

Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма

Б. А. Базылев

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН

Аннотация. Приведены сведения о первой находке аваруита в океанических перидотитах и охарактеризованы петрография пород, минералогия, ассоциирующие с аваруитом минералы. Показано, что кристаллизация аваруита и ассоциирующих сульфидов (пентландита и хизлевудита) происходила на ранних стадиях перекристаллизации пород под действием просачивающейся океанической воды еще до начала их серпентинизации. Главными факторами, обусловившими кристаллизацию аваруита в изученных перидотитах, служили аномально низкая окисленность исходных дунитов и гарцбургитов и низкая величина отношения вода/порода на начальной стадии гидратации пород. Присутствие аваруита в исследованных породах и его окисление в ходе их последующей серпентинизации является вероятным механизмом, с которым связано известное аномальное обогащение гидротермальных растворов в данном районе метаном и водородом. Более высокие температуры кристаллизации аваруитсодержащей минеральной ассоциации в океанических перидотитах (450–570°C) по сравнению с офиолитовыми обусловлены закономерными различиями в режиме метаморфизма перидотитов в разных геодинамических обстановках.

1. Введение

Метаморфизм, проявленный в мантийных перидотитах срединно-океанических хребтов (СОХ), имеет регрессивный характер и происходит на фоне остывания пород при их подъеме к поверхности после отделения от них базальтовых расплавов [Базылев и др., 1990]. В высокотемпературной (субсолидусной) области он проявляется в перераспределении элементов между первичными минералами и изменении модалного минерального состава вследствие распада твердых растворов. Эта стадия метаморфизма не является специфичной для океанических перидотитов и проявлена также в перидотитах из офиолитовых комплексов и из ксенолитов в щелочных базальтоидах. В среднетемпературной области собственно океанический метаморфизм перидотитов сопровождается их гидратацией и инициируется про-

сачивающейся на глубину морской водой. Температура начала этой стадии перекристаллизации перидотитов определяется локальной глубиной проникновения флюида и для отдельных участков в пределах СОХ достигает 800°C, хотя для других не превышает 450°C [Базылев, Силантьев, 2000]. В ходе дальнейшего остывания перидотитов происходит их серпентинизация, а после ее завершения может отмечаться развитие в породах арагонитовых прожилков.

Аваруит – железо-никелевый сплав с составом близким к Ni₃Fe – часто отмечается как аксессуарный минерал в офиолитовых перидотитах (обычно полностью серпентинизированных) [Ahmed and Hall, 1982; Chamberlain, 1966; Lorand, 1985; Rossetti and Zucchetti, 1988]. При этом его образование большинством исследователей связывается с этапом серпентинизации пород при низких отношениях вода/порода (W/R), приблизительно не превышающим 0,18 [Abrajano and Pasteris, 1984]. Обнаружение аваруита в океанических перидотитах [Базылев, 1997а; 1998] поставило проблему его происхождения, поскольку в Срединно-Океанических хребтах серпентинизация перидотитов происходит при крайне высоких отно-

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00045.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 января 20001.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00045/RJE00045.htm>

шениях W/R – от 300 до 10000 [Дмитриев и др., 1999; Snow and Reisberg, 1995]. В настоящей статье приводятся данные о петрографии и минералогии океанических перидотитов с аваруитом. Условия образования аваруита устанавливаются с привлечением данных о составах первичных и метаморфических минералов из этих пород – силикатов, шпинелидов и сульфидов.

2. Геологическое положение

Аваруит обнаружен в перидотитах, поднятых на станциях драгирования 70 (15°05' с.ш., 44°59' з.д.), 71 (15°05' с.ш., 44°57' з.д.), 76 (15°04' с.ш., 45°06' з.д.) и 77 (15°06' с.ш., 44°58' з.д.) в ходе 16-го рейса НИС “Академик Борис Петров” [Силантьев и др., 1991]. Отмеченные станции драгирования локализованы в пределах южного внутреннего углового поднятия зоны разлома 15°20'. С этой зоной связана крупная геохимическая аномалия Срединно-Атлантического хребта, главный максимум которой приходится на фрагмент рифта около 14°48', а побочный максимум – непосредственно на южный борт разлома около 15°05' [Соболев и др., 1992]. Специфика мантийных перидотитов из зоны разлома 15°20', и особенно из южного внутреннего углового поднятия, проявляется в их высокой степени истощенности базальтовым компонентом, а также в присутствии среди них в значительных количествах, наряду со шпинелевыми гарцбургитами, также гарцбургито-дунитов и шпинелевых дунитов [Силантьев и др., 1991; Пейве, Щербаков, 1989].

3. Петрография

3.1. Общая характеристика пород

Специфической чертой преобладающей части гарцбургитов, поднятых на отмеченных станциях, является интенсивная (иногда полная) серпентинизация ортопироксена при умеренной серпентинизации оливина. При этом зерна ортопироксена чаще замещены не гомоосевым баститом, лишенным включений магнетита, который обычно развивается при непосредственной серпентинизации ортопироксена [Базылев, 1989], а баститом, состоящим из отдельных пластинок серпентина с различной оптической ориентировкой. Такой тип баститов интерпретируется как результат серпентинизации не непосредственно ортопироксена, а среднетемпературных минералов (амфибола, хлорита, талька), заместивших ортопироксен до начала серпентинизации [Базылев, 1989]. В породах присутствуют также прожилки, сложенные разноориентированными пластинками серпентина. При пересечении этими прожилками

баститов очертания прожилков размываются, что свидетельствует об одновременности развития пластинчатых силикатов по ортопироксену и за его пределами, в прожилках. Таким образом, петрографически прожилки пластинчатого серпентина интерпретируются как псевдоморфно серпентинизированные более ранние амфиболовые или тальковые прожилки, хотя реликты среднетемпературных силикатов в исследованных породах крайне редки, обнаружены лишь единичные зерна тремолита и хлорита.

Несколько чаще в перидотитах отмечается непрозрачный метаморфический шпинелид, замещающий краевые участки зерен первичного (темно-бурого) шпинелида, находящихся в пределах прожилков пластинчатого серпентина. Вне этих прожилков замещение первичного шпинелида не проявлено.

В породах, где выполнены бесцветным пластинчатым серпентином прожилки редки, основная масса пород представлена оливинном, замещенным обычным зеленоватым поперечно-волокнистым петельчатым серпентином, часто с реликтами оливина. В породах с обильными прожилками пластинчатого серпентина в областях, прилегающих к этим прожилкам, оливин замещен не петельчатым серпентином, а буроватым почти изотропным однородным серпентином. Переход между этими двумя разновидностями серпентина, замещающего оливин, постепенный. Наконец, в редких породах, где бесцветный пластинчатый серпентин преобладает, области развития зеленоватого петельчатого серпентина (с плохо выраженными прожилками) или бурого субизотропного серпентина представлены как изолированные фрагменты. Текстура петельчатых прожилков в некоторых из этих фрагментов позволяет предполагать, что при их образовании серпентинизация оливина начиналась от границ фрагментов, т.е. до серпентинизации пород эти фрагменты представляли собой реликтовые участки оливина в агрегате пластинчатых среднетемпературных силикатов.

Отдельные зерна аваруита и их агрегаты обнаружены в прожилках или участках породы, сложенных бесцветным пластинчатым серпентином.

3.2. Выделения аваруита

Зерна аваруита встречены как в гарцбургитах, так и в дунитах. Чаще всего они округлые, мелкие (до 5–20 мкм) и не содержат каких-либо включений. Некоторые зерна обнаруживают на поверхности прерывистые четкие каемки магнетита. На участках без кайм магнетита зерна аваруита имеют нечеткие каймы зонального строения. Хотя зерна аваруита кристаллизуются в пределах крупных зерен оливина или ортопироксена, непосредственно вмещающим минералом для них почти всегда явля-

ется пластинчатый серпентин. Лишь в одном случае удалось обнаружить непосредственный контакт аваруита с вмещающим оливином.

В некоторых образцах зерна аваруита имеют более крупные размеры, образуют агрегаты и находятся в сростании с другими минералами. Эти случаи представляют особый интерес. Часть зерен аваруита в таких агрегатах имеет пластинчатую форму, по-видимому, в результате сростания при кристаллизации с силикатом, выделявшимся в виде пластинок (рис. 1). В центральных частях наиболее крупных зерен аваруита присутствуют редкие мелкие (до 5 мкм) включения хизлевудита Ni_3S_2 , реже пентландита $(Fe,Ni)_9S_8$. Относительно крупные зерна аваруита и их агрегаты почти всегда размещены вокруг частично замещенных зерен первичных хромшпинелидов или вблизи них. В одном из наиболее крупных агрегатов зерен аваруита (рис. 2, обр. 71-188) установлено зональное строение: центральная часть представляет собой сростание диоксида и аваруита, промежуточная – аваруита (с включениями пентландита) и серпентина, а внешняя – аваруита, пентландита, магнетита и серпентина.

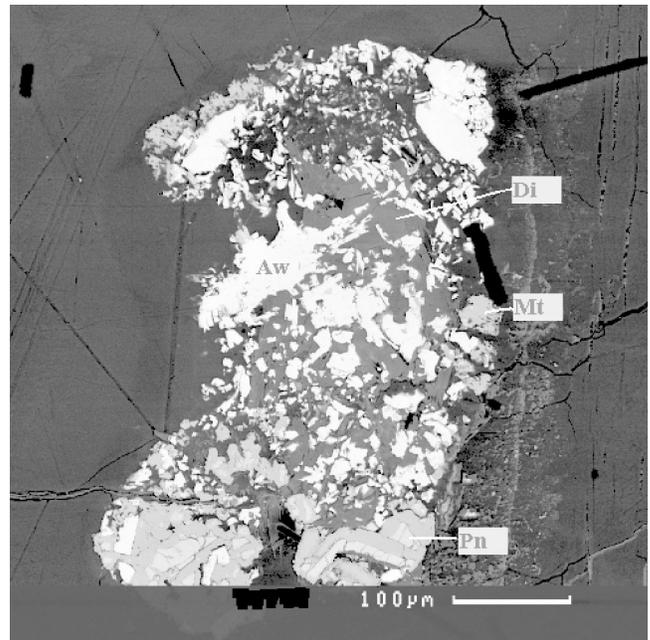


Рис. 2. Агрегат зерен аваруита в гарцбургите AVP16-71-188.

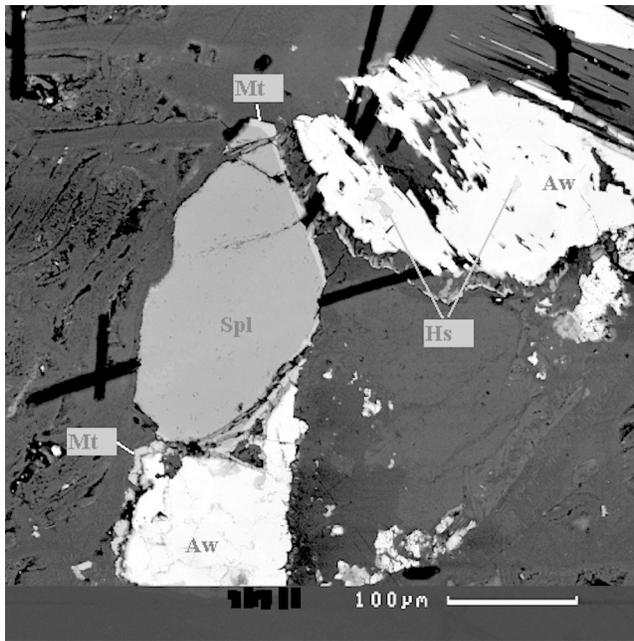


Рис. 1. Агрегат зерен аваруита в дуните AVP16-71-71.

Условные обозначения на рис. 1-4: Aw – аваруит, Mt – магнетит, Ptl – пентландит, Hsl – хизлевудит, Di – диопсид, Serp – серпентин, Carb – карбонат, Spl – первичный хромшпинелид, Spl2 – метаморфический шпинелид.

Снимки рис. 1-4 выполнены в отраженных электронах на электронном микроскопе Camscan на кафедре петрологии МГУ, Москва.

При этом пентландит присутствует в виде включений не только в аваруите, но также и в магнетите, а также образует крупные зерна непосредственно в серпентине. Размеры и форма зерен указанных минералов в агрегате свидетельствует об их структурной равновесности (рис. 3, обр. 71-188).

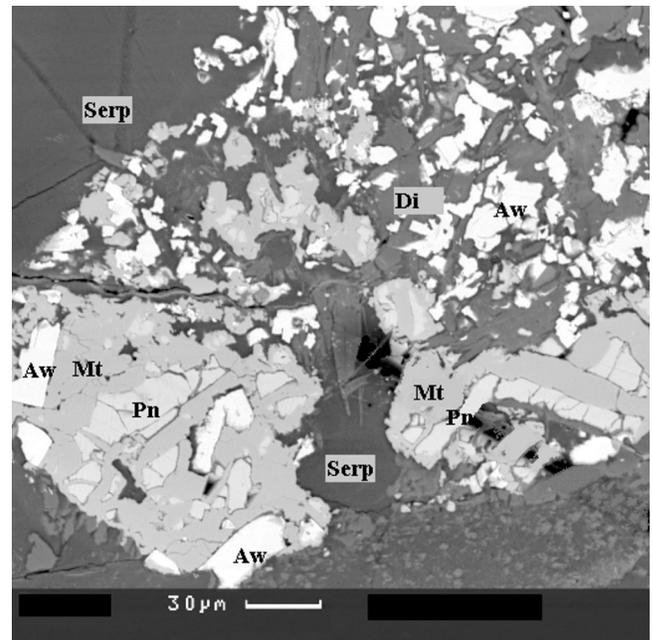


Рис. 3. Увеличенный фрагмент рис. 2.

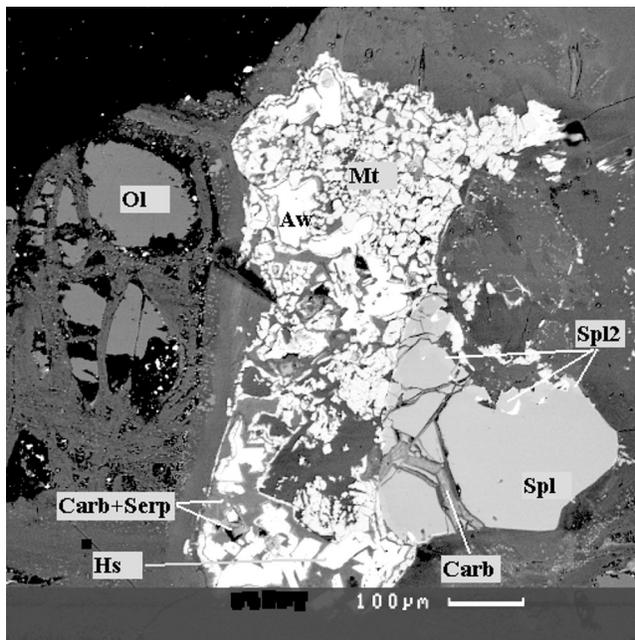


Рис. 4. Агрегат зерен аваруита в гарцбургите AVP16-71-207.

В образце 71-207 отмечено развитие крупного аваруитового агрегата на периферии зерна хромшпинелида. В шпинелиде при этом обнаруживаются включения пентландита и аваруита, окруженные полностью или частично хромистым магнетитом (рис. 4). Однако вне непосредственного контакта со шпинелидом с аваруитом, содержащим включения пентландита и хизлевудита, ассоциирует обычный низкохромистый магнетит.

Аваруитсодержащая минеральная ассоциация, присутствующая в обр. 71-207, имеет некоторые особенности. Интерстиции между зернами аваруита в центральной части агрегата сложены мелкозернистым (порядка 1 мкм) и однородным серпентин-карбонатным проращением. Во внешней части агрегата раскристаллизованность этого проращения выше, там и можно установить в качестве его составляющих карбонат и серпентин.

4. Минералогия

Составы минералов изучались в прозрачно-полированных шлифах на рентгеноспектральном микроанализаторе "Сamebax" в ГЕОХИ РАН с использованием в качестве эталонов металлов, окислов, сульфидов и силикатов (аналитик К. И. Игнатенко).

Типичные составы первичных минералов из исследованных гарцбургитов и дунитов представлены в табл. 1.

4.1. Составы среднетемпературных метаморфических минералов

На непосредственном контакте с аваруитом (2 мкм) в образце 71-20 содержание никеля в оливине снижается до 0,08% NiO (табл. 2), варьируя в пределах 0,29–0,45% вне непосредственного контакта с аваруитом, что свидетельствует о перекристаллизации оливина в ходе развития аваруита и, таким образом, о кристаллизации аваруита в поле термодинамической стабильности оливина. Изменение состава первичного шпинелида в прямой связи с кристаллизацией аваруита обнаружено в образце 71-207, где по мере приближения к агрегату метаморфических минералов (магнетит или хром-магнетит + пентландит + аваруит) отмечается постепенное понижение содержания магния и алюминия, отражающее, по-видимому, диффузию этих элементов.

Аваруит в исследованных породах имеет состав, близкий к стехиометрическому, основными примесями являются кобальт (0,2–1,1%) и медь (0,6–1,0%), прочие элементы обнаруживают стабильные низкие содержания (табл. 3). Закономерных особенностей составов аваруита в ассоциации с различными минералами не отмечается. Составы пентландитов также близки к стехиометрическим, существенной примесью является только кобальт (1–5%). Величина отношения Fe/Ni в пентландитах составляет 1,61–1,66 для включений в аваруите и 1,36 для пентландита из срастаний с аваруитом и магнетитом (обр. 71-188) (табл. 3). Единственным существенным примесным компонентом хизлевудитов является железо (2,5–3,5%). Составы магнетитов из срастаний с аваруитом и пентландитом и из каемок вокруг отдельных зерен аваруита близки. Для них типичны умеренно повышенные содержания никеля (0,2–0,6% NiO) и магния (0,6% MgO) и крайне низкие содержания остальных измеренных элементов (табл. 2). Магнетит, образующийся в виде каемок по шпинели, отличается повышенным содержанием хрома (обр. 71-71), а наиболее высокие содержания хрома отмечаются в хроммагнетите, непосредственно контактирующем с шпинелидом, аваруитом и пентландитом (обр. 71-207).

4.2. Составы низкотемпературных метаморфических минералов

Составы петельчатых серпентинов, развивающихся в исследованных породах по оливину, характеризуются умеренно высокими и стабильными содержаниями железа, низкими содержаниями алюминия и хрома и повышенными содержаниями никеля и хлора (табл. 4). Бурые субизотропные серпентины имеют аналогичный состав. Состав этих серпентинов соответствует составам петельчатых серпентинов, за-

Таблица 1. Представительные составы первичных минералов

№	1	2	3	4	5	6	7
Драга	Др.71	Др.71	Др.71	Др.71	Др.71		
Образец	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее	71-20	71-188
Порода	Harz	Dun	Harz	Dun	Harz	Dun	Harz
Минерал	Spl	Spl	Ol	Ol	Orx	Ol	Срх
Точки						7	3
SiO ₂	0,06	0,05	41,22	41,10	57,05	40,92	53,95
TiO ₂	0,10	0,12	NA	NA	0,03	NA	0,06
Al ₂ O ₃	20,79	19,99	NA	NA	1,84	NA	2,56
FeO	14,63	15,02	8,23	8,15	5,40	7,72	1,98
MnO	0,20	0,24	0,12	0,12	0,15	0,11	0,06
MgO	13,76	13,76	49,89	49,72	33,16	49,63	17,64
CaO	NA	NA	0,10	0,17	2,08	0,16	21,83
Na ₂ O	NA	NA	NA	NA	0,05	NA	0,81
Cr ₂ O ₃	49,55	50,26	NA	NA	0,68	NA	1,24
NiO	0,06	0,04	0,36	0,33	NA	0,36	0,09
V ₂ O ₃	0,20	0,30	NA	NA	NA	NA	NA
ZnO	0,09	0,08	NA	NA	NA	NA	NA
Сумма	99,43	99,86	99,91	99,59	100,44	98,90	100,22
Mg#			91,5	91,6	91,6	92,0	94,1
Cr#	0,62	0,63					
T, °C	843	855					
ΔfO ₂	-2,4	-1,7					

Примечания: Harz – гарцбургит, Dun – дунит, Ol – оливин, Орх – ортопироксен (приведен состав центральных частей порфиروبластов), Срх – клинопироксен, Spl – хромшпинелид, Mg# – 100×Mg/(Mg+Fe), Cr# – Cr/(Cr + Al), T – температура оливин-шпинелевого равновесия для 5 кбар по [Ballhaus et al., 1991], ΔfO₂ – фугитивность кислорода относительно буфера FMQ, в логарифмических единицах, оцененная по [Ballhaus et al., 1991], NA – элемент не анализировался.

Таблица 2. Составы среднетемпературных метаморфических минералов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Образец	71-20	77-165	77-146	77-47	70-14	70-13	70-12	71-207	70-25	71-52	71-207	70-27	71-23	71-188	71-207	71-220
Минерал	Ol/aw	Trc	Chl	Spl2	Spl2	Spl2	Spl2	Cr-Trv	Cr-Trv?	Cr-Mt	Cr-Mt/aw	Mt/aw	Mt/aw	Mt/aw	Mt/aw	Mt/aw
Точки	1	2	1	3	2	3	2	4	2	1	6	2	2	5	5	2
SiO ₂	41,69	58,84	34,67	NA	0,43	0,08	NA	0,26	NA	1,64	0,13	NA	NA	0,06	0,07	NA
TiO ₂	NA	0,00	NA	0,03	0,22	0,19	0,77	0,01	0,06	0,26	0,04	NA	NA	0,01	0,01	NA
Al ₂ O ₃	NA	0,03	13,83	15,15	9,23	1,45	2,33	2,13	0,09	NA	0,15	NA	NA	0,05	0,07	NA
FeO	7,57	1,88	6,30	22,65	35,74	48,34	42,93	49,40	67,57	84,94	85,89	89,95	89,27	91,07	91,93	90,87
MnO	0,09	NA	0,04	NA	0,31	4,08	NA	0,08	NA	0,23	0,19	NA	NA	0,03	0,09	NA
MgO	49,94	22,45	32,88	8,67	4,31	2,98	1,85	2,40	1,24	2,24	0,40	NA	NA	0,04	0,15	NA
CaO	0,15	13,46	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Na ₂ O	NA	0,02	0,02	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cr ₂ O ₃	NA	0,03	NA	52,30	47,12	39,37	46,25	14,21	11,45	4,45	4,87	NA	NA	NA	0,01	NA
NiO	0,09	NA	NA	NA	0,06	0,06	NA	21,92	NA	0,07	0,35	0,64	0,61	0,27	0,45	0,38
V ₂ O ₃	NA	NA	NA	NA	0,29	0,20	NA	0,07	NA	0,04	NA	NA	NA	NA	NA	NA
ZnO	NA	NA	NA	NA	0,10	0,66	NA	0,02	NA	0,01	NA	0,02	NA	0,02	NA	0,01
Сумма	99,54	96,71	87,74	98,80	97,81	97,40	94,13	90,51	80,41	93,88	92,02	90,61	89,88	91,55	92,78	91,26

Примечания: Ol – оливин, Trc – тремолит, Chl – хлорит, Spl2 – метаморфический (вторичный) хромшпинелид, Cr-Trv – хромистый треворит, Cr-Mt – хромистый магнетит, Mt – магнетит, /aw – минералы ассоциирующие с аваруитом.

Таблица 3. Составы аваруитов и сульфидов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Образец	70-27	71-23	71-50	71-54	71-55d	71-71	71-188	71-207	71-220	76-2
Минерал	Aw	Aw								
Точки	1	2	6	2	1	4	5	7	2	2
S	0,09	0,68	0,05	0,05	0,02	0,09	0,07	0,05	0,08	0,03
Fe	26,21	23,05	24,28	23,76	23,80	24,03	24,48	24,40	26,15	22,17
Ni	73,02	75,50	73,48	74,35	74,54	74,92	73,98	74,38	69,70	70,79
Cu	0,58	2,12	0,84	0,93	1,04	0,89	0,90	0,90	0,68	1,74
Zn	0,04	0,03	0,03	0,09	0	0,05	0,03	0,03	0,05	0,01
Co	0,74	0,20	1,05	0,35	0,46	0,40	0,20	0,26	2,37	0,93
Pb	0,08	0,01	0,03	0	0,06	0,07	0,01	0	0,07	0,08
Сумма	100,76	101,59	99,76	99,53	99,92	100,45	99,67	100,02	99,10	95,75
№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Образец	71-50	71-71	71-188	71-207	16/5	71-54	71-71	71-207	16/5	
Минерал	Ptl	Ptl	Ptl	Ptl	Ptl	Hsl	Hsl	Hsl	Hsl	
Точки	3	4	4	4	2	1	1	2	2	
S	34,97	35,95	36,49	36,18	36,48	26,10	35,03	29,68	30,15	
Fe	37,65	35,96	34,58	37,57	27,98	3,66	2,74	2,53	1,02	
Ni	24,25	23,93	27,16	24,74	36,03	63,24	61,96	68,39	68,69	
Cu	0,04	0,06	0,03	0,07	0,07	0,07	0,10	0,03	0,15	
Zn	0	0	0,01	0,03	0,01	0	0	0	0,03	
Co	4,85	3,57	1,06	1,83	1,43	0,10	0,05	0,07	0,06	
Pb	0,01	0,01	0	0,06	0,09	0	0	0	0,04	
Сумма	101,77	99,48	99,33	100,48	102,09	93,17	99,88	100,70	100,14	

Примечания: Aw – аваруит, Ptl – пентландит, Hsl – хизлевудит.

мещающих оливин, в перидотитах других участков СОХ [Базылев, 1989; Hébert et al., 1990].

Составы баститов в исследованных породах аномальны по нескольким параметрам. Во-первых, содержание в них железа часто оказывается более низким, чем в серпентинах, развивающихся по оливину. Обычно баститы, являющиеся продуктом непосредственной серпентинизации ортопироксена, имеют систематически более высокие содержания железа, чем ассоциирующие серпентины, замещающие оливин [Базылев, 1989; Hébert et al., 1990]. Во-вторых, пластинчатые серпентины из баститовых псевдоморфоз обнаруживают сильно заниженные (иногда в три раза) содержания алюминия и хрома по сравнению с первичными ортопироксенами (табл. 1, 4). Бесцветные пластинчатые серпентины из прожилков вне баститов имеют составы, очень похожие на составы баститов, и иногда обладают также повышенными содержаниями хрома. При развитии серпентина непосредственно по ортопироксену столь значительного выноса алюминия и особенно хрома за пределы зерен пироксенов в океанических перидотитах не отмечается [Базылев, 1989; Hébert et al., 1990]. Составы пластинчатых серпентинов, контактирующих с аваруитом, аналогичны составам этих серпентинов

на удалении от зерен аваруита, и отличаются лишь аномально высокими содержаниями никеля. Особенности составов пластинчатых серпентинов, таким образом, свидетельствуют о том, что они развивались псевдоморфно по пластинчатым среднетемпературным силикатам (по-видимому, главным образом по тальку).

В ряде пород проявлена также более поздняя стадия перекристаллизации петельчатых и пластинчатых серпентинов, сопровождающаяся развитием секущих прожилков хризотил-асбеста, снижением содержания железа в серпентинах до 2–2,5% FeO и обильными выделениями магнетита.

Составы ассоциирующих с серпентином диопсидов отличаются крайне низкими содержаниями алюминия, хрома и натрия. В контакте с аваруитом диопсиды характеризуются аномально высокими содержаниями железа и никеля. Состав серпентин-карбонатного прорастания между зёрнами аваруита в обр. 71-207 очень близок к составу диопсида, так что вероятно его образование путем карбонатизации диопсида, сопровождавшейся выносом кремнезема (табл. 4). На периферии агрегата, где проявляется перекристаллизация и укрупнение составляющих его минералов, в их числе идентифицированы

Таблица 4. Представительные составы низкотемпературных метаморфических минералов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	71-71	71-188	70-14	71-50	71-207	70-18	71-55	71-207	70-10	71-71	71-188	71-207
Минерал	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp	Serp
Форма	Mesh	Mesh	Bl/Vein	Bl/Vein	Bl/Vein	Bl/Bast	Bl/Bast	Bl/Bast	Bl/Aw	Bl/Aw	Bl/Aw,D	Bl/Aw
Точки	11	6	2	4	8	2	3	6	2	7	8	6
SiO ₂	38,27	37,65	40,85	40,06	39,75	39,27	38,25	38,28	38,63	39,62	38,81	39,11
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,08	0,12	0,28	0,60	0,34	1,63	0,89	0,33	0,47	0,27	0,53	0,11
FeO	5,45	5,35	4,24	4,06	2,59	5,84	6,63	2,90	4,97	4,15	4,38	3,68
MnO	0,05	0,05	0,01	0,05	0,12	NA	0,08	0,07	0,22	0,06	0,04	0,06
MgO	38,05	36,57	38,60	37,52	38,99	36,03	35,38	37,02	35,28	38,87	38,14	38,98
CaO	0,09	0,15	0,03	0,07	0,05	NA	0,25	0,07	0,08	0,05	0,09	0,10
Na ₂ O	0,12	0,13	0,03	0,05	0,11	NA	0,03	0,13	0,10	0,10	0,05	0,16
K ₂ O	0,04	0,05	0,01	NA	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0,03	0,21	0,38	0,63	0,37	0	0,05	0,03	0,09
NiO	0,26	0,27	0,14	0,11	0,21	0,16	0,13	0,18	1,28	0,96	1,60	0,76
Сумма	82,44	80,36	84,26	82,58	82,42	83,33	82,36	79,37	81,06	84,21	83,71	83,10
Cl	0,22	0,22	0,03	0,11	0,12	NA	0,22	0,20	0,13	0,18	0,33	0,20
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Образец	71-23	71-23	70-14	71-188	71-188	70-14	71-207	71-207	71-207	71-207	71-23	70-10
Минерал	Serp	Serp	Serp	Di	Di	Di	Mix	Anc	Sid	Cal	Cal	Lim
Форма	Rmesh	Chriz/Ca	Chriz/Di	/Aw,C	/Aw,R	/Chriz			/Vein	/Vein		
Точки	2	3	2	2	4	2	3	1	2	2	2	2
SiO ₂	39,35	39,80	42,34	53,66	53,82	53,62	26,52	3,35	8,67	1,23	1,04	11,08
TiO ₂	NA	NA	0,05	0,10	0,12	0,02	NA	0,03	0,02	0,02	NA	0,02
Al ₂ O ₃	0,05	0,09	0,74	0,63	0,63	0,23	0,15	0,02	0,02	0,02	0,03	1,27
FeO	2,50	2,15	2,50	7,12	3,43	4,81	6,79	37,60	51,34	6,89	5,67	54,06
MnO	NA	NA	0,03	0,39	0,36	0,14	0,08	0,90	0,22	0,07	NA	0,03
MgO	39,11	39,77	39,99	14,42	17,91	16,31	22,05	2,36	2,69	0,27	0,56	3,14
CaO	0,09	0,06	0,15	24,66	23,15	22,48	24,32	32,11	15,77	53,01	46,74	2,74
Na ₂ O	0,07	0,09	0,08	0,43	0,30	0,02	0,47	0,67	0,77	0,48	0,32	1,42
K ₂ O	NA	NA	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,14	0,03	NA	0,18
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,06	0,04	0,02	0,08	0,13	1,16	0,32	0,40	NA	0,03
NiO	0,28	0,12	0,06	1,09	0,82	0,02	0,68	0,20	1,45	0,31	0,25	2,14
Сумма	81,46	82,08	86,02	102,57	100,59	97,76	81,23	78,44	81,41	62,73	54,61	76,11
Cl	0,15	0,12	0,11	NA	NA	0,01	NA	NA	NA	NA	NA	0,26

Примечания: Serp – серпентин (Mesh – петельчатые прожилки по оливину, Bl – пластинчатый серпентин: /Vein – в форме самостоятельных прожилков, /Bast – в форме бастита – псевдоморфоз по ортопироксену, /Aw – на контакте с аваруитом, /Di – на контакте с диопсидом; Rmesh – перекристаллизованный петельчатый серпентин со структурой “песочных часов”, Chriz – поздние прожилки поперечно-пластинчатого хризотила: /Cal – на контакте с кальцитом, /Di – на контакте с диопсидом), Di – низкотемпературный клинопироксен (диопсид) (/Aw – на контакте с аваруитом, C – в центре агрегата, R – на краю агрегата, /Chriz – на контакте с серпентином), Mix – тонкое срастание серпентина и карбоната, Anc – анкерит, Sid – сидерит, Cal – кальцит, Lim – лимонит.

серпентин, кальцит, сидерит и анкерит (табл. 4). Кальцит в составе кальцит-серпентиновых прожилков обнаруживается и вне агрегатов аваруита, при этом в шлифе кальцит характеризуется отчетливым красным оттенком, а его состав отличается довольно высоким содержанием железа (табл. 4).

Представляют интерес составы зональных каемок, развивающихся местами по краевым частям зерен аваруита (только там, где нет участков кайм магне-

тита). По сравнению с аваруитом они значительно обогащены железом и обеднены никелем (табл. 5), а также содержат постоянную значительную примесь кремнезема (1,5–5%). Хотя материал каемок выглядит однородным при самом сильном увеличении, все же он, по-видимому, является тонким проращением аваруита (или металлического никеля), треворита и силикатного минерала, предположительно серпентина. Зональность каемок проявляется глав-

Таблица 5. Составы окисленных каемок на зернах аварунта

№	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	71-20	71-54	71-54	71-71	71-71	71-188	71-188	71-207
Минерал	IR	IR	OR	IR	OR	IR	OR	IR
Точки	1	3	5	3	4	1	4	3
SiO ₂	NA	1,72	3,64	1,48	3,54	NA	3,86	1,74
TiO ₂	NA	0,03	0,01	0,03	0,02	NA	NA	NA
Al ₂ O ₃	NA	0,03	0,06	0,06	0,09	NA	0,02	0,08
FeO	33,71	38,49	45,90	36,60	36,71	36,55	40,33	35,01
MnO	NA	0,08	0,05	0,01	0,05	NA	0,02	0,01
MgO	NA	0,25	1	0,38	0,88	NA	0,65	0,40
Cr ₂ O ₃	NA	0,01	0,01	0,03	0,12	NA	0,06	0,17
NiO	56,90	56,25	33,43	60,70	47,88	51,07	37,18	58,44
CoO	1,23	NA	0,19	0,15	0,96	0,80	0,38	0,15
CuO	0,59	NA	0,32	0,80	1,44	1,88	0,71	1,58
PbO	0,14	NA	0,12	1,09	NA	0,17	0,01	NA
ZnO	0,10	NA	NA	NA	NA	0,01	0,01	NA
Сумма	92,67	96,86	84,73	101,33	91,69	90,48	83,23	97,58
S	0,17	NA	0,28	0,15	0,11	0,14	0,19	0,07

Примечания: IR – внутренняя кайма (прилегающая к аварунту), OR – внешняя кайма.

ным образом в обеднении краевых частей никелем и обогащении их кремнеземом.

5. Обсуждение результатов

5.1. Метаморфические минеральные ассоциации и последовательность их кристаллизации

По петрографическим и минералогическим данным, кристаллизация аварунта происходила в связи с развитием в породах среднетемпературной метаморфической минеральной ассоциации (оливин-тремолит-тальк-хлорит-метаморфические шпинелиды). Судя по составу оливина, никель в ходе этого процесса перераспределялся в аварунт, так что равновесные с аварунтом минералы должны обнаруживать нормальные или пониженные содержания никеля. Составы метаморфических шпинелидов с низкими содержаниями никеля, судя по положению сольвуса в шпинелевой системе, кристаллизовались при 450–570°C (рис. 5).

Последующий этап перекристаллизации сопровождался окислением пород по мере их воздымания вследствие увеличивавшегося привноса воды. На этом этапе происходило окисление аварунта (образование каемок), переход металлического никеля в форму Ni²⁺ и его вхождение в силикаты, следствием чего явились аномально высокие содержания никеля в сосуществующих минералах. Такие аномально высокие содержания никеля проявлены в некоторых метаморфических шпинелидах (треворитах), вторичных диопсидах и серпентинах, непосредственно кон-

тактирующих с аварунтом (табл. 4). Судя по составам треворитов, начальная температура этого этапа составляла примерно 450°C (рис. 5). С понижением температуры происходило замещение диопсида кальцитом и серпентином.

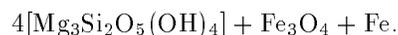
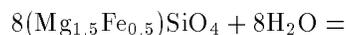
5.2. Механизм метаморфической перекристаллизации

В ходе изохимической гидратации перидотитов при 570°C и умеренном давлении (2–3 кбар) в них должно происходить замещение ортопироксена тальком с образованием в подчиненных количествах кальциевого амфибола, хлорита и оливина, и не должно отмечаться замещение оливина. Это следует как из термодинамических данных [Schmidt and Poli, 1998], так и экспериментальных данных о кинетике реакций гидратации перидотитов [Martin and Fyfe, 1970]. При аллохимической гидратации океанических перидотитов с привносом кремнезема (при высоких отношениях вода/порода) при этой температуре оливин замещается тальком, так что метаморфическая ассоциация представлена тальком, тремолитом, хлоритом и вторичными шпинелидами (феррит-хромитами и хромистыми магнетитами) [Базылев, 1997б]. Таким образом, пластинчатый серпентин, как вмещающий аварунтовые зерна, так и слагающий баститы и прожилки в породах, по видимому, представляет собой серпентиновые псевдоморфозы преимущественно по тальку.

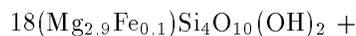
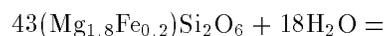
Коэффициент распределения железа и магния между оливином и тальком близок к 4,0 [Мелляо-

вещный, 1982]. Магнезиальность первичных оливинов и ортопироксенов в перидотитах примерно одинакова, и на начальных стадиях гидратации магнезиальность водных силикатов должна буферироваться составом оливина как преобладающего минерала. При этом магнезиальность талька, замещающего ортопироксен, должна быть существенно выше магнезиальности ортопироксена, а избыток железа в закрытой системе должен выделяться в виде магнетита или хромистого магнетита.

Однако кристаллизация магнетита подразумевает, что две трети избыточного железа должны находиться в высшей степени окисления. Возможны три механизма, допускающие это. Первый предполагает вхождение в состав магнетита трехвалентного железа из состава первичного ортопироксена. Второй заключается в частичном окислении железа привносимыми в породу гидротермальными флюидами. Наконец, третий механизм заключается в том, что окисление части железа до трехвалентного состояния компенсируется восстановлением части железа до металлического состояния. Термодинамически последний механизм вполне корректен и, в частности, был предложен в качестве одной из возможных реакций серпентинизации оливина [Маракушев, 1973]:



В случае исследованных пород вероятная основная метаморфическая реакция (гидратация ортопироксена с образованием талька, оливина, магнетита и аваруита), отвечающая начальной стадии кристаллизации аваруита в породах, имеет вид



Поскольку никель обладает меньшим сродством к кислороду по сравнению с железом [O'Neill and Wall, 1987], образующаяся металлическая фаза обнаруживает сильное обогащение никелем по сравнению с оксидной. Следует также отметить, что выделяющийся в ходе этой реакции магнетитовый компонент фиксируется не в виде чистого магнетита, а преимущественно в виде магнетитовой составляющей феррит-хромитов и хромистых магнетитов, замещающих зерна первичных шпинелидов. Именно с этим связана частая приуроченность крупных агрегатов зерен аваруита к периферии зерен частично замещенных первичных шпинелидов (рис. 1, 4).

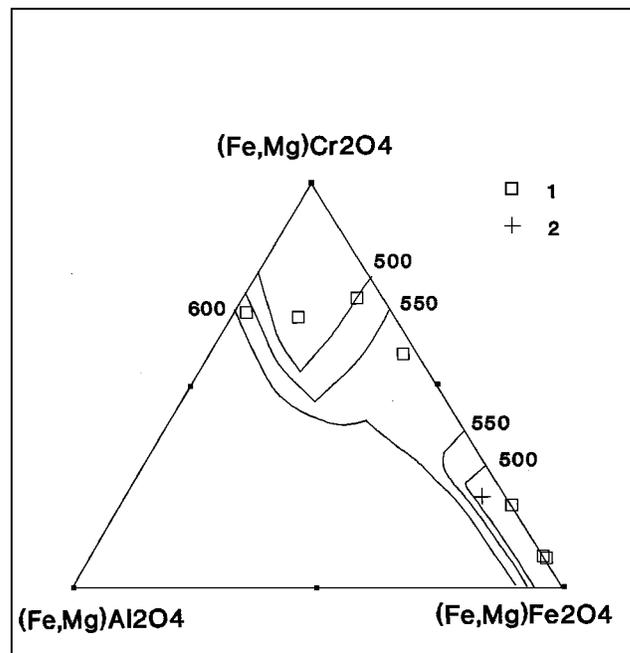


Рис. 5. Составы метаморфических шпинелидов на тройной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Линии сольвуса для 500, 550 и 600°C нанесены по [Sack and Ghiorso, 1991] для состава ассоциирующего оливина Fo_{95} . 1 – составы шпинелидов с низким содержанием никеля, 2 – составы треворитов.

5.3. Факторы аваруитовой минерализации

Очевидно, что третий механизм проявляется лишь тогда, когда два первых не обеспечивают достаточного количества трехвалентного железа, а именно – когда содержание трехвалентного железа в первичном ортопироксене невелико, т.е. фугитивность кислорода, оцененная для ассоциации первичных минералов, низка, и когда скорость привноса флюида мала и отношение вода/порода (W/R) невелико.

Наиболее надежная оценка средней величины фугитивности кислорода для гарцбургитов из драги 71 по оливин-ортопироксен-шпинелевому оксидометру [Ballhaus et al., 1991] составляет 2,4 лог. ед. ниже буфера QFM для температуры 843°C (расчет для общего давления 5 кбар), что примерно соответствует буферу WM. Эта оценка соответствует минимальной фугитивности кислорода, свойственной перидотитам COX – от QFM -2,4 до QFM +0,5, рассчитанной по той же методике [Parkinson and Pearce, 1998]. Тем не менее, оцененная фугитивность кислорода слишком велика для проявления высокотемпературной (порядка 850°C) кристаллизации аваруита, которая возможна лишь при существенно более низкой фугитивности кислорода – WM -1,5 [O'Neill

and Wall, 1987]. В случае, когда остывание пород не сопровождается их окислением за счет привноса флюида, фугитивность кислорода должна оставаться соответствующей высокотемпературному буферу [Маракушев, 1973], в данном случае – близкой к буферу WM. В перидотитах, для которых фугитивность кислорода отвечает этому буферу, с понижением температуры и давления кристаллизация равновесного с оливином (и ортопироксеном) аваруита становится возможной начиная с 650°C [O'Neill and Wall, 1987] и, по-видимому, должна происходить и при более низкой температуре, вне поля стабильности ортопироксена и в поле стабильности талька. Таким образом, изначальный дефицит трехвалентного железа в исследованных породах действительно имел место, и кристаллизация в них аваруита должна была начинаться при температуре, близкой к оцененной, при условии незначительного окисления пород флюидом. Существенно, что остывание перидотитов, высокотемпературная фугитивность которых превышает примерно QFM –1,5, по-видимому, ни при какой температуре не приводит к кристаллизации аваруита [O'Neill and Wall, 1987], хотя расчеты О'Нейлла и Уолла для температур ниже поля термодинамической стабильности ортопироксена можно считать лишь приблизительными.

О необычно низком отношении вода/порода при гидратации исследованных пород свидетельствуют лишь косвенные данные, относящиеся к последующей стадии метаморфической перекристаллизации пород – к их серпентинизации. Эти данные сводятся к присутствию в породах равновесных с серпентином диопсида и кальцита, что нетипично для океанических перидотитов, но является обычным в офиолитовых перидотитах. В закрытой системе (т.е. при минимальном отношении вода/порода), низкотемпературная гидратация гарцбургитов должна сопровождаться связыванием кальция из пироксенов и амфобола в диопсиде [Schmidt and Poli, 1998]. В открытой системе с увеличением отношения вода/порода количество диопсида уменьшается за счет выноса кальция из пород во флюид, особенно интенсивного при температурах около 200°C [Силантьев и др., 1992]. Находки равновесного с серпентином диопсида в океанических перидотитах единичны [Базылев, 1989; Hébert et al., 1990]. Это свидетельствует, с одной стороны, о высоком отношении вода/порода при типичной океанической серпентинизации перидотитов, а с другой стороны, о необычно низкой величине этого отношения в тех случаях, когда диопсид все же кристаллизуется, как в случае исследованных пород.

При типичном океаническом метаморфизме гидротермальный флюид, производный от морской воды, в ультраосновном протолите оказывается

насыщенным в отношении карбоната (арагонита) лишь при низкой температуре, не превышающей 50°C [Bonatti et al., 1980], когда серпентинизация пород уже невозможна из-за кинетического фактора. Кристаллизующийся арагонит образует мономинеральные прожилки, секущие все серпентиновые и досерпентиновые текстуры, и присутствует в том числе и в исследованных породах [Bazylev, 1995]. При более глубоком проникновении флюида в породы, на уровнях, соответствующих их серпентинизации и их среднетемпературному метаморфизму, кристаллизации карбоната в океанических перидотитах обычно не отмечается [Базылев, 1989]. Однако кристаллизация равновесного с серпентином кальцита, по данным термодинамического моделирования, может происходить при просачивании морской воды сквозь перидотиты при 250°C и низких отношениях вода/порода – порядка 6 [Силантьев и др., 1992]. Таким образом, кристаллизация равновесного с серпентином карбоната, установленная в исследованных океанических перидотитах, свидетельствует об аномально низкой величине W/R при серпентинизации пород.

Поскольку с глубиной и с увеличением температуры интенсивность гидротермальной циркуляции под СОХ падает и отношение вода/порода соответственно уменьшается [Силантьев, Костицын, 1990], присутствие в перидотитах равновесных с серпентином кальцита, доломита и диопсида является индикатором аномально низкого (для океанической обстановки) отношения вода/порода не только для стадии серпентинизации пород, но и для их более глубокой среднетемпературной метаморфической перекристаллизации.

5.4. Факторы сульфидной минерализации

Рассеянная сульфидная минерализация является характерной для океанических перидотитов, при этом резко преобладающим сульфидным минералом является пентландит, а другие сульфиды (хизлеудит, макинавит, дигенит, троилит, пирит) встречаются значительно реже [Базылев, 1989; Базылев и др., 1999; Luguet and Lorand, in prep.; Luguet et al., 1999]. В океанических перидотитах с признаками их рефертилизации дифференцированными расплавами (обычно представленных плагиоклазовыми лерцолитами) наряду с пентландитом присутствуют халькопирит и пирротин [Базылев, 1989; Luguet and Lorand, in prep.]. Последняя, халькопиритсодержащая сульфидная ассоциация, интерпретируется как продукт перекристаллизации первичномагматического моносульфидного твердого раствора, и сопоставима с первичномагматическими сульфидными ассоциациями в орогенных лерцолитах [Lorand, 1985; Rossetti and Zucchetti, 1988]. В отно-

шении происхождения рассеянной преимущественно пентландитовой сульфидной минерализации в океанических шпинелевых перидотитах без признаков рефертилизации существуют разные точки зрения. Ряд исследователей также считает ее первичномагматической [Luguet and Lorand, in prep.; Luguet et al., 1999], другие же считают ее результатом взаимодействия перидотитов с циркулирующими под срединно-океаническими хребтами гидротермальными флюидами [Базылев, 1989; Силантьев и др., 1992].

Хотя аваруит описан в составе сульфидных ассоциаций офиолитовых перидотитов как один из продуктов замещения первичного моносульфидного твердого раствора [Lorand, 1985], в случае исследованных пород признаков замещения первичных сульфидов не обнаружено. В изученных океанических ассоциациях сульфиды присутствуют в резко подчиненном количестве, отношение аваруит/сульфиды имеет порядок 100, при этом из сульфидов присутствуют лишь пентландит и хизлевудит; ни пирротина, ни халькопирита не отмечено. Принципиальная возможность кристаллизации сульфидов (троилита) в ассоциации с оливином, тальком и амфиболом при 500°C в ходе просачивания морской воды сквозь перидотиты за счет восстановления сульфатов была продемонстрирована термодинамическим моделированием этого процесса [Силантьев и др., 1992]. Этот температурный уровень кристаллизации сульфидов в перидотитах соответствует условиям кристаллизации ассоциации аваруит-пентландит-хизлевудит, оцененным для исследованных в настоящей работе океанических перидотитов. Существенно, что среднетемпературные сульфиды могут кристаллизоваться при океаническом метаморфизме при намного большем отношении вода/порода, чем аваруит: для последнего максимальное отношение W/R, при котором он может кристаллизоваться в перидотитах, оценено как 0,18 [Abrajo and Pasteris, 1984], сульфиды же кристаллизуются и при W/R = 6 [Силантьев и др., 1992].

Использование отношения Fe/Ni в пентландитах в качестве показателя степени окисления [Lorand, 1985] обнаруживает, что фугитивность кислорода в изученных породах возрастала с понижением температуры от ассоциации аваруит + пентландит + хизлевудит + ферритхромит (Fe/Ni в пентландите 1,61–1,66) до ассоциации аваруит + пентландит + магнетит (Fe/Ni в пентландите 1,36), очевидно, вследствие увеличения отношения вода/порода. Рассеянные пентландиты из океанических перидотитов, не ассоциирующие с аваруитом, обладают существенно более низким отношением Fe/Ni – 0,83–1,08 [Базылев, 1989; Luguet and Lorand, in prep.], что свидетельствует о более окислительной обстановке их фор-

мирования и, вероятно, о более высоком отношении W/R в ходе этого процесса. Типичные составы рассеянных зерен пентландита и хизлевудита, не ассоциирующих с аваруитом, из описанного в работе [Базылев и др., 1999] оливинового ортопироксенита 16/5 приведены в табл. 3.

5.5. Замещение аваруит-содержащей минеральной ассоциации

С понижением температуры перекристаллизации пород отношение вода-флюид, очевидно, повышалось (переход от порододоминирующего к флюидодоминирующему окислительно-восстановительному режиму метаморфизма по терминологии [Файф и др., 1981]), что сопровождалось окислением и гидратацией аваруит-содержащей минеральной ассоциации. Окисление аваруита сопровождалось возникновением локальных максимумов активности Fe²⁺ и Ni²⁺ вокруг зерен и проявилось как в аномально высоких содержаниях железа и никеля в окружающих минералах, возникших или перекристаллизованных на этой стадии (диопсид, серпентин, треворит, сидерит, доломит), так и в высоких градиентах концентраций этих элементов на периферии зерен и агрегатов аваруита. Эта же тенденция проявлена и в составах каемок окисления на зернах аваруита, где от центральных частей зерен аваруита к внутренней и внешней частям каемок отмечается интенсивный вынос никеля и некоторое накопление (относительно никеля) железа.

Замещение ассоциировавших с аваруитом силикатов на этой стадии было практически полным, а псевдоморфозы по ним представлены серпентином лизардит-хризотилового состава. Возможно, промежуточной стадией замещения было замещение талька антигоритом, которое в принципе отмечалось в океанических перидотитах [Базылев, 1997; Базылев и др., 1990], и лишь после этого происходило замещение антигорита лизардит-хризотиловым серпентином, однако, детали этого процесса пока не вполне ясны. Вероятным продуктом замещения пентландита является лимонит [Базылев, 1989; Luguet et al., 1999], образующий отдельные зерна в серпентине (табл. 4), однако, в исследованных породах реликты сульфида в лимоните не сохранились.

5.6. Генерация углеводородов

Общие вопросы генерации углеводородов при гидратации мантийных перидотитов были рассмотрены в отдельной статье [Дмитриев и др., 1999], так что ниже будут сделаны акценты лишь на существенных деталях и локальных особенностях этого процесса.

Окисление и гидратация аваруит-содержащей метаморфической ассоциации в ходе серпентиниза-

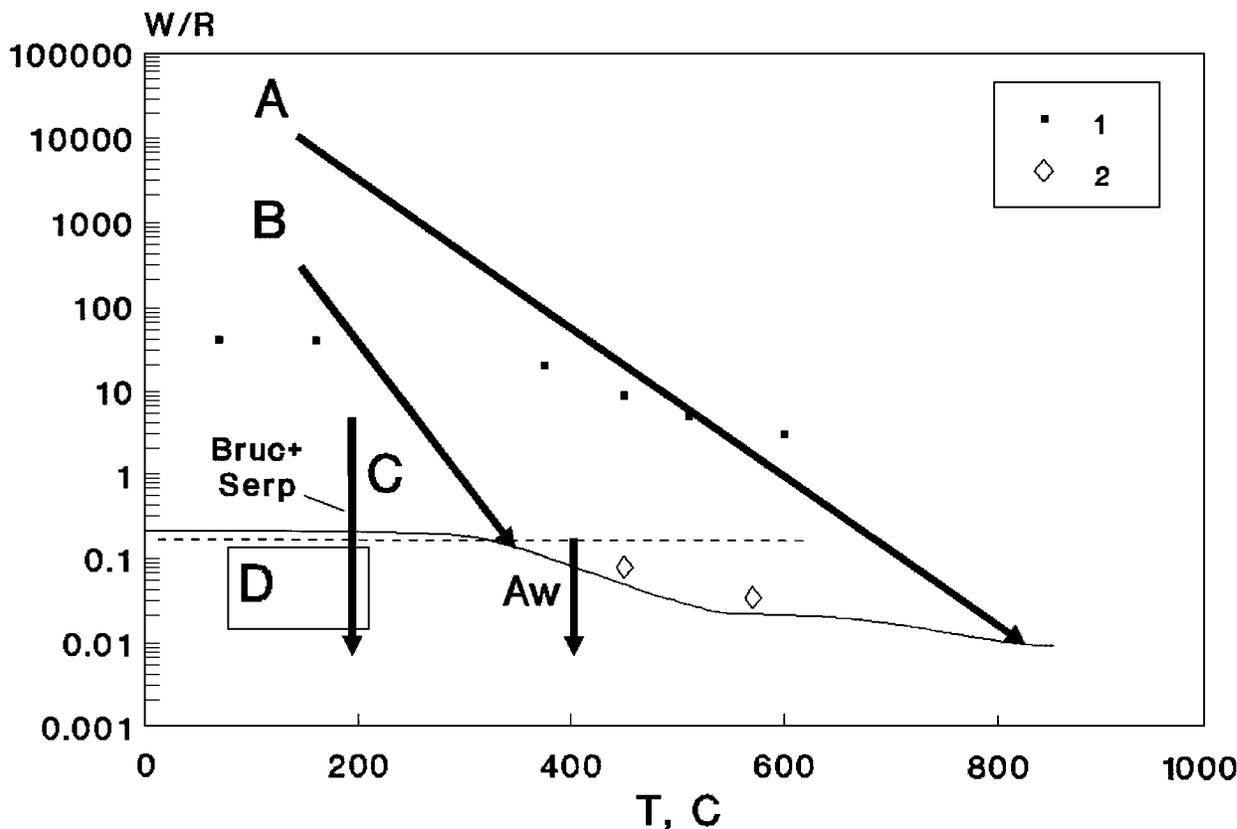


Рис. 6. Изменение отношения вода/порода (W/R) с температурой в ходе океанического метаморфизма.

Условные обозначения: 1 – данные для амфиболита из зоны разлома 15°20' [Силантьев, Костичин, 1990], 2 – оценка для условий кристаллизации аваруитсодержащей минеральной ассоциации в исследованных перидотитах, А и В – тренды, отвечающие соответственно максимальной и минимальной проницаемости пород океанической литосферы (компиляция данных [Базылев, 1992; Базылев, Силантьев, 2000; Дмитриев и др., 1999; Bonatti et al., 1984; Hébert et al., 1990; Snow and Reisberg, 1995]); С – диапазон отношений W/R, при которых в перидотитах устойчива ассоциация серпентина и брусита [Силантьев и др., 1992]; тонкой изогнутой линией обозначен уровень насыщения перидотитов водой [Schmidt and Poli, 1998], ниже ее вся вода расходуется на гидратацию минералов in situ, и циркуляция гидротермального флюида прекращается; пунктирной линией обозначен оцененный уровень отношения W/R, выше которого аваруит в перидотитах не кристаллизуется, согласно [Abrajano and Pasteris, 1984]; D – условия кристаллизации аваруита в офиолитовых перидотитах [Lorand, 1985].

ции пород сопровождалась восстановлением флюида, что должно было сопровождаться повышением в нем мольной доли водорода и метана. Установленное присутствие реликтов аваруита в полностью серпентинизированных перидотитах указывает на то, что, по крайней мере локально, фугитивность кислорода в ходе серпентинизации буферировалась аваруитом, и была на 4 лог. единицы ниже буфера QFM [O'Neill and Wall, 1987]. Фугитивность водорода в равновесном флюиде крайне высока и по порядку соответствует фугитивности воды [Мапа-

кушев, 1973; Moody, 1976]. Ниже 600°C при данной фугитивности кислорода практически весь углерод во флюиде должен присутствовать в форме CH₄, а не CO₂ [Eugster and Skippen, 1967]. Однако мольная доля углекислоты во флюиде в ходе серпентинизации буферировалась кристаллизующимся кальцитом и превышала типичную для условий океанической серпентинизации. Из этого следует, что мольные доли водорода и метана во флюиде при серпентинизации исследованных пород были аномально высокими, а восходящие ветви гидротермальных систем,

дренирующих исследованные перидотиты, должны с неизбежностью проявиться в развитии водородных и метановых аномалий в придонных водных слоях.

Действительно, гидротермальная активность, проявленная в зоне разлома 15°20' с.ш. [Rona et al., 1987], является весьма специфичной, поскольку интенсивная метановая аномалия сопряжена с повышенным содержанием водорода, но не сопровождается высокими содержаниями марганца и ³He [Charlou et al., 1991, 1998; Rona et al., 1992]. Обнаруженная приуроченность аномалий подобного типа к обнажениям мантийных перидотитов позволила предполагать связь генерации метана и водорода в этих аномалиях с их серпентинизацией [Charlou et al., 1991, 1998; Donval et al., 1997; Rona et al., 1992]. Все станции драгирования, в которых были обнаружены перидотиты с аваруйт-содержащей минеральной ассоциацией, пространственно приурочены к установленным выходам гидротерм: станции 70, 71 и 77 пространственно совпадают с гидротермальной постройкой 2 [Rona et al., 1992], а станция 76 локализована несколько южнее гидротермальной постройки 4 [Rona et al., 1992].

Таким образом, проведенное исследование позволило не только подтвердить связь генерации метана и водорода в пределах СОХ с серпентинизацией мантийных перидотитов, но и вскрыть петрологическую природу этого процесса, а также установить влияние на этот процесс предшествующей, более высокотемпературной стадии метаморфической перекристаллизации пород, когда в них была сформирована аваруйт-содержащая метаморфическая ассоциация.

5.7. Кристаллизация аваруйтсодержащей минеральной ассоциации как проявление океанического метаморфизма

Рядом исследователей было сделано предположение о том, что метановые аномалии, связанные с обнажениями мантийных перидотитов, могут быть обычными в пределах, по крайней мере, медленно-спрединговых СОХ [Charlou et al., 1998]. Однако фактически обнажения перидотитов в пределах медленно-спрединговых СОХ распространены по крайней мере на порядок чаще, чем гидротермальные аномалии данного типа, которые, кроме исследованного района 15°05' с.ш., установлены только на 14°45' с.ш. (гидротермальное поле Логачев), 22–24° с.ш. (область MARK) и на 36° с.ш. (гидротермальное поле Rainbow) в Срединно-Атлантическом хребте [Charlou et al., 1998].

Во всех отмеченных районах детальное исследование перидотитов выявляет признаки аномально низкого отношения W/R. В области Логачев это присутствие равновесного с серпентином доломита [Ба-

зылев и др., 1999], а в области MARK – присутствие равновесного с серпентином диопсида [Hébert et al., 1990] и аваруйта [Luguet and Lorand, in prep]. Таким образом, перидотиты, минералогические особенности которых указывают на аномально низкое отношение W/R и пониженную фугитивность кислорода при серпентинизации, даже в пределах медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта присутствуют лишь локально. Об этом же свидетельствуют в общем невысокие величины Fe/Ni отношения в рассеянных зернах пентландита из океанических перидотитов.

6. Заключение

Результаты проведенного исследования позволяют заключить, что параметры кристаллизации аваруйт-сульфидной минеральной ассоциации в океанических и офиолитовых перидотитах сильно различаются. В обеих геодинамических обстановках главными факторами кристаллизации отмеченной ассоциации являются низкая фугитивность кислорода, свойственная протолиту, и низкое отношение вода/порода при гидратации перидотитов. Однако в океанической обстановке сочетание этих факторов достигается при 450–570°C, как было продемонстрировано выше, а в обстановке гидратации офиолитовых перидотитов – при 80–200°C [Lorand, 1985]. Это различие не случайно, но отражает принципиальную разницу режимов метаморфизма в разных геодинамических обстановках (рис. 6). Океанический метаморфизм характеризуется крайне высокими отношениями вода/порода при низких температурах, закономерно понижающимися с увеличением температуры метаморфизма пород. Это связано как со сравнительно высокой проницаемостью литосферы осевых частей срединно-океанических хребтов, так и с высокой интенсивностью гидротермальной циркуляции под срединно-океаническими хребтами.

Метаморфизму офиолитовых перидотитов (в широком смысле термина, охватывающем как надсубдукционные перидотиты, так и перидотиты пассивных континентальных окраин) присущи низкие отношения вода/порода при низких температурах гидратации, что либо отражает сравнительно низкую проницаемость пород, либо свидетельствует об ином источнике воды, не связанном с океанической водой [Дмитриев и др., 1999].

Различие в режимах метаморфизма океанических и офиолитовых перидотитов проявлено также и в том, что некоторые минеральные ассоциации, обычные в офиолитовых перидотитах и развивающиеся при низких отношениях вода/порода, такие как брусит + серпентин, антигорит + оливин, кальцит +

серпентин, доломит + серпентин, диопсид + серпентин, в океанических перидотитах либо не известны, либо проявлены очень ограниченно.

Благодарности. Автор глубоко признателен К. И. Игнатенко (ГЕОХИ РАН) за обеспечение качественных микрозондовых анализов минералов и Н. Н. Коротаевой (каф. петрологии МГУ) за выполнение приведенных в статье фотографий. Написание статьи поддержано грантом РФФИ № 98-05-64212 и целевым финансированием исследований по геологии океана со стороны Министерства Науки и Технологии РФ.

Литература

- Базылев Б. А., *Метаморфизм океанических гипербазитов*, Дисс. ... канд. геол.-мин. наук, 213 с., ГЕОХИ, Москва, 1989.
- Базылев Б. А., *Метаморфизм гипербазитов из разломной зоны Атлантик (Атлантический океан): свидетельство глубокого проникновения воды в океаническую литосферу*, Докл. АН СССР, 323, 741–743, 1992.
- Базылев Б. А., *Аваруит (Ni₃Fe)-содержащая метаморфическая ассоциация в мантийных перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан): первая находка в океанической литосфере*, Юбилейная сессия Ученого Совета ГЕОХИ, Тезисы докладов молодых ученых, с. 15–16, ГЕОХИ, Москва, 1997а.
- Базылев Б. А., *Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хэйс, Северная Атлантика*, Петрология, (5), 362–379, 1997б.
- Базылев Б. А., *Петрологические факторы проявления аваруит-сульфидной минерализации в океанических мантийных перидотитах*, Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород, Межд. конф. к 100-летию Н. А. Елсеева, С.-Пб, Май 25–27, Тезисы докладов, с. 66–67, 1998.
- Базылев Б. А., Силантьев С. А., *Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов*, 1. Срединно-океанические хребты, Петрология, 8, (3), 227–240, 2000.
- Базылев Б. А., Силантьев С. А., Кононкова Н. Н., *Метаморфизм гипербазитов в океанической коре*, В кн.: *Магматизм и тектоника океана (проект "Литос")*, с. 296–318, Наука, Москва, 1990.
- Базылев Б. А., Силантьев С. А., Краснов С. Г., *Ассоциация перидотитов из зоны геохимической аномалии 14°48' с.ш. Срединно-Атлантического хребта: новые черты океанического магматизма*, Докл. РАН, 366, 515–518, 1999.
- Дмитриев Л. В., Базылев Б. А., Борисов М. В., Буго А., Силантьев С. А., Соколов С. Ю., *Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти*, Росс. Журнал наук о Земле, 1, 511–519, 1999.
- Маракушев А. А., *Петрология метаморфических горных пород*, 332 с., МГУ, Москва, 1973.
- Меляховецкий А. А., *Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы*, 134 с., Наука, Новосибирск, 1982.
- Пейве А. А., Щербаков С. А., *Ультрасовновые породы*, В кн.: *Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика*, с. 106–117, Наука, Москва, 1989.
- Силантьев С. А., Костицын Ю. А., *Изотопный состав Sr и концентрации Rb и Sr в породообразующих минералах амфиболитов разломной зоны 15°20' (Атлантика) в связи с условиями океанического метаморфизма*, Докл. АН СССР, 315, (3), 707–711, 1990.
- Силантьев С. А., Магакян Р., Злобин С. К., Гуренко А. А., Базылев Б. А., Кошкин А. В., Цамерян О. П., Богдановский О. Г., Дик Г., Бабеф Р., Шиа Х., *Новые данные о строении океанической коры Центральной Атлантики, разломная зона 15°20': предварительные результаты 16-го рейса НИС "Академик Борис Петров", второй этап*, Докл. АН СССР, 318, 172–175, 1991.
- Силантьев С. А., Мироненко М. В., Базылев Б. А., Семенов Ю. В., *Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: опыт термодинамического моделирования*, Геохимия, (7), 1015–1034, 1992.
- Соболев А. В., Дмитриев Л. В., Цамерян О. П., Симонов В. А., Сколотнев С. Г., Базылев Б. А., *О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах 2-го слоя между 12 и 18° с.ш. Срединно-Атлантического хребта*, Докл. РАН, 326, 541–546, 1992.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А., *Флюиды в земной коре*, 436 с., Мир, Москва, 1981.
- Abrajo T. A. and Pasteris J. D., *The stabilization of native iron and iron-alloys (NIIA) during hydration of ultramafic rocks*, E.O.S. Trans., 65, p. 1123, 1984.
- Ahmed Z. and Hall A., *Nickeliferous opaque minerals associated with chromite alteration in the Sakhakot Quila complex, and their compositional variation*, Lithos, 15, 39–47, 1982.
- Ballhaus C., Berry R. F. and Green D. H., *High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle*, Contrib. Mineral. Petrol., 107, 27–40, 1991.
- Bazylev B. A., *Geochemical effect of carbonatization of peridotites in oceanic crust*, 5-th Zonenshain conference of plate tectonics, Moscow, Programme and Abstracts, p. 4–5, November 22–25, 1995.
- Bonatti E., Lawrence J. R., Hamlin P. R. and Breger D., *Aragonite from deep sea ultramafic rocks*, Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1207–1214, 1980.
- Bonatti E., Lawrence J. R. and Morandi N., *Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content*, Earth Planet. Sci. Lett., 70, 88–94, 1984.
- Chamberlain J. A., *Heaslewoodite and awaruite in serpentinites of the Eastern Township, Quebec*, Can. Mineral., 8, 519–522, 1966.
- Charlou J. L., Bougault H., Appriou P., Nelsen T. and Rona P. A., *Different TDM/CH₄ hydrothermal plume signatures: TAG site at 26°N and serpentinitized ultrabasic diapir at 15°05' N on the Mid-Atlantic Ridge*, Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 3209–3222, 1991.

- Charlou J. L., Fouquet Y., Bougault H., Donval J. P., Etoubleau J., Jean-Baptiste P., Dapoigny A., Appriou P. and Rona P., Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20' N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 2323–2333, 1998.
- Donval J. P. et al., High H₂ and CH₄ content in hydrothermal fluids from Rainbow site newly sampled at 36°14' N on the Amar segment, Mid-Atlantic Ridge (diving FLORES cruise, July 1997), Comparison with other MAR sites, *EOS Trans.*, 78, F832 (abstr.), 1997.
- Eugster H. P. and Skippen G. B., Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria, In: *Researches in Geochemistry*, ed. P. H. Abelson, 2, p. 492, Wiley, New York, 1967.
- Hébert R., Adamson A. C. and Komor S. C., Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment, *Proc. ODP, Sci. Res.*, 106/109, 103–115, 1990.
- Lorand J. P., The behaviour of the upper mantle sulfide component during the incipient alteration of “Alpine”-type peridotites as illustrated by the Beni Bousera (Northern Morocco) and Ronda (Southern Spain) ultramafic bodies, *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 34, 183–209, 1985.
- Luguet A., Lorand J. P. and Seyler M., Sulphide mineralogy and chalcophile/siderophile element geochemistry of abyssal peridotites from the MARK area (20–24°N Mid-Atlantic Ridge, South of the Kane transform), *Ofioliti*, 24, (1a), 127–128, 1999.
- Luguet A. and Lorand J. P., Fe-Ni-Cu sulphides of abyssal peridotites from the Kane transform fault (MARK area; Mid-Atlantic ridge 20–24°N) (In prep.).
- Martin B. and Fyfe W. S., Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization, *Chem. Geol.*, 6, 185–202, 1970.
- Moody J. B., Serpentinization: a review, *Lithos*, 9, 126–138, 1976.
- O'Neill H. S. C. and Wall V. J., The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle, *Journal of Petrology*, 28, 1169–1191, 1987.
- Parkinson I. J. and Pearce J. A., Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, *J. of Petrology*, 39, 1577–1618, 1998.
- Rona P. A., Widenfalk L. and Boström K., Serpentinized ultramafic and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest near 15°N, *J. Geophys. Res.*, 92, 1417–1427, 1987.
- Rona P. A., Bougault H., Charlou J. L., Appriou P., Nelsen T. A., Trefry J. H., Eberhart G. L., Barone A. and Needham H. D., Hydrothermal circulation, serpentinization, and degassing at a rift valley-fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15°N, 45°W, *Geology*, 20, 783–786, 1992.
- Rossetti P. and Zucchetti S., Occurrence of native iron, Fe-Co and Ni-Fe alloys in the serpentinite from the Balangero asbestos mine (Western Italian Alps), *Ofioliti*, 13, 43–56, 1988.
- Sack R. O. and Ghiorso M. S., Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications, *American Mineralogist*, 76, 827–847, 1991.
- Schmidt M. W. and Poli S., Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 361–379, 1998.
- Snow J. E. and Reisberg L., Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 411–421, 1995.

(Поступила в редакцию 16 ноября 2000.)