

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ ТРУБОК УДАЧНАЯ И КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ — ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕНОСА ФЛЮИДОВ ЧЕРЕЗ МАНТИЙНУЮ ЛИТОСФЕРУ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Л.В. Соловьева, Т.А. Ясныгина, К.Н. Егоров

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Исследованы петрография, главный и редкоэлементный состав минералов из двух типов модальных метасоматитов (метасоматизированные перидотиты и пироксениты) из кимберлитовых трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная (Якутия). Показано, что структурно- и химически равновесные метасоматиты *A* представлены набором наложенных минералов (флогопит + диопсид ± ильменит ± апатит ± сульфиды ± графит), имеющих свои характерные особенности основного и редкоэлементного составов. Концентрации редких элементов в гранате и клинопироксене из этих метасоматитов близки к таковым в гранате и клинопироксене из низкотемпературных зернистых перидотитов с наиболее высокими содержаниями редких элементов. Распределение существенной части редких элементов между гранатом и клинопироксеном из метасоматитов *A* и из обогащенных редкими элементами зернистых лерцолитов сходно с опубликованными экспериментальными значениями для минералов, сосуществующих с карбонатитовыми и базальтовыми жидкостями. Предполагается, что этот метасоматический процесс был близкосоизовременен общему метаморфизму и кратонизации мантийной литосферы, а метасоматизирующими агентами были высокоплотные силикат-карбонатные флюиды-расплавы.

Второй крупный процесс мантийного метасоматизма в литосфере Сибирского кратона связан со среднепалеозойским кимберлитовым магматизмом, инициированным Якутским термохимическим плюмом. Метасоматические минералы — Mg-флогопит + Cr-диопсид + хромит ± сульфиды ± графит — интенсивно замещают минералы первичного парагенезиса, особенно гранат. Эти реакционные метасоматиты характеризуются синусоидальным распределением редкоземельных элементов в гранате и отсутствием равновесия между гранатом и клинопироксеном. Предполагается, что реакционный метасоматизм в мантийной литосфере Сибирского кратона связан с поступлением астеносферных восстановленных флюидов на ранней стадии кимберлитобразующего цикла. Метасоматический графит образуется в метасоматитах обоих типов, что позволяет выделить древнюю и молодую эпохи алмазообразования в мантийной литосфере Сибирского кратона.

Мантийная литосфера, метасоматизм, редкие элементы, флюиды, алмазы, Сибирский кратон.

METASOMATIC PARAGENESES IN DEEP-SEATED XENOLITHS FROM THE UDACHNAYA AND KOMSOMOL'SKAYA-MAGNITNAYA PIPES AS INDICATORS OF FLUID TRANSFER THROUGH THE MANTLE LITHOSPHERE OF THE SIBERIAN CRATON

L.V. Solov'eva, T.A. Yasnygina, and K.N. Egorov

The petrography, major element, and trace element (TE) compositions of minerals from two types of modal metasomatites (metasomatized peridotites and pyroxenites) from the Udachnaya and Komsomol'skaya-Magnitnaya kimberlite pipes, Yakutia, have been studied. It is shown that texturally and chemically equilibrated metasomatites *A* consist of a set of superimposed minerals: phlogopite + diopside ± ilmenite ± apatite ± sulfides ± graphite. Their major and trace element compositions have specific features. The contents of TEs in garnet and clinopyroxene from these metasomatites are close to those in garnet and clinopyroxene from low-temperature coarse-grained peridotites richest in TEs. The distribution of a significant portion of TEs between garnet and clinopyroxene from *A*-type metasomatites and from coarse-grained lherzolites rich in TEs is close to experimental values reported for minerals coexisting with carbonatitic and basaltic fluids. We assume that this metasomatic process was nearly synchronous with the global metamorphism and cratonization of the mantle lithosphere and that high-density silicate-carbonate fluid melts were metasomatizing agents.

Another large mantle metasomatism process in the lithosphere of the Siberian craton was associated with the Middle Paleozoic kimberlite magmatic event, induced by the Yakutian thermochemical plume. Metasomatic minerals (Mg phlogopite + Cr diopside + chromite ± sulfides ± graphite) intensely replaced the minerals of the primary paragenesis, particularly, garnet. These reaction metasomatites show a sine-shaped REE pattern in garnet and disequilibrium between garnet and clinopyroxene. It is supposed that the reaction metasomatism in the mantle lithosphere of the Siberian craton was associated with ingress of reduced asthenospheric fluids at the early stages of the kimberlite formation cycle. Metasomatic graphite formed in metasomatites of both types, and this fact evidences for two diamond formation epochs in the history of the mantle lithosphere of the Siberian craton.

Mantle lithosphere, metasomatism, trace elements, fluids, diamonds, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия накоплен огромный фактический материал о влиянии процессов магма-и флюидопереноса на геохимическую эволюцию мантийной литосферы древних кратонов. Процессы метасоматической модификации литосферы кратонов напрямую связываются с проблемой образования алмазов. Современная доминантная гипотеза предполагает, что первичная литосфера возникла вследствие процесса интенсивного плавления как ультрадеплетированный гарцбургитовый остаток после ухода коматиитовых или базальтовых расплавов [Griffin et al., 1999; Walter, 1999; Simon et al., 2007; и др.]. Затем гарцбургитовое вещество было обогащено петрогенными и редкими несовместимыми элементами во время древнего этапа «скрытого» метасоматизма, агентами которого могли быть флюиды или расплавы с высоким содержанием SiO_2 [Kelemen et al., 1998; Simon et al., 2007], базальтовые, карбонатитовые расплавы [Griffin et al., 1999, Griffin, O'Reilly, 2007] и другие.

Вместе с предполагаемым «скрытым» метасоматизмом, следы которого обнаруживаются лишь в высоких содержаниях несовместимых редких элементов в породах и минералах литосферной мантии и в характерных отношениях радиогенных изотопов, широко исследуются процессы модального метасоматизма. Последние заявляют о себе целым рядом наложенных метасоматических минералов [Соловьева и др., 1997, 2002; Gregoire et al., 2002, 2003; Van Achtebergh et al., 2004; и др.].

Как было показано ранее [Соловьева и др., 1997], в субконтинентальной мантийной литосфере Сибирского кратона выделяются два разновозрастных этапа модального метасоматизма: метасоматиты *A* со структурно-равновесной слюдой и метасоматиты *C* с реакционными агрегатами из флогопита, Срдипсида и хромита, замещающими первичные минералы, а также более поздние метасоматические проявления, связанные с влиянием кимберлитовых расплавов. Термин «структурно-равновесная» слюда широко применяется при описании глубинных ксенолитов со времен Д. Карсвелла [Carswell, 1975; и др.]. Этот термин был расширен А. Винтерберном [Winterburn et al., 1990] как «химически- и структурно-равновесный минерал или минералогия».

Главные задачи настоящего исследования:

- 1) показать минералогические и геохимические особенности модальных мантийных метасоматитов *A* и *C* в субконтинентальной литосфере Сибирского кратона;
- 2) рассмотреть физико-химическую природу метасоматизирующих агентов;
- 3) показать связь процессов мантийного метасоматизма с процессами алмазообразования.

Материалом для исследования являются метасоматизированные перидотиты и пироксениты (глубинные ксенолиты) из кимберлитовых трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная (обр. 05-230), а также ксенолит MARID из тр. Удачная (слюдяной вебстерит с аксессуарными амфиболом и апатитом).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ксенолиты были изучены в образцах и шлифах. Зерна минералов в центральных и краевых частях были проанализированы на содержания главных оксидов на рентгеновском электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск). Содержание Ni в гранате определялось по методике [Лаврентьев и др., 2006]. Правильность определения Ni, оцененная сравнением с результатами протонно-зондового анализа, составляет 9 мкг/г, воспроизводимость — 3 мкг/г, предел определения — 6 мкг/г. Содержания редких элементов в гранате и клинопироксене получены методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе Cameca IMS в Ярославском филиале ФГБУН Физико-технологического института Российской академии наук (аналитик С.Г. Симакин). Метод обеспечивал точность определений 10—15 отн. % для редких элементов с концентрациями > 0.1 мкг/г и 40—50 отн. % для элементов с концентрациями < 0.1 мкг/г [Batanova et al., 1998].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Далдын-Алакитское и Верхнемунское кимберлитовые поля, в пределах которых находятся трубки Удачная и Комсомольская (рис. 1), относятся к среднепалеозойскому (D_3-C_1) кимберлитовому циклу. Оба поля расположены вне областей среднепалеозойских палеорифтов в пределах стабильной части Сибирского кратона. Кимберлитовый магматизм этого возраста является наиболее алмазоносным на Сибирском кратоне и инициирован термохимическим Якутским плюмом, существование которого подтверждается рядом геологических и петролого-геохимических свидетельств [Ernst, Buchan, 1997; Киселев и др., 2006; Соловьева и др., 2008].

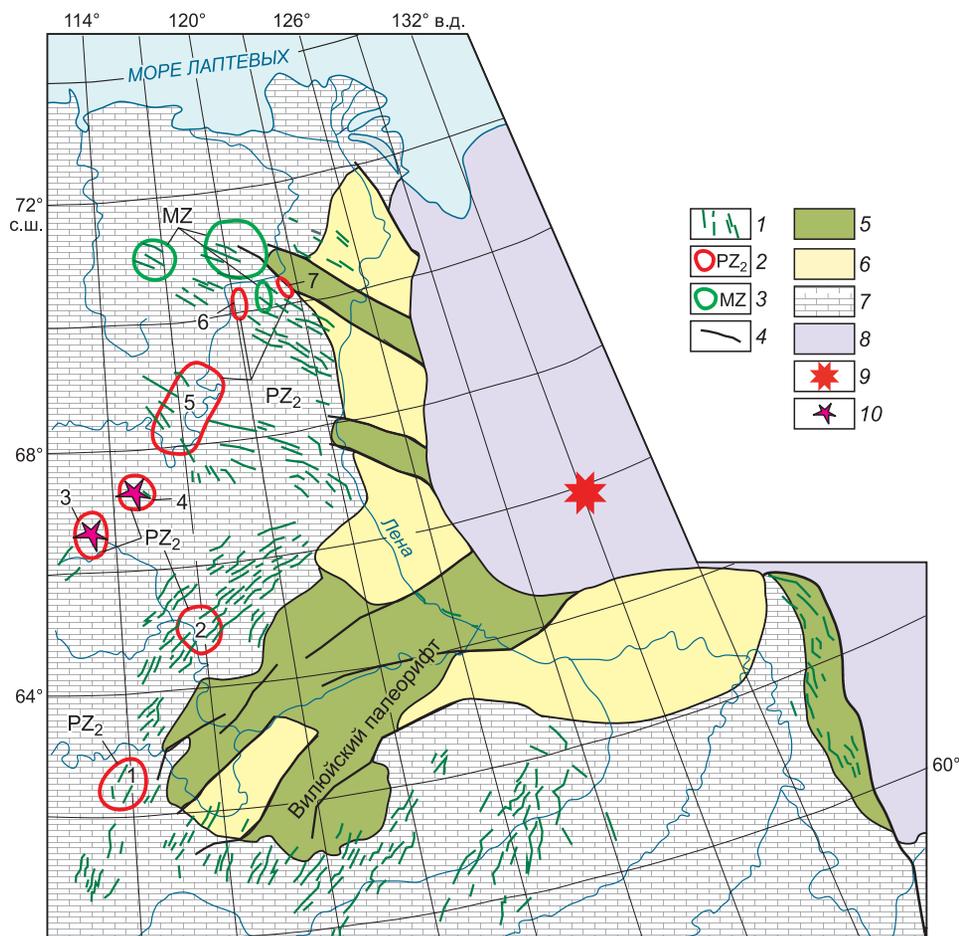


Рис. 1. Среднепалеозойская Вилуйская рифтовая система ([Тектоника..., 2001] с некоторыми изменениями).

1 — дайки базитов, PZ₂; 2 — поля среднепалеозойских кимберлитов (обозначены цифрами): 1 — Мирнинское; 2 — Средне-Мархинское; 3 — Далдынское; 4 — Верхнемунское; 5 — объединенная группа полей: Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонёр-Уряхское; 6 — Мерчидемское; 7 — Толуопское; 3 — поля мезозойских кимберлитов; 4 — разломы; 5 — среднепалеозойские палеорифты, выполненные эффузивно-осадочными отложениями с участием красноцветов и эвапоритов; 6 — участки относительных поднятий; 7 — морские отложения Сибирской платформы; 8 — Верхоянская складчатая область (MZ); 9 — голова среднепалеозойского Якутского плюма (нанесена по координатам [Ernst, Buchan, 1997]); 10 — поля, из которых исследовались ксенолиты в данной работе.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Равновесные метасоматиты А. Метасоматизированные ксенолиты, отнесенные к метасоматитам А, сравнительно редки в общей популяции ксенолитов и представлены породами разной литологии (табл. 1). Метасоматические минералы представлены флогопитом, клинопироксеном, ильменитом, шпинелью, апатитом, сульфидами, графитом. Последние пять минералов являются акцессорными, а графит, апатит и ильменит встречаются в единичных случаях. Метасоматическая ассоциация развита в виде рассеянных зерен, нечетких слоев или прожилковых агрегатов, цементирующих первичные минералы. Наиболее характерной особенностью метасоматитов А является структурная и химическая уравнированность наложенных минералов между собой и с минералами первичного парагенезиса [Соловьева и др., 1997] (рис. 2). Границы обособлений метасоматических минералов нерезкие, так что наложенные и первичные минералы образуют единый гранобластовый рисунок. Флогопит образует относительно крупные, обычно слабоизогнутые пластинки (от 0.5—2.0 до 7.0 мм) с закругленными и заливообразными контурами, соразмерные с минералами первичного парагенезиса. Признаки деформации проявлены также и в первичных минералах в виде изгиба спайности и эксолоционных пластинок в пироксенах, и блокового погасания зерен оливина. Метасоматические минералы не имеют реакционных взаимоотношений с зернами первичных минералов. Петрографические наблюдения показывают, что метасомати-

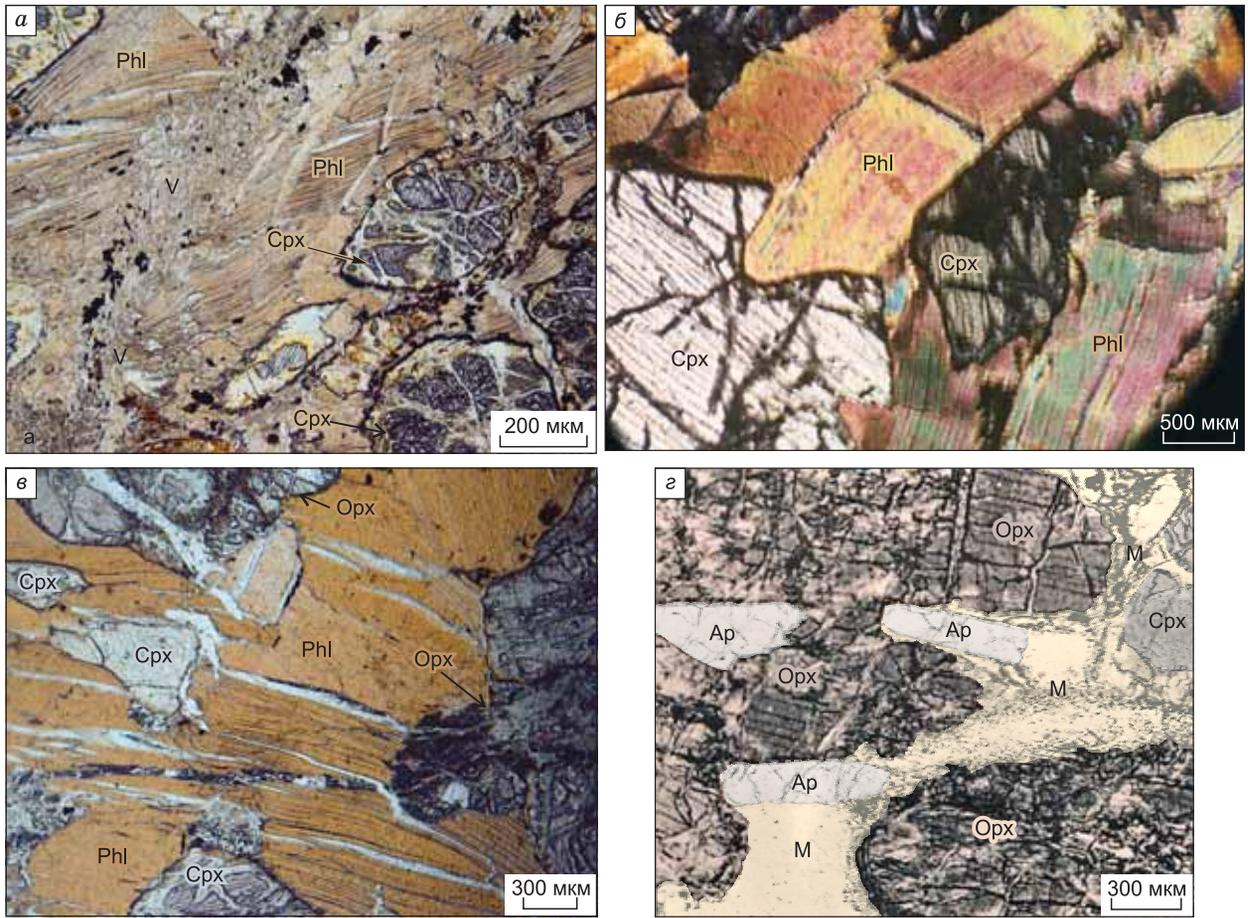


Рис. 2. Микрофотографии шлифов равновесных метасоматитов А.

а — структура флогопит-клинопироксеновой полосы в зернистом шпинелевом лерцолите. В центре полоса разделена поздней зонкой из микропластинок слюды с субмикроскопическими зёрнами рудного минерала (V), которая идет параллельно зольбандам. *б* — структурно-равновесные взаимоотношения между флогопитом (Phl) и диопсидом (Cpx) в флогопит-клинопироксеновой полосе. *в* — Phl—Cpx зона в мегакристаллическом ортопироксените. *г* — зёрна метасоматических апатита (Ap) и диопсида (Cpx) в мегакристаллическом ортопироксените. Видны поздние участки расплава (M), наложенные на общую структуру породы.

ческая ассоциация развита в перидотитах и пироксенитах, испытавших субсолидусное охлаждение, распад твердых растворов в пироксенах и метаморфическую перекристаллизацию. Зерна клинопироксена из наложенных прожилковатых обособлений (флогопит + диопсид + апатит) в ксенолите 68/83 содержат до 5 % пластинок распада ортопироксена, что указывает на длительный период перекристаллизации при снижающейся температуре после введения в породу флюида или расплава [Соловьева и др., 1997]. В двух ксенолитах гранатовых вебстеритов (3/85 и 4/83) мелкозернистый агрегат из граната, клинопироксена, флогопита, графита и сульфидов цементирует деформированные блоки крупных кристаллов орто- и клинопироксена. Графит образует сростки с флогопитом, клинопироксеном и гранатом с взаимными прорастаниями в краевых частях. Структурные взаимоотношения между наложенными и первичными силикатами в этих ксенолитах предполагают одновременную перекристаллизацию минералов в период общего метаморфизма в присутствии метасоматизирующего флюида. Исследования химизма минералов первичного и наложенного парагенезиса показали гомогенность состава в пределах зерен за исключением узких кайм, относящихся к наиболее позднему метасоматическому процессу, связанному, по-видимому, с протокимберлитами и кимберлитами [Соловьева и др., 1997]. В соответствии с критериями А. Винтерберна с коллегами [Winterburn et al., 1990] метасоматические преобразования А-типа можно рассматривать как структурно и химически равновесные.

Реакционные метасоматиты С. Метасоматиты этого типа также представлены зернистыми породами разной литологии (флогопитовые гранатовые лерцолиты, обр. 22/06, 75/83, флогопитовые гранатовые оливиновые вебстериты, 01/309, 557/80, флогопитовый гранатовый мегакристаллический ортопироксенит с графитом, 00/177 и флогопитовый гранатовый оливинит, 302/87, см. табл. 1). Метасо-

Таблица 1. Краткая характеристика исследованных образцов (об. %)

Образец	Название породы*	Grt	Spx	Orpx	Oi	Sp	Chr	Phl	Ilm	Sulf	Graph	Ap	Краткое описание
Метасоматиты А													
3/85	Грубозернистый гранатовый вебстерит	15—20	3—7	65—70	—	—	—	3—4	—	<1	1—3	—	В ортопироксене отменяются тонкие экзосоллюционные пластинки Grt и Spx. Деформированные крупные кристаллы Орх сегментированы мелкозернистым агрегатом из Spx, Phl, Grt, Graph и Sulf
4/83	»	~10	~30	~55	—	—	—	~5	—	<1	<1	—	Крупные деформированные кристаллы Орх и Spx сегментированы мелкозернистым агрегатом из зерен пироксенов, Grt, Phl, Graph и Sulf
05/230	Грубозернистый гранатовый дунит (гардбургит?)	2—5	Ед.з.	5—10	80—85	—	<0.5	5—7	—	—	—	—	Зерна флогопита (0.5—2 мм) рассеяны между зернами оливина (2—10 мм). Точечный хромит отменяется в узких (~100 мкм) более темных каймах флогопита и в сростках с единичными зернами Spx
68/83	Ортопироксенит с флогопит-клинопироксеновыми прожилковатыми агрегатами	—	15—20	80—85	—	—	—	8—10	—	<1	—	~1	Между деформированными метакристаллами ортопироксена расположены Phl-Spx прожилковатые агрегаты с зернами апатита. Сульфиды отменяются в виде глобулей в кристаллах Орх и вкрапленности в породе
218/87	Шпинелевый лерцолит	—	3—7	15—17	70—75	1—2	—	3—5	<1	—	—	—	Пластинки Phl (0.2—1 мм) и мелкие зерна Ilm в виде цепочки зерен в зернистом Sp лерцолите
1/85	Вебстерит	—	10—15	70—75	—	—	—	15—20	—	<1	—	—	Зерна Phl (0.5—1 мм), Spx и сульфидов выстилают промежутки между крупными (0.5—1 см) зернами ортопироксена
49/82**	Шпинелевый лерцолит с включением ортопироксенита	—	30	44	22.5	<0.5	—	2.5	<0.5	<0.5	—	—	Среднезернистый Sp лерцолит содержит изометричные (2—3 см) обособления крупнозернистого ортопироксенита. Через обе породы проходит полоса (~2 см), обогащенная пластинками флогопита (1—2 мм) и клинопироксена, содержание которых существенно меньше в ортопироксените
11/84	Вебстерит	—	15—20	70—75	—	—	—	5—7	—	<1	—	—	Контакт крупнозернистого вебстерита, содержащего пластинки слюды (1—7 мм), со Sp лерцолитом. Сульфиды образуют глобулы в ортопироксене. На контакте обе породы образуют единый гранобластовый рисунок так, что торцовые части зерен одной породы входят в другую
Метасоматиты С													
22/06	Гранатовый лерцолит	3—4	2—3	10—15	70—75	—	2—3	5—7	—	<1	—	—	Среднезернистый Grt лерцолит с метасоматическими «окнами» из Cr-диопсида, флогопита (0.3—1 мм), хромита и реликтами граната в черных келифитовых каймах, объем метасоматического материала ~12—15 %
75/83	»	1—2	8—10	5—10	65—70	—	<1	20—25	—	?	—	—	Среднезернистый Grt лерцолит содержит 30—40 % метасоматических минералов (Phl + Cr - Di + Chr), интенсивно замещающих гранат. Последний сохранился в виде мелких зерен в оливине
01/309**	Гранат-оливиновый вебстерит	0.5	4	51.5	18	—	2	24	—	Ед.з.	—	—	Среднезернистый Grt оливиновый вебстерит с рассеянной метасоматической минерализацией Phl + Cr - Di + Chr. Гранат сохранился в крупных (1—1.5 см) деформированных экзосоллюционных зернах ортопироксена

557/80	»	10—15	5—7	50—60	15—20	—	2—3	7—12	—	<1	—	—	Grt-Ol вебстерит с крупными (до 1.5 см) деформированными кристаллами Орх, содержащими ориентированные цепочки и пластинки зерен Грт. Метасоматическая ассоциация (Phl (1—4 мм) + Cr - Di + Chr) в виде пятен, «окон» и рассеянной вкрапленности интенсивно замещает Грт
00/177	Гранатовый мегакристаллический ортопироксенит	5—7	Ед.з.	80	3—5	—	1	10—12	—	<0.5	1	—	Деформированные мегакристаллы ортопироксена расчленены на блоки, между которыми развит метасоматический агрегат Phl + Cr - Di + Chr + Graph с реликтовым гранатом. В породе найдены две генерации графита и оливина
302/87	Гранатовый оливинит	Ед.з.	5—7	?	90—95	—	<1	10—12	—	—	—	—	Сильно серпентинизированный Грт оливинит (гардбургит?). Метасоматические Phl + Cr - Di + Chr развиты в виде рассеянной минерализации между зернами серпентинизированного оливина

Примечание. Ар — апатит, Chr — хромит, Crx — клинопироксен, Cr-Di — хромдиопсид, Graph — графит, Grt — гранат, Ilm — ильменит, Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Phl — флогопит, Sp — шпинель, Sulf — сульфиды. Ед.з. — единичные зерна.

* Название породы дается по предполагаемому первичному парагенезису.

** Подсчет зерен во фракциях 0.25—0.5 и 0.5—1.0 мм. В остальных образцах приблизительный подсчет по линиям в штуфах. В случае неоднородности ксенолита подсчет выполнен для всей породы.

матическая ассоциация состоит из реакционных обособлений — флогопит + Cr-диопсид + хромит ± сульфиды ± графит, интенсивно замещающих гранат (рис. 3). Она занимает в породах от 10 до 50 % объема и проявлена в виде участков, «окон» размером от 0.5 до 3 см или развивается в виде рассеянной минерализации. Отсутствует зависимость между интенсивностью метасоматизма и расстоянием до контакта с кимберлитом и степенью изменения низкотемпературными вторичными процессами. Иногда крупные пластинки метасоматического флогопита сильно деформированы и частично перекристаллизованы в мелкопластинчатый агрегат, что может указывать на развитие метасоматической ассоциации в условиях кливажа и деформации (см. рис. 3, κ). Более детально ксенолиты 557/80 и 1/83 описаны в работе [Соловьева и др., 1997], а мегакристаллический ортопироксенит с метасоматическим графитом (00/177) — в [Соловьева и др., 2002].

К более поздним метасоматическим образованиям в породах обеих групп принадлежат тонкие (0.05—0.2 мм) келифитовые каймы на гранате, реакционные каемки на ортопироксене, клинопироксене и шпинели [Соловьева и др., 1997]. Серпентинизация варьирует по объему в образцах от 1—3 до 50 %.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химический и редкоэлементный составы граната, клинопироксена и флогопита из представительных образцов метасоматитов А и С даны в табл. 2—4. В работе [Соловьева и др., 1997] было показано, что химический состав минералов в равновесных метасоматитах А близок минералам из перидотитов и пироксенитов без проявленных метасоматических процессов. Гранат и клинопироксен из реакционных метасоматитов С являются существенно более хромистыми и менее титанистыми по сравнению с этими минералами как из метасоматитов А, так и из зернистых перидотитов соответствующей литологии. Клинопироксен в метасоматитах А является обычным диопсидом, а в метасоматитах С — типичным Cr-диопсидом. Гранат в обоих типах метасоматитов относится к лерцолитовому парагенезису по Н.В. Соболеву [Соболев и др., 1969; Соболев, 1974]. Химические составы флогопита А однородны в пределах одного зерна и образца, за исключением очень узких краевых зон, связанных, скорее всего, с воздействием кимберлитов или протокимберлитов [Соловьева и др., 1997]. Флогопит из равновесных метасоматитов А содержит существенно больше TiO₂, Cr₂O₃, BaO и F по сравнению с флогопитом из реакционных метасоматитов С. Флогопиты А и С на графике Cr₂O₃—TiO₂ (рис. 4) образуют разные поля. По содержанию TiO₂ флогопитам С близки флогопиты Н + U (дунит-гардбургитовый и нерасчлененный ультраосновной парагенезис) из микровключений в алмазах из трубок Якутии и Архангельской провинции [Соболев и др., 2009], хотя последние содержат существенно

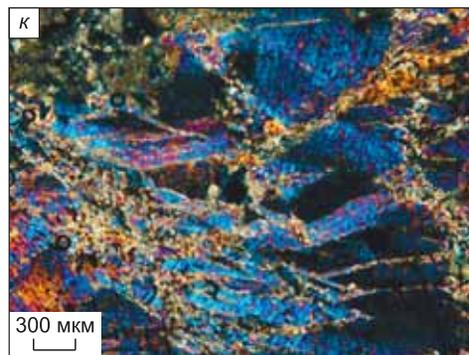
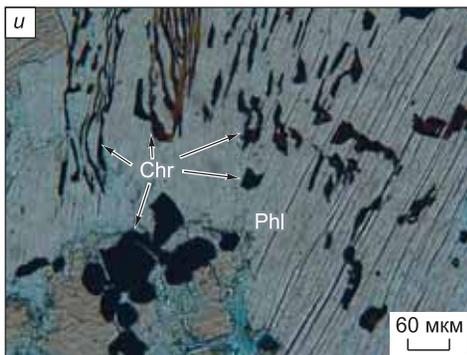
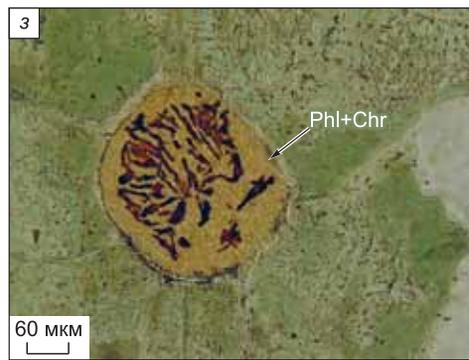
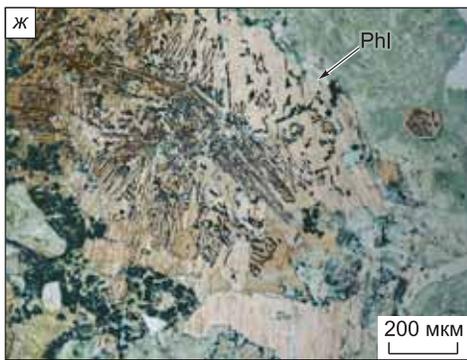
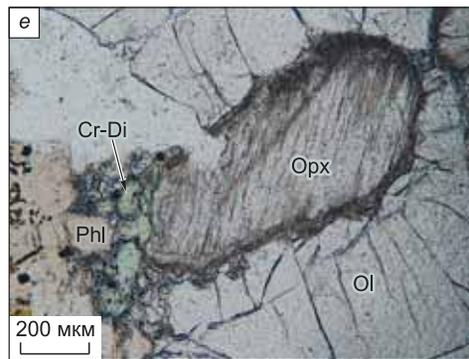
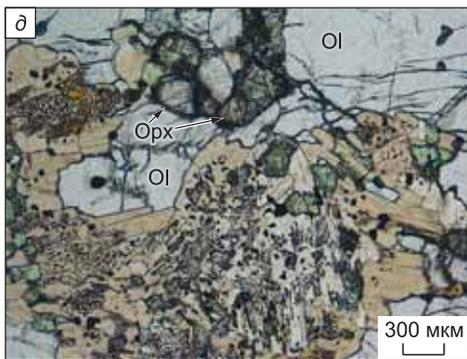
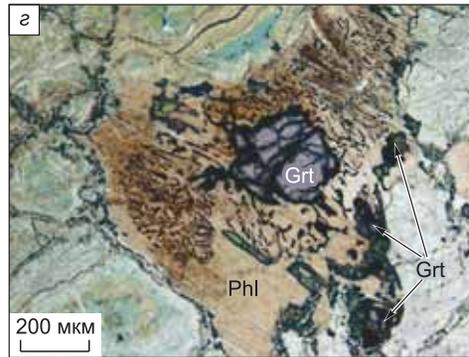
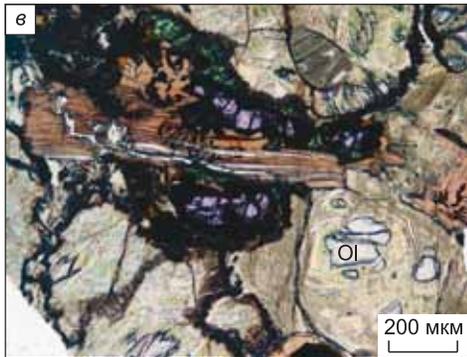
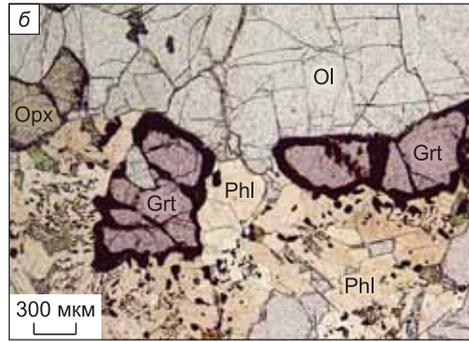
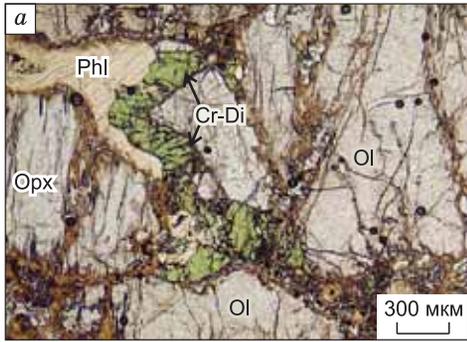


Рис. 3. Микрофотографии шлифов реакционных метасоматитов С.

a — жилка флогопита и Cr-диоксида между зернами первичных ортопироксена и оливина в гранатовом оливиновом вебстерите. В жилке присутствует поздний микрозернистый агрегат из флогопита, амфибола, шпинели и карбоната. *b–z* — реликты граната в черных келифитовых каймах интенсивно замещаются флогопитом с вростками хромита и Cr-диоксида. В *b, z* оливин и ортопироксен почти полностью замещены серпентином. *d* — гранат полностью замещен реакционным агрегатом из флогопита, Cr-диоксида и хромита. *e* — ортопироксен в реакционной кайме позднего игольчатого амфибола вблизи метасоматического Phl-Cr-Di агрегата. *ж* — агрегат Phl пластинок с графическими и изометричными зернами хромита на месте бывшего зерна граната. *з* — бывшее зерно граната полностью замещено флогопитом и хромитом. *и* — графические вростки хромита (Chr) в метасоматическом флогопите. Внизу видны изометричные перекристаллизованные зерна хромита. *к* — клиновидное угасание бывшей крупной пластинки флогопита в микроагрегате позднего флогопита.

больше Cr₂O₃. Более низкое содержание Cr₂O₃ во флогопитах С по сравнению с флогопитами из Н + U алмазов соответствует более низкому содержанию Cr₂O₃ в хромитах С (рис. 5, *a*). На графике Cr₂O₃—TiO₂ (см. рис. 4) флогопиты из алмазов с лерцолитовым типом включений из трубок Якутии и флогопиты из метасоматизированных перидотитов из трубок Южной Африки [Gregoire et al., 2002, 2003] расположены между полями флогопитов С и А. Состав железистой слюды из ксенолита MARID (67/83) находится вблизи нижнего поля флогопитов А. Флогопиты С по величине Mg# близки флогопитам Н + U (гарцбургитовый и нерасчлененный ультраосновной парагенезис) и L (лерцолитовый парагенезис) из микровключений в алмазы [Соболев и др., 2009], в то время как часть точек флогопитов А заметно смещена в менее магниезильную область (см. рис. 5, *b*). Слюды метасоматизированных перидотитов из кимберлитов Южной Африки расположены в поле метасоматитов С и несколько выше его. На графике BaO—F (см. рис. 5, *в*) типы слюд из метасоматитов С и А также образуют независимые поля, кроме двух слюд А (05/230 и 218/87), близких по этим компонентам полю слюд С. Слюда MARID является несколько более фтористой по сравнению со слюдами С, а два флогопита Н + U из алмазов близки слюдам С. Четкие различия флогопитов из метасоматитов А и С также видны на графике F—Cl (см. рис. 5, *г*), кроме двух слюд А (обр. 218/87 и 05/230). Три слюды Н + U из микровключений в алмазах являются более хлорсодержащими по сравнению с флогопитами А и С и показывают широкий диапазон концентраций F. На графике Na₂O—Cr₂O₃ (рис. 6) поле Cr-диоксидов метасоматитов С расположено в правой верхней части и отделено от диоксидов А клинопироксенами из метасоматизированных перидотитов из кимберлитов Южной Африки. Поле диоксидов А частично перекрывается полем клинопироксенов из зернистых гранатовых и шпинель-гранатовых лерцолитов из тр. Удачная без следов модалного метасоматизма. Четыре лерцолитовых Cr-диоксида из алмазов содержат более натриевый клинопироксен по сравнению с флогопитами А, а два высокохромистых Cr-диоксида из алмазов расположены значительно выше и правее поля Cr-диоксида из метасоматитов С. Железистый клинопироксен из ксенолита MARID имеет самые низкие содержания Cr₂O₃ и Na₂O.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

Равновесные метасоматиты А. На рис. 7 показано распределение нормированных содержаний редких элементов в гранате из центральных частей зерен, по данным табл. 2. Гранаты из графитовых гранатовых вебстеритов 3/85 и 4/83 показывают распределение редких земель, близкое к нормальному с некоторым отклонением для Dy, Y, Er и Yb. Для Grt из этих ксенолитов фиксируется значительное превышение нормированных значений для Ta относительно Nb. Характерной особенностью всех кривых является минимум для Ti (см. рис. 7, *a*). Кривая гра-

Рис. 4. Соотношения Cr₂O₃—TiO₂ во флогопитах из метасоматитов А и С.

1 — метасоматиты А; 2 — метасоматиты С; 3 — флогопитовые и гранат-флогопитовые перидотиты из кимберлитовых трубок Южной Африки [Gregoire et al., 2002, 2003]; 4, 5 — включения дунит-гарцбургитового и ультраосновного — Н + U (4) и лерцолитового — L (5) парагенезисов в алмазах из кимберлитовых трубок Якутской и Архангельской кимберлитовых провинций [Соболев и др., 2009]; 6 — ксенолит MARID из тр. Удачная (67/83, см. табл. 3).

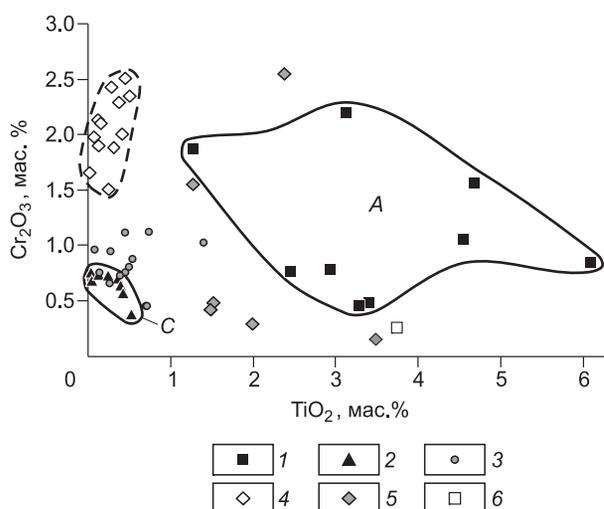


Таблица 2. Представительные анализы граната из метасоматитов двух типов (А и С)

Компонент	05/230	3/85	4/83	22/06	75/83	01/309	00/177	557/80
	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>
	Grt 71/51*	Grt 14	Grt 43	Grt 69/19	Grt 71/23	Grt 64/7-1	Grt 64/42-3	Grt 71/69
SiO ₂ , мас. %	42.62	42.44	42.43	41.41	41.45	41.05	41.40	41.69
TiO ₂	0.037	0.17	0.095	< 0.074	0.047	0.12	< 0.042	0.020
Al ₂ O ₃	20.97	21.65	22.20	16.78	17.59	16.89	19.26	18.39
Cr ₂ O ₃	3.86	2.69	1.92	8.58	7.60	9.47	6.47	6.77
FeO	8.09	7.74	7.52	7.75	7.50	6.95	8.04	7.76
MnO	0.48	0.33	0.32	0.61	0.46	0.39	0.28	0.44
MgO	20.95	20.23	20.03	19.24	19.27	18.72	19.95	20.09
CaO	3.62	4.55	5.09	5.57	5.69	6.22	4.97	4.79
Na ₂ O	0.025	0.064	0.033	Н.о.	0.042	< 0.044	< 0.043	0.032
K ₂ O	Н.о.	0.004	Н.о.	»	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
NiO	0.0027	0.0014	0.0028	»	0.0038	0.065	< 0.062	0.0034
V ₂ O ₃	0.017	Н.о.	Н.о.	»	0.035	Н.о.	Н.о.	0.041
Сумма	100.67	99.88	99.64	99.97	99.68	99.87	100.39	100.02
Mg#	82.2	82.3	82.6	81.6	82.1	82.8	81.6	82.2
Cr/(Cr + Al) _{а.к.}	11.0	7.7	5.5	25.5	22.5	27.3	18.4	19.8
Rb, г/г	7.58	8.23	7.70	8.01	7.75	7.43	7.05	7.59
Sr	4.00	0.23	0.33	5.39	3.29	1.20	2.34	8.39
Ba	0.18	0.060	0.054	0.078	0.84	0.031	1.82	0.32
Th	Н.о.	0.003	0.004	0.004	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	Н.о.	0.003	0.023	0.057	»	»	»	»
Nb	0.28	0.25	0.15	0.73	1.22	1.12	0.91	0.89
Ta	Н.о.	0.24	0.28	0.018	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Zr	164	55	31	1.85	20.3	9.60	23.0	7.97
Hf	3.78	1.59	1.32	0.034	0.34	0.19	0.36	0.09
Ti	168	1031	481	125	178	448	110	212
La	0.29	Н.о.	Н.о.	0.57	0.48	0.45	0.21	0.48
Ce	3.06	0.029	0.027	1.92	3.80	3.61	3.38	3.81
Nd	3.78	2.09	0.92	0.89	6.18	3.53	15.8	5.85
Sm	0.84	2.07	1.35	0.17	1.72	0.73	3.59	0.95
Eu	0.27	0.78	0.45	0.09	0.36	0.14	0.65	0.13
Gd	0.93	2.99	2.14	0.10	0.70	0.24	1.06	0.34
Dy	0.77	2.80	2.60	0.11	0.43	0.27	0.38	0.23
Y	4.03	15.6	15.1	0.70	1.74	2.01	0.64	1.57
Er	0.49	1.45	1.64	0.07	0.23	0.24	0.19	0.19
Yb	0.67	1.63	1.58	0.17	0.38	0.35	0.34	0.28

Примечание. Н.о. — нет определений.

* Здесь и далее — номер зерна.

ната из флогопитового гранатового оливинита 05/230 существенно отличается от кривых граната из графитовых гранатовых вебстеритов 3/85 и 4/83 высокими нормированными концентрациями La и Ce, максимумом для Zr и Hf и более низкими нормированными концентрациями элементов в ряду Sm—Yb, приближаясь к синусоидальной форме для РЗЭ (см. рис. 7, б). Линия граната 05/230 лежит в поле обогащенных зернистых лерцолитов без следов модалного метасоматизма [Соловьева, 2007] в ряду от Sm до Yb. Для обогащенных редкими элементами зернистых лерцолитов характерны заметные минимумы Zr и Hf, в то время как на линиях граната из метасоматитов *A* они отсутствуют или проявлены в виде максимумов.

Таблица 3.

**Представительные анализы клинопироксенов
из метасоматитов двух типов (А и С) и ксенолита MARID**

Компонент	1/85	3/85	68/83	218/87	49/82	11/84	4/83	302/87	22/06	75/83	01/309	00/177	557/80	67/83
	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	MARID
	Срх 5*	Срх 13	Срх 28	Срх 36	Срх 64/19	Срх	Срх 47	Срх 55	Срх 69/18	Срх 71/26	Срх 64/11	Срх 71/16	Срх 71/73	Срх 64/16
SiO ₂ , мас. %	53.66	55.75	53.79	54.42	53.05	53.20	55.55	55.58	54.76	54.99	54.88	55.12	54.86	52.70
TiO ₂	0.19	0.36	0.24	0.034	0.22	Н.о.	0.19	0.026	< 0.075	0.13	0.12	< 0.044	0.12	0.19
Al ₂ O ₃	4.53	3.87	4.54	3.95	3.68	4.41	2.58	2.04	2.24	2.48	2.76	2.22	2.86	1.93
Cr ₂ O ₃	1.12	1.64	0.85	1.05	1.19	1.24	1.01	3.14	3.88	4.64	4.67	3.24	4.71	0.13
FeO	2.36	1.23	2.03	1.49	2.02	2.03	1.38	2.18	1.68	2.50	2.02	2.08	2.84	7.81
MnO	0.075	0.044	0.067	0.057	< 0.064	Н.о.	0.053	0.091	0.10	0.10	< 0.069	< 0.067	0.12	0.28
MgO	15.14	14.78	14.44	15.25	16.01	15.30	15.77	15.13	14.93	14.32	14.46	15.80	13.93	13.87
CaO	21.11	19.21	21.99	22.55	22.20	21.80	21.84	18.66	19.35	16.67	16.93	18.65	15.41	22.18
Na ₂ O	1.51	2.59	1.49	1.22	1.31	1.66	1.50	2.67	2.85	3.89	3.76	2.62	4.40	0.67
K ₂ O	0.006	0.031	0.006	0.018	Н.о.	Н.о.	0.005	0.015	< 0.044	0.016	Н.о.	Н.о.	0.008	0.002
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.073	»	Н.о.	Н.о.	< 0.060	0.026	0.071	< 0.063	0.021	0.037
V ₂ O ₃	»	»	»	»	< 0.043	»	»	»	Н.о.	0.037	Н.о.	Н.о.	0.044	0.022
Сумма	99.69	99.50	99.44	100.05	99.75	99.64	99.87	99.54	99.84	99.80	99.67	99.74	99.32	99.81
Mg#	91.9	95.6	92.7	94.8	93.4	93.1	95.3	92.5	94.1	91.1	92.7	93.1	89.7	76.0
Cr/(Cr+Al) _{а.к.}	14.2	22.1	11.2	15.1	17.8	15.9	20.9	50.8	53.6	55.7	53.2	49.5	52.5	4.5
Ca#	49.6	47.8	51.8	51.0	49.5	50.1	49.4	46.5	47.7	45.1	45.2	45.4	43.8	53.0
Rb, г/г	3.11	2.18	3.25	2.43	2.11	Н.о.	2.14	3.33	2.05	5.09	5.65	2.34	4.12	11.7
Sr	901	1123	710	232	767	»	325	777	547	379	364	796	422	188
Ba	0.73	1.26	0.42	0.66	0.45	»	0.38	1.04	0.61	3.19	24.3	2.95	1.13	0.97
Th	0.26	0.18	0.064	0.11	Н.о.	»	0.054	0.22	0.39	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.14	0.028	0.041	0.052	»	»	0.037	0.063	0.20	»	»	»	»	»
Nb	0.69	0.97	0.53	0.42	0.45	»	0.38	2.11	1.89	3.08	7.47	2.01	3.13	0.41
Ta	0.52	0.063	0.61	0.087	Н.о.	»	0.004	0.11	0.22	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Zr	212	56.7	203	16.9	127	»	23.6	59.2	99	161	134	44.9	244	41.1
Hf	5.75	1.97	5.83	0.37	3.40	»	0.81	2.01	4.42	6.57	4.89	1.74	7.02	2.94
Ti	1103	2193	1528	171	1302	»	1201	122	304	943	897	78	792	1211
La	30.0	26.8	11.6	7.36	15.6	»	15.5	17.6	23.9	9.95	10.97	18.5	12.8	51.9
Ce	127	82.2	76.9	25.6	74.7	»	36.5	66.6	78.6	38.0	36.5	76.1	50.2	132
Nd	131	65.2	155	21.1	111	»	21.8	67.2	54.4	33.4	32.0	68.4	48.2	77.5
Sm	35.7	8.53	45.5	3.96	34.5	»	3.45	10.3	11.3	8.66	7.66	12.2	11.3	15.3
Eu	8.64	1.81	11.4	0.86	8.42	»	0.64	2.22	2.87	2.53	2.21	2.26	3.26	4.08
Gd	29.5	9.02	35.9	3.75	23.4	»	2.83	6.55	4.80	5.87	5.67	4.56	8.24	10.2
Dy	11.0	1.54	11.8	1.09	8.69	»	0.47	1.46	3.58	4.26	3.09	0.97	5.18	9.26
Y	33.9	2.70	29.1	4.23	26.7	»	1.24	1.76	9.69	15.0	10.6	0.89	19.1	35.4
Er	2.92	0.36	2.57	0.57	3.04	»	0.14	0.35	1.07	1.57	0.89	0.46	1.96	4.99
Yb	0.77	0.048	0.75	0.53	2.57	»	0.035	0.058	0.85	1.16	0.37	0.36	1.28	3.18

Особенности распределения несовместимых редких элементов в клинопироксене из метасоматитов *A* показаны на рис. 8. Характер распределения несовместимых редких элементов одинаков как в гранатовых (3/85, 4/83), так и в безгранатовых породах (1/85, 68/83, 218/87, 49/82). На всех кривых выражены минимумы Nb, Sr, Zr, Hf и Ti (см. рис. 8, *a*). Линии метасоматического клинопироксена из лерцолитов 49/82 и 218/87 выполаживаются в ряду редкоземельных элементов Dy—Yb, подобно линии для клинопироксена MARID (67/83). В целом поле обогащенных клинопироксенов из гранатовых лерцолитов без следов модалного метасоматизма подобно линиям клинопироксена из метасоматитов *A* и расположено несколько ниже линий метасоматитов в ряду Nd—Yb (см. рис. 8, *a, б*).

На рис. 9 показано распределение редких элементов во флогопите из метасоматита *A* (49/82), из четырех метасоматитов *C*, из ксенолита MARID (67/83), а также поле флогопитов из метасоматизиро-

Таблица 4. Представительные анализы флогопита из метасоматитов двух типов (А и С) и ксенолита MARID

Компонент	68/83	218/87	1/85	05/230	49/82	49/82	11/84	3/85
	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>	<i>A</i>
	Phl 73/25	Phl 33	Phl 73/3	Phl 71/57	Phl 64/20ц	Phl 64/20к	Phl	Phl
SiO ₂ , мас. %	38.53	41.04	38.07	39.88	38.65	38.45	35.9	39.9
TiO ₂	4.54	2.93	4.67	3.07	3.39	3.28	2.44	6.08
Al ₂ O ₃	14.45	11.05	14.81	13.29	14.31	14.63	12.8	14.4
Cr ₂ O ₃	1.06	0.79	1.57	2.71	0.49	0.46	0.77	0.85
FeO	3.01	4.81	3.03	2.69	2.08	2.10	2.74	4.15
MnO	0.01	0.04	0.01	0.009	< 0.061	< 0.061	H.o.	0.05
MgO	21.89	23.68	21.62	22.39	24.47	24.26	24.9	20.6
CaO	H.o.	H.o.	H.o.	0.017	< 0.031	< 0.031	H.o.	0.05
Na ₂ O	0.36	0.47	0.25	0.13	0.43	0.41	0.39	0.39
K ₂ O	9.61	10.18	9.68	10.27	9.65	9.27	8.32	9.41
П.п.п.	4.50	4.5	4.5	5.0	4.5	4.5	4.5	H.o.
NiO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.17
F	1.08	0.31	1.23	0.27	1.53	1.60	1.46	H.o.
Cl	0.04	0.02	0.07	0.08	0.03	0.03	0.13	H.o.
BaO	2.13	0.11	2.35	0.29	2.36	2.53	2.24	H.o.
Сумма	101.17	99.91	101.79	100.01	101.86	101.47	96.46	96.05
Mg#	92.8	89.8	92.7	93.7	95.4	95.4	94.2	89.9
Cr/(Cr + Al) _{а.к.}	4.7	4.6	6.6	12.0	2.2	2.1	3.9	3.8
F/Cl	25.2	15.5	17.6	3.3	46.2	47.0	11.2	H.o.
Rb, г/г	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	143	140	H.o.	»
Sr	»	»	»	»	401	385	»	»
Ba	»	»	»	»	18790	21627	»	»
Nb	»	»	»	»	24.9	19.0	»	»
Zr	»	»	»	»	0.22	0.25	»	»
Hf	»	»	»	»	4.88	6.18	»	»
Ti	»	»	»	»	20501	19839	»	»
La	»	»	»	»	3.90	13.8	»	»
Ce	»	»	»	»	0.03	0.04	»	»
Nd	»	»	»	»	2.67	3.35	»	»
Sm	»	»	»	»	0.63	1.06	»	»
Eu	»	»	»	»	2.24	5.96	»	»
Gd	»	»	»	»	H.o.	H.o.	»	»
Dy	»	»	»	»	1.89	2.41	»	»
Y	»	»	»	»	0.20	0.48	»	»
Er	»	»	»	»	0.65	0.80	»	»
Yb	»	»	»	»	0.17	0.18	»	»

ванных перидотитов Южной Африки [Gregoire et al., 2002, 2003]. По уровню и типу распределения редких элементов флогопиты метасоматитов С лежат в поле флогопитов Южной Африки. Флогопит А (49/82) имеет более высокие содержания всех редких элементов, сохраняя общий характер распределения. Это минимум Се и максимум Еи на спайдер-диаграмме РЗЭ, а также максимумы Ва, Sr, Hf, Ti, Gd и минимумы Zr, Y на спайдер-диаграмме всех редких элементов (см. рис. 9, а). Высокие концентрации Еи во флогопитах, определенные методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS), могут быть следствием наложения масс ионов оксидов бария [May, Wiedmeier, 1998] (см. рис. 9, б).

Реакционные метасоматиты С. Центральные зоны зерен граната занимают более 90—95 % площади зерен и однородны по содержанию редких элементов в пределах одного образца. Кривые распределения редких элементов в центральных частях зерен граната имеют характерные тропы для Sr, Zr + Hf

Компонент	302/87	22/06	75/83	01/309	00/177	00/177	557/80	67/83
	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	MARID
	Phl 73/56	Phl 70/11	Phl 71/28	Phl 64/6-3	Phl 64/35ц	Phl 64/35к	Phl 71/70	Phl 71/18-1
SiO ₂ , мас. %	41.31	41.29	43.55	42.63	42.96	42.15	42.24	35.65
TiO ₂	0.37	0.14	0.4	0.43	0.05	0.04	0.25	3.73
Al ₂ O ₃	12.21	12.00	11.38	11.36	12.65	12.81	11.73	12.82
Cr ₂ O ₃	0.71	0.74	0.64	0.57	0.68	0.76	0.73	0.27
FeO	3.29	2.57	2.58	3.05	3.14	3.15	3.00	11.01
MnO	0.03	< 0.083	Н.о.	< 0.060	< 0.060	< 0.060	0.04	0.04
MgO	25.78	26.00	26.13	25.86	26.39	26.30	26.39	18.84
CaO	Н.о.	0.048	Н.о.	< 0.031	< 0.031	< 0.031	0.069	0.08
Na ₂ O	0.22	0.32	0.15	0.10	0.09	0.15	0.19	0.38
K ₂ O	10.47	10.50	10.24	10.98	9.52	9.40	10.54	9.537
П.п.п.	4.5	Н.о.	5.0	Н.о.	Н.о.	Н.о.	5.0	5.0
NiO	Н.о.	0.05	Н.о.	»	»	»	Н.о.	Н.о.
F	0.23	Н.о.	0.82	»	»	»	0.36	1.08
Cl	0.08	»	0.06	»	»	»	0.078	0.048
BaO	0.25	»	0.12	»	»	»	0.12	0.17
Сумма	99.36	93.67	101.01	94.99	95.48	94.75	100.65	98.61
Mg#	93.3	94.7	94.8	93.8	93.7	93.7	94.0	75.3
Cr/(Cr+Al) _{а.к.}	3.7	4.0	3.6	3.3	3.5	3.8	4.0	1.4
F/Cl	3.0	Н.о.	13.7	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4.6	22.4
Rb, г/т	Н.о.	»	365	336	191	182	327	982
Sr	»	»	4.97	3.25	17.7	20.5	15.3	57.9
Ba	»	»	326	548	1712	1556	1045	1568
Nb	»	»	10.1	18.8	24.5	23.1	32.6	140
Zr	»	»	6.29	9.25	3.96	4.02	9.93	0.70
Hf	»	»	0.18	0.28	0.46	0.46	0.39	0.51
Ti	»	»	2235	2319	175	199	1821	27508
La	»	»	0.13	0.35	0.75	0.52	0.31	2.13
Ce	»	»	0.086	0.071	0.040	0.064	0.10	0.15
Nd	»	»	0.056	0.12	0.29	0.20	0.16	0.49
Sm	»	»	0.005	0.007	0.18	0.024	0.045	0.49
Eu	»	»	Н.о.	0.12	0.23	0.28	0.067	1.41
Gd	»	»	0.017	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.045	0.03
Dy	»	»	0.032	0.043	0.17	0.16	0.14	0.35
Y	»	»	0.041	0.037	0.046	0.037	0.10	0.19
Er	»	»	0.047	0.014	0.044	0.068	0.043	0.15
Yb	»	»	0.013	0.22	0.02	0.02	0.023	0.10

и Ti на фоне РЗЭ (рис. 10, а). Спектры редкоземельных элементов (см. рис. 10, б) характеризуются синусоидальной формой, обычной для граната из зернистых перидотитов из тр. Удачная и африканских кимберлитов [Griffin et al., 1999; Simon et al., 2007; Соловьева, 2007]. По уровню содержаний и по форме кривых центральные зоны гранатов из метасоматитов *C* сопоставимы с обогащенными гранатами из зернистых перидотитов без следов модалного метасоматизма из тр. Удачная. В отличие от последних, гранат из метасоматитов *C* содержит заметно больше элементов в ряду от Nb до Nd и меньше — в ряду от Gd до Yb (см. рис. 10, б). В работе [Соловьева и др., 2010] показано, что в узких краях некоторых зерен распределение редких элементов приближается к нормальному типу, что может быть связано с воздействием астеносферных расплавов на уже преобразованные в процессе метасоматизма *C* ксенолиты.

Кривые распределения редких элементов в центральных зонах зерен Cr-диопсида метасоматитов *C* показывают максимумы для Nd с понижением к Yb и трого для Nb, Zr—Hf, Ti, Sr и Y (рис. 11, а, б).

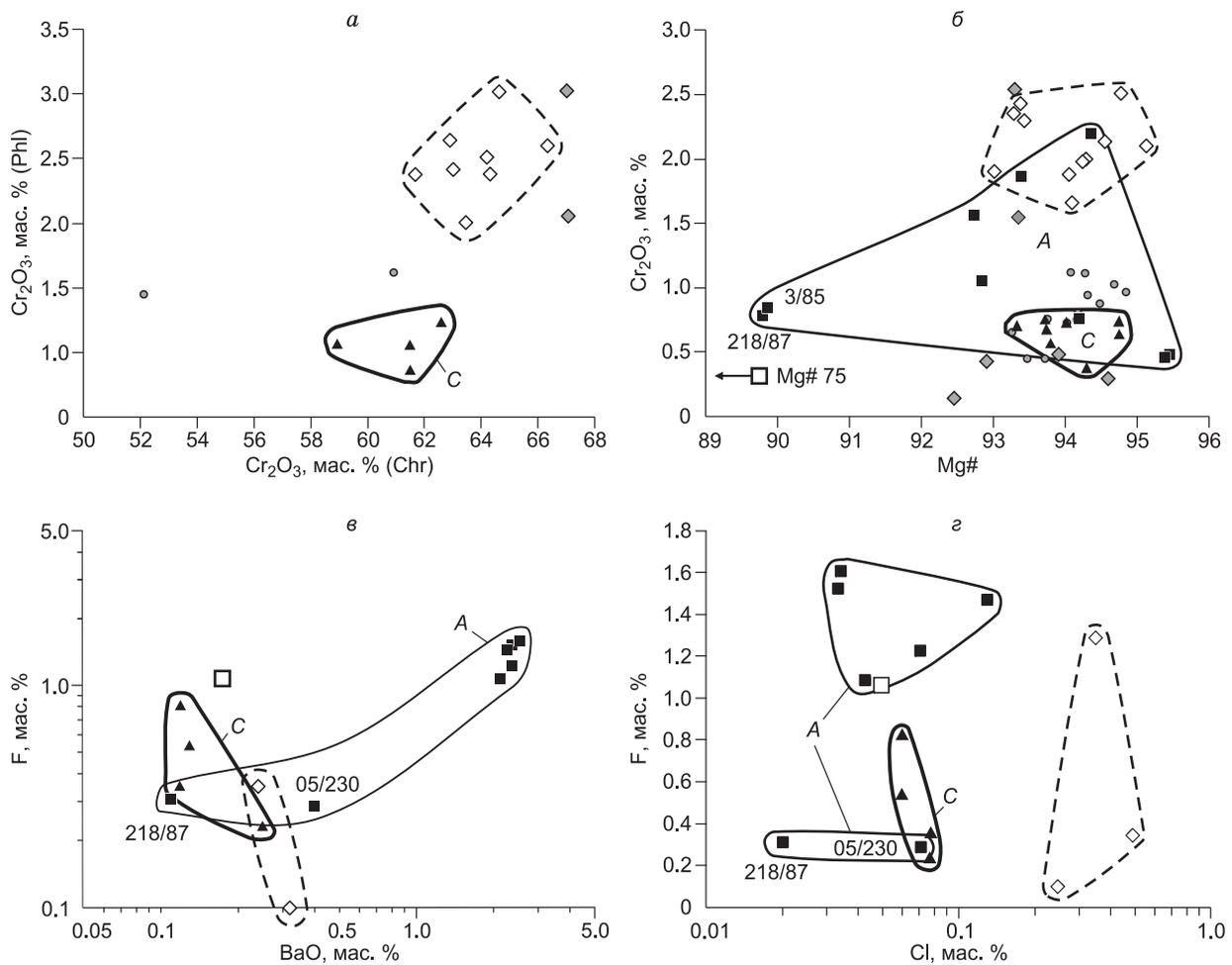


Рис. 5. Соотношения Cr_2O_3 во флогопитах и хромитах из метасоматитов *C* (*a*), Cr_2O_3 — Mg\# (*б*), F — BaO (*в*), F — Cl (*г*) во флогопитах из метасоматитов *A* и *C*.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Ст-диопсид из метасоматитов *C* по редкоэлементному составу близок наиболее обогащенным клинопироксенам из низкотемпературных зернистых лерцолитов из тр. Удачная. В то же время реакционные Ст-диопсиды *C* имеют более высокие нормированные значения в ряду Zr — Yb (кроме Ti). По уровню содержаний и по типу кривых центральные зоны Ст-диопсида *C* наших образцов аналогичны кривым клинопироксена метасоматизированных гранатовых перидотитов из кимберлитов Южной Африки и отличаются от клинопироксена деформированных перидотитов из тр. Удачная [Соловьева и др., 2010]. Железистый клинопироксен из ксенолита MARID (67/83) близок Ст-диопсиду из метасоматитов *C*, отлича-

ясь более глубокими трогами для Nb , Zr — Hf и Sr (см. рис. 11, *a*). Узкие краевые обесцвеченные зоны на зернах Ст-диопсида из метасоматитов *C* имеют пониженные концентрации редких элементов и искаженную форму кривых [Соловьева и др., 2010].

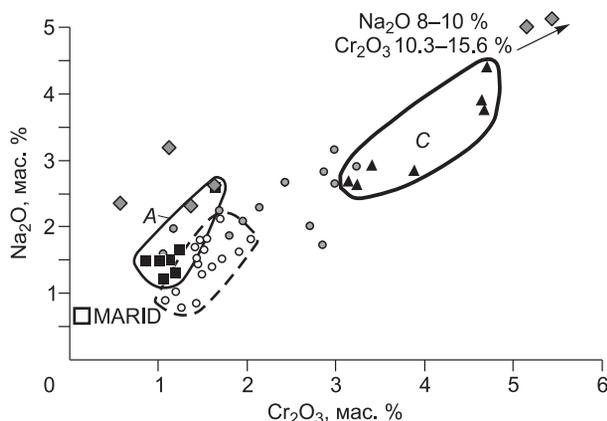


Рис. 6. Соотношения Na_2O — Cr_2O_3 в клинопироксенах из метасоматитов *A* и *C*.

Усл. обозн. см. рис. 4. Незалитыми кружками показаны составы гранатовых и шпинель-гранатовых зернистых лерцолитов из тр. Удачная [Соловьева, 2007 и наши неопубликованные данные].

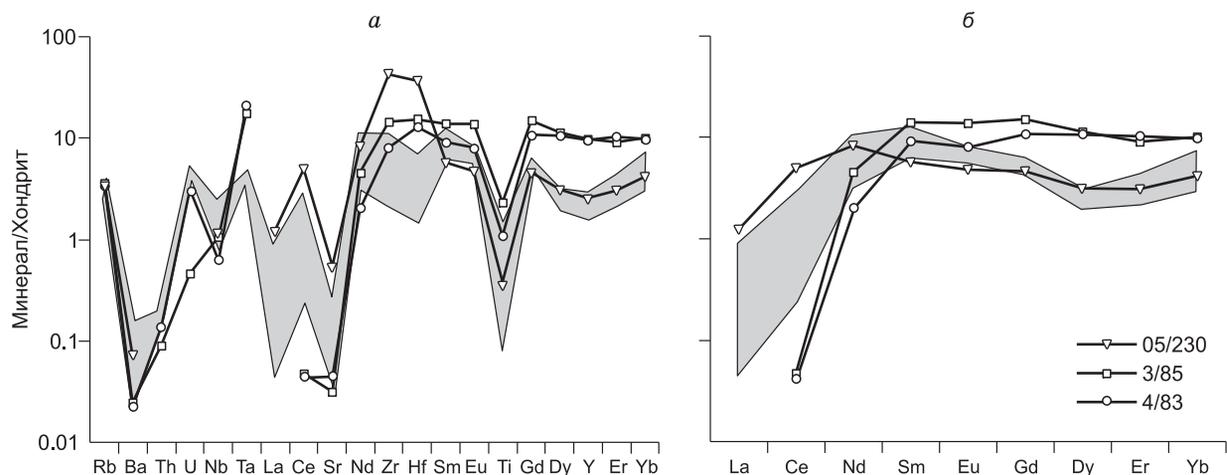


Рис. 7. Нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания микроэлементов в гранате из метасоматитов *A*.

Серым полем показаны составы граната из гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов с гранатом и клинопироксеном, обогащенными редкими элементами из тр. Удачная [Соловьева, 2007]. *a, б* — пояснения см. в тексте.

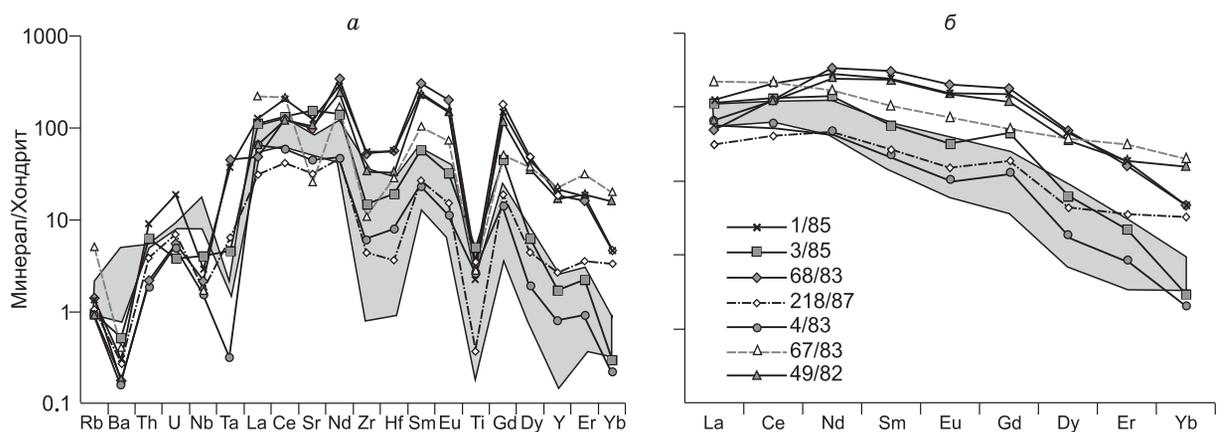


Рис. 8. Нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания микроэлементов в зернах клинопироксена из метасоматитов *A*.

67/83 — клинопироксен из ксенолита MARID. Показано поле клинопироксенов из гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов с гранатом и клинопироксеном, обогащенных редкими элементами из тр. Удачная [Соловьева, 2007].

P-T ПАРАМЕТРЫ МЕТАСОМАТИТОВ

P-T характеристики исследованных ксенолитов равновесных метасоматитов *A* (гранатовые парагенезисы, обр. 3/85, 4/83, 05/230) и *C* приведены в табл. 5 и на рис. 12. Для образцов 3/85 и 4/83 температуры, полученные по содержанию Ni в гранате [Ryan et al., 1996], сильно занижены по сравнению с температурами по [Harley, 1984; Brey, Köhler, 1990]. *P-T* значения, полученные по геотермометру [Harley, 1984] с итерированием по геобарометру [Brey, Köhler, 1990], показали очень хорошую сходимость с соответствующими характеристиками этих ксенолитов, рассчитанными ранее другими методами [Галимов и др., 1989]. Для обр. 3/85 значения *P-T* по [Harley, 1984; Brey, Köhler, 1990] несколько ниже *P-T*, рассчитанных по [Brey, Köhler, 1990; Brey, Köhler, 1990]. В метасоматите 05/230 получена хорошая сходимость всех трех методов (см. табл. 5)

Приведенные *P-T* данные для реакционных метасоматитов *C* по геотермометрам [Ryan et al., 1996; Harley, 1984] и термобарометру [Brey, Köhler, 1990] показывают относительное сходство. Температуры по этим геотермометрам и давления, рассчитанные для них по [Brey, Köhler, 1990], соответствуют положению в литосферной части субконтинентальной мантии. Температуры, рассчитанные по двупироксе-

Таблица 5.

P-T* параметры метасоматитов *A* и *C

Образец	Зерно	Ni в Grt, г/г	<i>T</i> (Ryan)/ <i>P</i> (BKN)		<i>T</i> (Harley)/ <i>P</i> (BKN)		<i>T</i> (BKN)/ <i>P</i> (BKN)	
			<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
3/85	14-1ц	11	677	18.3	834	26.4	993	35.1
	14-2ц	11	677	18.3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
	14-3ц	14	722	20.6	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
4/83	51ц	21	801	26	879	30.2	837	27.9
	51к	19	779	24.9	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
	51-1ц	18	772	24.5	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
05/230		22	812	27.4	825	28.2	*798	26.5
75/83	23ц	30	883	37.9	900	39.0	1062	50
	23к	27	855	36.3	891	38.6	1136	55.7
01/309	7ц	13	711	29.3	867	37.5	1052	47.9
	7ц ₂	36	932	39.8	887	37.2	1153	52
	7п	34	920	40.0	849	36.3	1157	53.3
	7к	27	859	35.7	862	35.8	1001	43.4
557/80	69ц	27	863	35.9	891	37.9	1129	55.8
	69к	19	776	28.6	782	29.0	1129	55.8
00/177	42ц	25	841	42.4	1006	56.2	1070	61.8
	42п	30	889	46.2	1000	55.5	1084	62.3
	42к	39	954	42.0	937	40.8	1072	50.9
22/06	19ц	Н.о.	Н.о.	Н.о.	865	34.4	853	33.6
	19к	»	»	»	893	35.2	876	34.3

Примечание. Геотермометры: *T* (Ryan) — Ni в гранате [Ryan et al., 1996]; *T* (Harley) — Fe-Mg в ортопироксене и гранате [Harley, 1984]; *T* (BKN) и *P* (BKN) — дупироксеновый геотермобарометр [Brey, Köhler, 1990]. Для значений *T*, определенных по [Ryan et al., 1996], *P* рассчитывались с использованием геобарометра [Brey, Köhler, 1990] без итерации. Значения *T* по [Harley, 1984] и [Brey, Köhler, 1990], итерировались с *P* по [Brey, Köhler, 1990].

* Значения *T* рассчитывались по геотермометру Ca в ортопироксене [Brey, Köhler, 1990]. ц — центр, п — промежуточная зона, к — кайма (< 30 мкм от края зерна).

новому геотермометру [Brey, Köhler, 1990] на 200—300 °C выше, что, возможно, свидетельствует о существенном подъеме температуры за счет привноса горячих глубинных флюидов [Соловьева и др., 2002]. В расчете *T* по [Brey, Köhler, 1990] решающую роль играет состав новообразованного в процессе метасоматизма Cr-диопсида, что и определяет высокие значения температуры. Низкие значения *T* по [Brey, Köhler, 1990] для обр. 22/06, скорее всего, связаны с частичным изменением клинопироксена более поздними процессами (см. табл. 5). На диаграмме *P-T* параметров по двум системам расчета (*T* (Ryan) — *P* (BKN) и *T* (Harley) — *P* (BKN)) для метасоматитов *C* нанесены также значения *T* по [Brey, Köhler, 1990], рассчитанные для *P*, полученных по [Brey, Köhler, 1990] со значениями *T* по [Ryan et al., 1996] (см. рис. 12, *a*) и для *P*, полученных по [Brey, Köhler, 1990] с итерированием *T* по [Harley, 1984] (см. рис. 12, *b*). Стрелками показано повышение температуры пород на 150—300 °C (см. рис. 12, *a*) и на 60—200 °C (см. рис. 12, *b*), вероятно, связанным с привносом горячих метасоматизирующих флюидов. Этот эффект был отмечен ранее в работе [Соловьева и др., 2002].

ДИСКУССИЯ

Явные различия в структурно-петрографическом проявлении метасоматитов *A* и *C*, в их минеральном выполнении, в различии состава одноименных минералов и их специфической редкоэлементной характеристике указывают на принадлежность этих пород к разным этапам мантийного метасоматизма в литосфере Сибирского кратона. Структурное и химическое равновесие метасоматических минералов с минералами главного парагенезиса в метасоматитах *A* и близость их составов минералам из низкотемпературных зернистых перидотитов и пироксенитов позволили сделать вывод о проявлении этого процесса на этапе общего метаморфизма и кратонизации литосферы [Соловьева и др., 1997]. Свидетель-

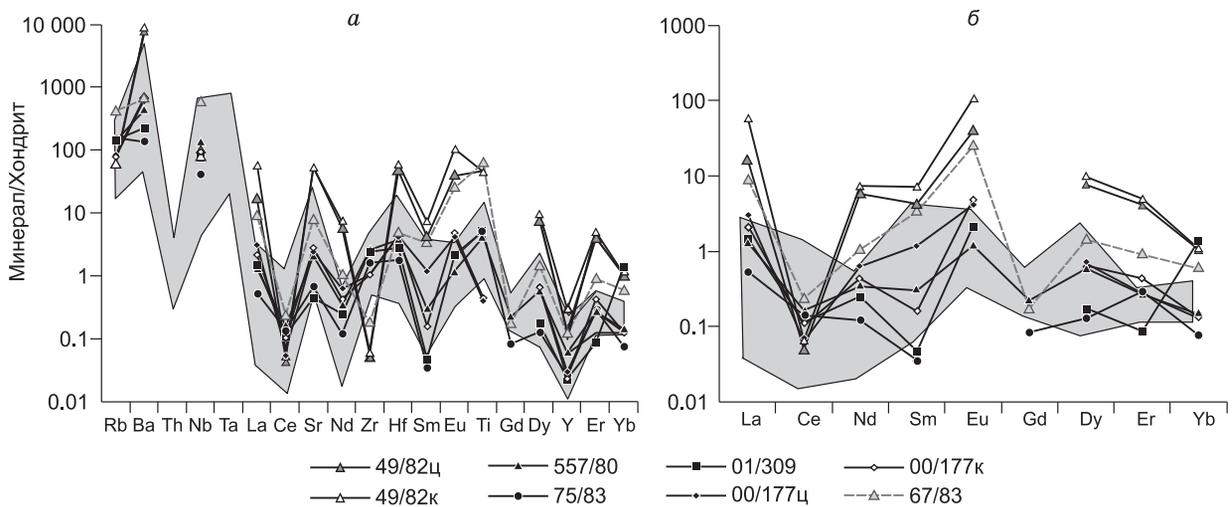


Рис. 9. Нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания микроэлементов во флогопитах из метасоматитов *A* и *C*.

Для зерен флогопита 49/82 (метасоматит *A*) и 00/177 (метасоматит *C*) показаны содержания в центральной (ц) и краевой (к) частях. Поле показаны составы флогопитов из метасоматизированных флогопитовых и гранат-флогопитовых перидотитов из трубок Южной Африки [Gregoire et al., 2002, 2003]. *a, б* — пояснения см. в тексте.

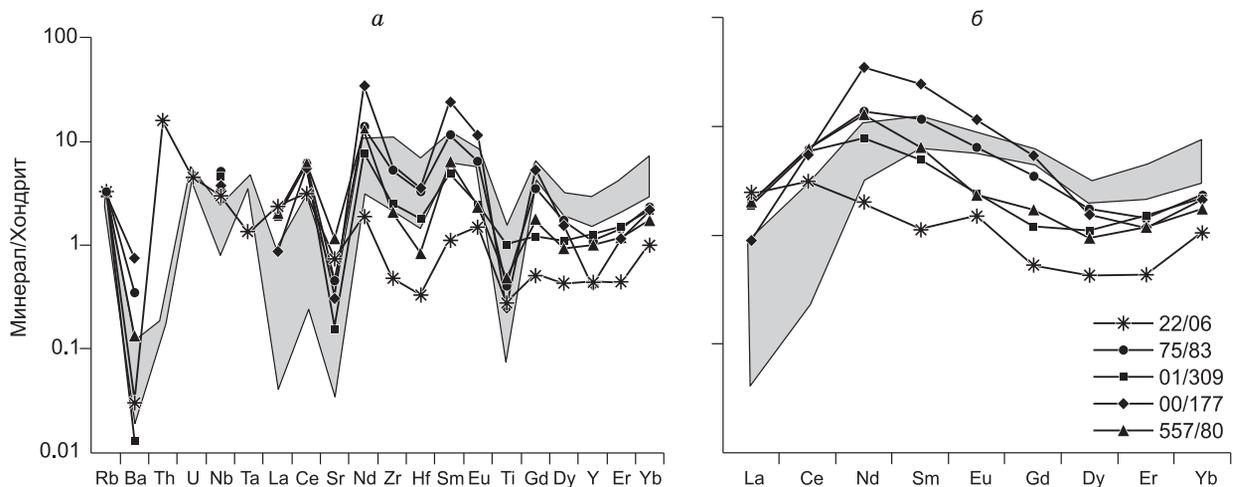


Рис. 10. Нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания микроэлементов в зернах граната из метасоматитов *C*.

Усл. обозн. см. рис. 7. *a, б* — пояснения см. в тексте.

твом древнего возраста мантийного метасоматизма *A* являются недавно определенные древние возрасты (~ 2.3—2.6 млрд лет) для структурно-равновесных слюд из трубок Мир и Удачная [Pokhilenko et al., 2012]. Напротив, развитие реакционных метасоматитов *C* связывается с ранней стадией кимберлитообразующего цикла, с подъемом среднепалеозойского термохимического плюма и поступлением в литосферную мантию астеносферных восстановленных флюидов [Соловьева и др., 2010].

Вопрос о физико-химической природе и происхождении метасоматизирующих агентов, ответственных за развитие метасоматитов *A* и *C* является дискуссионным. Высокое содержание F и низкое Cl во флогопитах из равновесных метасоматитов *A* (за исключением ксенолитов 05/230 и 218/87) соответствует соотношениям F и Cl в мантийных доломитовых карбонатах [Seifert et al., 2000]. В. Зайферт с соавторами показали, что Cl может покидать карбонатитовый расплав при подъеме в составе горячего водного флюида. В процессе эволюции и кристаллизации доломитового карбонатитового расплава во флогопитах также последовательно уменьшаются содержания Mg и F. Низкое содержание F в железис-

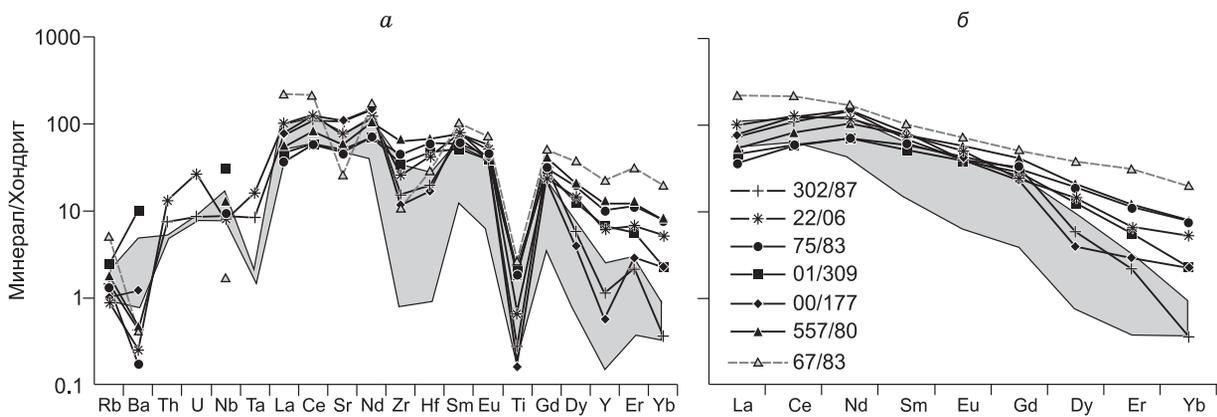


Рис. 11. Нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания микроэлементов в зернах клинопироксена из метасоматитов С.

Усл. обозн. см. рис. 8.

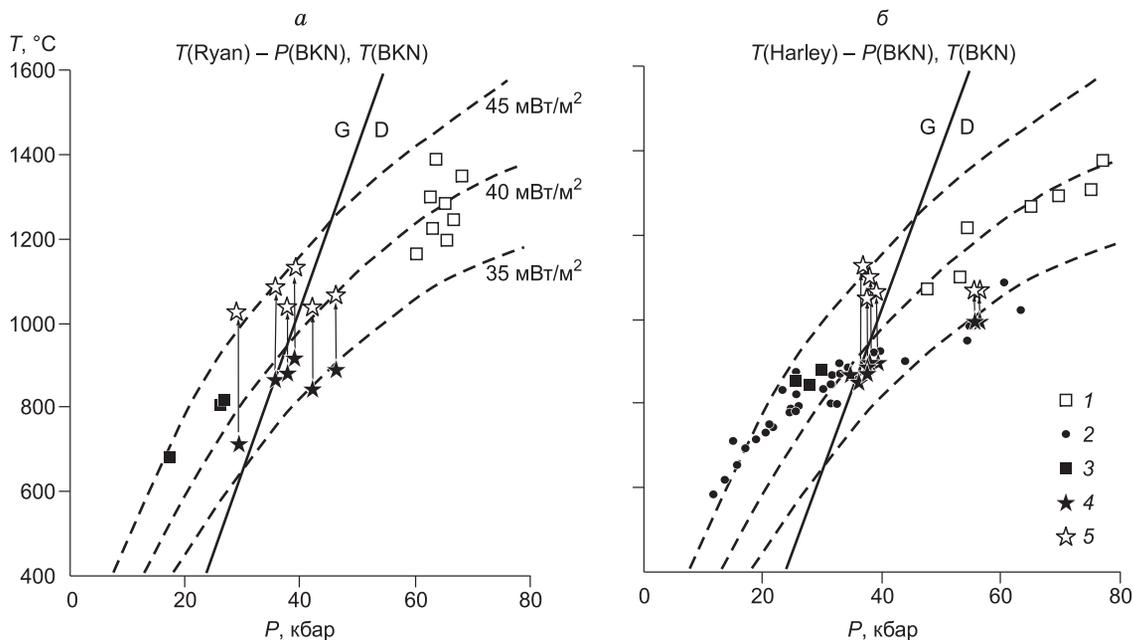


Рис. 12. P - T значения для метасоматитов А и С, деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой тр. Удачная (по центрам зерен).

На рис. а (1—4) — значения P рассчитаны по [Brey, Köhler, 1990] с подстановкой T по [Ryan et al., 1996], на рис. б (1—4) — значения P , по [Brey, Köhler, 1990] итерированы с T по [Harley, 1984]. 1 — деформированные перидотиты; 2 — зернистые перидотиты, 3 — равновесные метасоматиты А, 4, 5 — метасоматиты С. Значками 5 и стрелками показан сдвиг значений T , рассчитанных для предкимберлитовых метасоматитов, по [Brey, Köhler, 1990] при значениях P на а и б (см. текст). Прямой линией с обозначениями G и D показана линия равновесия графит—алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976].

том флогопите 218/87 можно объяснить тем, что на породу воздействовал эволюционировавший карбонатитовый расплав. В метасоматите 05/230 отсутствует клинопироксен, что, возможно, указывает на магнетитовый состав расплава и соответствует низкому содержанию BaO во флогопите. С предположением о существенно карбонатитовой природе метасоматизма А согласуется минералогия перидотитов (клинопироксен, флогопит, апатит, ильменит), метасоматизированных карбонатитовыми расплавами [Rudnick et al., 1993; Yaxley et al., 1998; Wang et al., 2000; Neumann et al., 2002].

На рис. 13 показано поле для величин $D^{Grt/Cpx}$, рассчитанных по опубликованным экспериментальным значениям $D^{Grt/Melt}$ и $D^{Cpx/Melt}$ для базальтовых и карбонатитовых расплавов (см. подпись к рис.). Линии $D^{Grt/Cpx}$ в метасоматитах А (обр. 3/85, 4/83 см. на рис. 13) расположены вблизи или рядом с общим

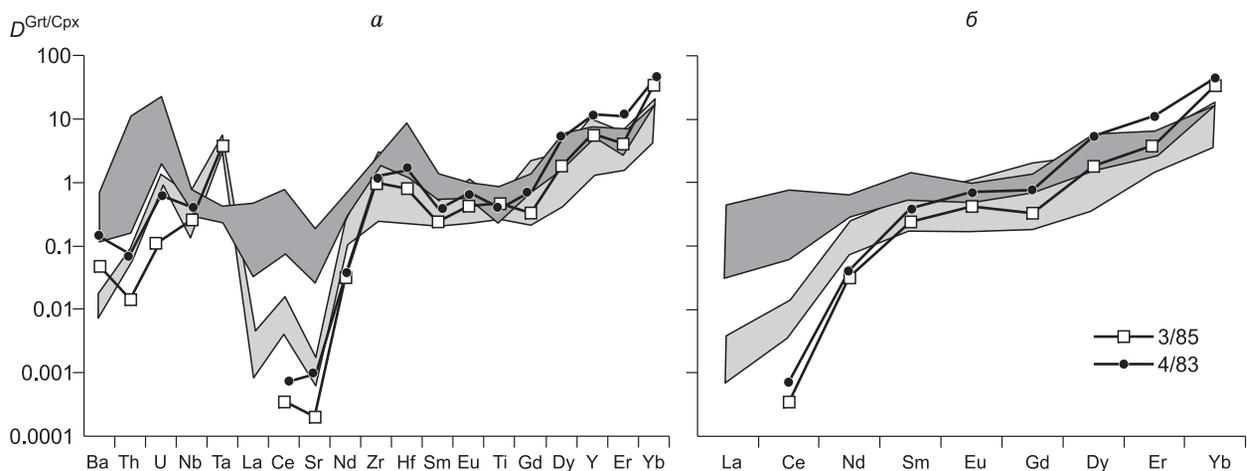


Рис. 13. Коэффициенты распределения микроэлементов между гранатом и клинопироксеном ($D^{\text{Grt/Cpx}}$) для метасоматитов А (обр. 3/85 и 4/83), рассчитанные как отношение содержания элемента в гранате к его содержанию в клинопироксене.

Светло-серое поле — $D^{\text{Grt/Cpx}}$ для обогащенных гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов из тр. Удачная. Темно-серое поле — $D^{\text{Grt/Cpx}}$, рассчитанные по опубликованным экспериментальным значениям $D^{\text{Grt/Melt}}$ и $D^{\text{Cpx/Melt}}$ для базальтовых и карбонатитовых расплавов. Для базальтовых расплавов использовались значения $D^{\text{Grt/Melt}}$ [Halliday et al., 1995] (Ba, Th и U) и [Johnson, 1998] (остальные элементы); $D^{\text{Cpx/Melt}}$ [Hauri et al., 1994] (Eu, Er, Ba, Th и U), [Lundstrom et al., 1998] (Ta) и [Johnson, 1998] (остальные элементы). Для карбонатитовых — значения $D^{\text{Grt/Melt}}$ и $D^{\text{Cpx/Melt}}$ [Green et al., 1992] (Sr, Y, Zr, Nb, Ba и La); $D^{\text{Grt/Melt}}$ [Гирнис и др., 2006; Brey et al., 2008]; $D^{\text{Cpx/Melt}}$ [Jones et al., 1995] (Th и U) и [Klemme et al., 1995].

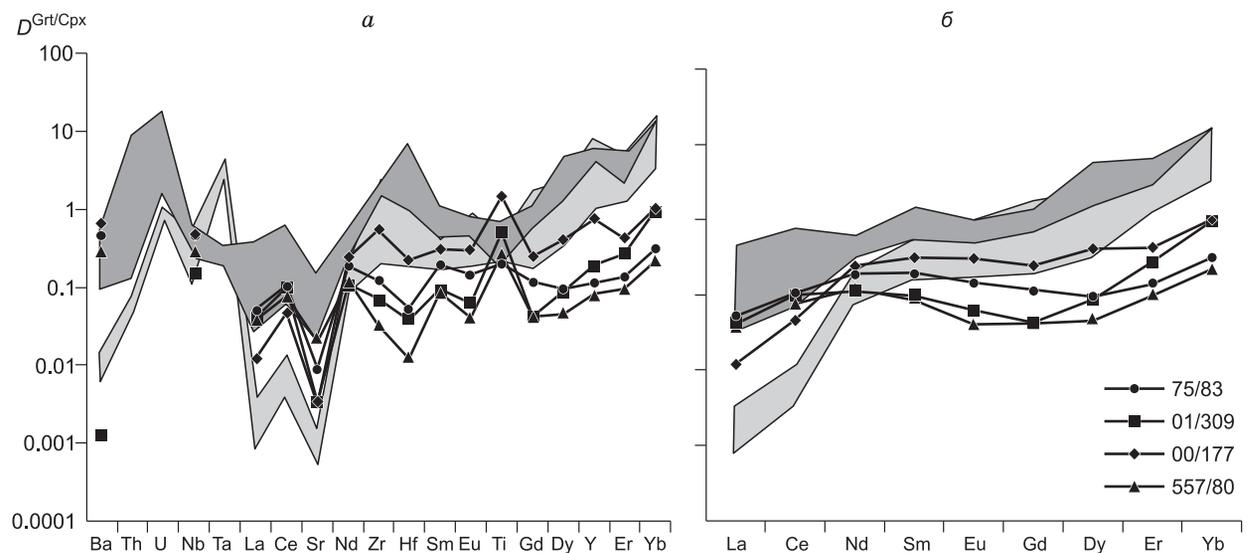


Рис. 14. Коэффициенты распределения микроэлементов между гранатом и клинопироксеном ($D^{\text{Grt/Cpx}}$) для метасоматитов С (75/83, 01/309, 00/177, 557/80), рассчитанные как отношение содержания элемента в гранате к его содержанию в клинопироксене.

Усл. обозн. см. на рис. 13.

полем $D^{\text{Grt/Cpx}}$ для карбонатитовых и базальтовых расплавов в ряду элементов от Zr до Yb (см. рис. 13, а, б). Линии метасоматитов А для элементов от Zr до Yb также расположены в верхней части поля зернистых лерцолитов, обогащенных редкими элементами. Это обстоятельство подтверждает предположение о том, что так называемое «скрытое» обогащение мантийной литосферы Сибирского кратона несовместимыми редкими элементами происходило в процессе древнего модалного метасоматизма А-типа. Наиболее удалены от равновесного распределения метасоматиты А и поле обогащенных зерни-

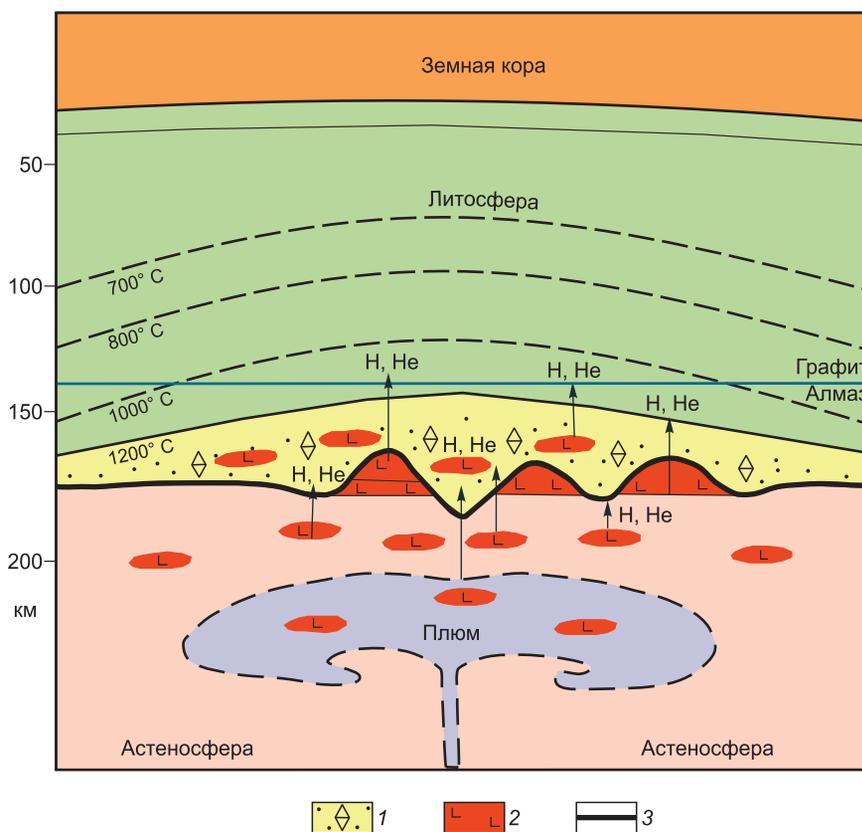


Рис. 15. Модель воздействия глубинного термохимического плюма на астеносферу и мантийную литосферу Сибирского кратона.

Модель предполагает развитие очагов базитовых расплавов (L) в астеносфере и в подошве литосферной плиты, а также возникновение опережающего фронта водорода (гелия, азота) из астеносферных расплавов. Серия реакций между водородом и захороненными в литосфере газами: $2\text{CO}_2 + 6\text{H}_2 = \text{CH}_4 + \text{C} + 4\text{H}_2\text{O}$, $2\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$, $4\text{NO} + 7\text{H}_2 = 2\text{NH}_3 + \text{N}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ приводит к развитию восстановленной зоны, где при соответствующих *P-T* параметрах образуются графит и алмаз. Расположенная ниже зона астеносферных расплавов, возможно, является инверсионно более окисленной. 1 — зона алмазообразования; 2 — очаги астеносферных или смешанных расплавов, зона окисления; 3 — литосферно-астеносферная граница.

тых лерцолитов для элементов Ba, La, Ce и Sr, что связано, скорее всего, с очень низкими содержаниями этих элементов в гранате и высокой погрешностью при анализе. Для Th, U и Nb можно говорить об общем подобии линий метасоматитов *A* и обогащенных зернистых лерцолитов расчетным кривым для карбонатитовых и базальтовых расплавов. Подобие линий метасоматитов *A* и обогащенных лерцолитов полю равновесия с базальтовыми и карбонатитовыми расплавами устанавливается по наличию небольшого минимума для Ti (метасоматит 4/83 и поле обогащенных лерцолитов) и более явного максимума для Zr и Hf. Максимум для Ta отсутствует на поле для базальтов и карбонатитов и резко выражен в метасоматите 4/83 и в обогащенных зернистых лерцолитах (см. рис. 13, *a*). Преимущественное вхождение Ta по сравнению с Nb в гранат можно объяснить карбонатитовым составом метасоматизирующего расплава [Van Achterbergh et al., 2004].

Распределение редких элементов между гранатом и клинопироксеном в реакционных метасоматитах *C* для последовательности Zr—Yb явно неравновесно (рис. 14, *a, б*), что проявляется в отклонении от объединенного поля базальт—карбонатит. По отдельным точкам для Ba и Nb можно судить о некотором приближении к равновесию, так же как и для линий в последовательностях элементов La, Ce, Sr (см. рис. 14, *a*) и La, Ce, Nd (см. рис. 14, *б*). На линиях метасоматитов *C* проявлены максимум для Ti и минимума для Zr и Hf, контрастные как полю базальт—карбонатит, так и линиям метасоматитов *A* (см. рис. 13, *a* и рис. 14, *a*). Эти особенности свидетельствуют об отсутствии равновесия в процессе метасоматизма и, возможно, об ином типе метасоматизирующих агентов. Отсутствие равновесия между гранатом и клинопироксеном для большинства редких элементов предполагает молодой предкимберлитовый возраст процесса. Определенная тенденция к равновесию для наиболее несовместимых элементов (Ba, Nb)

может быть связана с кинетическими эффектами. Приближение к равновесию линий $D_{\text{Грт/Срх}}$ в метасоматитах *A* и *C* для максимально несовместимых элементов может отражать также равновесие с более поздними жидкостями MARID [Gregoire et al., 2002, 2003].

В исследованных нами метасоматитах *A* в ассоциациях, развитых по первичным парагенезисам встречается метасоматический графит, что может указывать на связь процессов древнего метасоматического процесса с алмазообразованием. В ксенолитах флогопитовых гранатовых вебстеритов 3/85 и 4/83 (метасоматиты *A*) были измерены изотопы углерода в графите, в CO_2 («карбонатный углерод») и в рассеянном атомарном углероде [Галимов и др., 1989]. Сравнительно легкий изотопный состав углерода в метасоматическом графите из гранатовых вебстеритов 3/85 и 4/83 (–7.8 и –10.8 ‰) [Галимов и др., 1989]) может быть следствием участия в процессах фракционирования легкого атомарного углерода, рассеянного в решетках силикатов, и углерода в форме CO_2 . Присутствие углерода, выпавшего из твердого раствора ортопироксена, в графите из метасоматита *C* показано в работе [Соловьева и др., 2002]. Современные исследования флюидов, включенных в кубические и оболочечные алмазы с волокнистым строением, показывают участие в их составе высокощелочных карбонатных, карбонатно-силикатных и хлоридо-силикатных флюидов-расплавов, имеющих сходство с кимберлитами и карбонатитами [Zedgenizov et al., 2009]. В целом приведенные данные для метасоматитов *A* предполагают предпочтительное участие в их формировании преимущественно силикат-карбонатных (карбонатитовых) жидкостей.

В литосфере Сибирского кратона также можно выделить этап алмазообразования, связанный с подъемом среднепалеозойского глубинного плюма, рифтингом и развитием кимберлитового магматического цикла [Ernst, Buchan, 1997]. Реакционные метасоматиты *C* рассматриваются как продукты осаждения петрогенных и редких элементов, экстрагированных восстановленными астеносферными флюидами из вещества литосферы, на окислительных барьерах в зонах деформаций [Соловьева и др., 2002, 2010]. Наиболее острым в этой проблеме является вопрос о возможности образования алмазов в период кимберлитобразующего цикла. Модельные Re-Os датировки алмазов по сульфидам, включенным в алмазы из разновозрастных кимберлитов мира, показывают в основном древние архейские и раннепротерозойские возрасты и отвечают возрастам становления субконтинентальной литосферы кратонов и их древней коры [Pearson et al., 1995, 2002; Griffin et al., 2002]. В соответствии с этими данными, принимается доминирующая гипотеза о том, что подавляющая масса алмазов была образована в литосфере кратонов в период древнего «скрытого» метасоматизма.

Эта петрологическая модель сталкивается с все большими трудностями. З. Специус и др. [Spetsius et al., 2002] получили архейские возрасты сульфидов, включенных в молодые (палеозойские) цирконы из кимберлитовой тр. Мир. Интригующее совпадение модельных возрастов сульфидов в алмазах перидотитового типа (*P*-тип) с возрастными литосферы кратонов и покрывающей ее древней коры [Pearson et al., 1995; Griffin et al., 2002] можно объяснить тем, что восстановленный флюид при прохождении через литосферу кратона растворял литосферные сульфиды, затем осаждал их одновременно с алмазами, с сохранением древних Re-Os изотопных меток. Формирование большинства алмазов (кроме поздних кубических и оболочечных форм) из восстановленных флюидов согласуется с высокими содержаниями в них азота, проявляющем совместимое поведение в восстановленных и несовместимое в окисленных флюидах [Thomassot et al., 2007; Foley, 2011]. В работе [Araujo et al., 2009] показано, что алмазы выборки из тр. Дайавик (кратон Слэйв, Канада) образуют две генетические серии: оболочечные и волокнистые алмазы, образование которых предшествует внедрению кимберлитов в пределах первых миллионов — нескольких сотен тысяч лет и более ранние прозрачные октаэдры. Расчеты времени агрегации азота в «ранних» алмазах при $T \approx 1250$ °C показали значения 20—30 млн лет [Araujo et al., 2009], что вполне отвечает началу развития кимберлитобразующего цикла. Высокие температуры в низах холодной литосферной плиты кратона Слэйв авторы объясняют поступлением горячих расплавов и флюидов, что соответствует нашим данным о подъеме *T* при развитии реакционных метасоматитов *C*-типа (см. рис. 12, [Соловьева и др., 2002]). Н.В. Соболев с соавторами [2009] также предполагают молодой предкимберлитовый возраст бесцветных и слабоокрашенных октаэдрических алмазов из кимберлитов Якутии и Архангельской провинции. Ранее молодой возраст алмазов был обоснован в работе [Shimizu, Sobolev, 1995] на базе геохимии высокохромистых пиропов из кимберлитов тр. Мир.

С другой стороны, в метасоматитах *C* найден только метасоматический графит, и по *P-T* характеристикам эти породы находятся в области устойчивости графита, а не алмаза. Кроме того, ультраосновной парагенезис алмазов связан в подавляющем числе с гарцбургит-дунитовой, а не с лерцолитовой средой, хотя лерцолитовый тип включений также встречается в алмазах [Соболев, 1974; Gurney et al., 1984; Соболев и др., 2009; и др.]. По-видимому, главная зона алмазообразования лежит ниже зоны развития метасоматитов *C*, а низкокальциевый характер минералов гарцбургит-дунитового парагенезиса является свидетельством флюидной отгонки из этой зоны Са, который интенсивно осаждался в реакционных метасоматитах *C* в виде Cr-диопсида.

Предлагается модель плюм-литосферного взаимодействия и алмазообразования в субконтинентальной литосфере Сибирского кратона в период среднепалеозойского кимберлитового цикла (рис. 15):

1. Подъем к подошве литосферной плиты в центре Сибирского кратона термохимического плюма [Ernst, Buchan, 1997].

2. Горизонтальное растекание головы плюма и возникновение локальных очагов базитового расплава, геохимически близкого внутриплитным базальтам [Киселев и др., 2006].

3. Просачивание расплавов через твердую матрицу пород с одновременной кристаллизацией ассоциации бедных Sr мегакрист (механизм [Harte et al., 1993]), что обуславливает геохимическую эволюцию расплавов и своеобразное магматическое замещение вещества астеносферы и нижней части литосферной плиты [Соловьева и др., 2008].

4. Преобразование вещества мантийной литосферы, расположенного выше зоны просачивания астеносферных жидкостей, восстановленными потоками флюидов, экстрагирующих из пород и минералов целый ряд петрогенных и несовместимых редких элементов [Соловьева, 2007].

5. Осаждение вынесенных редких элементов на геохимических окислительных барьерах, что приводит к развитию метасоматитов S -типа и кристаллизацию графита и алмаза при соответствующих P - T параметрах.

ВЫВОДЫ

В мантийной литосфере Сибирского кратона проявлены два крупных этапа метасоматизма, которые привели к существенной химической и геохимической модификации ее первичного вещества.

Древний метасоматизм проявился в модальном минеральном виде как метасоматиты A и привел к существенному изменению химизма пород и минералов и их обогащению целым рядом несовместимых редких элементов. По-видимому, именно этот процесс проявился в мантийной литосфере Сибирского кратона и в «скрытой» форме в виде обогащения пород и минералов петрогенными и редкими элементами. Процесс носил равновесный характер и был связан с образованием графита и алмаза, источником углерода которых были высокоплотные сверхкритические силикат-карбонатные флюиды-расплавы и, частично, углерод, выделявшийся из твердого раствора в первичных минералах. Силикат-карбонатные флюиды-расплавы вбирали в себя наиболее растворимые макро- и микроэлементы и осуществляли интенсивный метасоматизм мантийной литосферы кратона. По времени этот процесс был близкоодновременным с процессами общего метаморфизма и кратонизации мантийной литосферы.

Второй важный для алмазообразования Сибирского кратона метасоматический процесс происходил на ранней стадии среднепалеозойского кимберлитового цикла. В этот период из астеносферных расплавов, развитие которых обязано подъему глубинного термохимического Якутского плюма, шел поток восстановленных горячих флюидов, которые экстрагировали ряд главных и редких элементов из пород и минералов в нижней части литосферной плиты. С этим процессом связано развитие мантийных метасоматитов S , в которых присутствует графит. Алмазообразующая роль предкимберлитового метасоматического этапа связывается с реакциями окисления восстановленных флюидов, поступающих из астеносферных расплавов плюмового происхождения, на геохимических окислительных барьерах в зонах деформации мантийной литосферы.

Работа поддержана проектом РФФИ № 10-05-00589.

ЛИТЕРАТУРА

Галимов Э.М., Соловьева Л.В., Беломестных А.В. Изотопный состав углерода метасоматически измененных пород мантии // Геохимия, 1989, № 4, с. 508—514.

Гирнис А.В., Булатов В.К., Лаэ Я., Брай Г.П. Распределение редких элементов между карбонатно-силикатными расплавами и мантийными минералами: эксперимент и петрологические следствия // Петрология, 2006, т. 14, № 5, с. 524—547.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с. 626—628.

Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Логвинова А.М. Электронно-зондовое определение примеси никеля в пиропсах для целей геотермометрии перидотитов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1090—1093.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189, с. 162—165.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

Соловьева Л.В. Проработка мантийной литосферы Сибирского кратона восстановленными флюидами в среднепалеозойском кимберлитовом цикле — геохимические следствия // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 6, с. 804—809.

Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитомобразованием // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 172—193.

Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Уханов А.В., Суворова Л.Ф., Алымова Н.В. Мегакристаллический ортопироксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 2, с. 231—235.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.

Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Королюк В.Н., Егоров К.Н. Геохимическая эволюция глубинных флюидов в мантийной литосфере Сибирского кратона в период среднепалеозойского кимберлитового цикла // Докл. РАН, 2010, т. 434, № 4, с. 527—533.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., Наука/Интерпериодика, 2001, 570 с.

Araújo D.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Grant K.J., Ireland T., Holden P., van Achterbergh E. Microinclusions in monocrystalline octahedral diamonds and coated diamonds from Diavik, Slave Craton: clues to diamond genesis // Lithos, 2009, v. 112S, p. 724—735.

Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, v. 62 (5), p. 853—866.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 1353—1378.

Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V., Lahaye Y. Experimental melting of carbonated peridotite at 6—10 GPa // J. Petrol., 2008, v. 49 (4), p. 797—821.

Carswell D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 417—429.

Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous and mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Amer. Geophys. Union Geophys. Monograph., 1997, v. 100, p. 297—333.

Foley S.E. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // J. Petrol., 2011, v. 52 (7-8), p. 1363—1391.

Green T.H., Adam J., Sie S.H. Trace element partitioning between silicate minerals and carbonatite at 25 kbar and application to mantle metasomatism // Miner. Petrol., 1992, v. 46 (3), p. 179—184.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 142 (5), p. 603—625.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol., 2003, v. 44 (4), p. 629—657.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? // Episodes, 2007, v. 30 (1), p. 43—53.

Griffin W.L., Shee S., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134 (2-3), p. 232—250.

Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // Geochim. Geophys. Geosys., 2002, v. 3 (1), doi:10.1029/2001GC000287.

Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S. Mineral associated with diamond from the Roberts Victor mine / Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships. Elsevier, 1984, v. 2, p. 25—32.

Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 133, p. 379—395.

- Harley S.L.** An experimental study of the partitioning of iron and magnesium between garnet and orthopyroxene // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86 (4), p. 359—373.
- Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D.** Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Series A*, 1993, v. 342, p. 1—21.
- Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.*, 1994, v. 117, p. 149—166.
- Johnson K.T.M.** Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field strength elements between clinopyroxene, garnet and basaltic melt at high pressures // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133 (1-2), p. 60—68.
- Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murrell M.T., Beattie P.** Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa and U between immiscible carbonate and silicate liquids // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1307—1320.
- Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein S.** Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, p. 397—406.
- Klemme S., van der Laan S.R., Foley S.F., Günther D.** Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 133, p. 439—448.
- Lundstrom C.C., Shaw H.F., Ryerson F.J., Williams Q., Gill J.** Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 2849—2862.
- May T.W., Wiedmeyer R.H.** A table of polyatomic interferences in ICP-MS // *Atomic Spectroscopy*, 1998, v. 19 (5), p. 150—155.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Neumann E.K., Wulff-Reuders E., Pearson N.J., Spenser E.A.** Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts, inducing Ca metasomatism // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 825—857.
- Pearson N.L., Alard O., Griffin W.L., Jackson S.E., O'Reilly S.Y.** In situ measurement of Re-Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector—inductively coupled plasma mass spectrometry: analytical methods and preliminary results // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66 (6), p. 1037—1050.
- Pearson D.Y., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N.** Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 959—977.
- Pokhilenko L.N., Alifirova T.A., Yudin D.S.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of phlogopite from mantle xenoliths from kimberlite pipes of Yakutia: evidence for deep ancient metasomatism of the Siberian Platform // 10 IKC Long Abstracts. Bangalore, 2012, SD.
- Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W.** Carbonatite metasomatism in the northern Tanzania mantle: petrographic and geochemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 463—475.
- Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J.** Garnets geotherms: a technique for derivation of *P-T* data from Cr-pyroxene garnet // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101B, p. 5611—5625.
- Seifert W., Kämpf H., Wasternack J.** Composition variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 81—100.
- Shimizu N., Sobolev N.V.** Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // *Nature*, 1995, v. 375, p. 394—397.
- Simon N.S.C., Carlson R.W., Pearson D.G., Davies G.R.** The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *J. Petrol.*, 2007, v. 48 (3), p. 589—625.
- Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.I.** Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implication for the dating of diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 199, p. 11—126.
- Thomassot E., Cartigny P., Harris J.W., Viljoen K.S.** Methane-related diamond crystallization in the Earth's mantle: stable isotope evidences from a single diamond-bearing xenolith // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 257, p. 362—387.
- Van Achtebergh E., Griffin W.L., Stiefenhofer J.** Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 397—414.
- Van Achtebergh E., Griffin W.L., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kivi K., Doyle B.J.** Melt inclusions from the deep Slave lithosphere: implication for the origin and evolution of mantle derived carbonatite and kimberlite // *Lithos*, 2004, v. 76, p. 461—474.

Walter M.J. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere / Eds. Y. Fei, M. Bertka, B.O. Mysen. Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation // *Geochem. Soc., Spec. Publ.* Houston: TX, 1999, p. 225—240.

Wang W., Sueno S., Takahashi E., Yurimoto H., Gasparik T. Enrichment processes at the base of the Archean lithospheric mantle: observations from trace element characteristics of pyrope garnet inclusions in diamonds // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 720—733.

Winterburn P.A., Harte B., Gurney J.J. Peridotite xenoliths from the Jagersfontein kimberlite pipe: I. Primary and primary-metasomatic mineralogy // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 329—341.

Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39 (11/12), p. 1917—1930.

Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Araújo D., Griffin W.L., Kagi H. Mg and Fe-rich carbonate-silicate high-density fluids in cuboid diamonds from the Internationálnaya kimberlite pipe (Yakutia) // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 638—647.

*Рекомендована к печати 23 марта 2012 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
29 декабря 2011 г.*