

УДК 552.22

## МАНТИЙНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОД ПЛАТО КОЛОРАДО: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНЦЕНТРАТА КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ KL-1

© 2002 г. И. В. Ащепков, Н. В. Владыкин, Р. Г. Митчелл, Г. Куперсмит,  
В. Г. Гаранин, А. И. Сапрыкин, О. С. Хмельникова, Г. Н. Аношин

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 03.01.2002 г.

Поступило 22.01.2002 г.

Концентрат кимберлитовых трубок может дать экспрессную информацию о строении мантийных колонн, реконструируемых с помощью термобарометрии, и уровнях захвата мантийных включений [1]. С помощью электронного микроанализа (EPMA) и индуктивно-связанной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LAM ICP MS) в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН изучен концентрат кимберлитовой трубки KL-1 (плато Колорадо) [2] (коллекция Р.Г. Митчелла, Г. Куперсмита и Н.В. Владыкина). Эта алмазноносная трубка, открытая Г. Куперсмитом, одна из четырех продуктивных трубок в кусте кимберлитового поля State Line, включающего ~50 тел, расположенного на северо-западе кратона Вайоминг вблизи Передового хребта, отделяющего его от плато Колорадо. Она содержит серпентинизированные ксенолиты мантийных перидотитов, ксено- и мегакристы.

Проанализированы минералы крупной фракции +0.5–2 мм и крупнее. Гранаты варьируют по окраске в широких пределах от розовых и красных лерцолитовых до малиновых и лиловых гарцбургитовых, встречено много оранжевых гранатов эклогитового типа. Обнаружены два типа клинопироксенов: крупные изумрудно-зеленые зерна и вроски в деформированных зернах граната. Шпинели обычно крупные со сглаженной октаэдрической огранкой. Ильмениты чаще всего представлены агрегатами полигональных индивидов, среди которых встречаются включе-

ния зерен перовскита, редко апатиты и изометричные зерна рутила в интерстициях. Последние часто образуют эксклюзионные ламели.

Гранаты дают почти непрерывный протяженный тренд до 12% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, на классификационной диаграмме [3] распадающийся на 3–5 интервалов. До 3% он параллелен оси Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а затем полого пересекает лерцолитовое поле, причем в каждой из групп встречаются и субкальциевые гарцбургитовые гранаты, число которых в среднем интервале 3–8% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> значительно выше. Наиболее хромистые разновидности (8–12% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) встречаются в мелких обломках серпентинизированных мелкозернистых ильменитовых гарцбургитов. Выделятся не менее трех непрерывных трендов по содержанию TiO<sub>2</sub>. Сrostки граната с клинопироксеном в основном соответствуют среднему интервалу (3–8% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Они отличаются повышенным содержанием FeO, но пониженными TiO<sub>2</sub> (рис. 1а).

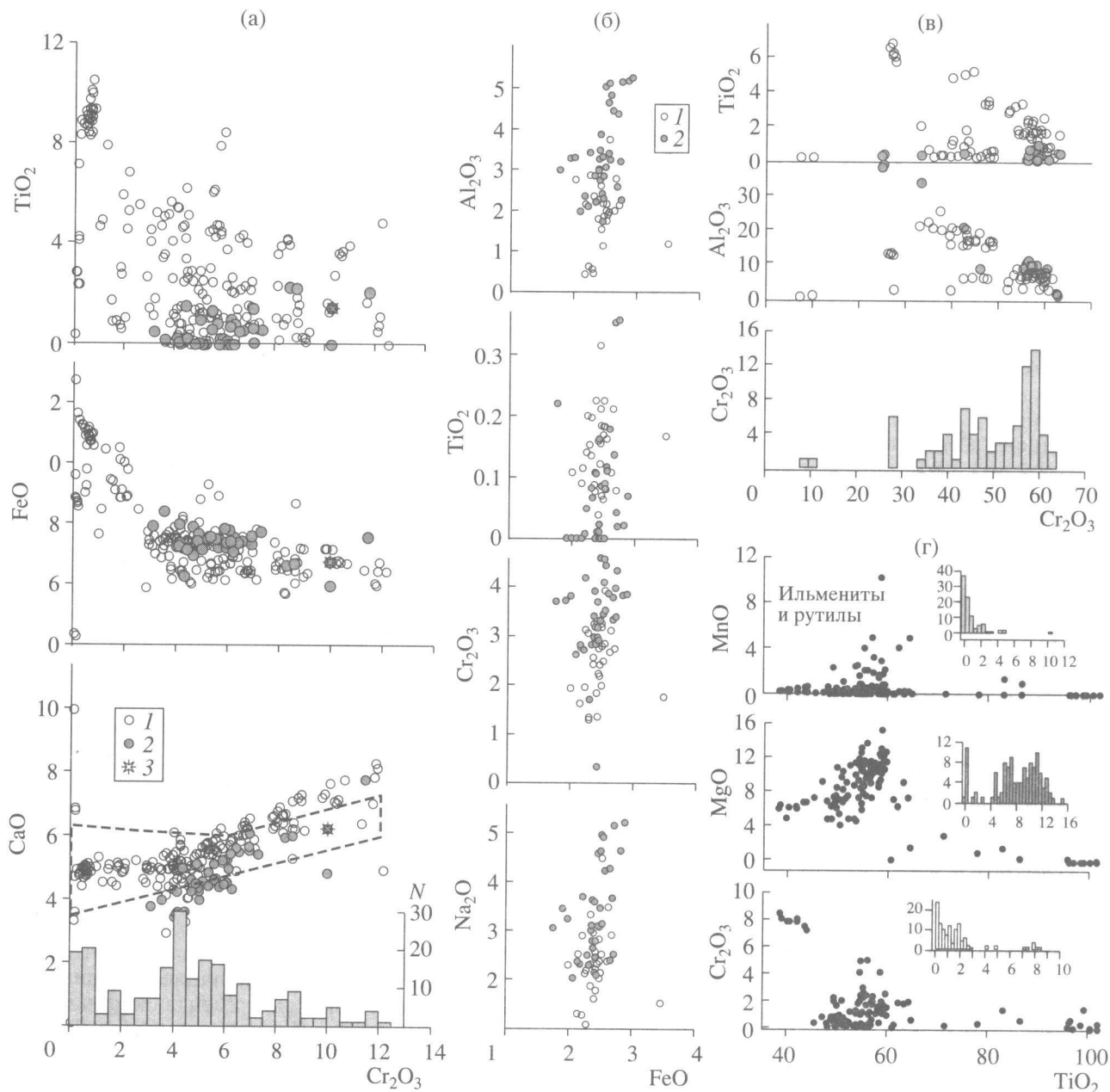
Клинопироксены на вариационной диаграмме образуют три основных тренда, начинающихся низкожелезистыми разностями (рис. 1б). Среди них много индивидов с повышенными содержаниями Na<sub>2</sub>O (жадеитового и юриитового миналов), что в целом характерно для разрезов мантии с высокой долей пироксенитов и эклогитов. Пироксениты и эклогиты активно принимают участие в структуре мантийного кия Северно-Американского континента [4]. Вроски пироксенов в гранате в целом богаче Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, но беднее TiO<sub>2</sub>.

Шпинели образуют две группы с содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 64–50 и 47–35% соответственно. Преобладают шпинелиды обычного мантийного ряда – MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>–(FeMg)Cr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. В обогащенных TiO<sub>2</sub> (до 7%) разновидностях его концентрация растет с увеличением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 1в). Кроме того, проявлен тренд с увеличением магнетитового минала.

Широкие пределы колебаний составов ильменитов обычны для кимберлитовых трубок [5], но

*Объединенный институт геологии, геофизики  
и минералогии Сибирского отделения  
Российской Академии наук, Новосибирск  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова,  
Иркутск*

*Thunder Lakeheard University,  
955 Oliver Rd., Bay, Ontario, Canada  
Great Western Diamond Co. Inc.,  
Fort Collins. Colorado, USA*



**Рис. 1.** Вариации составов гранатов (а), клинопироксенов (б), Cr-шпинелей (в), ильменитов и рутилов (г). 1 – единичные зерна; 2 – сростки клинопироксена и граната; 3 – гранат из серпентинизированного ильменитового перидотита,  $N$  – частота встречаемости.

для выборки ильменитов KL-1 характерно наличие не одного, как обычно, а нескольких трендов падения концентраций  $MgO$ ,  $NiO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  (рис. 1г; табл. 1) при увеличении железистости ильменитов. Наиболее хромистая и глиноземистая группа ильменитов отклоняется от общей закономерности и содержит менее всего  $TiO_2$  и много  $FeO$ . Среди данных ильменитов обнаружены марганцовистые разновидности до 11%  $MnO$ , содержания которого также убывают с увеличением  $FeO$ . Образование данных трендов согласуется

с моделью кристаллизационной дифференциации [5, 6]. Для трубки KL-1 присутствуют несколько линий фракционирования ильменита и граната, судя по варьирующей глиноземистости. Ильмениты из гранат-ильменитовых гарцбургитов наиболее хромисты, до 8%. Обнаружен сросток ильменита с кварцем (коэзитом).

Термобарометрия для клинопироксенов [7, 8] предполагает разогрев мантийной колонны, сопряженный с деформациями. Термобарометрия П. Нимиса–У. Тэйлора [7] дает интервал давле-

Таблица 1. Представительные анализы минералов из кимберлитовой трубки К1-1

Компонент	Отдельные зерна													
	5-11	2-44	3-53	3-37	1KL-1	10KL-1	12KL-1	5-76	5-79	5-88	1-16	1-21	1-22	1-23
	пиропы				Cr-диопсиды			ильмениты			Cr-шпинели			
SiO <sub>2</sub>	40.88	42.01	41.3	41.49	54.74	53.95	54.98							
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.27	0.793	0.85	0.16	0.17	0.08	58.76	59.59	55.90	0.24	5.27	1.67	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.85	21.16	21.13	21.15	2.61	1.21	3.76	0.96	1.07	1.15	18.79	6.58	6.65	2.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.14	2.83	1.24	0.51	3.26	1.77	3.94	1.56	2.55	4.98	39.20	44.12	57.22	62.32
FeO	6.44	5.86	10.44	9.80	2.39	3.46	2.52	27.56	24.25	24.64	27.76	36.87	22.22	25.11
MnO	0.32			0.00	0.10	0.10	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	20.76	22.43	19.72	19.24	15.12	15.74	13.61	12.93	11.54	13.72	13.62	6.91	11.26	10.06
CaO	4.96	4.64	4.54	4.68	18.88	21.29	16.61							
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.06	0.064	0.09	2.96	1.54	4.49							
K <sub>2</sub> O	0.00	0.07	0.007	0.00	0.00	0.02	0.00							
NiO		0.01	0.006	0.00										
Сумма	100.37	99.33	99.23	97.82	100.22	99.24	100.10	101.78	99.01	100.39	99.37	94.48	97.35	99.61
Fe/(Fe + Mg), %	14.83	12.79	22.90	22.24	8.15	10.98	9.41	54.47	54.11	50.19	53.36	74.96	52.54	58.34

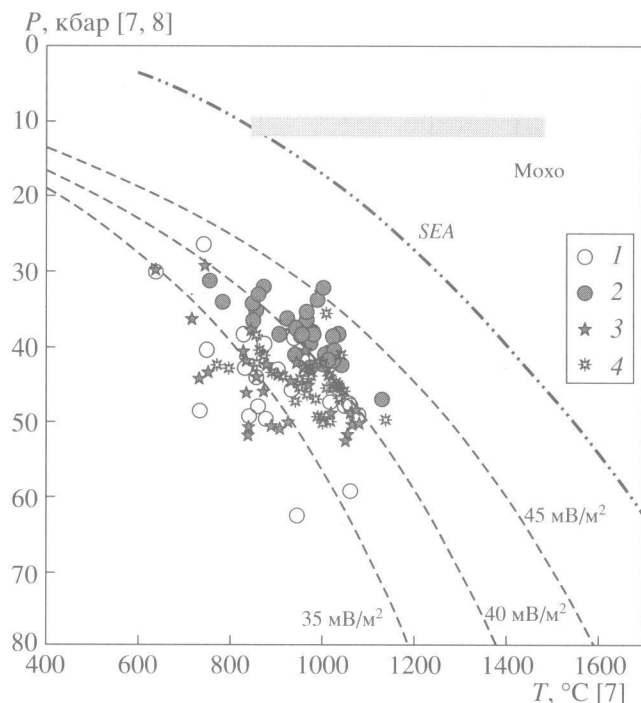
Компонент	Сростки												
	45cPx	45GA	46cPX	46gA	46s	88KL		82KI		85KI		84KI	
	Cpx	Gar	Cpx	Gar	Sp	Ilm	Gar	Q	Ilm	Ilm	Rut	Serp	Ilm
SiO <sub>2</sub>	54.19	41.27	54.32	41.14	0.78	0.13	41.04	98.25	0.30	0.26	0.85	56.68	0.07
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	56.98	0.15	0.02	56.79	55.96	97.19	0.00	43.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.33	18.94	3.28	19.11	9.69	0.83	15.81	0.47	1.10	0.92	0.10	2.30	1.62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	5.78	3.42	5.64	55.67	1.80	9.97	0.02	1.72	0.14	0.05	0.35	7.46
FeO	2.41	7.47	2.36	7.21	20.07	26.99	6.75	0.07	29.12	31.98	0.41	2.43	39.89
MnO	0.07	0.51	0.09	0.45	0.72	0.84	0.43	0.02	1.65	0.39	0.03	0.04	0.13
MgO	14.21	20.69	14.42	20.39	11.23	11.87	19.09	0.02	7.92	9.37	0.11	28.33	6.83
CaO	17.52	4.40	17.11	4.58	0.04		6.24	0.02			0.27	0.77	
Na <sub>2</sub> O	3.59	0.06	3.12	0.02	0.05		0.036	0.02			0.14	0.10	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0	0.02				0.05	
NiO													
Сумма	99.06	99.14	98.12	98.54	98.26	99.43	99.52	98.92	98.60	99.01	99.14	91.05	99.57
Fe/(Fe + Mg), %	8.69	16.85	8.41	16.56	50.08	56.06	16.56	70.95	67.34	65.69	67.39	4.59	76.62

ний 30–50 кбар (до 60 кбар) и разогрев от 35 до 45 мВ/м<sup>2</sup>. С использованием барометра из работы [8] разогрев определен в интервале 35–52 кбар, этот вариант более согласован с ортопироксеновой барометрией [9] (рис. 2).

В любом случае клинопироксены в сростках с деформированным гранатом при уменьшении давления становятся существенно более высокотемпературными, чем крупнозернистые разно-

видности. Подобные закономерности, видимо, являются общими, так как порфиороклатические перидотиты из кимберлитовых трубок Бразилии и Африки [4, 10] также более высокотемпературны, чем крупнозернистые, не говоря о катаклазированных перидотитах.

Гистограммы распределения хромистости, которая для гранатов и шпинелей из перидотитов литосферного кия почти линейно коррелирует с



**Рис. 2.**  $P$ - $T$ -диаграмма для клинопироксенов Cr-Di-типа из концентрата кимберлитовой трубки KL-1. 1 – оценки по [7] для отдельных зерен клинопироксена; 2 – то же для сростков; 3 – оценки по [8] для отдельных зерен; 4 – то же для сростков.

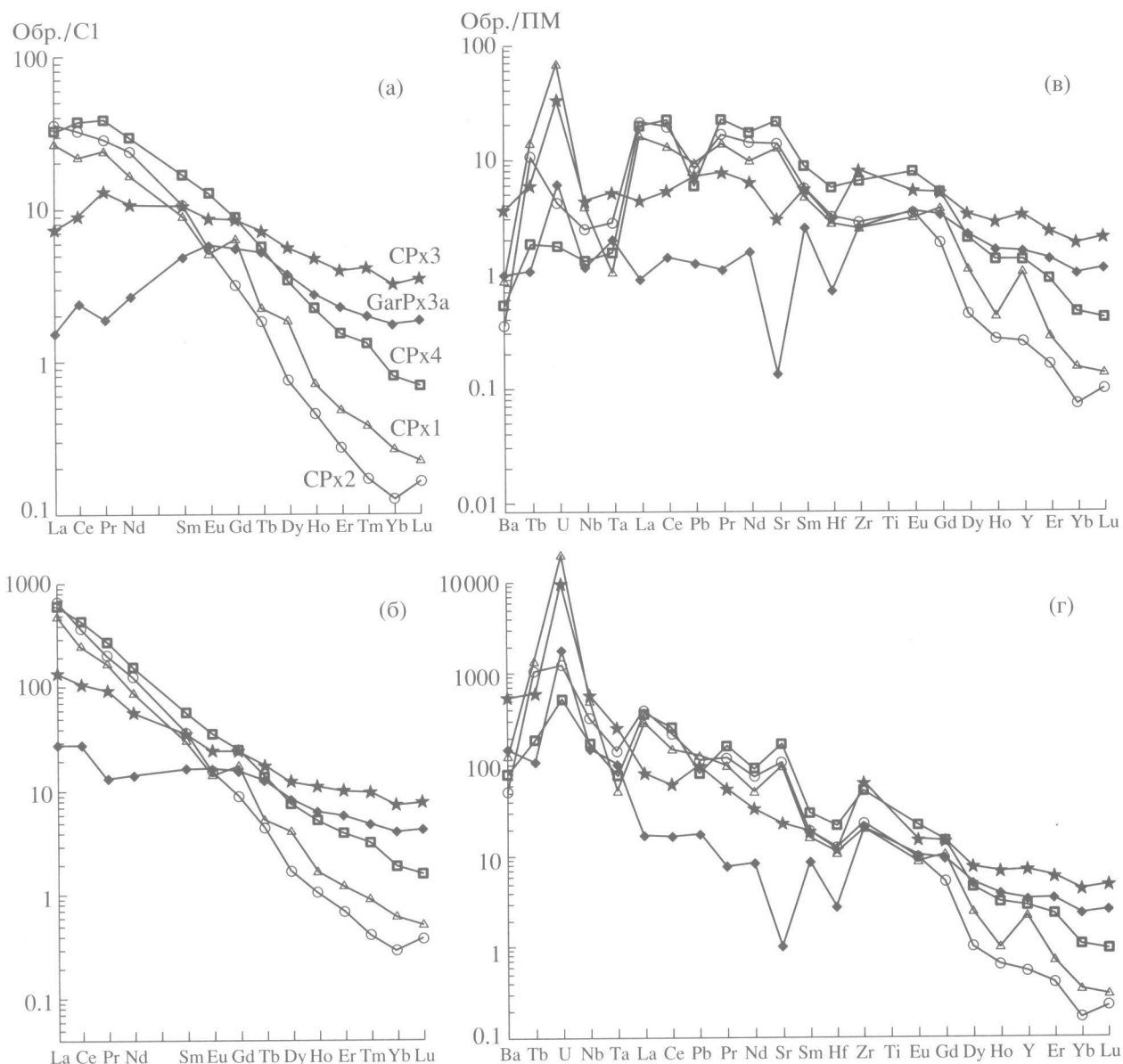
давлением, для разных минеральных видов не полностью совпадают. Гранатовая имеет максимум в среднем интервале с гиперболическим падением частот встречаемости по обе стороны пика. Поскольку  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  связан с давлением (и степенью истощения) [13], можно полагать, что расплав захватывался материал в основном из нижней и средней частей разреза, соответствующих 30–50 кбар. Сравнительная редкость хромистых пиропов объясняется растворением при подъеме и, возможно, уменьшением количества и размеров зерен граната в породе с глубиной, что может иметь место при увеличении степени истощения пород в глубинных зонах; последнее является общим правилом для мантийного кила кратонов. Нахождение кнорингитовых разностей в глубинных железистых ильменитовых перидотитах [10] предполагает существенное реакционное изменение в основании мантийной колонны. Однако для шпинелей гистограмма имеет многоглавое, близкое к логнормальному распределение с преобладанием более глубинных и хромистых разновидностей.

Геохимические характеристики минералов из концентрата, определенные методом LAM ICP MS, достаточно типичны для кимберлитовых мантийных ксенолитов. Редкоземельные профили клинопироксенов резко обогащены LREE с

близкими содержаниями, тогда как HREE существенно различаются, что предполагает разное количество граната в источнике. Причем отношение  $(\text{Lu}/\text{Yb})_n$ , обусловленное смещением наиболее вероятного ионного радиуса для граната при изменении температуры, растет с уменьшением концентрации HREE, что согласуется с уменьшением степени плавления и увеличением доли граната в источнике. Для наиболее железистого из пироксенов установлен Eu-минимум, что характерно для эклогитов и предполагает плавление данного источника. На спайдердиаграммах наблюдаются отчетливые Pb- и Nb-Ta-минимумы, тогда как Zr-Hf-депрессий не проявлено, а содержания Th достаточно высоки. На всех спайдердиаграммах клинопироксенов отчетливо выражены U-максимумы, что характерно также для некоторых включений трубки Никос (Somerset Island) [11]. Наиболее обогащенные пироксены имеют более глубокие Pb- и Ta-Nb-троги. Лишь пироксен, найденный в сростке с гранатом, имеет уплощенный спектр REE без отчетливых пиков и минимумов, кроме Hf (табл. 2).

Наблюдаемые геохимические особенности пироксенов предполагают явное участие связанных с субдукцией расплавов, проявленное отчетливым обогащением U- и Ta-Nb-трогом. Однако эти субдукционные расплавы просачивались через мантию континентального типа, неистощенную Th, Hf, Zr и LREE, в отличие от перидотитов субдукционных мантийных клиньев. Геохимические характеристики пироксенов объясняют две возможные модели. Первая предполагает просачивание и дифференциацию расплавов по типу ассимиляционной фракционной кристаллизации (AFC) [12] с растворением граната. При этом более высокотемпературные расплавы, ассимилируя гранат, обогащаются HREE и благодаря реакции имеют менее выраженный U-пик, а концентрация Pb растет за счет растворенных интерстициальных сульфидов. Другой вариант предполагает разные степени плавления, с увеличением которых уменьшается La/Yb-отношение и многие экстремумы. При этом Pb\* и другие аномалии должны быть значительно менее выражены. К тому же низкие  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ -отношения противоречат высокой доле граната в сростках, поэтому для пироксенов с такими геохимическими характеристиками возможна лишь модель просачивания с разложением граната.

В целом реконструируемая мантийная колонна с учетом гранатовой барометрии [13] должна иметь следующую последовательность: 1) мало-глубинные железистые пироксениты в основании коры в шпинелевой фации; 2) гранат-шпинелевые лерцолиты в интервале 20–30 кбар; 3) в интервале 30–50 кбар вероятно чередование лерцолитов,



**Рис. 3.** Распределение редких элементов для Сг-диопсидов из концентрата трубки KL-1 плато Колорадо. а – нормированные по хондриту (C1) распределения REE и б – мультикомпонентные спайдердиаграммы для клинопироксенов; в и г – для расплавов, равновесных с ними. Незалитые символы – дезинтегрированные зерна, звездочки – сросток клинопироксена с гранатом; залитый ромб – келифитовая кайма с клинопироксеном.

пироксенитов и умеренно истощенных гарцбургитов; 4) в интервале 50–60 кбар присутствуют в основном лерцолиты и гарцбургиты и глубже нормальные и железистые гарцбургиты реакционного типа. В концентрате данного класса крупности совершенно нет минералов с признаками тектонизированных астеносферных перидотитов [10].

Реконструкция уровней локализации расплава, материнского для мегакристаллов ильменитов в частности, представляет особую задачу. Логично полагать, что самая глубокая камера (или расширенная часть магмавода) была локализована

на среди железистых ильменитовых гранатовых гарцбургитов, которые по хромистости гранатов соответствуют давлениям 60 кбар. Вышележащая может отвечать второму интервалу давлений, соответствующему второму пику на гистограмме хромистости шпинелей, и главному максимуму на диаграмме для гранатов, который по давлению должен отвечать 40–50 кбар.

Мономинеральной пироксеновой термобарометрией в основном определяется положение эклогитовых, пироксенитовых и лерцолитовых горизонтов. Заметим, что пироксенитовые линзы под многими трубками локализуются как раз

**Таблица 2.** Состав микроэлементов в минералах включений кимберлитов, определенных методом ICP MS

Компонент	12KL-1	14KL-1	20KL-1	48KL-1	48KL-1
SiO <sub>2</sub>	54.98	54.72	55.06	54.25	40.78
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.22	0.15	0.14	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	1.78	0.57	4.39	18.46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	3.20	3.08	3.80	6.28
FeO	2.52	2.48	2.26	2.65	7.55
MnO	0.11	0.11	0.06	0.10	0.55
MgO	13.61	16.48	16.17	13.45	20.32
CaO	16.61	18.79	20.64	15.11	4.34
Na <sub>2</sub> O	4.49	2.37	2.14	4.29	0.09
Сумма	100.10	100.15	100.13	98.17	98.46
Ba	0.55	0.22	2.29	0.61	0.33
La	1.00	1.30	0.27	0.06	1.20
Ce	2.10	3.10	0.86	0.23	3.60
Pr	0.33	0.39	0.18	0.03	0.53
Nd	1.20	1.70	0.76	0.19	2.10
Eu	0.04	0.05	0.08	0.05	0.11
Sm	0.21	0.24	0.24	0.11	0.38
Gd	0.19	0.10	0.26	0.17	0.27
Tb	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03
Dy	0.07	0.03	0.21	0.14	0.13
Ho	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02
Er	0.01	0.01	0.10	0.06	0.04
Tm	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Yb	0.01	0.00	0.08	0.04	0.02
Lu	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Hf	0.08	0.09	0.08	0.02	0.16
Ta	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Pb	1.68	1.48	1.26	0.22	1.05
Th	1.20	0.90	0.51	0.09	0.16
Sr	202.04	278.50	60.90	2.70	438.00
Y	0.77	1.13	14.50	7.00	5.89
Zr	22.65	30.97	85.95	27.95	71.16
Nb	0.05	1.62	2.82	0.74	0.86

Примечание. Главные компоненты определены на рентгеновском микроанализаторе "Самебах-микро", аналитик О.С. Хмельникова. Микроэлементы определены методом LAM ICP MS в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН; аналитики В.Г. Гаранин, А.И. Сапрыкин.

вблизи 40 кбар, что, вероятно, связано с физическими характеристиками пироксенитового расплава, возможно с инверсией его плотности.

Протяженные и практически непрерывные тренды изменения составов минералов могут означать наличие масштабных процессов реакционного изменения мантийной колонны. Ранние порции расплавов были сравнительно обогащенными и титанистыми, отвечающими низким степеням плавления <1%, что свойственно водосодержащим расплавам. Судя по всему, таких поступлений было не менее двух, с постепенным уменьшением титанистости расплавов, из которых росли минералы. Поздние расплавы были обогащены Na, Al и Sr. Вероятнее всего, они образовались при плавлении перидотитов с участием богатого омфацитом эклогитового источника. Наличие достаточно выраженных пиков U в целом характерно для (субдукционных) водосодержащих мантийных расплавов. Схожие процессы просачивания богатых кремнеземом расплавов через перидотитовый субстрат и его реакции с деплетированным веществом и ранее образованными гранатами типичны для перидотитового кила кратонов [4].

В целом эволюцию мантийного кила кратона Вайоминг и плато Колорадо можно представить как преобразование умеренно истощенного мантийного кила континентального типа сначала под действием плюмовых расплавов, возможно связанных с небольшими плюмами (baby plums) [14], часто возникающими на активной континентальной окраине в тылу субдукционных зон с крутым углом погружения, а в дальнейшем с постепенным усилением влияния и степени участия субдуцированного материала в зонах плавления. Пульсационная природа поступления таких расплавов может быть объяснена общими закономерностями конвекции Земли, которая имеет циклы порядка 15–30 млн. лет и кратные им периоды [15]. В дальнейшем эволюция данного сегмента континентальной коры с участием мезо-кайнозойской субдукции и плюмов сопровождалась деламиниацией и утонением мантийного кила от 200 до 120–140 км и менее.

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 99–05–65688 и 00–05–65288).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П.А. и др. // ДАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 530–534.
2. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. N.Y.: Plenum, 1986. 354 p.
3. Sobolev N.V. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. 279 p.
4. Proc. VII Intern. Kimberlite Conf. / J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe. Eds. Cape Town: Red Roof Design, 2000. V. 1/2. 947 p.

5. Moore A.E. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1991. V. 95. P. 245–253.
6. Гриффин В.Л., Мур Р.О., Райан К.Дж., Вин Т.Т. // *Геология и геофизика.* 1997. Т. 38. № 2. С. 398–419.
7. Nimis P., Taylor W.R. // *Contribs Mineral and Petrol.* 2000. V. 139. № 5. P. 541–554.
8. Ashchepkov I.V. // *ДАН.* 2002. Т. 382. № 3. С. 366–370.
9. MacGregor I.D. // *Amer. Miner.* 1974. V. 59. P. 110–119.
10. Lesotho Komberlites / Р.Н. Nixon. Ed. Cape Town: Cape and Transvaal, 1973. 470 p.
11. Schmidtberger S.S., Fransis D. // *J. Petrology.* 2001. V. 42. P. 1095–1117.
12. DePaolo D. // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 198–202.
13. Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N. // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 5611–5625.
14. Hofmann A.W. // *Nature.* 1997. V. 385. № 6613. P. 219–229.
15. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. *Глубинная геодинамика.* Новосибирск: Наука, 1994. 299 с.