

Вещественный состав, минералогия и петрология кимберлитовых пород трубки Дьянга

С.А.БАБУШКИНА, З.А.АЛТУХОВА

Трубка Дьянга расположена в пределах Куйокского кимберлитового поля Якутской алмазонасной провинции (ЯАП) (рис. 1). Большинство тел данного поля неалмазонасны, незначительная часть относится к потенциально алмазонасным и лишь единичные тела, в т.ч. трубка Дьянга, характеризуются убогой алмазонасностью. Традиционные критерии алмазонасности такие как наличие в породах минералов алмазной ассоциации, низкие концентрации титана и железа и другие [4], для алмазонасных тел северной части Якутской алмазонасной провинции не характерны. Этим и определяется актуальность детального изучения данного объекта.

Возраст трубки 234 ± 21 млн.лет, определенный Rb-Sr методом (А.И.Зайцев, ИГАБМ СО РАН), соответствует ранне-мезозойской эпохе кимберлитового магматизма (Т₂). Возраст пород, слагающих сопряженную с трубкой алмазонасную Жилу-79, установленный методом треков урана, 158 ± 12 млн.лет (J₃) и соответствует средне-мезозойской эпохе [8]. Аналогичный возраст трубки 156 ± 10 млн.лет дали и U-Pb определения методом SHRIMP, проведенные У.Гриффином с коллегами [15]. Вмещающие породы имеют вендский возраст, что характерно и для трубок Архангельской алмазонасной провинции, которые, как известно, также находятся на севере, но в европейской части России.

В основу изучения положены коллекции лаборатории геологии и петрологии кимберлитов ИГАБМ СО РАН. Керновое опробование проведено по скважине на глубину 59 м. Состав пород определялся в лабораториях химико-аналитической и спектральных, а минералов — в рентгеновских методов анализа ИГАБМ СО РАН.

Петрография. Трубка Дьянга сложена автолитовой кимберлитовой брекчией с неравномерным содержанием ксенолитов осадочных пород, включений серпентинитов и автолитов (рис. 2, А). Ксенолиты в основном представлены крупнозернистыми карбонатными породами. Значительно реже встречаются интенсивно измененные ксенолиты хлорит-серпентин-талк-слюдистого состава волокнисто-пластинчатого строения с редкими мелкими (0,02 мм) зернами сфена, или микрозернистые флогопит-цеолит-серпентиновые породы с пластинчатыми выделениями слюды и зернами кварца. Автолиты в породе мелкие, их размер не превышает 3—6 мм. Среди автолитов отмечаются ядерные и безъядерные образования. Ядра чаще всего — вкрапленники в различной степени серпентинизированного оливина (см. рис. 2, Б, В), ксенолиты осадочных пород, реже макрокристы флогопита (см. рис. 2, Г). В ядрах более крупных автолитов нередко присутствуют макрокристы серпентинизированного оливина (см. рис. 2, Д),

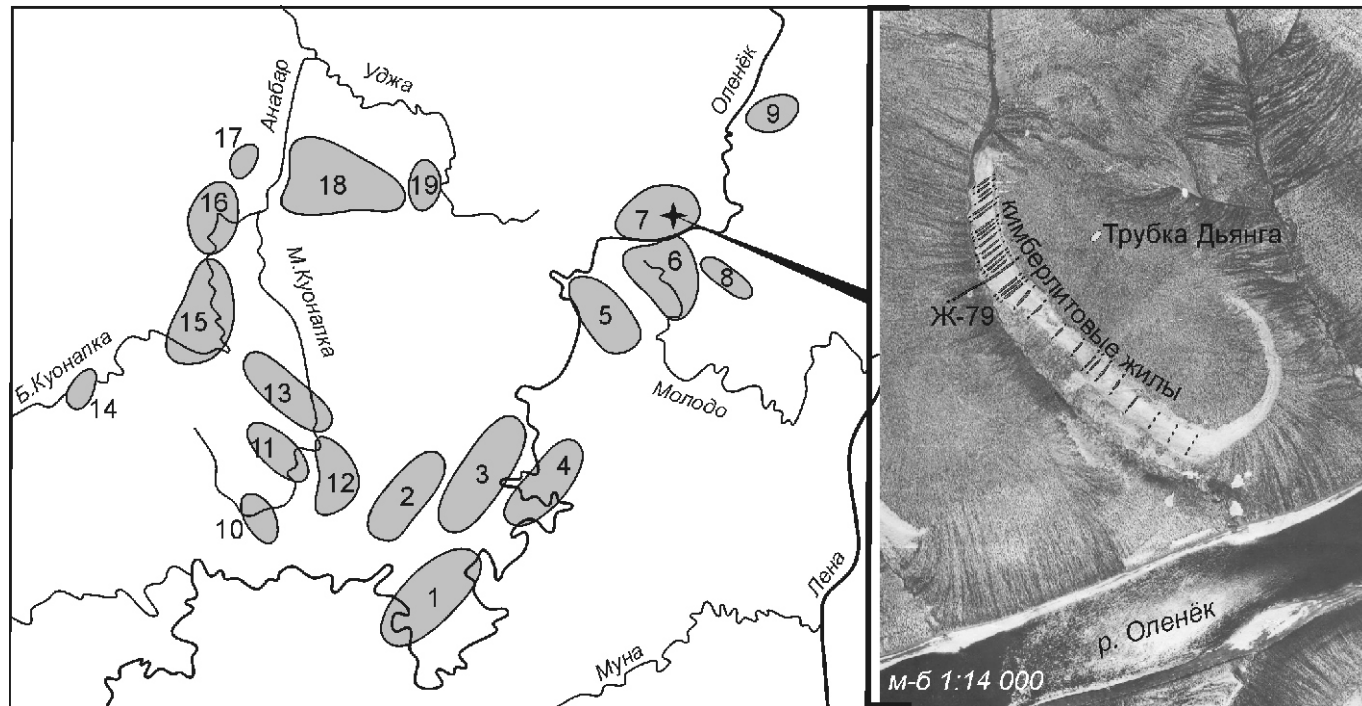


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей северной части Якутской кимберлитовой провинции:

кимберлитовые поля: 1 — Чомурдахское, 2 — Восточно-Укукитское, 3 — Западно-Укукитское, 4 — Огонер-Юряхское, 5 — Мерчимденское, 6 — Молодинское, 7 — Куйокское, 8 — Толуопское, 9 — Хорбусуонское, 10 — Куранахское, 11 — Биригиндинское, 12 — Лучаканское, 13 — Дюкенское, 14 — Среднекуонапское, 15 — Ары-Мастахское, 16 — Старореченское, 17 — Орто-Ыаргинское, 18 — Эбеляхское, 19 — Томторское

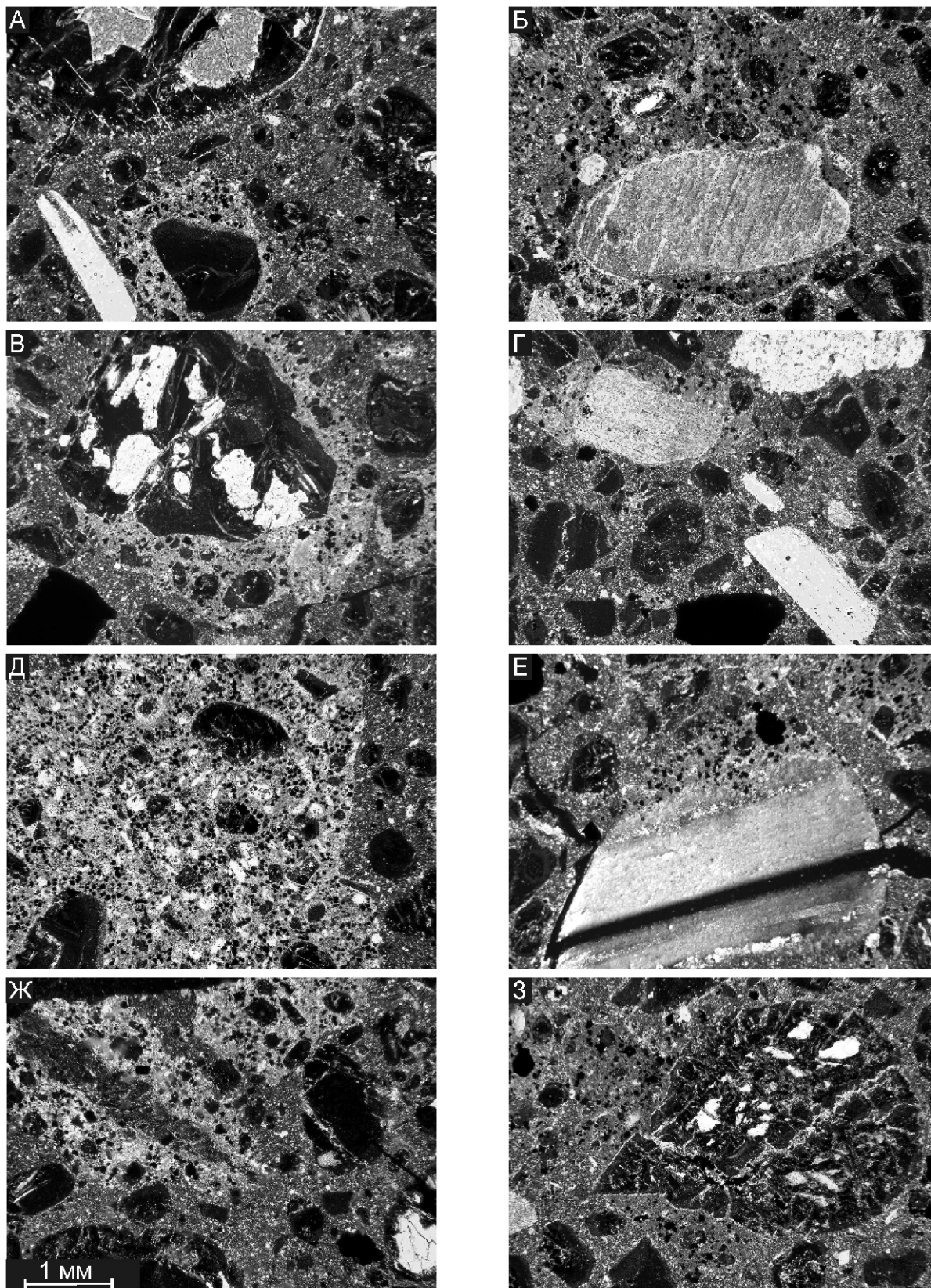


Рис. 2. Кимберлитовые породы, слагающие трубку Дьянга:

автолитовая кимберлитовая брекчия: А — с порфировыми выделениями серпентинизированного оливина и флогопита, в ядре зерно ильменита, Б — в автолите неизмененный оливин, В — в ядре серпентинизированный оливин, Г — в ядре флогопит; Д — крупный автолит с порфировыми выделениями серпентинизированного оливина; автолитовая кимберлитовая брекчия: Е — в ядре ксенолит осадочной породы со следами перекристаллизации, Ж — со следами резорбции автолитов вмещающей кимберлитовой брекчией, З — вкрапленник серпентинизированного оливина расположен как в автолите, так и во вмещающей породе; николи

флогопита, редко ильменита и гранатов. В связующей массе кимберлитовой брекчии отмечаются макрокристы флогопита, ильменита и гранатов от 2 до 6 мм. С глубиной содержание обломков осадочных пород и автолитов уменьшается.

В верхних горизонтах трубки (до 54,7 м) залегает *мелко-обломочная автолитовая кимберлитовая брекчия* серого цвета с высоким (25%) содержанием ксенолитов осадочных пород размером 2—8 мм. Более крупные обломки (10—12 мм) отмечаются редко.

Текстурные особенности брекчии определяются распространением мелких автолитов, количество которых достигает 10%. Вокруг ксенолитов осадочных пород образуются асимметричные мелкопорфировые оболочки шириной 1—4 мм (см. рис. 2, Е). Наиболее распространены автолиты карбонат-флогопит-перовскит-ильменитового состава. Кроме того, зерна перовскита, ильменита и титаномагнетита образуют прерывистые каймы вокруг псевдоморфоз по оливину и равномерно распределяются среди криптозернистого карбонатного базиса основной массы, в котором расположены мелкие удлиненные пластинки светло-бурого флогопита. Зерна перовскита и ильменита часто образуют сростки. Часть автолитов имеет карбонат-серпентин-титаномагнетитовый состав и микролитовую структуру основной массы. Мелкие автолиты характеризуются витрофириковой структурой основной массы и карбонат-лимонит-гётитовым составом. Редко встречаются ильменитсодержащие безъядерные мелкопорфировые автолиты с крупнозернистой основной массой, высоким содержанием титаномагнетита при отсутствии перовскита. Отличительная особенность данного типа автолита — присутствие относительно крупных зерен карбоната в основной массе, как в форме удлиненных пластинок размером 0,1—0,05 мм, возможно заместившего флогопит, так и сохранивших очертания мелких псевдоморфоз серпентина по оливину.

В интервале глубин 54,7—55,7 м залегает *атакситовая автолитовая кимберлитовая брекчия* с низким содержанием ксенолитов и автолитов (3—5%). Для породы характерны высокая степень сохранности оливина и широкое распространение частично резорбированных мелких серпентинитов с реликтами оливина. Атакситовая текстура определяется наличием на отдельных участках ядерных автолитов с асимметричными мелкопорфировыми оболочками (см. рис. 2, Б). Особенность состава таких автолитов — присутствие оливина как в ядрах (крупные зерна), так и в оболочках (мелкие вкрапленники). Среди последних преобладают зерна идиоморфной, гипидиоморфной, реже овальной формы, заключенные в сплошные каймы перовскита, ильменита и титаномагнетита. Кроме оливина в оболочках встречаются округлые и овальные вкрапленники флогопита. Базис основной массы оболочек представлен криптозернистым карбонатом, в котором расположены мелкие (0,05—0,1 мм) желтовато-бурые удлиненные пластинки флогопита и идиоморфные зерна перовскита, нередко в сростании с ильменитом. Контакты автолитов со связующей массой неровные, постепенные, со следами резорбции (см. рис. 2, Ж). Часто граница проходит посередине псевдоморфозы серпентина по оливину (см. рис. 2, З), одна часть которой находится в автолите оливин-флогопит-карбонат-перовскитового состава, а вторая — во вмещающем реликтово-порфировом микрозернистом базисе серпентин (оливин)-хлорит (флогопит)-карбонатного состава, в котором зерна перовскита и титаномагнетита со-

храняются лишь вокруг порфировых выделений серпентинизированного оливина.

В среднем в кимберлитовой брекчии содержание порфировых выделений в различной степени серпентинизированного оливина составляет 40—50% объема породы. На долю более крупных (2—5 мм) корродированных овальной формы вкрапленников приходится 5—10%. В псевдоморфозах серпентина по оливину содержатся включения относительно крупных (0,06 мм) зерен титаномагнетита. В отдельных вкрапленниках зафиксированы включения циркона.

Жила-79 сложена *кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента* темно-серого цвета. Ксенолиты представлены известняками, их содержание составляет 20%, размер 2—7 см. Контакты ксенолитов с основной массой вмещающих пород четкие, без видимых изменений. Визуально в породе выделяются красный и темно-красный пироп, размером 1—3 мм; желваки пикроильменита округлой формы 1—5 мм и его осколки со сглаженными углами размером 1—2 мм; оливин и псевдоморфозы серпентина по оливину размером от 2 до 5 мм.

Минералогия. Химический состав основных минералов изучаемых пород приведен в таблицах 1—4.

Оливин широко распространен и встречается в виде порфировых выделений в качестве ядер автолитовых образований и как минерал связующей массы. Большинство кристаллов имеет округлую или эллипсоидную форму, а мелкие зерна (1 мм) иногда обладают кристаллографической огранкой. Четыре зерна оливина (табл. 1, анализы 5, 11, 16, 18) с содержанием форстеритового компонента 91,1—91,7%, Cr_2O_3 0,03—0,06% и CaO 0,04—0,05% отвечают по составу аналогам из включений в алмазах [3].

Гранаты в кимберлитовой брекчии встречаются в виде обломков и единичных зерен искаженно-овальной формы. Среди обломков отмечены индивиды с реликтами зональной келифитовой каймы, строение внутренней части которой тонковолокнистое и состав хлоритовый, а внешняя, призматическизернистая часть сложена слюдой. При этом мелкие пластинки флогопита расположены параллельно контуру зерна. Иногда келифитизация приводит к полному исчезновению граната.

По составу (табл. 2) преобладают гранаты перидотитов, среди которых заметную роль (31%) играют потенциально алмазоносные равномернозернистые лерцолиты и верлиты. Подчиненная роль (19%) принадлежит гранатам из ильменит-рутиловых магнезиально-железистых и высокохромистых магнезиальных эклогитов. Кроме того, выделяется еще одна группа гранатов (7%), принадлежащая к алмазоносным магнезиально-железистым биминеральным эклогитам [6]. В Жиле-79 встречено зерно граната алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса [6]. Данные, полученные авторами, также указывают на то, что значительная часть гранатов как трубки, так и жилы, принадлежит гранатам из лерцолитов и пироксенитов (рис. 3, А).

Ильменит встречается в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,5 мм, в периферийных зонах которых расположены округлые выделения перовскита. В породах трубки и жилы минерал представлен пикроразностями с низкой (Cr_2O_3 0,10%) и умеренной (Cr_2O_3 2,27%) хромистостью (см. табл. 2, см. рис. 3, Б, В). Среди ильменитов из жилы зафиксировано зерно низкомагнезиального некимберлитового происхождения. По данным А.И. Дака [6], все

1. Представительные анализы оливинов из кимберлитовых пород трубки Дьянга

Компонент	Микрокристаллы, мк										Неизмененные макрокристаллы										Частично и сильно измененные макрокристаллы																		
	20	10	50	50	50	50	50	100	60	120	50	n 4	n 2	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	n 1	n 2	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2	n 3	n 2
SiO ₂	40,78	36,66	37,02	38,45	37,35	39,29	40,40	40,32	40,82	40,18	40,47	40,40	40,32	40,82	40,18	40,47	40,47	40,47	40,47	39,28	39,14	39,84	37,65	39,57	33,14	39,07	37,66	34,61	33,02										
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00											
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,06	0,02	0,01	0,00	0,02	0,06	0,06	0,06	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04	0,08	0,00											
FeO _{общ}	10,47	12,92	12,70	9,17	8,28	7,80	8,21	13,23	16,84	7,53	8,15	8,21	13,23	16,84	7,53	8,15	8,15	8,15	11,44	14,09	7,45	8,67	8,06	7,95	8,20	8,28	7,80	7,36											
MnO	0,10	0,16	0,13	0,14	0,12	0,10	0,12	0,15	0,16	0,12	0,11	0,12	0,15	0,16	0,12	0,11	0,11	0,15	0,15	0,10	0,13	0,13	0,13	0,08	0,11	0,17	0,08	0,09											
MgO	48,24	43,80	45,59	43,88	47,43	51,76	51,54	47,21	43,38	49,58	49,14	51,54	47,21	43,38	49,58	49,14	49,14	45,80	43,04	47,94	48,44	46,20	46,20	52,93	47,24	45,92	48,54	44,21											
CaO	0,13	0,07	0,08	0,10	0,05	0,04	0,04	0,08	0,06	0,01	0,04	0,04	0,08	0,06	0,01	0,04	0,04	0,09	0,06	0,03	0,07	0,07	0,05	0,10	0,04	0,06	0,10	0,03											
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00											
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00											
Сумма	99,77	93,65	95,56	91,82	93,26	98,99	100,34	101,00	101,27	97,45	97,97	100,34	101,00	101,27	97,45	97,97	96,78	96,78	95,36	95,00	94,07	95,00	94,07	94,26	94,70	92,18	91,13	84,71											
Fo	89,1	85,8	86,5	89,5	91,7	92,2	91,8	86,4	82,1	92,1	91,5	91,8	86,4	82,1	92,1	91,5	87,7	84,5	92,0	90,9	91,1	92,2	91,4	92,2	91,4	90,8	91,7	91,5											

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Самебах-місто» в ИГАБМ СО РАН; n — число анализов

2. Пределы колебаний и средние значения главных компонентов состава макрокристаллов минералов в породах трубки Дьянга и Жилы-79

Минерал	Число анализов	Тело	Компонент		
			CaO	FeO _{общ}	Cr ₂ O ₃
Гранат	139	Трубка Дьянга	$\frac{3,75-6,12}{4,79}$	$\frac{0,28-13,39}{8,14}$	$\frac{0,20-6,90}{2,89}$
			162	Жила-79	$\frac{4,02-7,36}{5,03}$
Ильменит	53	Трубка Дьянга (проба 1)	MgO	TiO₂	Cr₂O₃
			$\frac{6,35-11,75}{8,65}$	$\frac{40,28-51,61}{47,79}$	$\frac{0,09-1,34}{0,54}$
	68	Трубка Дьянга (проба 2)	$\frac{6,45-13,35}{8,90}$	$\frac{42,71-53,77}{47,91}$	$\frac{0,10-1,92}{0,52}$
	59	Жила-79	$\frac{0,51-11,24}{8,29}$	$\frac{40,15-50,21}{45,76}$	$\frac{0,19-2,27}{0,78}$
Шпинель	60	Жила-79	Al₂O₃	TiO₂	Cr₂O₃
			$\frac{2,34-37,50}{10,94}$	$\frac{0,00-2,84}{0,54}$	$\frac{18,45-61,95}{49,89}$

Примечания. 1. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Jeol в ИГАБМ СО РАН; аналитик Н.В.Лескова. 2. В числителе — вариации состава, в знаменателе — средние значения по выборке.

зерна пикроильменита крупнее 150 мк имеют реакционную кайму титаномагнетит-перовскитового состава. Образования ильменита размером 100—5 мк интенсивно замещаются титаномагнетитом вплоть до полных псевдоморфоз. Встречено зерно низкомагнезиального ильменита размером 15 мк со структурами распада армалколита, по своим характеристикам — типичный представитель ильменитов из магнезиально-железистых эклогитов. Подобным составом (наличие структур распада не исследовалось) обладает изученный авторами макрокристалл ильменита из пород трубки. Весь пикроильменит независимо от размера зерен имеет ксеногенное происхождение.

Среди макрокристаллов *шпинели* из пород Жилы-79 выделяются представители из алмазоносных и потенциально алмазоносных дунитов и гарцбургитов, гранат-хромшпинелевых и шпинелевых ультрабазитов (см. табл. 2, рис. 3, Г, Д). По наблюдениям автора работы [6], алюмохромит, также как и пикроильменит, окружен титаномагнетитовой оболочкой. В единичных знаках отмечены алюмохромиты и среди более мелких зерен (100 мк). Среди частиц размером меньше 50 мк преобладает титаномагнетит. В породах трубки Дьянга (табл. 3, анализы 1, 2) авторы статьи проанализировали два микрозерна хромшпинели (50–50 мк) и одно зерно ферришпинели (250–150 мк).

Макрокристаллы *флогопита* размером 5–2 мм, реже 8–5 мм, четко плеохроирующие от светло-бурого по *Np* до интенсивно бурого цвета по *Ng*, нередко карбонатизированы по трещинкам и со стороны призматических граней. Слюды окружены относительно крупными (0,1 мм) зернами титаномагнетита и ильменита. На отдельных участках наблюдаются изогнутые узкие лейсты с четкой спайностью по первому пинакоиду. Иногда встречаются крупные (4 мм) пластинки вермикулита. В связующей массе на от-

дельных участках отмечаются микрокристаллы флогопита размером 500 мк и красновато-бурые пластинки биотита размером 1,5–0,05 мм.

Предварительное изучение состава (табл. 4) зерен флогопита показало, что среди них встречаются представители из различных мантийных ксенолитов (см. рис. 3, Е, Ж), природа которых может быть как первичной, так и вторичной [13, 14], а также аналоги фенокристовой ассоциации флогопитов в кимберлитах Якутии [1, 17]. Кроме того, на диаграмме Р.Митчелла [17], часть изученных флогопитов попадает в поле микрофенокристовой ассоциации оранжеитов и лапроитов. Однако, как будет показано дальше, по химическому составу породы трубки Дьянга не принадлежат ни к оранжеитам, ни к лампроитам. Это позволяет утверждать, что флогопиты являются ксенокристаллами.

Петрохимические особенности пород. Коэффициент контаминации для всех проанализированных образцов

$$C.I. (SiO_2 Al_2O_3 Na_2O)/(2K_2O MgO) 1,02-1,34$$

не превысил предельного 1,7 значения для неконтаминированных кимберлитов [7], что достигнуто благодаря методике отбора проб, применяемой в ИГАБМ СО РАН уже на протяжении многих лет, когда из навесок удаляется весь визуализирующийся ксеногенный материал. Данные по содержанию главных элементов пород трубки и жилы, приведенные в табл. 5, указывают на то, что они относятся к типичным кимберлитам [16]. Отличительная черта — пониженные содержания в их составе CO₂, K₂O и CaO. Низкие содержания двух последних компонентов хорошо увязываются с незначительным количеством флогопита, карбоната, перовскита, а также отсутствием апатита и монтчеллита.

Своеобразие состава пород трубки Дьянга прослеживается при анализе петрохимических диаграмм, предложен-

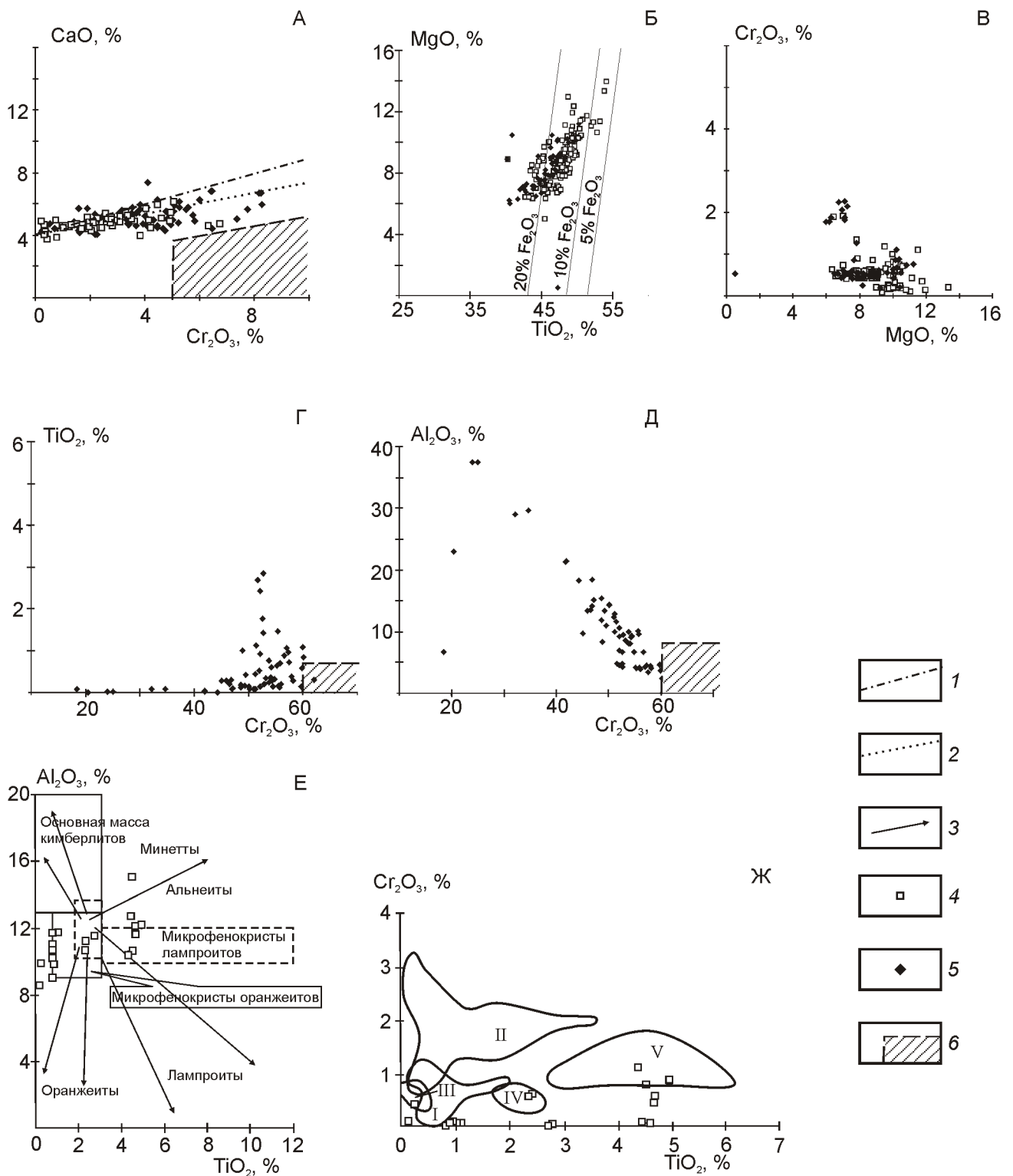


Рис. 3. Составы гранатов (А), ильменитов (Б, В), шпинелей (Г, Д) и флогопитов (Е, Ж) из кимберлитовых пород трубки Дьянга и Жилы-79:

линии трендов состава: 1 — гранатов из пироксенитов [17], 2 — гранатов из лерцолитов [12], 3 — флогопитов [17]; точки состава минералов из: 4 — трубки Дьянга, 5 — Жилы-79; поля составов: 6 — минералов алмазной ассоциации [12], флогопитов: I — первичной слюды из трубки Кимберли, II — вторичных слюд из трубки Кимберли [14], III — из флогопит-хромдиопсид-хромшпинелевых агрегатов в ультраосновных ксенолитах, IV — из пород серии гранатовых клинопироксенитов—гранатовых оливиновых вебстеритов—гранатовых лерцолитов, V — из метаморфических перидотитов и пироксенитов [13]

3. Представительные анализы шпиннели и ильменита из кимберлитовых пород трубки Дьянга

Компонент	Шпинель, мк				Ильменит, мк															
	50 50		250 150		150 140			200 100			100 40		200		20 30		200		20	
	н 2	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	н 1	н 3	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16				
SiO ₂	0,23	0,28	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,08	0,00	0,01	0,07				
TiO ₂	3,35	27,72	47,59	48,32	49,60	49,35	50,41	43,47	46,75	48,44	52,80	51,94	52,70	48,67	54,07	49,94				
Al ₂ O ₃	10,23	5,78	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,25	0,35	0,00	0,00				
Cr ₂ O ₃	45,12	1,21	0,44	0,43	0,02	0,06	0,58	0,88	0,41	0,46	1,39	0,48	1,96	5,71	1,22	3,58				
FeO _{общ.}	25,85	45,47	43,20	38,71	39,07	35,86	33,89	45,32	43,13	39,68	31,35	36,48	29,99	29,10	28,19	31,76				
MnO	0,43	0,62	0,26	0,28	0,22	0,25	0,37	0,24	0,26	0,26	0,20	0,23	0,26	0,53	0,50	0,39				
MgO	11,16	14,57	7,60	9,58	9,15	10,27	11,43	6,42	6,85	9,03	10,64	11,06	11,33	12,98	13,98	11,63				
CaO	0,06	0,13	0,02	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02	0,03	0,07	0,04	0,03	0,08	0,11	0,21	0,10				
Na ₂ O	0,06	0,21	0,10	0,01	0,00	0,05	0,07	0,03	0,20	0,20	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01				
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01				
Сумма	96,49	95,99	99,23	97,37	98,09	95,90	96,83	96,39	97,65	98,14	96,79	100,23	96,78	97,46	98,19	97,49				
Si	0,008	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002				
Ti	0,085	0,697	0,852	0,869	0,890	0,896	0,900	0,806	0,853	0,866	0,951	0,901	0,943	0,853	0,938	0,886				
Al	0,405	0,228	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,007	0,010	0,000	0,000				
Cr	1,198	0,032	0,008	0,008	0,000	0,001	0,011	0,017	0,008	0,009	0,026	0,009	0,037	0,105	0,022	0,067				
Fe ³	0,217	0,341	0,292	0,254	0,220	0,209	0,193	0,373	0,294	0,268	0,061	0,189	0,073	0,179	0,102	0,159				
Fe ²	0,510	0,931	0,568	0,520	0,559	0,515	0,479	0,561	0,581	0,521	0,566	0,515	0,524	0,388	0,442	0,467				
Mn	0,013	0,018	0,005	0,006	0,004	0,005	0,007	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,010	0,010	0,008				
Mg	0,559	0,726	0,270	0,341	0,325	0,370	0,404	0,236	0,248	0,320	0,380	0,380	0,402	0,451	0,481	0,409				
Ca	0,003	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,005	0,003				
Na	0,004	0,014	0,005	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,009	0,009	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000				
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Fe ² / (Fe ² + Mg)	47,7	56,2	67,8	60,3	63,2	58,2	54,3	70,4	70,1	61,9	59,9	57,5	56,6	46,3	47,9	53,3				
Ilmenite	—	—	57,4	52,3	56,0	51,8	48,5	56,8	59,2	53,1	57,7	51,8	54,2	41,4	45,0	48,5				
Pyrophanite	—	—	0,5	0,6	0,4	0,5	0,8	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	1,1	1,0	0,8				
Geikielite	—	—	27,3	34,4	32,6	37,2	40,9	23,9	25,3	32,7	38,7	38,3	41,5	48,0	48,9	42,4				
Nematite	—	—	14,8	12,8	11,0	10,5	9,8	18,9	15,0	13,7	3,1	9,5	3,8	9,5	5,2	8,3				

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Samebaх-micro» в ИГАБМ СО РАН.

4. Представительные анализы флогопита и граната из кимберлитовых пород трубки Дьянга

Компонент	Флогопит						Гранат
	Макрокристаллы		Микрокристаллы				
	<i>n</i> 7	<i>n</i> 1	<i>n</i> 2	<i>n</i> 1	<i>n</i> 1	<i>n</i> 5	<i>n</i> 2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,65	41,35	41,76	39,31	37,49	39,39	41,58
TiO ₂	0,88	0,27	2,36	4,30	4,52	4,62	0,26
Al ₂ O ₃	10,70	9,96	11,08	10,65	12,87	12,45	18,64
Cr ₂ O ₃	0,02	0,40	0,58	1,11	0,01	0,54	4,14
FeO _{общ.}	6,61	2,92	4,02	5,57	7,23	5,72	7,01
MnO	0,04	0,02	0,05	0,03	0,06	0,03	0,33
MgO	24,19	29,05	23,97	23,27	22,21	21,62	22,47
CaO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06	0,05	5,09
Na ₂ O	0,01	0,11	0,14	0,26	0,21	0,13	0,00
K ₂ O	10,52	10,17	10,40	10,05	10,11	10,46	0,00
Сумма	94,66	94,28	94,37	94,58	94,77	95,00	99,52
Si	3,002	2,962	2,984	2,858	2,741	2,824	2,967
Al ^{IV}	0,898	0,841	0,933	0,913	1,109	1,037	0,033
Al ^{VI}	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	1,535
Ti	0,048	0,014	0,127	0,235	0,249	0,249	0,014
Cr	0,001	0,023	0,033	0,064	0,000	0,031	0,234
Fe ³⁺	0,099	0,000	0,095	0,000	0,000	0,167	0,237
Fe ²⁺	0,300	0,175	0,145	0,339	0,442	0,176	0,181
Mn	0,003	0,001	0,003	0,002	0,004	0,002	0,020
Mg	2,598	3,102	2,554	2,522	2,421	2,312	2,390
Ca	0,002	0,002	0,002	0,002	0,005	0,004	0,389
Na	0,002	0,016	0,019	0,037	0,030	0,018	0,000
K	0,968	0,929	0,949	0,932	0,943	0,957	0,000
Сумма катионов	7,930	8,065	7,843	7,903	7,943	7,790	8,000

Примечание. Анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГАБМ СО РАН.

ных А.В.Лапиным с коллегами [10]. Так, по соотношению Al_2O_3 Na₂O K₂O—MgO/FeO_{общ.}, MgO/FeO_{общ.}—K₂O/Al₂O₃, MgO/FeO_{общ.}—SiO₂/MgO и FeO_{общ.}—TiO₂ точки состава пород попадают в область перекрытия полей алмазоносных и убогалмазоносных и неалмазоносных пород Якутской кимберлитовой провинции (рис. 4, А, Б, В, Д). Тогда как на графике TiO₂—K₂O они тяготеют к области алмазоносных кимберлитов (см. рис. 4, Г). На рис. 4, Е, отражающем антагонизм содержаний CaO и MgO в кимберлитах, видно, что точки состава пород трубки Дьянга, из-за недосыщенности CaO, занимают крайнее нижнее положение среди всего большого сообщества щелоч-

но-ультраосновных пород. Только на графиках FeO_{общ.}—TiO₂ (см. рис. 4, Д) и CaO—MgO (см. рис. 4, Е) точки состава пород трубки Дьянга и Жилы-79 несколько отклоняются от поля неалмазоносных пород Куойкского поля, оконтуренного по данным, полученным авторами настоящей публикации.

Соотношение Ni/Co в породах трубки составляет 15—17, что выше, чем среднее значение для алмазоносных кимберлитов [7]. Однако повышенные значения этого соотношения характерны для многих тел Куойкского поля. По содержанию TiO₂, K₂O и CaO/MgO изученные породы представляют собой популяцию 5, разновидность 12 ким-

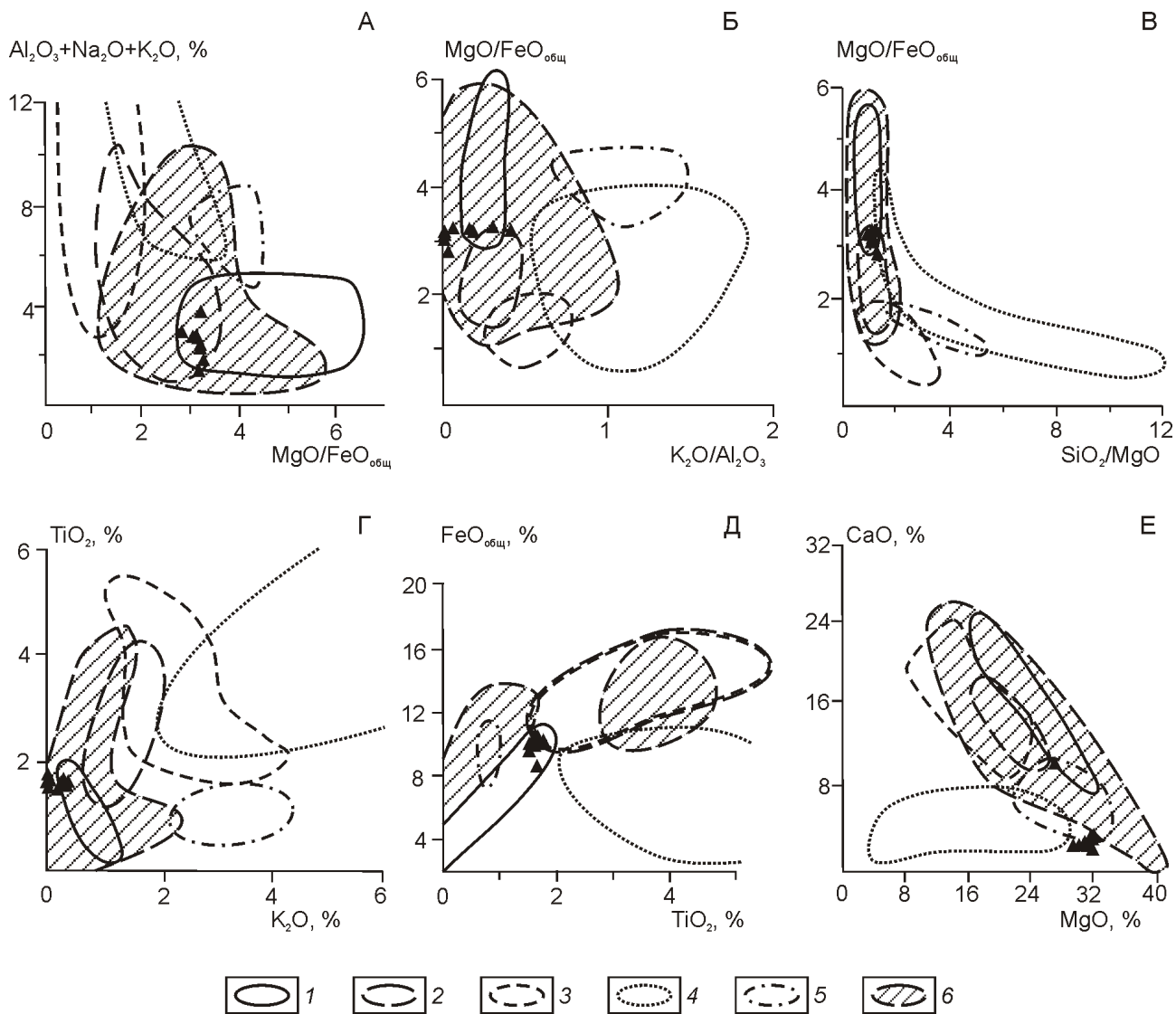


Рис. 4. Положение фигуративных точек состава пород трубки Дьянга на петрохимических диаграммах:

поля: 1 — алмазонасных кимберлитов внутренних районов ЯАП по [4, 7, 10]; 2 — неалмазонасных и убогоалмазонасных кимпикритов северных районов ЯАП по [10]; 3 — альпикритов Чадобецкого комплекса по [10]; 4 — лампроитов Австралии по [10]; 5 — оранжеитов трубки Финч по [10]; 6 — неалмазонасных тел Куойкского поля

берлитов, относимую к магнезиальным кимберлитам. Глубина формирования подобных пород оценивается почти в 170 км, а T 1500 С [5]. Породы, слагающие Жилу-79, относятся к разновидности 8 кимберлитов и образовались при более низкой T 1400 С, что согласуется с повышением содержаний CaO, CO₂, P₂O₅ и уменьшением количеств MgO и SiO₂.

В.А.Кононовой с соавторами установлено [9], что породы Куойкского поля, на территории которого находится трубка Дьянга, характеризуются значительно пониженными содержаниями редких элементов, что приближает их к кимберлитам Накынского поля, которые сформировались в результате плавления вещества, близкого по составу к примитивной мантии и являются наиболее глубинными среди всех известных проявлений кимберлитов на территории Якутской кимберлитовой провинции [11]. Однако накынские кимберлиты относятся к низкотитанистому петрогеохимическому типу, тогда как породы трубки

Дьянга — к умеренно титанистому [2], т.к. они менее глубинны.

В заключение следует отметить, что трубка Дьянга сложена автолитовой кимберлитовой брекчией, петрографические особенности которой отражают двухэтапный процесс ее формирования. Наблюдаемые интенсивное преобразование обломков осадочных пород, резорбция флогопитсодержащих серпентинитов, растворение макрокристов граната, флогопита и перовскитизация ильменита свидетельствуют о высокотемпературности кимберлитовой магмы интрузивного этапа внедрения. Постепенные контакты автолитов с вмещающей их кимберлитовой брекчией, присутствие макрокристов в различной степени серпентинизированного оливина, флогопита, ильменита, гранатов в автолитах и связующей массе, высокое содержание перовскита и ильменита в автолитах и редкие реликты их в связующей массе отражают неравномерное воздействие флюида и, как следствие, различную интенсивность

5. Химический состав кимберлитовых пород трубки Дьянга и Жилы-79

Компонент	Трубка Дьянга														Жила-79
	Интервал отбора проб м														
	0—24 0	24 0—26 4	27 0—29 0	35 0	43 0	43 0—45 0	45 0	46 2	54 7—57 4	55 7	55 7	57 4—59 0	57 4—59 0	57 4—59 0	
SiO ₂	37,24	35,84	35,56	33,65	35 10	34,99	33,5	34 55	35,45	35 00	33,69	37,26	37,26	27,18	
TiO ₂	1,5	1,52	1,63	1,62	1 74	1,76	1,58	1 84	1,59	1 70	1,68	1,68	1,68	1,64	
Al ₂ O ₃	3,44	2,64	2,63	1,8	2 05	2,64	1,28	2 30	2,64	2 52	1,8	2,64	2,64	0,94	
Fe ₂ O ₃	7,14	7,62	6,85	4,46	6 02	6,98	4,23	6 02	10,11	6 34	4,23	7,34	7,34	6,17	
FeO	2,4	2,5	3,22	5,59	4 24	3,27	5,7	4 22	0,52	3 88	5,87	3,26	3,26	2,42	
MnO	0,12	0,11	0,12	0,11	0 12	0,13	0,14	0 15	0,12	0 13	0,11	0,11	0,11	0,124	
MgO	30,83	31,68	31,42	32,15	32 21	32,38	32,5	31 67	32,38	31 98	32,39	29,86	29,86	27,33	
CaO	2,52	2,52	2,75	3,5	3 14	2,94	3,62	3 51	2,15	3 09	3,21	2,52	2,52	10,5	
Na ₂ O	0,07	0,04	0,05	0,23	0 09	0,05	0,15	0 09	0,05	0 11	0,2	0,22	0,22	0,05	
K ₂ O	0,19	0 00	0 00	0,32	0 53	0 00	0,38	0 45	0 00	0 37	0,28	0,06	0,06	0,38	
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,09	0,14	0 11	0,06	0,14	0 10	0,06	0 91	0,16	0,07	0,07	0,37	
SO ₃	0,13	0,11	0,17	0,07	He опр.	0,18	0,13	He опр.	0,16	He опр.	0,15	0,17	0,17	0,07	
CO ₂	2,71	2,73	3,07	3,67	3 36	2,73	3,67	3 73	2,92	3 35	3,67	3,28	3,28	14,56	
H ₂ O	11,25	12,11	12,28	12,49	10 56	11,71	11,02	10 73	12,26	10 89	12,42	11 00	11 00	7,54	
NiO	He опр.	He опр.	He опр.	0 2157	0 1399	He опр.	0 1541	0 1272	He опр.	0 1145	0 1028	He опр.	He опр.	0 1700	
CoO	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0 0082	He опр.	He опр.	0 0078	He опр.	0 0076	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
Сумма	99,65	99,53	99,84	100 02	99 42	99,82	98,19	99 50	100,41	100 39	99,96	99,47	99,47	99,44	

Примечания. Анализы выполнены в лабораториях химико-аналитической и спектральных методов анализа ИГАБМ СО РАН. Аналитики В.В.Гамянина Д.А.Кулагина Г.И.Капышева.

метасоматического преобразования пород (более интенсивного в брекчиях с высоким содержанием ксенолитов осадочных пород). На основании минерального состава автолитов, являющихся реликтами менее измененной породы, можно заключить, что оливин-флогопит-карбонат-перовскитовые ассоциации первичны.

Связующая масса автолитовой кимберлитовой брекчии с высоким содержанием ксенолитов отличается от брекчии с атакситовой текстурой отсутствием реликтов оливина и более высоким содержанием карбоната. Те же признаки различий характерны и для автолитов автолитовой и атакситовой разновидностей кимберлитовых брекчий. В автолитах верхних горизонтов трубки с увеличением содержания карбоната не сохраняется перовскит и флогопит. Реликты перовскита и титаномагнетита в основной массе встречаются редко, преимущественно вокруг порфировых выделений серпентинизированного оливина. Хлорит-серпентин-карбонатные ассоциации связующей массы атакситовой брекчии свидетельствуют о низкой температуре постмагматического флюида.

Ксенолиты мантийных пород и минералы алмазного парагенезиса в породах трубки редки. С одной стороны, низкое содержание минералов-спутников алмаза, высокая железистость и титанистость позволяют отнести трубку к неалмазонасыщенным типам кимберлитов. С другой, по редкоэлементной специфике, аналогичной таковой высокопродуктивных трубок, свидетельствует о ее алмазонасыщенности. Полученные предварительные данные допускают, что трубка Дьянга с сопряженной Жилой-79 сформирована в несколько этапов. Становление ее было продолжительным, а последующие процессы постмагматической проработки таковы, что повлекли к снижению первоначальной алмазонасыщенности.

Авторы выражают глубокую признательность Л.И.Полуфунтиковой, выполнившей графическую часть работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабушкина С.А. Особенности состава макрокристаллов флогопита из алмазонасыщенных кимберлитовых трубок Якутии // Зап. Всерос. минер. об-ва. 2002. № 6. С. 75—79.
2. Богатилов О.А., Кононова В.А., Зинчук Н.Н. и др. Геохимические критерии продуктивности кимберлитов Якутской алмазонасыщенной провинции // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 743—752.
3. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
4. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Главные факторы изменчивости химизма и алмазонасыщенности продуктивных ким-

- берлитов Якутии // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. С. 98—99.
5. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Редкие земли и другие малые летучие элементы в свете структурных особенностей кимберлитов и их алмазонасыщенности (на примере трубки Айхал) // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 773—785.
6. Дак А.И. Минералы-индикаторы кимберлитов из коренных источников и россыпей Анабаро-Оленёкского междуречья и связь с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1997.
7. Зинчук Н.Н., Алябьев С.Г., Банзерук В.И. и др. Геология, вещественный состав и алмазонасыщенность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская) // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). — Воронеж: изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. С. 807—824.
8. Комаров А.Н., Илупин И.П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков // Геохимия. 1990. № 3. С. 365—372.
9. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А. Неоднородность состава кимберлитов и условия их формирования по данным петрогеохимии (Якутская и Архангельская провинции) // Петрография XXI века. Материалы международного петрографического совещания. — Апатиты, 2005. С. 110—112.
10. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы: петрохимические критерии. — М., 2004.
11. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Вавилов М.А., Соболев Н.В. Аномальные кимберлиты Сибири и Канады: петролого-геохимические особенности и проблема происхождения // Петрография XXI века. Материалы международного петрографического совещания. — Апатиты, 2005. С. 199—201.
12. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
13. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. и др. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172—194.
14. Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J. et al. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // Mantle metasomatism. Academic Press, 1987. P. 221—312.
15. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and assembly of the Siberian Cratons // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. P. 1—35.
16. Mitchell R. H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. — New York: Plenum Press, 1986.
17. Mitchell R. H. Kimberlites, orangeites, and related rocks. — New York: Plenum Press, 1995.
18. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII-th International Kimberlite Conference. — Cape Town, 1999. Vol. 2. P. 689—698.