

УДК 552.2(571.56)+549(571.56)

МЕГАКРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ОРТОПИРОКСЕНИТ С ГРАФИТОМ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, ЯКУТИЯ

© 2002 г. Л. В. Соловьева, С. И. Костровицкий, А. В. Уханов,
Л. Ф. Суворова, Н. В. Алымова

Представлено академиком Э.М. Галимовым 21.01.2002 г.

Поступило 22.01.2002 г.

Обнаружение самородного углерода (графита и алмаза) в глубинных ксенолитах из кимберлитов, представляющих образцы литосферы древних кратонов, дает ценную информацию о происхождении алмазов и об эволюции углерода в верхних оболочках Земли [1–4]. Глубинные ксенолиты перидотитов и пироксенитов с графитом встречаются значительно реже, чем ксенолиты с алмазом [5, 6].

Ксенолит мегакристаллического гранатового ортопироксенита с метасоматическими графитом, флогопитом и сульфидами из трубки Удачная-Восточная (00/177) детально исследован в шлифах, а минералы проанализированы на рентгеновском микроанализаторе JCXA-733 фирмы “Jeol” в Институте геохимии СО РАН. Изотопный анализ графита выполнен в лаборатории геохимии углерода ГЕОХИ РАН. Измерения проводились на масс-спектрометре DELTA-plus в режиме сравнения с внутренним стандартом диоксида углерода. Результаты выражены в величинах $\delta^{13}\text{C}$ относительно PDB. Точность измерения $\pm 0.1\%$.

Порода состоит на 80% из деформированных мегакристаллов ортопироксена (2–5 см в длину), расчлененных на блоки, домены с частично сохраняющейся общей ориентировкой. Межблоковые промежутки выполнены тонкомелкокристаллическим агрегатом минералов метасоматического происхождения, состоящим преимущественно из флогопита с подчиненным количеством граната, оливина, графита, Cr-шпинели, редких зерен клинопироксена и сульфидов. Мегакристаллы энстатита пронизаны системой тонких прожилков из грана-

та и флогопита, развитых по системе микротрещин в породе. Гранат, как правило, образует неправильные корродированные зерна, окаймленные широкой келифитовой каймой, иногда сменяющейся флогопитовой оторочкой. Развитые на одной из поверхностей ксенолита хорошо ограниченные кристаллы оливина, а также мелкие правильные кристаллики граната в межзерновом агрегате, вероятно, указывают на свободную среду роста (расплав, раствор?) в период образования межзернового агрегата и на перекристаллизацию части зерен первичного парагенезиса в период метасоматизма.

Графит, по-видимому, развит в двух генерациях: C_1 – относительно крупные (0.5–3 мм) зерна в межзерновом агрегате; C_2 – мелкие (≤ 0.05 мм) тонкие пластинки в тонких прожилках граната внутри мегакристаллов ортопироксена. Чаще всего эти мелкие пластинки графита расположены по спайности ортопироксена. Графит 1-й генерации образует пластинки, плоские гексагональные призмы с закругленными ребрами и гранями, а также округлые формы, напоминающие дипирамиду или октаэдрон. На пинакоиде отмечаются треугольная штриховка и пирамидальные скульптуры роста. Обычны двойники со срастанием плоских пластинок перпендикулярно друг другу, так что штриховка по грани призмы на пинакоиде перпендикулярна шву срастания.

Модальный минеральный состав породы: ~1% Graph; ~10–12% Phl; ~5–7% Gnt; ~80% Opx; ~3–5% Ol; ~1% Cr-Sp; Crx – единичные зерна; $\leq 0.5\%$ сульфидов.

Составы минералов из обр. 00/177 приведены в табл. 1. Оливин имеет гомогенный состав в неправильных зернах и резкую зональность обратного типа в кристаллах с правильной огранкой (ан. 1 и соответственно 2, 3 – табл. 1.). Внешние магнезиальные каймы нарастают на первичный оливин обычно без переходной зоны, хотя в редких случаях между ними отмечаются промежуточные составы с $mg^{\#} = 93.3$. Гранат варьирует по составу в разных зернах. Он практически не содержит TiO_2 , характеризуется высокохромистым

Институт земной коры Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск

Институт геохимии им. А.И. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва

Таблица 1. Состав минералов из графитсодержащего гранатового ортопироксена 00/177

Оксиды, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	OI	OI c	OI r	Opх	Gnt	Gnt	Cpx I	Cpx II	Cpx II	Phl c	Phl r	Phl	Cr-Sp c	Cr-Sp r	Cr-Sp	Px _{SS}
SiO ₂	41.3	41.2	41.8	58.7	41.7	42.1	55.5	50.8	54.9	41.1	42.5	41.7	He опр.	0.26	н.о.	57.02
TiO ₂	0.02	He опр.	He опр.	0.03	0.03	0.01	0.38	0.06	0.18	He опр.	He опр.	He опр.	1.14	0.14	0.44	0.03
Al ₂ O ₃	0.03	»	»	0.43	17.7	17.6	0.32	5.00	0.07	12.2	9.68	12.4	8.54	47.3	21.4	1.67
Cr ₂ O ₃	He опр.	0.01	0.05	0.26	7.40	6.71	0.57	1.70	0.66	0.75	He опр.	0.73	53.70	17.10	45.3	1.01
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.01	3.45	4.13	-
FeO	8.30	8.27	4.44	5.05	8.21	8.51	2.37	4.94	1.64	2.94	4.14	2.93	15.4	9.35	12.40	5.39
MnO	He опр.	He опр.	0.30	He опр.	0.49	0.33	He опр.	0.26	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0.22	0.20	He опр.	0.05
MgO	50.2	50.7	53.8	34.9	19.2	20.4	18.1	17.3	17.0	25.4	26.2	25.9	11.5	19.1	14.6	33.14
CaO	He опр.	He опр.	He опр.	0.21	5.75	4.52	21.8	18.7	24.2	He опр.	He опр.	He опр.	0.02	0.01	0.02	0.88
Na ₂ O	0.06	0.08	0.07	0.21	He опр.	0.09	0.86	0.81	0.65	0.25	0.27	0.32	0.08	0.04	0.09	0.21
K ₂ O	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	He опр.	0.06	He опр.	He опр.	He опр.	9.49	9.82	He опр.	0.04	0.10	-
NiO	0.35	0.38	0.03	0.10	»	0.01	0.10	0.01	»	0.23	He опр.	0.23	0.07	0.04	0.10	0.09
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	»	0.19	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.89	1.45	0.14	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	He опр.	0.14	-	-	-	-
Сумма	100.26	100.64	100.49	99.89	100.48	100.28	100.06	99.58	99.30	93.20	93.73	94.50	97.68	96.99	98.48	99.49
mg [#]	91.5	91.6	95.6	92.5	80.7	81.1	93.2	86.2	94.9	93.9	91.9	94.1	36.6	61.2	47.7	91.6

Примечание. 1-3 – оливин; 2 – центр ограниченного кристалла OI, 3 – кайма (100–200 мкм) того же кристалла; 5, 6 – гранат из жилок в Орх; 7-9 – клинопироксен; 7 – сравнительно неизменный участок (30 × 40 мкм) в мелком зерне Cpx, 8, 9 – участки измененного Cpx; 10 – центральная часть пластины Phl; 11 – то же зерно в 50–100 мкм от края; 13 – мелкое зерно Cr-Sp, 30 × 30 мкм, центр; 14 – край зерна 13, 10–15 мкм; 15 – мелкое зерно Cr-Sp, 10 × 15 мкм; 16 – Px_{SS} – рассчитано из 80 частей Орх 4, 10 частей Gnt (среднее из 5 и 6) и 0.5 частей Cpx 7. $mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe_{total}) \%$ (ат.); Fe₂O₃ рассчитано только для Cr-Sp, в остальных случаях все железо в форме FeO.

Таблица 2. *PT*-параметры разных этапов эволюции обр. 00/177

№ п.п.	Этап	Использованные методы	Анализы минералов в табл. 1	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
1	I	<i>T</i> – Ca в Орх (BKN) <i>P</i> – Al в Орх (BKN)	Px _{SS} (16)	1148	34
2		<i>T</i> – 2Px (BKN) <i>P</i> – Al в Орх (BKN)	Срх(7) Орх(4)	1014	54.6
3		<i>T</i> – 2Px (FB87) <i>P</i> – Al в Орх (MC74, FB87)	Срх(7) Орх(4)	950	48.4
4	II	Среднее из 2 и 3		982	51.4
5		<i>T</i> – 2Px (BKN)	Срх(8) Орх(4)	1262	Не опр.
6		<i>T</i> – 2Px (FB87)	Срх(8) Орх(4)	1102	»
7	III	<i>T</i> – среднее из 5 и 6		1181	45*
8	IV	<i>T</i> – 2Px (BKN)	Срх(9) Орх(4)	764	Не опр.

Примечание. Расшифровка методов определения: а) температуры – Ca в Орх (BKN) [10]; 2Px (BKN) – дупироксеновый термометр [10]; 2Px (FB87) – дупироксеновый термометр [11]; б) давления – Al в Орх (BKN) [10]; Al в Орх (MC74, FB87) – фор-мальный вариант [12] в [11]. **P* – принято условно.

составом (6.7–7.4% Cr₂O₃) при варьирующих содержаниях CaO (4.5–5.8%). Клинопироксен образует очень мелкие сильно измененные зерна, с участками осветления, деструкции. Анализ 7 из небольшого неизмененного участка в клинопироксене, по-видимому, наиболее близок к первичному. Анализы 8 и 9 показывают гетерогенный состав измененных участков. Флогопит изменяет состав в узких (50–100 мкм) краевых зонах. Для него характерны невысокие содержания Cr₂O₃ (~0.7%), отсутствие титана, присутствие незначительных примесей Ва, F, Cl. Сг-шпинель образует мелкие зерна в межзерновом агрегате и трещинках с жильным выполнением и варьирует от высокохромистой шпинели в центре зерен до обычной шпинели.

По составу все минералы из обр. 00/177 близки соответствующим минералам из метасоматитов с реакционной ассоциацией Phl + Cr-Di + Cr-Sp из трубки Удачная [7]. Исключение представляют такие особенности, как низкая хромистость клинопироксена и обратная зональность в правильных кристаллах оливина. Гетерогенность состава первичных и наложенных минералов свидетельствует об отсутствии химического равновесия в период метасоматического преобразования и о проявлении последнего незадолго до захвата образца кимберлитом.

Измерение δ¹³C в крупных зернах графита из межзернового агрегата (C₁) и мелких пластинках из мегакристаллов ортопироксена (C₂) показали

следующие величины: –5.1 и –5.8‰. Различия в измеренных значениях значительно превышают погрешность измерений и статистически значимы. В целом оба значения попадают в интервал δ¹³C для алмазов с перидотитовым типом включений из трубки Удачная [1] и соответствуют изотопному составу углерода из гомогенного мантийного резервуара [2, 8].

Приведенные данные свидетельствуют о сложной истории исследованного образца. В этой связи показательны *PT*-параметры для условно выделенных этапов формирования породы (табл. 2). Протолит породы (этап I) представлял, по нашему мнению, мегакристаллическую пироксеновую породу, имевшую, скорее всего, кумулятивную магматическую природу. Особенности мегакристаллических гранатовых ортопироксенов из Удачной свидетельствуют о перекристаллизации граната и клинопироксена из структур распада первичного гомогенного пироксена при снижении *T* в условиях возрастания малоградиентного давления [9].

Температура и давление для этапа I (точка I, рис. 1) оценены для рассчитанного состава гомогенного пироксена Px_{SS} (см. табл. 1) по методу [10] и соответственно равны 1148°C и 34 кбар. Дальнейшая эволюция породы, связанная с охлаждением и распадом твердого раствора Px_{SS}, происходила при снижении температуры и, по-видимому, на фоне возрастания давления. Точка II на рис. 1 располагается вблизи уровня петрологи-

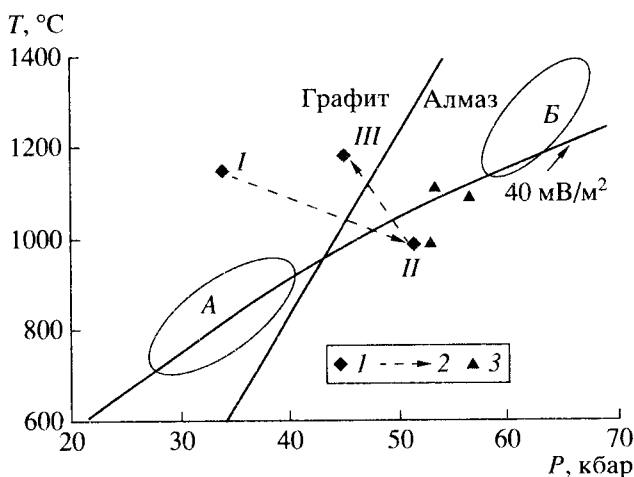


Рис. 1. Эволюция породы в поле PT . 1 – этапы эволюции обр. 00/177 (I, II, III из табл. 2); 2 – направление эволюции; 3 – метасоматиты с реакционной ассоциацией $Phl + Cr-Di + Cr-Sp$ из трубки Удачная, по [7]. Поля: А – низкотемпературные гранатовые лерцолиты из трубки Удачная, по [9, 13], Б – высокотемпературные гранатовые перидотиты из трубки Удачная, по [9, 13]. Линии на графике: переход графит–алмаз; геотерма 40 мВ/м^2 по [14].

ческой геотермы трубки Удачная и, вероятно, отвечает общему равновесию пород литосферной мантии в этом регионе.

Температура для этапа, связанного с вводом метасоматического флюида, получена для S_{rx} (8), изменившего свой состав в процессе метасоматизма (этап III, табл. 2). Давление, соответствующее этапу III, принято условно равным 45 кбар, так как предполагается, что воздействие флюида на породу происходило при ее подъеме к поверхности (рис. 1, точка III). Вероятно, вслед за быстрым возрастанием T на этом этапе следовало быстрое охлаждение породы, связанное с дальнейшим подъемом к поверхности (этап IV, табл. 2). Линии со стрелками на рис. 1 показывают возможную эволюцию породы в поле PT , включающую I, II и III этапы.

В связи с предполагаемой эволюцией породы можно проанализировать данные по изотопии углерода в разных генерациях графита. В первом варианте можно допустить, что весь углерод сохранился в растворенном виде в первичном Px_{SS} и выпадал из его решетки при переходе от этапа I к этапу II. В этом случае более тяжелый состав крупных форм графита C_1 по сравнению с мелкими пластинками в матрице $Orx-C_2$ можно рассматривать как результат вычерпывания более тяжелого углерода, образующего самородную форму, из решетки пироксена Px_{SS} , где остальной углерод находился в атомарной форме [5]. С другой стороны, явное структурное равновесие графита с метасоматическими флогопитом и сульфидами свидетельствует о кристаллизации гра-

фита в период и после введения флюида. Высокие магнезиальность оливина и хромистость граната и новообразованной шпинели, а также развитие графита свидетельствуют о высоковосстановленном режиме флюида, как это показано для реакционных метасоматитов из трубки Удачная [7].

Таким образом, можно предположить, что большая часть углерода была привнесена восстановленным флюидом, а более легкий углерод графита C_2 зафиксировал не дошедшее до конца равновесие между привнесенным более тяжелым углеродом и более легким первичным графитом породы. Некоторые морфологические особенности графита C_1 указывают на его параморфное развитие по алмазу. На графике PT (рис. 1) положение образца до воздействия флюида (точка II) находится в поле алмаза, что не исключает предположения о существовании в породе алмаза, перешедшего в графит вследствие теплового воздействия флюида (точка III, рис. 1). Мегакристалличность породы, высокая хромистость граната, присутствие самородного углерода, изотопный состав графита указывают на сходство описанного образца с алмазонасными мегакристаллическими дунитами из Удачной [15]. Авторы затрудняются дать объяснение очевидной связи между хромистостью минералов (граната и шпинелидов) и самородным углеродом (графитом и алмазом), но не исключено, что в обоих случаях эта корреляция имеет одну и ту же природу.

В целом приведенные данные свидетельствуют о сложной эволюции породы и о метасоматическом привносе углерода в восстановленном флюиде незадолго до ее захвата кимберлитом.

Авторы выражают признательность В.С. Севостьянову за выполненные анализы изотопного состава графита и искренне благодарят акад. Э.М. Галимова за прочтение рукописи и ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 02–05–64793).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галимов Э.М. // Геохимия. 1984. № 8. С. 1091–1118.
2. Galimov E.M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1991. V. 55. P. 1697–1708.
3. Deines P., Harris J.W., Spear P.M., Gurney J.J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. V. 53. P. 1367–1378.
4. Gartigny P., Harris J.W., Yavoy M. // Proc. VII Intern. Kimberlite. Conf. Cape Town, 1998. V. 1. P. 117–124.
5. Галимов Э.М., Соловьева Л.В., Беломестных А.В. // Геохимия. 1989. № 4. С. 505–515.
6. Pearson D.G., Boyd F.R., Haggerty S.E. et al. // Contribs Mineral. and Petrol. 1994. V. 115. P. 449–466.

7. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172–193.
8. Boyd S.R., Pillinger C.T., Milledge H.J., Seal M.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 108. P. 139–150.
9. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 255 с.
10. Brey G.P., Kohler T. // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
11. Finnerty A.A., Boyd F.R. In: Mantle Xenoliths. N.Y.; L., 1987. P. 381–402.
12. MacGregor I.D. // Amer. Miner. 1974. V. 59. P. 110–119.
13. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al. // Contribs Mineral. and Petrol. 1997. V. 128. P. 228–246.
14. Pollack H.N., Chapman D.S. // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 279–296.
15. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р. и др. // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 71–84.