** Majorite-olivine-high-Ca pyroxene assemblage in the shock-melt veins of Pervomaisky L6 chondrite // Amer. Miner., 2017, v. 102, p. 1279—1286.
- Bell P.M., Roseboom E.H. Jr.** Melting relationships of jadeite and albite to 45 kilobars with comments on melting diagrams of binary systems at high pressures // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper, 1969, v. 2, p. 151—169.
- Binns R.A., Davis R.J., Reed S.J.B.** Ringwoodite, natural $(Mg,Fe)_2SiO_4$ spinel in the Tenham meteorite // Nature, 1969, v. 221, p. 943—944.
- Bobrov A.V., Kojitani H., Akaogi M., Litvin Y.A.** Phase relations on the diopside-jadeite-hedenbergite join up to 24 GPa and stability of Na-bearing majoritic garnet // Geochim. Cosmochim. Acta, 2008, v. 72, p. 2392—2408.
- van der Bogert C.H., Schultz P.H., Spray J.G.** Impact-induced frictional melting in ordinary chondrites: A mechanism for deformation, darkening, and vein formation // Meteor. Planet. Sci., 2003, v. 38, p. 1521—1531.
- Brearley A., Rubie D., Ito E.** Mechanisms of the transformations between the α , β and γ polymorphs of Mg_2SiO_4 at 15 GPa // Phys. Chem. Miner., 1992, v. 18, p. 343—358.
- Chen M., El Goresy A., Gillet P.** Ringwoodite lamellae in olivine: Clues to olivine-ringwoodite phase transition mechanisms in shocked meteorites and subducting slabs // Proc. Nat. Acad. Sci., 2004, v. 101, p. 15033—15037.
- El Goresy A., Wopenka B., Chen M., Weinbruch S., Sharp T.** Evidence for two different shock induced high-pressure events and alkali-vapor metasomatism in Peace River and Tenham (L6) chondrites // Lunar and Planetary Science Conference XXVIII, Houston, USA, 1997, p. 329—330.
- Feng L., Lin Y., Hu S., Xu L., Miao B.** Estimating compositions of natural ringwoodite in the heavily shocked Grove Mountains 052049 meteorite from Raman spectra // Amer. Miner., 2011, v. 96, p. 1480—1489.
- Gillet P., El Goresy A.** Shock events in the Solar System: The message from minerals in terrestrial planets and asteroids // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2013, v. 41, p. 257—285.
- Green E., Holland T., Powell R.** An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // Amer. Miner., 2007, v. 92, p. 1181—1189.
- Katsura T., Ito E.** The system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel // J. Geophys. Res. Solid Earth, 1989, v. 94, p. 15663—15670.
- Kawai N., Endho S., Itho K.** Split sphere high pressure vessel and phase equilibrium relation in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 // Phys. Earth Planet. Int., 1970, v. 3, p. 182—185.
- Kerschhofer L., Rubie D., Sharp T., McConnell J., Dupas-Bruzek C.** Kinetics of intracrystalline olivine-ringwoodite transformation // Phys. Earth Planet. Int., 2000, v. 121, p. 59—76.
- Langenhorst F., Poirier J.P., Deutsch A., Hornemann U.** Experimental approach to generate shock veins in single-crystal olivine by shear melting // Meteor. Planet. Sci., 2002, v. 37, p. 1541—1553.

- McKeown D.A.** Raman spectroscopy and vibrational analyses of albite: From 25 °C through the melting temperature // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 1506—1517.
- McMillan P.F., Hemley R.J., Gillet P.** Vibrational spectroscopy of mantle minerals // *Mineral spectroscopy: A tribute to Roger G. Burns* / Eds. M.D. Dyar, C. McCammon, M.W. Schaefer, *Geochem. Soc. Spec. Publ.*, 1996, v. 5, p. 175—213.
- Ming L., Kim Y., Manghnani M., Usha-Devi S., Ito E., Xie H.S.** Back-transformation and oxidation of (Mg,Fe)₂SiO₄ spinels at high temperatures // *Phys. Chem. Miner.*, 1991, v. 18, p. 171—179.
- Miyahara M., El Goresy A., Ohtani E., Nagase T., Nishijima M., Vashaei Z., Ferroir T., Gillet P., Dubrovinsky L., Simionovici A.** Evidence for fractional crystallization of wadsleyite and ringwoodite from olivine melts in chondrules entrained in shock-melt veins // *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 2008, v. 105, p. 8542—8547.
- Miyahara M., El Goresy A., Ohtani E., Kimura M., Ozawa S., Nagase T., Nishijima M.** Fractional crystallization of olivine melt inclusion in shock-induced chondritic melt vein // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2009, v. 177, p. 116—121.
- Miyahara M., Ozawa S., Ohtani E., Kimura M., Kubo T., Sakai T., Nagase T., Nishijima M., Hirao N.** Jadeite formation in shocked ordinary chondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 373, p. 102—108.
- Ohtani E., Moriwaki K., Kato T., Onuma K.** Melting and crystal-liquid partitioning in the system Mg₂SiO₄—Fe₂SiO₄ to 25 GPa // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1998, v. 107, p. 75—82.
- Ohtani E., Kimura Y., Kimura M., Takata T., Kondo T., Kubo T.** Formation of high-pressure minerals in shocked L6 chondrite Yamato 791384: constraints on shock conditions and parent body size // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 505—515.
- Ozawa S., Ohtani E., Miyahara M., Suzuki A., Kimura M., Ito Y.** Transformation textures, mechanisms of formation of high-pressure minerals in shock melt veins of L6 chondrites, and pressure-temperature conditions of the shock events // *Meteor. Planet. Sci.*, 2009, v. 44, p. 1771—1786.
- Ozawa S., Miyahara M., Ohtani E., Koroleva O.N., Ito Y., Litasov K.D., Pokhilenko N.P.** Jadeite in Chelyabinsk meteorite and the nature of an impact event on its parent body // *Sci. Rep.*, 2014, v. 4, 5033, doi: 10.1038/srep05033.
- Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., McNeill J., Nasdala L., Hutchison M.T., Matveev S., Mather K., Silversmit G., Schmitz S., Vekemans B., Vincze L.** Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*, 2014, v. 507, p. 221—224.
- Ringwood A.E.** *Composition and petrology of the Earth's mantle.* New York, MacGraw-Hill, 1975, 672 p.
- Ringwood A.E., Major A.** Synthesis of Mg₂SiO₄—Fe₂SiO₄ spinel solid solutions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, v. 1, p. 241—245.
- Sharp T.G., DeCarli P.S.** *Shock effects in meteorites* // *Meteorites and the Early Solar System II.* Tucson, Arizona University Press, 2006, p. 653—677.
- Stöfler D., Keil K., Scott E.R.D.** Shock metamorphism of ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 3845—3867.
- Suzuki I., Ohtani E., Kumazawa M.** Thermal expansion of modified spinel, beta-Mg₂SiO₄ // *J. Phys. Earth*, 1980, v. 28, p. 273—280.
- Tomioka N., Miyahara M.** High-pressure minerals in shocked meteorites // *Meteor. Planet. Sci.*, 2017, v. 52, p. 2017—2039.
- Tutti F.** Formation of end-member NaAlSi₃O₈ hollandite-type structure (lingunite) in diamond anvil cell // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2007, v. 161, p. 143—149.
- Wünnemann K., Collins G., Osinski G.** Numerical modelling of impact melt production in porous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 269, p. 530—539.
- Xie X., Chen M., Wang D.** Shock-related mineralogical features and PT history of the Suizhou L6 chondrite // *Eur. J. Miner.*, 2001, v. 13, p. 1177—1190.
- Zhang A.C., Hsu W.B., Wang R.C., Ding M.W.** Pyroxene polymorphs in melt veins of the heavily shocked Sixiangkou L6 chondrite // *Eur. J. Miner.*, 2006, v. 18, p. 719—726.
- Zhang J., Herzberg C.** Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 17729—17742.
- Zhou Y., Irifune T., Ohfuji H., Shinmei T., Du W.** Stability region of K_{0.2}Na_{0.8}AlSi₃O₈ hollandite at 22 GPa and 2273 K // *Phys. Chem. Miner.*, 2017, v. 44, p. 33—42.