ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. В.С. СОБОЛЕВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

МИХАЙЛЕНКО Денис Сергеевич

Минералогия графит- и алмазсодержащих ксенолитов из кимберлитовой трубки "Удачная"

25.00.05 — минералогия, кристаллография

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

д.г-м.н. А.В. Корсаков

Новосибирск 2016

Оглавление

2

Введение

Ζ	L
_	

Глава	1. Состояние проблемы изучения условий образования	
гра	фит- и алмазсодержащих ксенолитов из кимберлитов	
(по	литературным данным)	9
1.1	История изучения графит- и алмазсодержащих мантийных ксенолитов	9
1.2	Обзор экспериментальных данных по синтезу графита и ал- маза в различных модельных системах	13
1.3	Образование различных типов включений графита в алмазе	14
Глава	2. Методы исследования	18
Глава " \mathbf{y}_{J}	3. Геологическое положение кимберлитовой трубки цачная"и минералого-петрографическая характеристика	
гра	фит- и алмазсодержащих ксенолитов	20
3.1	Геологическое положение и строение кимберлитовой трубки	
	"Удачная"	20
3.2	Эклогиты	23
	3.2.1 Высоконатровые эклогиты (группа С)	26
	3.2.2 Магнезиально-железистые эклогиты (группа В)	61
3.3	Ультраосновные породы	75
Глава	4. Полиморфные модификации углерода в мантийных	
ксе	нолитах кимберлитовой трубки "Удачная"	88
4.1	Морфология кристаллов алмаза и графита	88

 $10 \quad \text{Regeneration emposition knows there are a transformed in the region of the re$

4.2	Внутреннее строение кристаллов алмаза	104
4.3	Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза	109
4.4	Изотопный состав кристаллов графита и алмаза	112

Глава 5. Геотермобарометрия мантийных ксенолитов 118 5.1 Геотермобарометрические оценки для эклогитов 118 5.2 Геотермобарометрические оценки для пород ультраосновного парагенезиса 121

Глава	6. Oc	собенности процессов кристаллизации алмаза :	И
гра	фита	в породах верхней мантии Сибирского кратона	123
6.1	Мета	соматические процессы преобразования мантийных ксе-	
	нолит	СОВ	123
	6.1.1	Метасоматические преобразования мантийных ксено-	
		литов связанные с транспортировкой кимберлитовым	
		расплавом	123
	6.1.2	Метасоматические преобразования мантийных ксено-	
		литов связанные с мантийным метасоматозом	126
6.2	Образ	зование полиморфных модификаций углерода в мантий-	
	ных к	сенолитах	128
n			1 40
Заклю	чениє		140
Списон	к при	нятых сокращений	143
Литера	атура		144

Введение

<u>Актуальность исследования:</u> Проблема происхождения графита и алмаза в мантийных породах является важной в понимании глобального углеродного цикла. В современных работах доминирует точка зрения, что алмазы образовались при P-T-параметрах верхней мантии в умеренно окисленных средах (Соболев, 1974; Haggerty, 1986; Meyer, 1987; Harris, 1992; Schrauder and Navon, 1994; Haggerty, 1999; Navon, 1999; Luth, 1999). Тем не менее, последние экспериментальные работы показали, что при синтезе алмаза в металлических и неметаллических системах графит может кристаллизоваться, как совместно с алмазом, так и без него (Литвин и др., 1997; Pal'yanov et al., 1999b; Akaishi and Yamaoka, 2000; Akaishi et al., 2000; Yamaoka et al., 2000; Sokol et al., 2001b; Pal'yanov et al., 2002a; Yamaoka et al., 2002a; Davydov et al., 2004; Pal'yanov et al., 2006; Pal'yanov and Sokol, 2009)

Изучение условий образования алмаз- и графитсодержащих ксенолитов дает возможность получить информацию об условиях их происхождения и эволюции полиморфных модификаций углерода в пределах верхней мантии. Наиболее редкими, и как следствие наименее изученными, являются ксенолиты содержащие обе полиморфные модификации углерода (Wagner, 1909; Hatton, 1978; Robinson, 1979; Бобриевич и др., 1959; Соболев, 1974; Похиленко и др., 1982). Предполагается, что образование графита в этих породах происходило вблизи линии равновесия графит-алмаз (Похиленко и др., 1982). Линия равновесия графит-алмаз является надежным геобарометром, которая разделяет верхнюю мантию на две субфацииграфит-пироповую и алмаз-пироповую (Добрецов и др., 1974). В тоже время, многочисленные исследования мантийных ксенолитов выявили присутствие графита во всех мантийных парагенезисах (Бобриевич, 1959; Бобриевич и др., 1960; Соболев, 1974; Похиленко и др., 1976, 1982; Pearson et al., 1994).

Цель работы – исследование графита и алмаза в графит- алмазсодержащих породах и реконструкция условий их образования на основе изучения мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки "Удачная". Для ее достижения были поставлены и решены следующие задачи:

1. Определить минералого-петрографические особенности графит- и алмазсодержащих мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки "Удачная".

- 2. Изучить полиморфные модификации углерода в исследованных мантийных ксенолитах из кимберлитовой трубки "Удачная".
- 3. Оценить P-T условия образования графит- и алмазсодержащих мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки "Удачная".

Объект исследований – коллекция мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия). Коллекция состоит из 30 образцов, которые относятся к следующим типам парагенезиса: эклогитовый (26 образцов), вебстеритовый (1 образец), пироксенитовый (2 образца) и перидотитовый (1 образец).

Фактический материал и личный вклад автора:

В диссертационной работе была использована коллекция мантийных ксенолитов из 30 образцов. Коллекция собрана в ходе полевых работ 2003-2012 гг. Головиным А.В. и Корсаковым А.В., а с 2012 по 2015 непосредственно с участием автора. Помимо этого, в работе использованы образцы из коллекции Малыгиной Е.В. Автором изготовлено и просмотрено около 150 плоскополированных пластинок и шлифов. Полировка микроалмазов непосредственно в шлифах применена при изготовлении 9 шлифов. В процессе изучения извлечено из ксенолитов более 50 микрокристаллов алмаза и 100 зерен графита. Для изучения минеральных включений приполированно два кристалла алмаза. Методом КР-спектроскопии получены и расшифрованы более 70 спектров породообразующих минералов и минералов включений; построено 2 КР-карты включений графита в алмазе. Состав минеральных фаз (более 1500 анализов минералов) в образцах получен рентгеноспектральным методом на базе оборудования АЦ ИГМ СО РАН. ИК-спектроскопией определены общее количество и форма нахождения азота в 24 кристаллах алмаза. Изотопные исследования графита и алмаза проводилось на оборудовании SIMS IMS1270(CRPG-CNRS-Universite de Lorraine, Франция) и лаборатории ИГМ СО РАН (Finnigan MAT Delta).

Научная новизна:

В рамках представленной диссертации впервые проведено комплексное систематическое исследование минералогии и петрографии графит- и

алмазсодержащих ксенолитов в сочетании с детальным изучением морфологии, дефектно-примесного и изотопного состава алмаза и графита. Минералогические особенности графит- и алмазсодержащих ксенолитов указывают на сингенетичное образование алмаза, графита и основных породообразующих минералов. Впервые получены независимые оценки температуры (1000-1250 °C) и давления (4.7-7.2 ГПа) для графит- и алмазсодержащих ксенолитов эклогитов по Grt-Cpx-Ky-Coe геотермобарометру (Ravna and Paquin, 2003). Впервые в графит- и алмазсодержащих эклогитах обнаружены включения кристаллов графита в алмазе, что является является первым свидетельством кристаллизации метастабильного графита в поле стабильности алмаза в породах верхней мантии.

Исходя из установленной степени агрегации азота в алмазах и предполагаемый древний возраст кристаллов алмаза с графитом, графит может сохраняться в условиях верхней мантии в области устойчивости алмаза длительное время (~1 млрд. лет).

На основании литературных (Кропотова, Федоренко, 1970) и полученных нами изотопных данных углерода для графит- алмазсодержащих ксенолитов, алмаз и графит имеют мантийные показатели, что является свидетельством общности источника углерода и Р-Т условий для их образования.

Практическая значимость работы:

Результаты данного диссертационного исследования могут быть использованы для петрологических построений и создания моделей процессов графито- и алмазообразования в породах верхней мантии. Приведенные в диссертационной работе результаты имеют важное значение для развития представлений о круговороте углерода в мантии Земли.

Основные защищаемые положения:

- 1. Формирование первичных парагенезисов высоконатровых (Grt-Cpx-Ky-Coe) и магнезиально-железистых (Grt-Cpx-Coe) графит- и алмазсодержащих эклогитов из трубки "Удачная"происходило при температуре 1000-1250 °C и давлении 4.7-7.2 ГПа, что соответствует полю стабильности алмаза. Транспортировка этих ксенолитов на поверхность кимберлитовым расплавом приводит к образованию вторичных минеральных ассоциаций (Pl-Kfs-CpxII) уже в области стабильности графита 2.3-1.2 ГПа и 990-660 °C.
- 2. Включения кристаллов графита и алмаза в гранате, клинопироксене, коэсите и кианите из высоконатровых (Grt-Cpx-Ky-Coe) и магнезиально-железистых (Grt-Cpx-Coe) эклогитов трубки "Удачная"указывают на совместное образование полиморфных модификаций углерода и первичных породообразующих минералов в поле

кации углерода и первичных породоооразующих минералов в поле стабильности алмаза. В исследованных образцах эклогитов не установлено признаков кристаллизации графита при температуре и давлении, отвечающих его полю стабильности.

3. На поверхности кристалла алмаза, находящегося в межзерновом пространстве в непосредственной близости с кристаллом графита (на расстоянии менее 70 мкм), следы графитизации отсутствуют. Высокая степень агрегации азота в кристаллах алмаза (%B1 38-40), содержащих частично выходящие за их пределы включения кристаллов графита, является свидетельством сохранения графита в поле стабильности алмаза длительное время ~1 млрд. лет.

Соответствие результатов работы научным специальностям:

Результаты работы соответствуют пункту 2 (минералогия земной коры и мантии Земли, ее поверхности и дна океанов) паспорта специальности 25.00.05.

<u>Публикации и апробация работы</u>: По теме диссертационной работы опубликовано 4 статьи в журналах рекомендованных ВАК. Результаты исследований представлены на X международной Эклогитовой конференции (Курмайор,Италия, 2013), VI международной конференции "Orogenic Lherzolite" (Марракеш, Марокко, 2014), XII международной Сибирской конференции (Новосибирск, 2014), международном симпозиуме "Advances in High Pressure Research: Breaking Scales and Horizons" (Новосибирск, 2014), конференции с международным участием "Онтогения, филогения и система минералов" (Миас, 2015), XII Международной конференции "GeoRAMAN-2016" (Новосибирск, 2016 г.) и международной конференции Goldschmidt (Йокогама, Япония, 2016).

<u>Структура и объем работы:</u> Квалификационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения, общим объемом 159 страницы и сопровождается 55 рисунками и 22 таблицами. Список использованной литературы составляет 312 наименований.

Благодарности

Исследования по данной теме проводятся с 2013 г. в лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений ИГМ СО РАН. Глубокую признательность и благодарность за всестороннюю помощь в обсуждении полученных результатов на всех этапах работы автор выражает своему учителю д.г-м.н. А.В. Корсакову. Огромную признательность диссертант выражает академику РАН Н.П. Похиленко за содействие и внимание в процессе работы. Автор выражает особую благодарность академику РАН Н.В. Соболеву, д.г-м.н. Ю.Н. Пальянову, д.г-м.н. А.Г. Соколу, д.г-м.н. А.Ф. Хохрякову и д.г-м.н. Д.А. Зедгенизову за критический анализ рукописи и

конструктивные замечания к работе.

За плодотворные дискуссии и консультации автор признателен д.гм.н. А.Ф. Шацкому, к.г.-м.н. Т.А. Алифировой и к.г.-м.н. А.С. Степанову. Автор выражает благодарность за помощь в проведении исследований зарубежным коллегам – профессору Хирояки Охфуджи и Тетсуо Ирифуне. За помощь в освоении методов и ценные советы автор горячо благодарит О.А. Козьменко, д.г.-м.н. О.Г. Сафонова, д.г.-м.н. К.Д. Литасова, к.г.-м.н. С.С. Кулигина, к.г.-м.н. И.С. Шарыгина, к.г.-м.н. А.М. Дымшиц, к.г.-м.н. Ю.В. Овчинникова, к.г.-м.н. М.А. Вавилова, к.г.-м.н. Л.Н. Похиленко, к.г.-м.н. А.С. Вишневского, к.г.-м.н. Е.А. Сироткину (МГУ), к.г.-м.н. Е.И. Николенко, к.г.-м.н. П.Н. Гаврюшкина, к.г.-м.н. А.Л. Рагозина и В.В. Калинину.

Автор признателен к.г-м.н. Е.Н. Нигматулиной, к.г-м.н. Н.С. Карманову, с.н.с И.Н. Куприянову, к.ф.-м.н. П.С. Зеленовскому (УрФУ, Екатеринбург), к.г.-м.н. В.Н. Реутскому, Е.Н. Федоровой и М.В. Хлестову за содействие в проведении аналитических работ. На этапе сбора фактического материала автору оказали неоценимую помощь к.г.-м.н. А.В. Головин и к.г.-м.н. Е.В. Малыгина.

Особую благодарность за неоценимую помощь и всесторонюю поддержку автор выражает к.г-м.н. А.О. Михно, О.В. Щепетовой, Д.И. Резвухину, К.А. Мусияченко, к.г-м.н. Р.К. Непопу, к.г-м.н. А.Р. Агатовой, С.В. Стрижову, О.В. Пазиловой и В.В. Михайленко.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МД-1260.2013.5) и Российского научного фонда(проект №15-17-30012).

Глава 1. Состояние проблемы изучения условий образования графит- и алмазсодержащих ксенолитов из кимберлитов (по литературным данным)

1.1. История изучения графит- и алмазсодержащих мантийных ксенолитов

История изучения алмазоносных пород началась в конце XIX века в Южной Африке, когда в трубке Нюлэнд был найден первый ксенолит алмазоносного эклогита (Bonney, 1899, 1900). Последующие многочисленные находки алмазоносных ксенолитов в кимберлитовых трубках послужили толчком для углубленного их изучения (Williams, 1932; Бобриевич, 1959; Соболев, Кузнецова, 1966; Соболев и др., 1969а; Соболев, 1974; Похиленко и др., 1976; Pokhilenko et al., 1977).

В последующем была выдвинута гипотеза о том, что алмазы кристаллизуются не в кимберлитовом расплаве, а лишь транспортируются им (Соболев, 1974; Harris and Gurney, 1979; Robinson, 1979; Jaques et al., 1986; Gurney, 1989, 1990). Изучение минеральных включений в алмазе подтвердило эту гипотезу (Meyer and Boyd, 1968; Harris and Vance, 1972; Meyer and Boyd, 1972; Соболев, 1974). Эти многолетние исследования позволили определить два основных материнских субстрата образования алмазов в пределах субконтинетальной литосферы– перидотитовый (Р-тип) и эклогитовый (Е-тип) (Соболев, 1974; Meyer, 1987; Harris, 1992; Соболев и др., 1998; Shirey et al., 2013).

Граничными условиями кристаллизации графита и алмаза в пределах верхней мантии являются реальное распределение температур (геотерма) и линия фазового равновесия графит-алмаз. Большинство термобарометрических исследований подтверждают, что кристаллизация алмаза происходила в поле своей термодинамической стабильности (Соболев, 1974; Meyer, 1987; Sobolev and Shatsky, 1990; Harris, 1992; Pearson et al., 1994; Nimis and Taylor, 2000). Исходя из петрологических построений и изучения минеральных равновесий, большая часть алмазов кристаллизовалась при тепловых потоках 35-45 мВт/м² геотермы, при 4.5-5.5 ГПа и 900-1400 °С (Соболев, 1974; Dawson and Smith, 1975; Boyd and Finnerty, 1980; Meyer, 1987; Harris, 1992; Stachel and Harris, 2008). В настоящий момент для биминеральных алмазоносных эклогитов нет надежных геотермобарометров, но большая часть включений в них образовалась при P-T-параметрах близких к за-

хвату перидотитовых включений, или несколько более высоких (Соболев, 1974; Meyer, 1987; Harris, 1992; Sobolev et al., 2000). На данном этапе, среди исследователей доминирует точка зрения, что алмазы образовались при Р-Т-параметрах верхней мантии в умеренно окисленных средах, состоящих из силикатов, оксидов, карбонатов и водно-углекислого флюида (Соболев, 1974; Haggerty, 1986; Meyer, 1987; Sobolev and Shatsky, 1990; Harris, 1992; Schrauder and Navon, 1994; Haggerty, 1999; Luth, 1999; Navon, 1999; Luth, 1999).

Исследование алмазоносных ксенолитов показало, что в ультраосновном парагенезисе преобладают октаэдрические кристаллы алмаза (Орлов, 1984; Соболев и др., 1984; Spetsius, 1995; Логвинова и др., 2015). Алмазы из ксенолитов эклогитов демонстрируют большее морфологическое разнообразие. Для эклогитов характерны кристаллы октаэдрического и кубического габитуса, а также кристаллы в оболочке (Похиленко и др., 1982; Spetsius, 1995; Harlow, 1998; Соболев и др., 1998), при этом в одном образце могут встречаться кристаллы различной морфологии и окраски (Похиленко и др., 1982; Spetsius, 1999; Степанов и др., 2007).

В ходе многолетних исследований было установлено, что наиболее часто встречающимися алмазоносными породами из кимберлитов являются эклогиты, при незначительном количестве найденных алмазоносных перидотитов (Williams, 1932; Соболев, Кузнецова, 1966; Соболев и др., 1969а, 1972; Соболев, 1974; Похиленко и др., 1976; Pokhilenko et al., 1977; Пономаренко и др., 1980; Илупин и др., 1982; Kirkley et al., 1991; Pearson et al., 1994; Spetsius, 1995; Соболев и др., 1998; Nimis and Taylor, 2000; Anand et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Логвинова и др., 2015). В тоже время, на основании изучения минеральных включений в алмазе, 90% процентов включений в алмазах относятся к перидотитовому парагенезису (Соболев, 1974; Ефимова, Соболев, 1977; Gurney, 1989; Буланова, 1993). Большинство ксенолитов алмазоносных перидотитов относится к гарцбургит-пироповому парагенезису (Соболев и др., 1984). Согласно имеющимся оценкам, эклогиты могут слагать около 7% массы верхней мантии (Anderson, 1989). За редким исключением ксенолиты эклогитов преобладают над перидотитами лишь в нескольких кимберлитовых трубках ("Загадочная" в Якутии; "Робертс Виктор"и "Орапа"в Африке) (Соболев, 1974; Соболев и др., 2011; Томиленко и др., 2011). Алмазы эклогитового парагенезиса характеризуются включениями следующих минералов: омфацит, пироп-альмандиновый гранат, кианит, санидин, коэсит, рутил, корунд, циркон, сульфиды с низким содержанием Ni, ильменит и хромит; перидотитового парагенезиса: оливин, орто- клинопироксен, гранат, хромит и сульфиды (Соболев и др., 1970, 1972; Соболев, 1974; Соболев и др., 1975, 1976; Meyer, 1987; Gurney, 1989; Sobolev and Yefimova, 2000; Taylor and Anand, 2004).

За более чем полувековую историю изучения кимберлитов Якутии, было описано более 500 алмазоносных ксенолитов эклогитов, среди которых наиболее многочисленными являются биминеральные эклогиты (Соболев, Кузнецова, 1966; Соболев и др., 1972; Соболев, 1974; Jerde et al., 1993; Jacob et al., 1994; Sobolev et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Соболев и др., 1998; Taylor et al., 2000; Spetsius and Taylor, 2002; Anand et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Liu et al., 2009; Riches et al., 2010; Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2014; Специус и др., 2015; Howarth et al., 2015). Кианитовые, кианит-коэситовые, корундовые эклогиты и гроспидиты более редкие и представляют высокоглиноземистую разновидность мантийных ксенолитов (Бобриевич и др., 1960; Соболев, 1964, 1974; Соболев и др., 1976; Пономаренко и др., 1976; Пономаренко, 1977; Пономаренко и др., 1977; Специус и др., 1984; Spetsius, 1995, 2004; Spetsius et al., 2009).

Как правило, алмазоносные эклогиты представлены равномернозернистыми породами с вариациями размера зерен от крупно- до мелкозернистых разновидностей. Массивная текстура характерна для основной части алмазоносных эклогитов. При этом некоторые алмазоносные разновидности характеризуются полосчатой текстурой с линейно ориентироваными зернами пироксена, кианита и кристаллами алмаза. Основные породообразующие минералы алмазоносных эклогитов представлены гранатом гроссуляр-пироп-альмандинового состава и омфацитом. Химический состав алмазоносных эклогитов не отличается от состава неалмазоносных, как в биминеральных, так и в высокоглиноземистых разностях. Геохимические характеристики и распределение редких элементов между гранатом и клинопироксеном так же индентичны (Snyder et al., 1997). Степень вторичных измений мантийных ксенолитов значительно варьируется (Соболев, Соболев, 1964). Вторичные изменения интерпретируются процессами декомпрессии и частичного плавления при захвате/транспортировке кимберлитовым расплавом на поверхность (Taylor and Neal, 1989; Pyle and Haggerty, 1998; Spetsius and Taylor, 2002; Misra et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Aulbach et al., 2009). Более детально вторичные изменения будут рассмотрены в главе 6. На сегодняшний день доминирующей гипотезой происхождения мантийных эклогитов является образование этих ксенолитов в процессе субдукции океанической коры под кратоны (MacGregor and Manton, 1986; Shervais et al., 1988; McCandless and Gurney, 1989; Kesson and Ringwood, 1989; Taylor and Neal, 1989; Taylor et al., 2003). Первым свидетельством этой гипотезы послужили коровые изотопные характеристики углерода для алмазов (Соболев и др., 1979; Deines, 1980; Deines et al., 1984, 1987, 1991; Kirkley et al., 1991).

В мантийных ксенолитах графит преимущественно встречается в виде одиночных кристаллов среди высокобарических породообразующих минералов, а также в виде включений в этих минералах (Соболев, 1974; Harris, 1972; Hatton and Gurney, 1979). Петрологические построения свидетельствуют о том, что кристаллизация графита происходит либо в процессе метаморфизма (UHP) либо в процессе метасоматических изменений породы (Соболев, 1974; Robinson, 1979; Похиленко и др., 1982; Liou et al., 1994; Pearson et al., 1994; Coleman et al., 1995; Harley and Carswell, 1995). Otносительно недавно, в метаморфических породах сверхвысоких давлений, было показано, что часть графита кристаллизовалась в поле стабильности алмаза. Однако, высокобарический этап метаморфизма был весьма скоротечен, что способствовало сохранению метастабильного графита (Korsakov et al., 2010). Напротив, считается, что в ксенолитах мантийных пород кристаллизация алмазов произошла в архее-протерозое (хотя присутствуют альтернативные точки зрения – Shimizu and Sobolev (1995)), задолго до вынесения этих ксенолитов кимберлитовыми расплавами на поверхность. Тем самым длительное пребывание в мантии графитсодержащих образцов должно привести к полной перекристаллизации графита в алмаз.

Несмотря на длительное и детальное изучение мантийных ксенолитов, графит- алмазсодержащих образцов описаны единицы. Первая публикация о графит-алмазсодержащем эклогите из кибмерлитов Южной Африки представлена (Wagner, 1909). (Бобриевич и др., 1959) обнаружили биминеральный графит- и алмазсодержащий эклогит в трубке Мир, Якутия. Кропотова, Федоренко (1970) установили, что изотопный состав углерода графита аналогичен таковому алмазу из того же эклогита (~1 %,), что указывает на единый мантийный источник углерода, как для графита, так и для алмаза. В последующем, Соболев и др. (1966) впервые изучили закономерности вхождения азота в структуру алмаза, из графит- и алмазсодержащего эклогита (Бобриевич и др., 1959) и установили глубинность образования алмазов. Единственная находка корундового графитсодержащего эклогита описана в работе Соболев (1974). В последующем графиталмазсодержащий кианитовый эклогит из трубки "Удачная" описан Похиленко и др. (1982). Два биминеральных графит- алмазсодержащих ксенолита эклогита описано из кимберлитов Южной Африки (Hatton, 1978; Robinson, 1979). Считается, что формирование графит- алмазсодержащих эклогитов мантийных ксенолитов, выносимых кимберлитами, происходило вблизи линии равновесия графит-алмаз (Бобриевич и др., 1959; Hatton, 1978; Robinson, 1979; Похиленко и др., 1982). Гипотезу о возможности метастабильного роста графита в поле стабильности алмаза впервые выдвинули Pearson et al. (1994). Полученные Р-Т значения для некоторых графитсодержащих ксенолитов соответствовали области стабильности алмаза (Pearson et al., 1994), что является первым свидетельством возможности кристаллизации графита в области стабильности алмаза.

1.2. Обзор экспериментальных данных по синтезу графита и алмаза в различных модельных системах

Вопрос о причинах кристаллизации различных полиморфных модификаций углерода как в экспериментальных системах, так и в природных образцах остается дискуссионным. Экспериментальные работы показали, что умеренно окисленные обстановки во всех неметаллических системах являются наиболее благоприятными для кристаллизации алмаза (Akaishi and Yamaoka, 2000; Pal'yanov et al., 2002a; Литвин, 2009). А.Г. Сокол с соавторами экспериментально продемонстрировали влияние восстановительной обстановки на кристаллизацию алмаза и графита. В С-О-Н системе при P-T параметрах отвечающих полю стабильности алмаза, с увеличением концентрации метана и водорода во флюиде происходит подавление спонтанной нуклеации и снижение скорости роста алмаза, при этом происходит метастабильная кристаллизация графита (Sokol et al., 2009). Дальнейшее увеличение температуры приводит к увеличению интенсивности процессов алмазообразования (Сокол и др., 2004).

Согласно экспериментальным исследованиям кристаллизации алмаза в неметаллических системах, из С-О-Н флюида в высокотемпературной области происходит кристаллизация только алмаза, тогда как при более низких температурах происходит метастабильная кристаллизация графита (Литвин и др., 1997; Pal'yanov et al., 1999b; Akaishi and Yamaoka, 2000; Akaishi et al., 2000; Yamaoka et al., 2000; Sokol et al., 2001b; Pal'yanov et al., 2002a; Yamaoka et al., 2002a; Davydov et al., 2004; Pal'yanov et al., 2006; Pal'yanov and Sokol, 2009; Palyanov et al., 2011). Экспериментально показано, что с увеличением Р-Т параметров последовательно реализуются следующие процессы кристаллизации полиморфных модификаций углерода: нуклеация и рост метастабильного графита →нуклеация и рост метастабильного графита+рост алмаза →нуклеация и рост алмаза (Сокол, Пальянов, 2004; Пальянов и др., 2005). Возможность реализации этапа одновременной кристаллизации метастабильного графита и алмаза доказывается находками на затравочных кристаллах алмаза индукционных поверхностей совместного роста этих фаз (Пальянов и др., 2000; Sokol et al., 2001b). Процессы совместной кристаллизации метастабильного графита и алмаза зафиксированы в относительно низкотемпературной области, но в широком диапазоне составов, от простейшей С-О-Н системы до системы силикат – карбонат – флюид. Во флюидных и флюидсодержащих щелочных системах метастабильный графит кристаллизовался при давлении 5.5-5.7 ГПа в диапазоне температур 1150-1420 °С (Pal'yanov et al., 1999a; Yamaoka et al., 2000; Pal'yanov et al., 2002a; Sokol et al., 2001a) и при давлении 7.7 ГПа в интервале 1200-1600 °С (Akaishi et al., 2000; Akaishi and Yamaoka, 2000; Yamaoka et al., 2000, 2002a,b). Palyanov et al. (2016) в экспериментальных работах по синтезу алмаза в ультра-калиевом карбонатном расплаве показали роль СО₂ в процессе алмазообразования. Как продукт взаимодействия магнезита с коэситом и водородом графит появлялся в экспериментах при давлении 6.0 ГПа в диапазоне температур 1350-1450 °C, но исчезал с увеличением температуры до 1500 °C (Pal'yanov et al., 2002b). Длительность индукционного периода, предшествующего началу нуклеации алмаза, практически экспоненциально увеличивается при снижении температуры от нескольких минут при 1900 °C до сотни часов при 1200 °C (Pal'yanov et al., 1999b,a; Akaishi et al., 2000; Akaishi and Yamaoka, 2000; Пальянов и др., 2000; Pal'yanov et al., 2002a; Yamaoka et al., 2002a; Sokol et al., 2001b,a). На сегодняшний день, не установлено какой именно из параметров (P,T, fO₂ или состав системы) оказывает наиболее существенное влияние на кристаллизацию алмаза или графита в неметаллических системах. Для ультракалиевой системы установлено, что на нуклеацию и рост полиморфных модификаций углерода существенно влияет состав среды кристаллизации (Palyanov et al., 2007).

1.3. Образование различных типов включений графита в алмазе

Изучение минеральных включений в одиночных кристаллах алмаза из разлиных регионов мира, позволили установить, что все включения графита в алмазе могут быть подразделены на прото-, син- и эпигенетические (Соболев, 1974; Harris and Gurney, 1979; Meyer, 1987; Harris, 1992; Bulanova et al., 1998; Glinnemann et al., 2003; Nasdala et al., 2005). Включения графита, образующие диски и розетки вокруг флюидных или минеральных включений в алмазе (Harris, 1972; Ефимова и др., 1983), являются эпигенетичными и образуются в процессе постростовой графитизации (Кухаренко, 1955) Центральный тип включений, как правило, представлен идиоморфными кристаллами графита, которые располагаются в центре кристаллов алмаза (Буланова и др., 1979; Bulanova, 1995; Glinnemann et al., 2003; Nasdala et al., 2003, 2005). Считается, что такие включения являются протогенетичными и служат затравками для кристаллов алмаза (Bulanova, 1995; Nasdala et al., 2003, 2005). Вопрос о сингенетичных включениях графита в кристаллах алмаза остается спорным. Предполагается, что полифазные микровключения в волокнистых алмазах кубического и темно-серых алмазах октаэдрического габитуса содержат низкоупорядоченные сингенетичные включения графита (Орлов, 1984; Zedgenizov et al., 2004; Титков С В и др., 2006; Logvinova et al., 2008).

Долгое время условия и механизмы, ответственные за образования различных типов включений графита в алмазе были не ясны. Одной из первых работ по экспериментальному изучению механизмов образования графита вокруг включений в природных алмазах была работа Harris and Vance (1972). Установлено, что внутренняя графитизация кристаллов алмаза вокруг включений и по трещинам начинается при температурах свыше 900 °C. Авторы предположили, что причиной графитизации является наличие CO₂ на границе алмаз-включение. Последующие работы по графитизации различных по составу минеральных включений в природных алмазах при давлениях 5-7 ГПа и температурах 1300-2000 °C (Чепуров и др., 2008) показали, что графитизации вокруг включений при высоких давлениях и высоких температурах не происходит. Ваtaleva et al. (2016) в ходе экспериментов в SiO₂-(Mg,Ca)CO₃-(Fe,Ni)S при 6.3 ГПа и 1650-1750 °C продемонстрировали различные механизмы захвата минеральных включений и освновные методологические принципы.

Экспериментальные работы Khokhryakov et al. (2009), Нечаев, Хохряков (2013), Хохряков, Нечаев (2015) позволили установить ряд характерных особенностей, на основе которых возможно установить генетический тип включения графита в алмазе.

Исходя из экспериментальных данных, протогенетические включения графита имеют неправильную изометричную или округлую форму (Khokhryakov et al., 2009). Чешуйки графита неравномерно расположены по всему объему кристалла алмаза. При этом, в кристаллах алмаза, присутствуют округлые пластинки графита в центральной части. Ориентировка графита в алмазе незакономерная. Кристаллическая структура графита характеризуется разной степенью упорядоченности. Остаточные напряжения вокруг включений графита либо отсутствуют, либо они незначительные.

Сингенетичные включения графита были обнаружены при синтезе алмаза в неметаллических системах на затравочные кристаллы при раз-

личных P-T-t (Khokhryakov et al., 2009). Кристаллы графита располагаются по всему объему кристалла и имеют идиоморфную шестиугольную или неправильную полигональную форму, которая определяется слоями роста алмаза. Трещины и напряжения вокруг включений графита в кристаллах алмаза отсутствуют. КР-спектры зерен графита из включений в алмазе характеризуются высокой степенью упорядоченности. Эпигенетические включения были получены в экспериментах по высокотемпературному отжигу кристаллов алмаза при атмосферном давлении (Нечаев, Хохряков, 2013). Авторы установили, что эпигенетические включения графита всегда сопровождаются трещинами и сильными напряжениями в окружающем алмазе по плоскостям {111}. Кристаллы графита всегда приурочены к включениям других минеральных фаз, границам блоков и трещинам в кристаллах алмаза. Кристаллы графита образуют изометричные пластинки гексагональной или округлой формы. КР-спектры графита имеют упорядоченную структуру. На основе отсутствия эпигенетических включений графита в алмазе в большинстве алмазных месторождений, авторами был сделан вывод о том, что температура образования кимберлитовых тел составляла менее 900 °C.

Экспериментальные работы Korsakov et al. (2015) по графитизации искусственных алмазов при 2.0-2.5 ГПа и 1400-2100 °С в безводной и водосодержащей системах при различных температурах, показали отличный характер графитизации на различных гранях алмаза. В водосодержащей системе на гранях {111} формируются преимущественно отрицательно ориентированные тригоны с редкими идиоморфными чешуйками графита, в то время как крупные гексагональные кристаллы графита сконцентрированы на гранях {100} и {110}. Образование кристаллов графита на гранях алмаза происходит по механизму растворение-осаждение при 2 ГПа в водонасыщенной системе. Рост кристаллов графита происходит по спиральному механизму. Твердофазная графитизация в опытах не диагностирована. В безводной системе при 1 атмосфере, псевдоморфозы графита по алмазу представляют собой очень хрупкий агрегат, который не сможет сохраниться на природных образцах. Морфология алмаза угадывается плохо, и диагностируются только общие морфологические черты кристаллов алмаза. Представленные авторами экспериментальные результаты являются критериями для разделения метастабильного графита (графита кристаллизовавшегося в области стабильности алмаза) и графита образовавшегося в результате частичной графитизации алмаза.

За более чем полувековую историю изучения алмазоносных мантийных ксенолитов детально изучены основные петрологические (Бобриевич, 1959; Соболев, 1974; Похиленко и др., 1982; Pearson et al., 1994; Sobolev et al., 1994; Соболев и др., 1998; Spetsius, 2004; Taylor and Anand, 2004; Spetsius et al., 2009) и геохимические (Jerde et al., 1993; Jacob et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Aulbach et al., 2009; Howarth et al., 2014, 2015) особенности алмазоносных пород, изотопные характеристики углерода для алмазов разного парагенезиса (Кропотова, Федоренко, 1970; Соболев и др., 1979; Galimov, 1984; Schulze et al., 1997; Cartigny et al., 1998), флюидные/расплавные включения в алмазах и охарактеризованы парагенетические ассоциации природных алмазов (Соболев, 1974; Taylor and Anand, 2004). Тем не менее, на данный момент продолжаются оживленные дискуссии о параметрах кристаллизации алмаза в мантийных минеральных ассоциациях и сингенетичности включений графита в алмазе и породообразующих минералах (Nasdala et al., 2003; Zedgenizov et al., 2004; Nasdala et al., 2005; Khokhryakov et al., 2009; Хохряков, Нечаев, 2015; Palyanov et al., 2013).

Глава 2. Методы исследования

Изучение минералого-петрографических, химических и геохимических особенностей ксенолитов мантийных пород проводилось на оборудовании Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН). Оптические исследования породообразующих и акцессорных минералов в мантийных ксенолитах проводилось на базе ИГМ СО РАН на микроскопах Olympus BX51 (Япония), совмещенного с фото-видеокамерой Olympus Color View III и Carl Zeiss Canon G5 (Германия). В процессе пробоподготовки образцов использовался бинокулярный микроскоп МБС 10 (Россия).

Определение химического состава породообразующих минералов в ксенолитах производилась на сканирующих электронных микроскопах JEOL JXM-6510LV и TESCAN MIRA 3 LMU JSM 6510LV совмещенным с детектором INCA Energy 350 X-max 80 mm² (Oxford Instruments) и рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA 8100 на базе лаборатории рентгеноспектрального анализа Аналитического центра ИГМ СО РАН, при параметрах анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов - 1 нА, диаметр зонда 6 мкм и 50 кВ, ток поглощенных электронов 20 нА, диаметр зонда 2-3 мкм соотвественно. Для поэлементного картирования использовался электронный микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU JSM 6510LV (интервал накопления сигнала 0.78 с на точку). Детальное изучении минералов в шлифах и отдельных кристаллов проводилось при использовании растровой электронной сканирующей микроскопии (SEM) совместно с энергодисперсионной спектроскопией (EDS) на JEOL JXM-6510LV и TESCAN MIRA 3 LMU JSM 6510LV. Подробное описание методики описано в работе Лаврентьев и др. (2015)

Конфокальное КР-картирование включений в алмазе выполнено с использованием системы WITec alpha300AR (УЦКП «Современные нанотехнологии» УрФУ, Екатеринбург), оснащенной 488 нм лазером, размер картируемой области 70×70 мкм и разрешением 140×140 точек, интервал накопления спектра в каждой точке 0.2 с.

Индивидуальные КР-спектры в интервале от 100-4000 см⁻¹ получены с использованием спектрометра LabRam Horiba HR800 Jobin Yvon (ИГМ СО РАН), оснащенный лазером 532 нм при мощности лазера ~ 30 мВт и размере пучка 0.8 мкм.

Дефектно-примесный состав в алмазах исследовался на ИК-фурье спектрометре Bruker Vertex 70 FTIR с HYPERION 2000 IR микроскопе, в

диапазоне длин волн от 1000-7000 см $^{-1}$ (апертура 50 ×50 μ).

Масспектрометрические измерения изотопного состава углерода (графита и алмаза) получены на ионном зонде САМЕСА IMS 1270 в лаборатории Европейского университетского центра Лотарингии (Нанси, Франция) и на приборе Finnigan MAT Delta в лаборатории ИГМ СО РАН. Методика измерений подробно описана в работе Rollion-Bard et al. (2007) и Reutsky et al. (2012).

Глава 3. Геологическое положение кимберлитовой трубки "Удачная"и минералого-петрографическая характеристика графит- и алмазсодержащих ксенолитов

3.1. Геологическое положение и строение кимберлитовой трубки "Удачная".

Алмазоносные кимберлиты представляют собой уникальную группу пород по геохимическим и петрологическим особенностям, которая отражает состав, строение и эволюцию наиболее глубинных частей континентальной литосферы.

Кимберлитовый магматизм характерен для древних платформенных областей различных регионов мира. Кимберлитовая трубка "Удачная" находится в Далдыно-Алакитском районе Якутской кимберлитовой провинции Сибирской платформы и относится к среднепалеозойскому кимберлитовому циклу (367±5 млн. лет) (Kinny et al., 1997; Kamenetsky et al., 2009). Сибирский кратон представляет собой мозаику террейнов с возрастом формирования вещества от 2.5 до 3.5 млрд. лет, амальгамация которых завершилась к 1.8–2.1 млрд. лет. На территории Сибирского кратона выделяют не менее трех циклов кимберлитового магматизма: (1) Верхний девон - средний карбон (367-345 млн. лет); (2) Триассовый (245-215 млн. лет); (3) Верхнеюрский (160-149 млн. лет) (Дэвис и др., 1980; Брахфогель, 1984; Kinny et al., 1997; Костровицкий и др., 2007).

Далдыно-Алакитский район кимберлитового магматизма расположен на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы, граничащей на севере с южным склоном Анабарского массива, и приурочен к Вилюйско-Тунгусской зоне разломов. В геологическом строении района на современном срезе принимают участие породы нижнего и верхнего палеозоя, раннего мезозоя и позднепалеозойского-раннемезозойского нерасчленного эффузивно-интрузивного траппового комплекса, возраст которых определяется как пермо-триасовый (Бобриевич, 1959). Глубина залегания пород фундамента колеблется от 2500 м на северо-востоке района до 3100 м в его юго-западной части (Харькив и др., 1998; Суворов и др., 2005). В северовосточной части района, в бассейне реки Далдын, преобладают карбонатные породы (известняки, доломиты, аргиллиты, мергели) нижнего ордовика и верхнего кембрия. На юго-западе, в бассейне верховьев рек Алакит и





Рис. 3.1. Расположение кимберлитовых полей на Сибирской платформе (из работы Pokhilenko et al. (1999), с изменениями). 1–Граница Сибирской платформы, 2–выходы кристаллического фундамента, 3–мезозойские кимберлитовые поля, 4–палеозойские кимберлитовые поля, 5–кимберлитовая трубка "Удачная".

Марха, развиты пестроцветные глинисто-карбонатные отложения среднего ордовика и известняки нижнего силура.

Трубка "Удачная" состоит из двух сопряженных в пространстве тел (западного и восточного) и на поверхности (в плане) имеет форму искаженной восьмерки. Западное тело состоит из нескольких разновидностей кимберлитовых пород, которые представляют собой несколько фаз внедрения (Харькив и др., 1998) и преимущественно состоит из двух типов кимберлитов– брекчии серовато-зеленового цвета и пепельно-серого кимберлита с порфировой структурой. Отмечается сильная серпентинизация западного тела на всю вскрытую глубину (до 1400 м). Характерной чертой всех типов ксенолитов является сильная переработка вторичными процессами (Харькив и др., 1998).

При разведке глубоких горизонтов установлено сложное строение восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. Кимберлит, слагающий Восточное тело, представляет собой плотную породу от темно-зеленого до черно-зеленого цвета с порфировой структурой с большим количеством свежих зерен оливина и пикроильменита. В кимберлитовой трубке "Удачная-Восточная" ксенолиты мантийных пород характеризуются высокой сохранностью и наибольшим разнообразием (Соболев, 1974; Зинчук и др., 1993; Харькив и др., 1998).

Оба кимберлитовых тела содержат повышенное количество ксеногенного материала (Зинчук и др., 1993; Харькив и др., 1998). Кроме того, трубка "Удачная" характеризуется присутствием оригинальных и редких разновидностей пород, известных только для этой трубки, таких как шпинельпироповые породы– алькремиты (Пономаренко, 1975; Пономаренко, Лесков, 1980) и алмазоносные гроспидиты (Пономаренко и др., 1976).

Исследование ксенолитов мантийного генезиса позволяет судить о том, что кимберлитовая трубка "Удачная" содержит практически все разновидности глубинных пород, известных по находкам в других кимберлитовых телах различных регионов мира. Находка серии наиболее глубинных минералов в алмазах, в частности ферропериклаза (Зедгенизов и др., 2001), а также включение майджоритовых гранатов в алмазах из различных регионово мира (Соболев и др., 1997; Sobolev et al., 2004), позволяют предположить особо глубинный характер кимберлита трубки "Удачная". Совокупность вышеизложенных фактов позволяет сделать вывод об исключительности кимберлитовой трубки "Удачная"как "источника"мантийных пород. Широкое петрологическое разнообразие и "свежесть"мантийных ксенолитов позволяют подойти более комплексно к их изучению, проследить термическую историю и фациальное разнообразие пород по Сибирским кратоном.

3.2. Эклогиты

На сегодняшний день существует множество подходов для классификации глубинных ксенолитов, которые базируются на текстурноструктурных особенностях, химическом составе основных минералов или модальном соотношении главных породообразующих минералов (Coleman et al., 1965; Соболев и др., 1969b; Macgregor and Carter, 1970; Dawson and Stephens, 1975; Taylor and Neal, 1989; Sobolev et al., 1994; Grütter et al., 2004). На сегодняшний день наиболее часто используемыми являются классификации Coleman et al. (1965) по содержанию пиропового минала в гранатах и классификация Taylor and Neal (1989), базирующаяся на соотношении MgO и Na₂O в клинопироксене. В основе классификации пород эклогитового парагенезиса лежит не модальное соотношение минералов (это имеет лишь второстепенный, вспомогательный признак), а особенность химизма клинопироксена и, прежде всего, отношения MgO-Na₂O в клинопироксене.

В графит- и алмазсодержащих ксенолитах нами выделено две группы пород – основная (эклогитовая) и ультраосновная. Основная группа представлена ксенолитами эклогитов и на основании соотношения MgO и Na₂O в клинопироксене разделена на высоконатровую–(группа C) (15 образцов) и магнезиально-железистую–группа В (11 образцов) (Таб. 3.1). Ультраосновная представлена ксенолитами ортопироксенитов (2 образца), вебстеритом и оливинитом (Рис. 3.2).

Высоконатровые ксенолиты эклогитов имеют сходные минералогопетрографические особенности с гроспидитами, которые были выделены Бобриевич и др. (1960). Основным отличием высоконатровых эклогитов от гроспидитов является наличие в гроспидите кианита/корунда и содержание гроссулярового компонента в гранатах свыше 50 мол.% (Соболев, 1974; Томиленко и др., 2011).



Рис. 3.2. Фотографии плоскополированных пластинок ксенолитов эквебстеритового, ортопироксенитового логитового, И перидотитового парагенезиса.

ΓDε	hara-on	фацита соглас	сно Coleman et a	I. $(1965); T$	aylor and Neal (1989).	
L	Nº oбp.	Тип	Минеральный состав	Алмаз-Графит	Хим. состав гранатов по Coleman et al. (1965)	Хим. состав пироксенов по Taylor and Neal (1989)
1	Uv-83	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Gr+Dia	B	C
0	Uv-536	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Gr+Dia	В	C
ε	Uv-567	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Gr+Dia	В	C
4	Uv-25	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia	В	C
S	Uv-15	Гроспидит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	C	C
9	Uv-180	Гроспидит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	С	C
Г	Uv-505	Эклогит-Гроспидит	Grt-Cpx-Ky-coes/Qtz	Dia-Free	B-C	B-C
×	Uv-467	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	В	C
6	Uv-09	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	В	C
10	Uv-99	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	В	C
11	Uv-502b	Эклогит	Grt-Cpx-Ky-Coes/Qtz	Dia-Free	В	C
12	Uv-01	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Gr+Dia	В	B-C
13	Uv-29	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia-Free	A-B	B-C
14	Uv-44	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	В	5 0
15	Uv-65	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia-Free	В	C
16	Uv-67	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Gr+Dia	В	В
17	Uv-537	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	В	В
18	Uv-309	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	В	В
19	Uv-345	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	В	В
20	Uv-566c	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	В	В
21	Uv-98	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	A-B	В
22	Uv-108	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Gr+Dia	В	В
23	Uv-66	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia-Free	В	В
24	Uv1199	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia	А	В
25	Uv-30	Эклогит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia-Free	В	В
26	Uv-90	Эклогит-Гроспидит	Grt-Cpx-Coes/Qtz	Dia-Free	С	В
27	Uv-554	Вебстерит	Grt-Cpx-Opx	Dia		
28	Uv-92	Ортопироксенит	Grt-Cpx-Opx-Ol	Gr		
29	Uv-506	Ортопироксенит	Grt-Cpx-Opx-Ol	Gr		
30	Uv-170	Ортопироксенит	Grt+O1	Gr		

Таблица 3.1. Классификация мантийных ксенолитов исходя из минерального состава и химического состава

3.2.1. Высоконатровые эклогиты (группа С)

По классификации Taylor and Neal (1989) высоконатровые эклогиты попадают в группу С- с максимальным содержанием Na₂O до 10 мас.% (Рис. 3.4). Основной минералогической особенностью этой группы является наличие кианита. Его отсутствие в некоторых образцах может объясняться небольшим количеством этого минерала в ксенолите или исчезновением в процессе метаморфизма. Все эклогиты имеют гранобластовую средне-, реже мелкозернистую структуру и массивную текстуру, хотя иногда встречаются случаи четкого чередования полос, сложенных гранатпироксеновой и гранат-кианитовой ассоциациями (Uv-25). Химический состав гранатов характеризуется повышенным содержанием гроссулярового минала и по классификации Coleman et al. (1965) эти эклогиты преимущественно относятся к группе В-С (Рис. 3.3). В кианите обнаружены включения первичных неизмененных минералов-омфацита и граната (Рис. 3.8). В гранате, омфаците, рутиле и сульфидных глобулах диагностируются структуры распада. Акцессорные минералы (< 1 об.%) представлены первичными: алмаз, графит, кианит, рутил, титанит, пентландит, пирротин и халькопирит; вторичными: шпинель, плагиоклаз, ортит, амфибол, хлорит, кальцит, джерфишерит, серпентин и корунд. В этой группе представлены образцы как содержащие полиморфные модификации углерода, так и без них. Отмечается интенсивная трещиноватость первичных минералов. Высоконатровые эклогиты сильнее всего изменены вторичными процессами: гранат окружен келифитовыми каймами; омфацит замещен диопсидкалишпат-плагиоклазовым симплектитом ("spongy texture" no Wilshire and Binns (1961)), иногда полностью замещая первичный клинопироксен (Рис. 3.10, А-Б); зерна кианита замещены шпинель - корунд - плагиоклазовым симплектитом (Рис. 3.5). В гроспидите (гроссуляр-пироксен-дистен) Uv-180 диагностируется титанит, замещенный анортит-рутиловым симплектитом (Рис. 3.6, Е). Псевдоморфозы кварца по коэситу диагностируются во всех изученных образцах по характерным палисадным структурам (Рис. 3.7).

Интенсивно трещиноватые оранжево-коричневые порфиробласты граната размером от 0.5 до 2 мм (редко превышая 3 мм) составляют от 50 до 60 об.% породы. Мощность келифитовых кайм вокруг зерен граната варьирует от 50 до 200 мкм. По трещинам в гранате развиваются вторичные минералы: вторичный клинопироксен (CpxII), плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, шпинель, сульфиды и др. Зерна граната содержат включения порообразующих (омфацита, кианита) и акцессорных минералов (коэсита, рутила, графита, алмаза) (Рис. 3.9; 3.10, В-Е; 3.11). Вследствии интенсивной трещиноватости, включения в гранате сильно изменены (Рис. 3.7). В образцах Uv-01, Uv-536 и Uv-567 диагностированы крупные



Рис. 3.3. Треугольная диаграмма составов гранатов эклогитового парагенезиса. Штриховыми линиями показано разделение эклогитов на A, B и C согласно (Coleman et al., 1965). М-химический состав породообразующего

согласно (Соleman et al., 1965). М-химический состав породоооразующего граната; Inc-химический состав включений граната в кианите и омфаците. Римскими цифрами (I и II) обозначены две генерации граната в образце Uv1199.



Рис. 3.4. Бинарная диаграмма соотношения MgO/Na₂O в составах первичных клинопироксенов эклогитового парагенезиса. Разделение эклогитов на группы A, B и C показано штриховыми линиями согласно классификации Taylor and Neal (1989). М–химический состав породообразующего омфаци-

та; Inc-химический состав включений омфацита в кианите и гранате.



Рис. 3.5. Фотографии включений кианита в зернах граната (А, Г) со следами вторичных изменений. (Б-В)–Увеличенный фрагмент фотографии (А) с вторичным плагиоклазом, корундом и шпинелью.





Рис. 3.6. ВSE изображение зерен титанита и кианита из эклогитов высоконатровой группы. (А)–Крупное зерно кианита на контакте с кимберлитом частично замещеное плагиоклазом (42 об.%); (Б)–Вторичный Pl-Spl-Crn агрегат, окружающий зерно кианита; (В)–Неизмененное включения кианита в зерне граната; (Г)–Срастание зерен кианита и рутила на контакте с кимберлитом; (Д)–Срастание кристаллов титанита и кианита, окруженные Kfs-Pl-CpxII симплектитом; (Е)–Зерно титанита, замещенное An-Rt симплектитом



Рис. 3.7. Псевдоморфозы кварца по коэситу в ксенолитах эклогитов. Включение коэсита в гранате в проходящем свете при параллельных николях (A) и в скрещенных николях (Б); (В)–Увеличенный участок включения

коэсита/кварца в гранате в скрещенных николях; (Г)–Включение коэсита/кварца в симплектите по первичному клинопироксену в скрещенных николях.



Рис. 3.8. BSE изображение породообразующих и акцессорных минералов в ксенолитах эклогитов. (А)–Зерна кианита в включениями граната и неизмененного первичного клинопироксена; (Б)–Включение частично измененного первичного клинопироксена в зерне титанита из образца Uv-180; (В)–Включение первичного клинопироксена к зерне кианита, частично измененного по трещине; (Г)–Зерно кианита, рутила и сульфидная глобула на границе граната и Kfs-Pl-CpxII симплектита; (Д)–Крупное зерно кианита с включением сингенетичного срастания граната и неизмененого первичного клинопироксена, рутила; (Е)–Включения Сое/Qtz и первичного клинопироксена в зерне кианита.

включения графита, часть из которых не полностью бронированы минералом хозяином (Рис. 3.12, А-Г). Помимо этого, неизменные включения граната размером от 30 мкм до 100 мкм обнаружены в кристаллах кианита (Рис. 3.8, А, Д; 3.13, Д).

По химическому составу гранаты относятся к пироп - гроссуляр - альмандиновому ряду (Prp_{17.1-53.7}Gross_{27.9-55.8}Alm_{11.8-39.2}And_{1.5-5}TiAnd_{0.9-2.5}) и по классификации Coleman et al. (1965) преимущественно к группам В и С (Uv-180 и Uv-15) и один образец к группе А (Uv-29) (Рис. 3.3). Гранаты отличаются гомогенностью в пределах зерна и небольшими вариациями в пределах образца. Химический состав кайм отличается большей магнезиальностью, по сравнению с центральной частью, и компонентов Prp_{47.5-66}Gross₅₋₁₉Alm_{18.9-36.3}And₃₋₇ соотношение имеет (Таб. 3.2). Зерна граната из образцах Uv-01 и Uv-44 характеризуются интенсивной зональностью, диагностируемая по изменению цвета во вторично-обратнорассеяных электронах и зональности содержания FeO и MgO (Рис. 3.14; 3.16). При увеличении содержания TiO_2 , в кайме граната, происходит увеличение содержание титанистого андрадита от TiAnd_{0.9} до TiAnd_{2.4} и закономерное уменьшение простого андрадита. Вариации содержания TiO_2 составляют от 0.5 до 0.8 мас.% (Рис. 3.15; 3.16); MgO от 13 до 18.8 мас.%, тогда как в остальных образцах этой группы содержание TiO₂ варьирует от 0.1 до 0.2 мас.%. Значительные вариации составов диагностированы между гранатом во включениях в кианите и матриксе в образцах Uv-505, Uv-180 и Uv-15. В гроспидите Uv-180 и эклогите Uv-505 содержание основных компонентов в породообразующем гранате и составляет $Prp_{16.5-17.5}Gross_{53.5-55.8}Alm_{22.5-23.6}And_{3.5-5}$ клинопироксене $Prp_{28.3-31.9}Gross_{32.6-36.3}Alm_{31.4-32.7}And_{0.5-2.4},$ ВКЛЮ-И a BO $Prp_{16.9-18}Gross_{53.6-56}Alm_{23-23.1}And_{3-3.6}$ кианите чениях В И соответственно. $Prp_{29.4-33.2}Gross_{26-32.7}Alm_{33.4-34.9}And_{3.3-3.5}$ Уникальное включение в кианите, представляющее собой сингенетичное срастание неизмененного граната (Prp_{30.2-30.4}Gross_{30.2-30.3}Alm_{30.9}And_{3.5}) и омфацита $(Jd_{48.1-48-8}Di_{39-39.4}Hd_{9.4-9.9}CaTs_{0.8-1.5}),$ обнаружено в образце Uv-505 (Рис. 3.8, Д). Содержание MnO варьирует от 0.1 (Uv-180) до 0.4 мас.%

(Uv-01). Большей магнезиальностью (#71-73) отличается образец Uv-25, с содержанием пиропового минала $\Pr_{39.8-40.9}$ (Puc. 3.3).



Рис. 3.9. Фотография кристаллов алмаза и графита (А). (Б)–ВSE изображение включения кристаллов алмаза в гранате и графита частично выходящего за его пределы; (В)–Катодолюминисцентная топограмма кристалла

алмаза.





Рис. 3.10. ВSE изображение вторичных изменений первичных минераловклинопироксена и коэсита. (A)–Kfs-Pl-CpxII симплектит ("губчатые структуры") вокруг реликтов первичного клинопироксена; (Б)–Крупно- и мелкозернистый симплектит в ксенолите эклогита Uv-25; (В)–Включения Coe/Qtz в зерне граната; (Г)–Включение Coe/Qtz в граната с включением измененного первичного клинопироксена; (Д)–Включение Kfs-Pl-CpxII симплектита в зерне коэсита (Uv-537); (Е)–Увеличенный участок изображения (Г).



Рис. 3.11. BSE изображение вторичных изменений омфацита и киа-

нита. (А)–Частично измененные включения кианиата в гранате; (Б)– Плагиоклаз-шпинель-корундовый симплектит замещающий зерна кианита; (В)-(Г)–Плагиоклаз-калишпат-клинопироксеновый симплектит замещающий первичный омфацит. Размер зерен в симплектите увеличивается в сторону от реликтов омфацита.




A

Β





Рис. 3.12. ВЅЕ изображение кристаллов графита. (А-Б)–Включения кристаллов графита в гранате (Uv-567) частично выходящие за его пределы ; (В-Г)–Увеличенные фрагменты изображения (Б) демонстрирующие вторичные минеральные ассоциации вокруг кристалла графита; (Д)–Крупный кристалл графита в ортопироксените Uv-506; (Е)–Срастание кристалла графита и флогопита в ортопироксените Uv-506.





Рис. 3.13. (А)–Зерно рутила окруженное калиевым полевым шпатом во вторичном калишпат-плагиоклаз-клинопироксеновом симплектите; (Б)– Включение рутила в кианите, окруженное вторичными продуктами распада кианита; (В)–Неизмененное срастание зерен рутила и первичного омфацита в кианите; (Г)–Увеличенный фрагмент изображения (В); (Д)– Зерно кианита с неизменными первичным гранатом и омфацитом; (Е)– Включения омфацита и рутила в зернах кианита.



39



Рис. 3.14. ВSE изображение зональных зерен граната из ксенолитов эклогитового парагенезиса. (А)-(В)–Зональные зерна граната из эклогита Uv-44; (Г)-(Д)–Зональные гранаты из образца Uv1199; (Е)–Крупное зерно граната с зональностью. Таблица 3.2. Представительные химические составы гранатов из эклогитов высоконатровой группы.

	Uv-29	Core	40.9	0.25	21.4	0.21	16.5	0.32	14.1	5.72	0.18	99.5	3.04	0.01	1.87	0.01	0.92	0.10	0.02	1.56	0.45	0.03	1.02	8.02	39.6	60.4	0.66	30.9	0.68	5.09	0.69	0.62	0.00	9.70	52.3
	Uv-15	Core	39.9	0.37	21.8	0.05	12.4	0.20	6.50	18.7	0.14	100.1	3.01	0.02	1.93	0.00	0.74	0.04	0.01	0.73	1.51	0.02	0.78	8.01	51.7	48.3	0.14	24.5	0.42	2.12	1.04	0.13	0.00	47.5	24.3
	Uv-65	Core	41.3	0.23	22.7	Н.П	10.3		12.0	13.7	0.00	100.1	3.02	0.01	1.96	0.00	0.60	0.03	0.00	1.30	1.07	0.00	0.63	7.99	32.5	67.5	0.00	20.1	0.00	1.57	0.63	0.00	0.00	33.8	43.9
· ·	Uv-99	Core	40.2	Н.П	22.5	Н.П	18.2	0.34	8.91	11.1	Н.П	101.3	3.00	0.00	1.98	0.00	1.11	0.02	0.02	0.99	0.89	0.00	1.14	8.01	53.4	46.6	0.00	36.9	0.71	1.17	0.00	0.00	0.00	28.3	32.9
		Rim	40.8	0.56	21.9	Н.П	16.7	0.46	15.1	5.38	0.21	101.1	2.99	0.03	1.89	0.00	0.94	0.08	0.03	1.64	0.42	0.03	1.02	8.05	38.3	61.7	0.00	30.7	0.93	4.11	1.55	0.00	0.00	9.09	53.7
-		Rim	41.7	0.67	22.0	Н.П	12.2	0.39	18.8	4.59	0.17	100.6	3.00	0.04	1.86	0.00	0.63	0.10	0.02	2.01	0.35	0.02	0.73	8.04	26.7	73.3	0.00	20.8	0.79	5.00	1.80	0.00	0.00	5.57	66.1
	Uv-44	Rim	40.6	0.41	22.1	Н.П	18.8	0.48	13.1	5.55	0.15	101.2	3.00	0.02	1.92	0.00	1.10	0.06	0.03	1.44	0.44	0.02	1.16	8.03	44.6	55.4	0.00	36.3	0.99	2.96	1.13	0.00	0.00	11.1	47.5
		Rim	40.6	0.43	22.1	Н.П	18.9	0.49	13.2	5.57	0.19	101.4	2.99	0.02	1.92	0.00	1.10	0.06	0.03	1.45	0.44	0.03	1.16	8.04	44.4	55.6	0.00	36.1	1.01	3.06	1.18	0.00	0.00	11.0	47.6
		Core	40.1	0.21	21.7	Н.П	19.8	0.43	9.963	8.71	0.14	101.1	3.00	0.01	1.92	0.00	1.17	0.07	0.03	1.11	0.70	0.02	1.24	8.03	52.7	47.3	0.00	38.7	0.89	3.49	0.59	0.00	0.00	19.6	36.7
		Rim	41.3	0.80	21.0	0.10	11.7	0.35	17.1	7.11	0.12	99.7	3.01	0.04	1.81	0.01	0.57	0.14	0.02	1.86	0.56	0.02	0.72	8.04	27.8	72.2	0.33	18.9	0.70	7.08	2.19	0.30	0.00	9.32	61.5
	Uv-01	Rim	40.8	0.60	21.4	Н.П	13.8	0.29	13.2	9.62	0.18	100.0	3.02	0.03	1.86	0.00	0.75	0.10	0.02	1.45	0.76	0.03	0.85	8.03	37.0	63.0	0.27	25.0	0.60	5.02	1.66	0.25	0.00	19.2	48.2
		Core	40.3	0.29	21.5	Н.П	15.3	0.23	9.70	12.7	0.14	100.3	3.02	0.02	1.90	0.01	0.87	0.08	0.01	1.08	1.02	0.02	0.95	8.03	46.9	53.1	0.28	29.0	0.48	4.02	0.81	0.27	0.00	29.5	35.9
	Uv-09	Core	40.4	0.17	21.8	Н.П	16.8	0.27	8.88	12.1	Н.П	100.4	3.03	0.01	1.92	0.00	0.99	0.07	0.02	0.99	0.97	0.01	1.05	8.00	51.5	48.5	0.12	33.2	0.58	3.27	0.47	0.12	0.00	29.0	33.3
		Inc^*	40.1	0.11	21.7	0.01	18.5	0.29	8.90	11.0	0.04	100.7	3.01	0.01	1.93	0.00	1.10	0.07	0.02	1.00	0.89	0.01	1.16	8.02	53.9	46.1	0.02	36.5	0.62	3.34	0.32	0.02	0.00	26.0	33.2
-	05	Inc*	40.0	0.10	21.8	Н.П	17.3	0.31	8.00	13.7	Н.П	101.3	3.00	0.01	1.92	0.00	1.01	0.07	0.02	0.89	1.10	0.01	1.08	8.03	54.8	45.2	0.10	33.4	0.65	3.49	0.28	0.10	0.00	32.6	29.4
	Uv-5	nc*	0.0	.10	21.8	Н.П	8.0	.32	3.26	2.7	Н.П	01.3	00.	.01	.92	00.0	.06	.07	.02	.92	.02	.01	.13	3.03	5.0	15.0	.06	4.9	99'(.52	.28	.06	00.00	0.1	80.4
		ore I	6.6	.15 (2.1 2	п.п	6.0 1	.32 (86 8	4.5 1	п.п	0.8 1	E 66	.01	.95	00.	.96	.04	.02	.88	.17	.01 (.00	.03	3.3 5	6.7 4	.00	1.7 3	. 66	.07 3	.41 (00.	00.	6.3 3	8.9 3
-	7-467	Core C	9.9 3	0.15 0	1.7 2	н.п Е	7.5 1	0 0	0.15 7	1.9 1	н.п	00.8 10	.99 2	0 10.	.92 1	0 00.0	.04 0	0 0	0 03	.02 0	.96 1	0 0 0	.10 1	.04 8	5 5	8.2 4	.11 0	3.9 3	.58 0	.28 2	.43 0	.11 0	0 00.	8.1 3	3.5 2
-	ń	nc* C	9.9 3	.23 0	1.7 2	I.II	2.0 1	н.п 0	.51 9	2.0 1	I.II	0.6 10	.01 2	.01 0	.93 1	00.	.70 1	.06 0	.01 0	.51 1	.78 0	.01 0	.76 1	.02	9.9 5	0.1 4	00 00.	3.2 3	.36 0	.99 3	.65 0	00.	0 00.	6.0 2	6.9 3
		c* It	.6 3	23 0	.9 2	н п.	.8	н Н	58 4	.8 2	н п.	0.1 10	02 3	01 0	97 1	0 00	73 0	02 0	01 0	52 0	69 1	0 00	75 0	98 8	0.2 5	.8 4	0 00	l.8 2	41 0	92 2	66 0	0 00	0 00	5.6 5	7.6 1
	180	* In	2 39	2 0.	0 21	н і	6 11	H I	4.4.	1 2(H I	26 L	0 3.	1 0.	9 1.	0 0.	4 0.	0.0	0 0.	2 0.	3 1.	0 0	4 0.	9 7.	9 59	1 4(0 0.	8 24	0 0.	8 0.	3 0.	0.0	0.0	2 55	3 17
	Uv-	Inc	39.	0.2	22.	н.1	11.	Н.1	4.5	21.	н.1	7 98.	3.0	0.0	1.9	0.0	0.7	0.0	0.0	0.5	1.7	0.0	0.7	7.9	58.	41.	0.0	24.	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	57.	17.
		Inc^*	40.2	0.17	21.4	н.п	12.3	0.17	4.77	21.5	н.п	100.7	3.03	0.01	1.90	0.00	0.69	0.09	0.01	0.54	1.74	0.01	0.77	8.01	59.2	40.8	0.15	23.1	0.36	4.34	0.47	0.14	0.00	53.6	18.0
-		Core	40.1	0.28	21.3	Н.П	12.0	0.18	4.57	21.9	0.11	100.5	3.03	0.02	1.90	0.00	0.67	0.09	0.01	0.51	1.77	0.02	0.76	8.01	59.6	40.4	0.05	22.5	0.39	4.41	0.79	0.05	0.00	54.7	17.2
-	Uv-25	Core	41.3	0.15	22.3	Н.П	7.41	0.13	11.0	18.0	Н.П	100.3	3.02	0.01	1.92	0.00	0.38	0.07	0.01	1.20	1.41	0.01	0.45	8.02	27.4	72.6	0.08	12.7	0.26	3.49	0.40	0.08	0.00	43.2	39.8
	Uv-536	Core	41.3	0.15	22.2	н.п	11.8	0.16	9.69	15.5	0.13	101.0	3.04	0.01	1.92	0.00	0.66	0.07	0.01	1.06	1.22	0.02	0.73	8.00	40.7	59.3	0.00	22.1	0.33	3.55	0.42	0.00	0.00	37.9	35.7
-	Jv-567	Core	40.5	0.21	22.3	Н.П	12.5	0.20	11.3	13.0	0.13	100.2	3.00	0.01	1.95	0.00	0.73	0.04	0.01	1.24	1.03	0.02	0.77	8.03	38.3	61.7	0.00	24.1	0.40	1.98	0.57	0.16	0.00	31.7	41.0
-	Jv-83 [Core	40.5	0.23	22.4	0.08	12.1	0.21	9.47	15.4	0.13	00.5	3.00	0.01	1.95	0.00	0.72	0.03	0.01	1.04	1.22	0.02	0.75	8.02	41.7	58.3	0.00	23.8	0.43	1.51	0.63	0.24	0.00	38.8	34.6
)	SiO ₂	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total 1	Si.	Ţ	Al	C	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Mn	Mg	Ca	Na	Fe tot	Total	Fe/Fe+Mg	#Mg	Cr/Cr+Al	ALM	SPE	AND	TiAND	UVA	KNO	GRO	PYR

Inc* - Включение в кианите

Светло-серо-зеленые интенсивно трещиноватые ксеноморфные реликты первичного омфацита (CpxI), размером от 100 мкм до 1.6 мм, окружены вторичными продуктами. Омфацит замещен плагиоклаз-калишпатклинопироксеновым симплектитом (до 100%), формируя «spongy texture» (Рис. 3.10, А-Б; 3.11, В-Г). Размер вновь образованных фаз в симплектите увеличивается по мере удаления от реликта омфацита (Рис. 3.11, В-Г). Полосчатое чередование крупнозернистого и мелкозернистого симплектита отмечается для наибоелее интенсивно измененного ксенолита Uv-25 (Рис. 3.10,Б). Симплект состоит из клинопироксена с пониженным содержанием жадеитового компонента (Jd₁₉₋₃₃), плагиоклаза (Ab_{82-93.2}) и калиевого полевого шпата. Неизмененные включения омфацита диагностированы в кианите (Uv-180, Uv-09 и Uv-15) и гранате (Uv-180) (Рис. 3.8, А, В, Д-Е; 3.13, В-Е). Размер включений варьирует в небольших пределах и составляет от 50 мкм до 250 мкм. Включения омфацита в гранате, как правило, сильно изменены. В образцах Uv-505 и Uv-99 обнаружены многочисленные ламели рутила в омфаците и в плагиоклаз-калишпат-клинопироксеновым симплектите (Рис. 3.13, А). Зерна рутила в симплектите достигают 100 мкм и окружены калиевым полевым шпатом.

Первичный клинопироксен (CpxI) является омфацитом (Puc. 3.17) (Morimoto, 1989) и по классификации Taylor and Neal (1989), относится в группе С (Jd_{41.1-65.8}Di_{27.7-42}Hd_{3.9-10.4}CaTs_{0.1-5.6}) (Puc. 3.4). Отличительной чертой этой группы является максимальное содержание жадеитового минала в омфаците (Jd_{65.8}). Омфацит характеризуется повышенным содержанием Na₂O и варьирует от 5.6 до 10 мас. %, а также небольшими вариациями K₂O и Al₂O₃ (Taб. 3.2). Содержание Na₂O в образцах Uv-09 и Uv-29 значительно варьирует в пределах образца, более чем на 1 мас.% – 8.1-9.2 мас.% и 6.3-7.7 мас.% соответственно. Содержание Na₂O между омфацитом включением в гранате/кианите и омфацитом из матрикса варьирует от 1 мас.% (Uv-180) до 1.5 мас.% (Uv-505). В гроспидите Uv-180 и эклогите Uv-505 содержание основных компонентов в омфаците из матрикса составляет Jd_{47.6-50}Di_{38-42.4}Hd_{8.3-8.9}CaTs_{1.3-3.4} и Jd_{47.5-49.2}Di_{33.2-39.4}Hd_{9-10.4}CaTs₀₋₆, а во включениях в кианите Jd_{41.3-49.3}Di_{41.5-43.7}Hd_{8.4-10.2}CaTs_{1.3-4.6} и

 $Jd_{40-50}Di_{37-41}Hd_{8.2-12.2}CaTs_{0.3-4.8}$ соответственно. Для всех омфацитовых пироксенов характерна примесь K_2O от 0.05 до 0.4 (Uv-15) мас.%.



Рис. 3.15. Бинарная диаграмма соотношения #Fe и TiO_2 (мас.%) в центральных и краевых частях граната из ксенолитов эклогитового и вебстеритового парагенезиса.



Рис. 3.16. BSE изображение зональных зерен граната из ксенолитов эклогитов Uv1199 (A-B) и Uv-44 (Б-Г). Пунктиром и заливкой выделена зональность по содержанию MgO, FeO и TiO₂. Таблица 3.3. Представительные химические составы первичного клинопироксена (CpxI) из эклогитов высокона-

6	Rim	56.4	0.27	9.82	0.18	3.98	Н.П	10.2	13.2	6.14	0.14	00.4	2.00	0.01	0.41	0.00	0.11	0.01	0.00	0.54	0.50	0.42	0.01	0.12	4.00	18.0	48.3	43.4	43.6	0.35	0.50	41.1	0.73	0.00	0.00	41.5	8.42	6.24	1 20
Uv-2	Core	56.8).31	10.5).23	1.50	Н.П	.44	11.8	2.06	Н.П	00.7 1	5.00	0.01).43	0.01	0.10	0.03	00.0).50	.45).48	00.0).13	t.01	21.1	47.3	41.5	47.5	00.0).63	44.0).82	00.0	00.0	36.8	69.9	5.51	00
	nc* (.0.9	.20	5.4	.06	.32	.02	.22	1.0	.68	.19	00.1	.97	.01	.64 (00.	.10	00.	00.00	.33 (.41 (.52 (01 (.10 (86.	3.0	0.9	9.4	1.6	.06	.17 (4.5	.56 (00.00	.49 (0.4	.84	.55 (
Uv-1;	ore I	5.4 5	22 0	5.7 1	04 0	86 3	01 0	57 6	0.3 1	66 7	20 0	9.0 10	98 1	01 0	69 0	00 00	05 0	00 00	00 00	29 0	39 0	52 0	01 0	05 0	94 3	5.8 2	7.1 5	2.9 4	4.1 6	82 4	12 0	8.0 5	65 0	00 00	25 2	4.7 3	74 9	00 1	
-65	ore C	5.6 5	п.	3.4	п.	35 1	п.	76 5	1.8	8.	п.	0.7	97 1	00	55 0	00 00	04	03 0	00	45 0	44 0	53 0.	00	0 0	01 3	3.1 1.	9.2 5	5.7 5	2.2 6	85 2	00	9.4 5	00	00	69 1	7.8 3.	22 6	71 0	000
99 Uv	ce C	1 5(0 н	0 13	I H	2 2.	н	2 8.	0 11	2	н	.6 10	8 1.	1 0.	5 0.	0 0.	8 0.	0 0.	0 0.	1 0.	7 0.	7 0.	0 0.	8 0.	7 4.	1	9 49	0 45	2 52	5 2.	0 0.	7 49	2 0.	0 0.	2 2.	5 37	2 3.	5 3.	,
Uv-	* Co1	57.	0.3	16.	H.I	2.8	н.1	5.9	10.	8.5	.н.	8 100	1.9	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.5	0.0	0.0	3.9	21.	54.	49.	65.	2.3	0.0	59.	0.8	0.0	0.5	29.	8.0	1.1	
4	* Inc*	57.4	0.23	12.5	Н.П	3.96	н.п	7.91	11.5	7.23	0.14	100.	2.01	0.01	0.51	0.00	0.12	0.00	0.00	0.41	0.43	0.49	0.01	0.12	3.98	21.9	51.1	44.9	54.3	0.00	0.00	50.4	0.62	0.00	0.00	34.1	9.57	4.16	
U_{V-4}	Inc**	55.7	0.29	12.0	Н.П	3.94	0.04	7.84	11.6	7.07	0.26	98.8	1.99	0.01	0.51	0.00	0.12	0.00	0.00	0.42	0.45	0.49	0.01	0.12	4.00	22.0	51.6	45.4	54.0	0.72	0.00	49.8	0.79	0.00	0.00	34.8	9.78	3.85	
	Core	56.4	0.25	12.3	Н.П	3.97	0.04	7.89	11.4	7.49	0.11	99.8	1.99	0.01	0.51	0.00	0.11	0.01	0.00	0.42	0.43	0.51	0.00	0.12	4.00	22.0	51.0	44.8	55.0	0.58	0.00	51.0	0.68	0.00	0.00	33.9	9.00	3.95	
	on	56.2	0.27	13.1	Н.П	2.58	Н.П	7.54	11.7	7.54	0.09	0.66	1.99	0.01	0.55	0.00	0.08	0.00	0.00	0.40	0.44	0.52	0.00	0.08	3.99	16.1	52.6	48.3	56.5	0.96	0.24	52.6	0.74	0.00	0.16	37.1	7.15	1.74	
Uv-0]	C	56.1	0.27	13.1	Н.П	2.57	Н.П	7.65	11.7	7.65	0.11	99.3	1.99	0.01	0.55	0.00	0.08	0.00	0.00	0.40	0.45	0.52	0.01	0.08	4.00	15.9	52.5	48.1	56.6	1.36	0.18	52.7	0.72	0.00	0.55	36.5	66.9	1.99	
	t Core	56.4	0.26	12.3	Н.П	2.77	0.02	7.93	12.4	7.01	0.11	99.2	2.00	0.01	0.51	0.00	0.08	0.00	0.00	0.42	0.47	0.48	0.01	0.08	3.98	16.4	52.9	48.4	53.5	0.09	0.24	49.5	0.70	0.00	0.00	40.6	7.85	1.39	
-06	II part	55.7	0.21	15.7	Н.П	2.62	Н.П	5.81	9.85	8.21	Н.П	98.1	1.98	0.01	0.66	0.00	0.08	0.00	0.00	0.31	0.38	0.57	0.00	0.08	3.97	20.2	54.9	49.3	64.8	2.35	0.08	59.2	0.59	0.00	0.97	30.0	7.83	1.07	
\cap	I part	56.8	0.21	15.6	Н.П	2.63	Н.П	5.77	9.92	8.90	Н.П	9.99	1.99	0.01	0.64	0.00	0.08	0.00	0.00	0.30	0.37	0.60	0.00	0.08	3.99	20.3	55.3	49.6	66.7	1.56	0.16	61.2	0.55	0.00	0.34	29.4	7.59	0.59	
	Inc^{**}	55.4	0.20	14.2	Н.П	2.68	Н.П	7.26	12.5	7.09	Н.П	99.4	1.96	0.01	0.59	0.00	0.08	0.00	0.00	0.38	0.47	0.49	0.00	0.08	3.98	17.1	55.3	50.6	55.9	4.50	0.12	50.0	0.54	0.00	2.95	37.0	8.26	0.99	-
	Inc^*	56.2	0.16	13.4	Н.П	3.15	Н.П	7.60	12.7	6.75	Н.П	100.0	1.98	0.00	0.55	0.00	0.09	0.00	0.00	0.40	0.48	0.46	0.00	0.09	3.97	18.9	54.7	49.5	53.6	2.59	0.05	48.1	0.44	0.00	1.44	39.0	9.41	1.21	
	Inc*	55.7	0.19	13.0	Н.П	3.32	Н.П	7.40	13.2	6.55	Н.П	99.4	1.98	0.00	0.54	0.00	0.10	0.00	0.00	0.39	0.50	0.45	0.00	0.10	3.97	20.1	56.1	50.5	53.5	2.69	0.13	47.1	0.52	0.00	1.34	40.1	10.4	0.31	
	Inc^*	55.2	0.23	14.1	Н.П	3.11	Н.П	7.19	12.6	6.89	Н.П	99.4	1.96	0.01	0.59	0.00	0.09	0.00	0.00	0.38	0.48	0.47	0.00	0.09	3.98	19.5	55.8	50.4	55.5	5.07	0.06	48.9	0.64	0.00	3.18	36.2	9.56	1.21	
-505	Inc^*	55.3	0.17	13.7	Н.П	3.30	Н.П	7.30	13.0	6.71	Н.П	99.5	1.96	0.00	0.57	0.00	0.10	0.00	0.00	0.39	0.50	0.46	0.00	0.10	3.98	20.2	56.2	50.6	54.4	4.60	0.08	47.6	0.47	0.00	3.08	37.4	10.3	0.93	
\cap	Inc*	54.4	0.19	12.8	Н.П	3.80	Н.П	7.97	14.7	5.58	Н.П	99.4	1.94	0.00	0.54	0.00	0.11	0.00	0.00	0.42	0.56	0.39	0.00	0.11	3.98	21.1	57.0	51.1	47.7	6.97	0.11	40.1	0.52	0.00	4.84	40.9	12.2	1.08	
	Inc*	55.5	0.18	13.4	Н.П	3.35	Н.П	7.46	13.4	6.37	Н.П	7.66	1.96	0.00	0.56	0.00	0.10	0.00	0.00	0.39	0.51	0.44	0.00	0.10	3.97	20.1	56.3	50.7	52.6	4.24	0.06	45.8	0.50	0.00	2.70	39.5	10.6	0.65	
	Inc^*	55.4	0.18	13.6	Н.П	3.29	Н.П	7.40	13.1	6.44	Н.П	99.5	1.96	0.00	0.57	0.00	0.10	0.00	0.00	0.39	0.50	0.44	0.00	0.10	3.97	20.0	56.0	50.5	53.1	4.37	0.04	46.5	0.51	0.00	2.81	38.7	10.4	0.92	
	Inc^*	55.4	0.21	13.6	Н.П	3.26	Н.П	7.40	13.0	6.72	Н.П	9.66	1.96	0.01	0.57	0.00	0.10	0.00	0.00	0.39	0.49	0.46	0.00	0.10	3.98	19.8	55.8	50.3	54.1	4.49	0.13	47.5	0.56	0.00	2.82	37.6	10.0	1.08	
	Core	55.2	0.23	14.3	Н.П	2.89	Н.П	7.07	12.5	7.02	Н.П	99.3	1.96	0.01	0.60	0.00	0.09	0.00	0.00	0.37	0.47	0.48	0.00	0.09	3.98	18.6	56.0	50.9	56.3	4.98	0.13	49.7	0.64	0.00	3.13	36.3	9.04	0.87	
Uv-467	Core	56.5	0.20	15.5	Н.П	2.67	Н.П	5.93	9.85	8.22	Н.П	98.9	1.99	0.01	0.64	0.00	0.08	0.00	0.00	0.31	0.37	0.56	0.00	0.08	3.96	20.2	54.4	48.8	64.3	1.09	0.01	59.3	0.57	0.00	0.44	30.5	7.82	1.16	
	Inc^*	55.2	0.18	13.9	Н.П	2.73	Н.П	7.63	13.9	5.85	Н.П	99.4	1.95	0.00	0.58	0.00	0.08	0.00	0.00	0.40	0.53	0.40	0.00	0.08	3.95	16.7	56.7	52.2	49.9	5.75	0.00	43.3	0.52	0.00	3.95	43.0	9.42	0.00	_
Uv-180	Inc^*	55.4	0.20	14.6	Н.П	2.51	Н.П	6.94	12.5	6.90	Н.П	99.2	1.96	0.01	0.61	0.00	0.07	0.00	0.00	0.37	0.47	0.47	0.00	0.07	3.97	16.9	56.5	51.9	56.4	4.77	0.00	49.9	0.56	0.00	3.10	38.0	8.36	0.01	
	Core	55.8	0.19	14.7	Н.П	2.44	Н.П	6.85	12.5	6.63	Н.П	99.1	1.97	0.00	0.61	0.00	0.07	0.00	0.00	0.36	0.47	0.45	0.00	0.07	3.95	16.6	56.8	52.3	55.7	3.62	0.01	49.4	0.54	0.00	2.12	40.4	8.48	0.00	
567	Core	57.6	0.11	16.6	Н.П	1.47	н.п	5.98	8.99	9.00	0.12	9.99	1.99	0.00	0.68	0.00	0.04	0.00	0.00	0.31	0.33	0.60	0.01	0.04	3.97	12.1	51.9	48.7	66.2	0.73	0.00	63.7	0.31	0.00	0.09	30.6	4.22	0.99	-
Uv-	Core	56.5	0.21	14.1	н.п	1.77	н.п	7.44	11.6	7.63	0.13	99.5	1.98	0.01	0.58	0.00	0.05	0.00	0.00	0.39	0.44	0.52	0.01	0.05	3.98	11.8	52.8	49.7	57.1	1.73	0.14	53.8	0.58	0.00	0.47	39.0	5.28	0.70	
Uv-83	Core	56.5	0.18	15.4	0.07	1.77	0.02	6.58	11.2	7.53	0.10	99.3	1.98	0.00	0.63	0.00	0.05	0.00	0.00	0.34	0.42	0.51	0.00	0.05	3.95	13.1	55.0	51.5	59.8	2.29	0.20	55.0	0.52	0.00	1.07	37.9	5.88	0.00	_
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeOtot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	$ m K_2O$	Total	Si	Τi	AI	C	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Fe tot	Total	Fe/Fe+Mg	Ca/Ca+Mg	a/Ca+Mg+Fe	Jd	T_{S}	D	Jd	TATs	FATs	CATs	Di	рН	En	

Inc* - Включение в кианите; Inc**- Включение в гранате; Соп - Зерно клинопироксена на контакте с кимберлитом

Таблица 3.3. Представите тровой группы.

Светло-голубые удлиненно-призматические кристаллы кианита размером от 0.3 до 0.8 мм идентифицированы в межзерновом пространстве и виде включений в гранате-омфаците. Зерна кианита образуют крупные скопления от 2 до 4 мм, содержание кианита в образцах варьирует в широких пределах, достигая максимума в гроспидите Uv-180 (до 17 об.%). Для кианита характерны вторичные изменения- образование плагиоклазкорундового и плагиоклаз-шпинелевого симплектита (Рис. 3.6; 3.18; 3.5). Симплектит вокруг зерна кианита (Uv-180) на контакте с кимберлитом представлен исключительно плагиоклазом (~ 42 %), без других вторичных продуктов- корунда и шпинели (Рис. 3.6, А). Зональности по степени вторичных изменений (центр-край ксенолита) не диагностируется. Полосчатая текстура в образце Uv-25 объясняется слоистым распространением кианита, омфацит и граната. Кианит содержит включения минералов матрикса, которые значительно отличаются по химическому составу и не несут следы вторичных изменений. Для образцов Uv-09, Uv-505 и Uv-180 характерно обилие включений породообразующих и акцессорных минералов (Рис. 3.8; 3.13). Зерно кианита из образва Uv-536 содержит включение кристалла графита (Рис. 3.9). Грань пинакоида (001) кристалла графита параллельна удлинению минерала хозяина. В исследованных образцах в кианите установлены незначительные примеси FeO от 0.2 до 0.4 мас.% и TiO_2 от 0.1 до 0.2 мас.% (Таб. 3.4).

Ксеноморфные молочно-серые псевдоморфозы кварца по коэситу диагностируются в межзерновом пространстве, в виде включений в СрхІ, плагиоклаз-калишпат-клинопироксеновом симплектите и гранате (Рис. 3.7; 3.19; 3.8, Е). Типичные "palisade texture"вокруг зерен кварца диагностируются во всех изученных образцах (Рис. 3.7). Размер псевдоморфоз кварца по коэситу в матриксе варьирует от 0.2 до 2 мм, тогда как в гранате и кианите включений редко превосходят 200 микрон (Рис. 3.8, Е; 3.7, А). Неизменные зерна коэсита диагностированы только в виде включений в кианите (Рис. 3.8, Е; 4.12). Некоторые псевдоморфозы кварца по коэситу окруженны хлоритом, серпентином, амфиболом, кальцитом и калиевым полевым шпатом (Рис. 3.19; 3.20). Включение коэсита в гранате из образца

Uv-44 содержит так же включение реликта омфацита (180 мкм), окруженное симплектитом (Рис. 3.10, В-Е). Размер включений коэсита в гранате составляет около 1 мм.

Удлиненно-призматические оранжево-красные зерна рутила размером 0.5 до 0.9 мм являются наиболее распространенным акцессорным минералом в высоконатровой группе эклогитов (Рис. 3.13; 3.8, Д). Зерна рутила преимущественно расположены на границе граната и клинопироксенплагиоклаз-калишпатового симплектита, хотя встречается в виде включений в гранате и кианите (Uv-180). Незначительные примеси в рутиле



Рис. 3.17. Минальный состав первичного клинопироксена Са-Na груп-

пы по Morimoto (1989). Пунктиром выделены две группы (по соотношению MgO/Na₂O в составах первичных клинопироксенов)–высоконатровая и магнезиально-железистая.



Рис. 3.18. Фотография включения кианита в гранате (А); (Б-Г)-

Плагиоклаз-шпинель-корундовый симплектит с реликтами первичного кианита.



Рис. 3.19. BSE фотография зерна коэсита на границе граната и клинопироксена (А) и включения коэсита в гранате (Б).



Рис. 3.20. Зерно коэсита, частично окруженное серпентином, в межзерновом пространстве в обратно рассеяных электронах (A) и в проходящем свете в скрещенных николях. отмечаются SiO₂ до 0.5 мас.%, Al₂O₃ до 0.7 мас.% и FeO до 0.7 мас.%. Содержание ZrO₂ варьирует от 500 до 2200 ppm. Из общего числа изученных образцов по содержанию ZrO₂ выделяются образцы Uv-15 и Uv-99, где содержание этого оксида составляет от 0.3 до 0.6 мас.%. В рутиле диагностированы многочисленные ламели ильменита, размер которых варьирует от 10 до 15 мкм. Химический состав ламелей ильменита в пределах зерна рутила не постоянно. Для ильменита характерны примеси MnO от 0.2 до 4.9 мас.%, Al₂O₃ от 0.1 до 0.3 мас.%, Cr₂O₃ от 0.1 до 0.2 мас.% и CdO от 0.1 до 0.2 мас.%, Nb₂O₅ от 0.6 до 3 мас.% (Uv-180) (Taб. 3.4).

В группе высоконатровых ксенолитов титанит представлен в виде первичного породообразующего (гроспидит Uv-180) (Рис. 3.6) и акцессорного минерала в Uv-83 и Uv-25 (Рис. 3.6, А). Гроспидит Uv-180 содержит округлые первичные розовато-красные зерна титанита размером от 0.3-0.7 мм, которые пространственно тяготеют к кристаллам кианита. Степень сохранности зерен титанита различна, часть зерен замещена анортитрутиловым симплектитом (Рис. 3.6). Титанит содержит включения первичных породообразующих минералов- граната и омфацита. Реликты титанита, как правило, имеют размер от 150-200 мкм. Характерные примеси: F от 0.7 до 1.1 мас.%, Nb₂O₅ до 1 мас.% и P₂O₅ от 0.5 до 0.6 мас.%. В межзерновом пространстве в образцах Uv-83 и Uv-25 диагностированы акцессорные идиоморфные зерна титанита размером 40-100 мкм. Акцессорный титанит окружен мелкозернистым агрегатом, состоящим из содалита, апатита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и шпинели. В акцессорном титаните присутствуют многочисленные включения апатита и клинопироксена. Кристаллы титанита окружает вторичный клинопироксен (CpxII), содалит и калиевый полевой шпат. В химическом составе титанита отмечаются вариации содержания Nb_2O_3 и F (0.2-3.7 мас.% и 0.3-0.7 мас.% соответственно), а также примесь Al_2O_3 от 0.3 до 0.4 мас.% (Таб. 3.4).

Округлые полиминеральные сульфидные глобулы, состоящие из пирротина, пентландита, никельсодержащего пирита и халькопирита, размером 0.1 до 0.8 мм, широко представлены в исследованных образцах (Рис. 3.9). Сульфиды в пространственно тяготеют к границам симплектита и зерен граната. Сульфиды окружены джерфишеритовой каймой с примесью К до 8.9 мас.%. Основные примеси представлены Со (9.4 мас.%), Ni (0.6 мас.%) и Zr (0.6 мас.%). Крупное зерно сульфидов и кристалла алмаза (0.5 мм) диагностировано в межзерновом пространстве в образце Uv-44. Сульфидные минералы окружены прозрачным поликристаллическим сростком алмазов, с многочисленными трещинами в кристаллах (Таб. 3.9). В изученных образцах слюда представлена флогопитом, а в образцах Uv-15 и Uv-536 мусковитом (Рис. 3.12, В-Г; 3.22, Б). Размер зерен флогопита от 50 до 100 мкм. Как правило, кристаллы мусковита и флогопита



50

Рис. 3.21. (А)–Полиминеральный сульфидный агрегат с включением граната; (Б)–Сульфидная глобула, представленная пентландином и пиритом с джерфишеритовой окантовкой; (В)–Джерфешерит-пентландитовый сульфидная глобула на границе граната и Kfs-Pl-CpxII симплектита; (Г)– Джерфишерит-пентландит-пиротиновый агрегат; (Д)–Пентландит с джерфишеритовой каймой; (Е)–Сульфидная минерализация в оливините Uv-170.



расположены в межзерновом пространстве, в окружении мелкозернистого агрегата вторичных продуктов. Слюды характеризуются переменным составом в пределах образцов. Для флогопита отмечается примесь Nb₂O₅ от 0.3 до 0.6 мас.%, Cl до 1 мас.%, BaO 6.3 мас.% и NiO до 0.5 мас.%. В составе мусковита отмечается примесь FeO до 0.6 мас.%, CaO до 0.7 мас.% и Cl до 0.2 мас.% (Таб. 3.6).

Ксеноморфные молочно-белые зерна вторичного клинопироксена (CpxII) размером не превышают 100 мкм, и их размер увеличивается по мере удаления от реликта омфацита (Puc. 3.11, B-Г). По классификации Taylor and Neal (1989) вторичный клинопироксен (CpxII) относится в группе В. Химический состав вторичного клинопироксена сильно варьирует в пределах симплектита (Di_{48–54.4}Jd_{19.8–34.8}Hd_{4.8–8.5}En_{3.5–6.2}). В гроспидите Uv-15 отмечается высокое содержание TiO₂ до 1.2 мас.% и K₂O до 0.7 мас.% (Taб. 3.5).

Келифитовые каймы являются диафторическими образованиями, возникающими в новой термодинамической обстановке, в которую попадает гранат, но она уже не соответствует полю его устойчивости. Такие келифитовые каймы также имеют концентрически-зональное строение и содержат кроме пироксенов (клино- и ортопироксены) и шпинели ряд минералов, имеющих в составе гидроксильную группу (амфибол, хлорит, серпентин, флогопит) (Drury and Van Roermund, 1989). Химический состав минералов в келифитовой кайме сильно варьирует как в пределах каймы, так и в пределах образца.

Удлиненно-призматические голубовато-синие кристаллы корунда длинной около 300 мкм и до 20 мкм в поперечнике, диагностируются в Cor-Spl-Pl симплектите окружающем реликты кианита (Puc. 3.11, A-Б; 3.6, Б; 3.5; 3.18). Размер кристаллов корунда значительно варьирует и в некоторых образцах встречается в виде субмикронных иголок. Закономерной ориентировки кристаллов корунда в симплектите не прослеживается. Для корунда отмечаются примеси SiO₂ до 0.1 мас.%, TiO₂ до 2 мас.%, Cr₂O₃ до 0.2 мас.%, FeO до 1 мас.% и MgO до 0.3 мас.% (Таб. 3.4).

В высоконатровых эклогитах выделяются два типа вторичного плагиоклаза: (i)в плагиоклаз-корундовом симплектите вокруг кианита и (ii) диопсид-калишпат-плагиоклазовом симплектите вокруг первичного клинопироксена. Плагиоклаз в омфацитовом симплектите демонстрирует вариации по содержанию альбита, анортита и ортоклаза в зависимости от размера зерен– крупные зерна (Ab_{36.6–93.2}An_{5.1–62}Or_{2.1–4.9}); мелкие (Ab₈₂An_{16.2}Or_{1.8}). В пределах образца плагиоклаз характеризуется переменным составом (Ab₈₅An_{10.3}Or_{2.7}), но повышенное содержание Al₂O₃ характерно для плагиоклаза во вторичных продуктах вокруг кианита (до 30.4 мас.%). Отмечаются незначительные примеси ВаО до 4.5 мас.% и K₂O



Рис. 3.22. (А)–Кристалл графита редкими зернами кальцита; (Б)–Зерна апатита и мусковита в кианите; (В)–Акцессорные минералы в ортопироксените Uv-92; (Г)–Сульфидная минерализация вокруг кристалла алмаза в эклогите Uv-537; (Д)–Зерно флогопита в межзерновом пространстве в вебстерите Uv-554; (Е)–Включение пентландит-халькопиритового агрегата в ортопироксене в вебстерите Uv-554.



до 1 мас.%.

Калиевый полевой шпат является преобладающим минералом в симплектите по омфациту во всех изученных образцах. Содержание основных миналов различно и зависит от размера зерен: крупные ($Or_{85.6}Ab_{10.3}An_{2.7}$); мелкие ($Or_{89.3}Ab_{10.4}$). Содержание K_2O варьирует от 10.5 до 14.3 мас.%. В химическом составе калиевого полевого шпата отмечаются примеси Cl (до 0.2 мас.%) и BaO до 1.7 мас.% (Uv-44 и Uv-567) (Таб. 5.2).

Идиоморфные октаэдрические зерна шпинели, размером от 20 до 50 мкм, диагностированы во вторичных продуктах вокруг кианита. Как правило, зерна шпинели цепочкой окружают реликты кианита. Шпинель была также диагностирована в келифитовых каймах вокруг зерен граната. Химический состав шпинели представлен в (Таб. 3.7). Основные примеси представлены Cr_2O_3 и MnO.

Ксеноморфные зерна кальцита диагностированы в CpxII-Pl-Kfs-Sdl мелкозернистом агрегате. Кальцит также был диагностирован вокруг кварца/коэсита, графита и алмаза. Размер зерен кальцита варьирует от 25 до 50 мкм. Примеси представлены FeO 0.3 мас.% и SrO от 0.8 до 1.4 мас.% (Таб. 3.4).

Фторсодержащий апатит диагностирован в мелкозернистом агрегате с титанитом, содалитом, калиевым полевым шпатом и клинопироксеном (CpxII) с содержанием фтора до 2.8 мас.% (Puc. 3.22, Б). Размер зерен апатита достигает 15 мкм в мелкозернистом агрегате и 10 мкм во включениях в титаните. Примеси представлены SrO (от 1.2 до 1.8 мас.%), Cl (от 0.4 до 1.3 мас.%), F (до 2.5 мас.%), La₂O₃ (до 0.7 мас.%) и Ce₂O₃ (до 1.2 мас.%) (Taб. 3.6).

Церистый ортит диагностирован на границе граната и симплектита вокруг первичного клинопироксена, в мелкозернистом агрегате достигая 10 мкм. Ортит значительно обогащен редкоземельными элементами (Таб. 3.6).

Содалит присутствует почти во всех изученных образцах этой группы пород в CpxII-Pl-Kfs мелкозернистом агрегате. Кристаллы содалита достигают 100 мкм. Химический состав несколько отличается от расчетного и

имеет примеси TiO₂ до 0.6 мас.%, K₂O до 0.2 мас.%. P₂O₅ до 0.5 маc% и FeO до 0.6 мас.% (Таб. 3.6).

Клинохлор окружает зерна коэсита/кварца в виде каймы, размером от 200 до 500 мкм, но встречаются и в виде отдельных округлых зерен размером от 0.8-1 мм (Uv-15) (Puc. 3.19). В химическом составе отмечаются значительные вариации по MgO и FeO.

Джерфишерит диагностирован в виде кайм и срастаниях с Fe-Ni-Cu сульфидами в интерстиционном пространстве достигая 20 мкм (Puc. 3.9). В химическом составе отмечается присутствие К (8 мас.%) и Co (0.3 мас.%),

при очень низком содержании Ni (7.3 мас.%).

yy IIIIE	.1.																																			
			Uv-{	83			Uv-2.	5		Uv-	180		ſ	Jv-467	Uv-5(05			Uv-09		Uv-09	_	Uv-01			Uv-	44			ń	66-v			Uv-	15	
	Ttn	Ttn	Pilm	Ky	Rt	Cal	Ttn (Cal	ζy C	T T	tn C	al R	t Cá	ıl Rt	Ky	Rt	Crn	Ky	Rt	PIIm	Rt PII	Im R	t PI	[m R	t Rt	PIIn	n Ky	Cal	Rt	PIIm	Ky	Cal	Rt	PIIm	Ky	Crn
SiO_2	30.2	30.9	н.п	36.6	0.47	Н.О	30.4 I	н.о 3	7.5 0.	34 31	.1 н.	.0 Н.	п н.(o 100.	7 36.6	0.06	0.78	37.4	0.01	0.02	н.п.н.	.П. Н.	П Н.	п н.	I.H I	П.Н. 1	36.7	т.н.	н.п	н.п	36.7	Н.П	н.п	Н.О	37.3	0.45
TiO_2	33.1	38.2	58.2	Н.П	0.38	Н.О	35.1 I	н. о.н	ι.п 0.	.35 36	.9 н.	.0 95	:.1 H.(п.н. о	Н.П	99.0	0.61	0.01	99.5	57.7	100.0 69	.9 10(0.0	.96 98.	7 98.	7 56.4	4 н.о	Н.О	98.7	56.4	Н.0	н.0	100.0	52.7	Н.П	0.59
Al_2O_3	Н.П	Н.П	Н.П	63.3	9.66	Н.О	1.47 ₁	н.о 6.	2.8 9.	8.3 3.0	02 н.	.0 Н.	п н.(О Н.Г	62.0	0.29	93.1	60.6	0.07	0.01	н.п.н.	.п.	П Н.	п н.	I.H I	1 0.32	2 64.1	Н.П	Н.П	0.32	64.1	Н.П	0.17	Н.П	63.3	98.8
Cr_2O_3	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.О	н.п	н. о.н	н.п. н	. п. н.	п н	.0 0.	95 H.(п.н. о	Н.П	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08	0.12 н.	п 0.	l2 н.	п 1.6	7 н.г	П.Н. П	Н.О	Н.О	Н.П	н.п	Н.О	н.0	н.п	0.13	Н.П	0.18
FeO	3.94	2.12	33.9	Н.П	0.72	0.44	2.16 I	н.о 0.	.31 H	. П Н.	.Н. П.	.0 Н.	п н.(О Н.Г	0.40	0.11	1.24	0.33	0.36	31.0	н.п 26.	б.8 н.	п 26	.8 н.	1 0.6	3 35.6	5 0.41	0.31	0.63	35.6	0.41	0.31	н.п	38.4	0.39	0.39
MnO	н.п	н.п	0.88	Н.П	н.п	0.62	н.п	н.о н	ι.п 1.	.33 н.	.п.	.0 Н.	п н.(О Н.Г	н.п	н.п	н.п	0.01	0.01	3.11	н.п.н.	.п.	п н.	п.н.	I.H I	1 0.74	4 н.о	н.0	н.п	0.74	н.0	н.0	н.п	4.87	Н.П	0.28
MgO	н.п	Н.П	7.89	Н.П	0.27	Н.П	Н.П І	н.о н	н.п.н	ι.п. н.	.П. Н.	.0 Н.	п н.	О Н.Г	н.п	Н.П	0.26	0.03	0.01	8.20	н.п 3.5	39 н.	п 3.	39 н.	I.H I	1 6.45	5 н.о	Н.О	Н.П	6.45	Н.О	н.0	н.п	1.74	Н.П	Н.П
CaO	27.5	27.6	Н.П	Н.П	Н.П	51.6	27.2 5	3.03 h	н.п. н	г.п 28	3.0 50).6 н.	п 50.	3 н.г	п.н	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	н.п.н.	.п.	п н.	п н.	I.H I	П.Н. П	н.0	53.0	Н.П	Н.П	Н.О	53.0	н.п	Н.П	Н.П	Н.П
Na_2O	Н.П	Н.П	н.п	Н.П	Н.П	Н.О	Н.П. І	н.о н	I.П Б	г. п. н.	н п.	Н 0	п н.	0 H.I	н.п	Н.П	н.п	Н.П	Н.П	Н.П	н.п н.	.п.	П Н.	п н.	I.H. I	П.Н. I	н.п	н.0	н.п	Н.П	Н.П	н.0	н.п	Н.П	Н.П	Н.П
K_2O	Н.П	н.п	Н.П	Н.П	Н.П	Н.О	н.П.	н.о н	I.П Н	г. п. н.	н п.	Н 0.	п н.	1.Н С	п.н	н.п	0.13	Н.П	н.п	Н.П	н.п.н.	.п.	П Н.	п н.	I.H I	П.Н. П	Н.П	н.0	Н.П	Н.П	Н.П	Н.О	н.п	Н.П	Н.П	Н.П
Nb_2O_5	3.68	0.00	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	1.80 I	н. о.н	I.0 H	г.о н.	Н 0.	.0 2.	92 H.	О Н.Г	Н.0	Н.П	Н.0	Н.0	Н.П	н.0	н.п.н.	.0 H.	П Н.	0 1.1	3 н.і	0'H 1	Н.О	Н.О	Н.П	Н.О	Н.0	Н.О	н.п	Н.О	Н.0	н.0
P_2O_5	н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	н.о.н	н.о н	н П.I	1.0 0.1	57 н.	Н 0.	0 H.(0 H.C	Н.0	Н.0	Н.О	Н.0	Н.О	н.0	Н.О Н.	.0 H.	0 Н.	0 H.	0 Н.С) Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	н.0	Н.О	Н.О	н.0
SrO	н.0	н.0	Н.О	н.0	н.0	1.08	H.0 I	н.п н	1.0 н	1.0 H.	.0 0.	56 н.	0 1.1	7 н.с	н.0	н.0	Н.О	Н.О	Н.О	н.0	Н.О.Н.	.0 Н.	О Н.	0 Н.	0 Н.(0.Н (Н.О	н.п	н.0	н.0	н.о	Н.П	н.0	Н.О	н.0	н.0
ZrO_2	Н.О	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	H.0 I	н.о н	1.0 H	н ол	Н 0.	Н 0.	0 Н.	0 H.C	Н.0	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	н.0	Н.О.Н.	.0 H.	О Н.	0 H.	0.3	0 н.п	Н.О	Н.О	0.30	Н.О	Н.О	Н.О	0.63	Н.П	Н.О	н.0
CdO	0.Н	0.Н	Н.О	н.о	н.0	н.0	H.0 I	н.о н	1.0 н	Н 0.1	н о.	н о.	.0 Н.	о н.с	н.0	н.0	Н.О	н.0	Н.О	н.0	Н.О Н.	.0 Н.	О Н.	0 Н.	0 Н.(0.Н (н.0	Н.О	н.0	н.0	н.о	н.0	н.п	0.18	н.0	н.0
CI	0.Н	0.Н	Н.О	н.0	Н.О	Н.О	H.0 I	н.о н	I.0 H	Н 0.1	н о.	Н 0.	.0 Н.	о н.с	н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	н.0	Н.О.Н.	.О. Н.	О. Н.	0 Н.	0 Н.(0.Н (н.0	Н.О	н.0	н.0	н.о	Н.О	н.0	Н.О	0.Н	н.0
Ч	Н.П	0.67	Н.О	н.0	н.0	Н.О	Н.П І	н.о н	1.0 H	1.0 0.	76 н.	Н 0.	0 H.(0 Н.С	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О Н.	.0 H.	О Н.	0 Н.	0 Н.(0.Н (Н.О	Н.О	н.0	Н.О	н.о	Н.О	н.0	Н.О	н.0	н.о
	98.4	99.5	100.9	9.66	101.5	53.7	98.2 5	33.0 10	0.6 10	0.4 10	0.3 51	1.2 99	0.0 51.	4 100.	7 99.2	9.66	96.4	98.4	0.00	100.1	100.2 100	0.3 100	0.2 100	0.3 100	.99 99.	6 99.5	5 101.	2 53.3	9.66	99.5	101.2	53.3	100.8	98.1	101.0	100.7

эклогитов высоконатровой Таблица 3.4. Представительные химические составы акцессорных минералов из

Таблица 3.4. Представит группы.

OB BLICOKOHA-	
ГИЛОПЛЯЄ ЕМ (
(CpxII)	
ные химические составы вторичного клинопироксена	

			Uv-567				Ú	/-536			Uv-25		D	Jv-180		Uv-1	<u> </u>	Uv-
	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core (Core (Core C	ore	Co
SiO ₂	47.4	57.0	50.6	48.4	52.4	47.4	45.3	51.7	50.8	46.2	55.0	50.2	46.3	46.0 5	53.0	55.5 5	3.3	54.
TiO ₂	0.97	0.28	0.73	1.22	Н.П	0.47	0.53	Н.П	Н.П	0.24	0.88	0.68	0.65	н.п	0.42	н.п 1	.22	0.3
Al_2O_3	8.73	14.8	12.7	8.54	4.38	16.7	12.8	8.77	7.60	16.6	0.42	8.43	14.6	14.8	10.3	1.95 1	.36	0.9
Cr_2O_3	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	7.77	3.46	10.5	0.02	3.09	3.43	Н.П	Н.П	3.56	н.П	П.Н	Н.
FeOtot	7.20	2.35	4.93	7.49	12.4	4.67	Н.П	Н.П	14.48	4.41	Н.П	Н.П	6.63	7.81	Н.П	4.85 7	.96	4
MnO	0.18	Н.П	Н.П	0.18	0.36	Н.П	10.3	14.1	16.4	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	11.3	Н.П	П.Н	H.
MgO	11.8	7.60	11.3	12.6	16.4	8.69	23.6	19.18	0.90	10.3	16.0	14.4	8.76	8.19	17.7	15.6 1	2.3	15
CaO	23.4	11.6	17.3	20.4	14.3	17.6	0.44	1.86	Н.П	19.3	23.3	22.1	21.0	20.3	2.80	21.6 2	2.6	3
Na_2O	0.67	7.33	3.22	1.05	0.61	3.22	Н.П	Н.П	Н.П	1.86	1.25	0.92	1.67	1.94 (0.25	1.02 1	.01	0
K_2O	н.п	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	П.Н	П.Н	Н.П	н.п	П.Н	Η
Total	100.4	101.0	100.8	9.99	100.8	98.8	100.6	99.0	100.7	98.9	9.99	100.2	9.66	99.1	99.6	00.5 9	9.7	Ξ
Si	1.76	1.97	1.81	1.79	1.92	1.74	1.62	1.87	1.97	1.69	1.99	1.81	1.71	1.72	1.89	2.01 1	66.	_
Ti	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00 (0.01	0.00 0	.03	\cup
AI	0.38	0.60	0.54	0.37	0.19	0.72	0.54	0.37	0.35	0.72	0.02	0.36	0.64	0.65 (0.43	0.08 0	.06	0
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.10	0.32	0.00	0.09	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00 0	00.	0
Fe^{+2}	0.11	0.07	0.11	0.15	0.37	0.12	0.00	0.00	0.47	0.11	0.00	0.00	0.17	0.19 (0.00	0.15 0	.24	0
Fe^{+3}	0.11	0.00	0.04	0.08	0.01	0.02	0.00	00.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05 (0.00	0.00 0	.01	$\overline{}$
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.31	0.43	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00 0	00.	-
Mg	0.65	0.39	0.60	0.70	0.90	0.47	1.26	1.04	0.05	0.56	0.86	0.77	0.48	0.46 (0.94	0.84 0	69.	-
Ca	0.93	0.43	0.7	0.81	0.56	0.69	0.02	0.07	0.00	0.76	0.90	0.85	0.83	0.81 (0.11	0.84 0	90	\circ
Na	0.05	0.49	0.22	0.08	0.04	0.23	0.00	0.00	0.00	0.13	0.09	0.06	0.12	0.14 (0.02	0.07 0	.07	U
К	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00 0	00.	$\overline{}$
Fe tot	0.22	0.07	0.15	0.23	0.38	0.14	0.00	0.00	0.47	0.14	0.00	0.00	0.21	0.24 (0.00	0.15 0	.25	
Total	4.04	3.96	4.01	4.02	4.00	4.01	3.98	3.89	3.70	4.01	3.97	3.98	4.01	4.02	3.85	3.99 3	66.	
Fe/Fe+Mg	25.5	14.8	19.7	25.0	29.7	23.2	0.00	0.00	90.0	19.4	0.00	0.00	29.8	34.9 (0.00	14.8 2	9.9	
Ca/Ca+Mg	58.8	52.3	52.3	53.7	38.4	59.3	1.32	6.52	0.00	57.5	51.2	52.5	63.3	64.1	10.2	49.8 5	6.8	
Ca/Ca+Mg+Fe	51.6	48.3	46.8	46.6	30.5	52.8	1.32	6.52	0.00	52.1	51.2	52.5	54.7	53.7	10.2	45.8 4	9.1	1
Jd	0.00	55.6	23.5	0.00	3.63	30.1	0.00	0.00	0.00	16.6	9.24	7.68	14.4	16.6	1.80	7.82 8	.55	(.,
Ts	39.8	3.08	23.6	29.7	8.34	39.0	29.9	12.2	62.4	45.6	0.88	22.7	50.9	51.4	11.9	0.00 1	66.	-
U	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	9.16	6.37	0.00	0.00	1.63	0.00 0	00.	0
Ac	4.81	0.00	3.84	7.61	0.95	2.49	0.00	0.00	0.00	2.07	0.00	0.00	3.89	4.89 (0.00	0.00 0	89.	CA.
Jd	0.00	51.93	18.64	0.00	3.40	20.4	0.00	0.00	0.00	11.1	0.00	0.00	8.14	8.98	0.00	7.26 6	.45	
TATS	2.70	0.77	1.98	3.43	0.00	1.30	0.78	0.00	0.00	0.65	2.50	1.83	1.82	0.00	1.06	0.00 3	.44	$\overline{}$
FATS	6.14	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00	0.00 0	00.	\circ
CATS	11.9	1.34	14.8	13.5	7.80	24.0	30.9	17.9	57.7	29.4	1.63	15.2	25.2	27.8 8	8.59	0.00 0	00.	Т
Di	61.4	36.7	40.5	51.9	32.4	31.1	68.3	82.1	0.00	33.4	90.0	76.6	36.6	30.0	88.7	72.4 6	6.9	
hd	10.9	6.61	9.33	12.5	16.1	13.1	0.00	0.00	0.00	12.4	0.00	0.00	20.0	22.5 (0.00	12.6 2	2.4	
En	1.78	2.22	9.26	8.75	27.9	6.12	0.00	0.00	4.22	9.03	0.00	0.00	3.21	4.12 (0.00	6.62 1	.43	
Fs	0.31	0.39	1.68	1.91	11.5	1.53	0.00	0.00	38.1	1.84	0.00	0.00	1.11	1.76 (0.00	1.15 0	50	0

Таблица 3.5. Представителл тровой группы.

•

	M_{S}	42.4	Н.П	38.4	Н.П	0.95	Н.П	1.11	0.18	Н.П	11.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.38	Н.О	Н.О	94.4
Uv-15	Bt	38.4	0.25	20.3	0.19	9.76	Н.П	18.4	Н.П	Н.П	9.66	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.12	Н.О	Н.О	97.1
	Ap	6.29	Н.О	1.04	Н.О	О.Н	Н.О	Н.О	50.5	0.23	1.45	36.6	Н.О	Н.О	Н.О	О.Н	Н.О	Н.О	О.Н	Н.О	0.43	1.71	Н.О	98.2
44	t	37.0	4.30	16.5	0.22	11.3	Н.П	17.3	Н.П	0.92	8.49	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	0.24	Н.П	Н.0	96.2
Uv-	B	39.6	3.49	15.4	0.37	6.54	Н.П	20.9	Н.П	0.44	9.44	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.П	Н.П	Н.0	96.2
467	Sdl	36.4	0.28	30.5	Н.П	0.30	Н.П	Н.П	0.27	24.6	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	7.41	Н.П	Н.О	7.99
Uv-	Bt	39.8	2.39	12.9	1.55	4.53	Н.П	22.3	Н.П	Н.П	10.1	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.П	Н.О	93.5
Uv-180	Sdl	37.1	Н.П	30.9	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.74	24.1	0.22	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	7.25	Н.П	Н.О	100.3
	Bt	38.9	2.3	18.5	Н.П	0.60	5.13	18.7	Н.П	Н.П	10.1	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.11	0.00	Н.О	94.3
Uv-25	Ap	1.82	Н.П	1.04	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	50.8	1.11	Н.П	39.9	2.25	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.35	3.20	Н.О	100.4
	Sdl	37.1	Н.П	30.4	Н.П	Н.П	Н.П	0.35	0.28	24.8	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	7.44	Н.П	Н.О	100.3
	Bt	42.6	0.45	17.9	Н.П	14.8	0.27	13.9	0.38	0.30	9.94	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.54	Н.П	Н.О	101.0
Uv-536	Is	41.8	Н.П	38.6	Н.П	1.67	Н.П	0.58	0.59	Н.П	10.8	О.Н	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.33	Н.П	Н.О	94.3
	Μ	43.2	Н.П	36.8	Н.П	0.76	Н.П	0.45	0.35	Н.П	11.3	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.49	Н.П	Н.О	93.4
	M_{S}	43.09	Н.П	37.07	Н.П	0.6	Н.П	0.3	0.62	0.35	8.25	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.75	Н.П	Н.О	91.03
	ßt	32.2	Н.П	25.1	Н.П	4.6	Н.П	21.9	Н.П	0.24	8.08	Н.0	Н.О	6.32	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.П	Н.П	Н.0	99.0
567	Е	36.3	Н.П	14.4	Н.П	16.5	Н.П	15.5	0.97	0.70	5.59	Н.0	Н.0	Н.0	0.50	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	0.23	Н.П	Н.0	90.6
Uv-	Ap	2.14	Н.П	0.43	Н.П	0.84	Н.П	Н.П	52.1	0.00	0.28	39.3	1.61	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.О	0.55	1.45	Н.0	98.7
	rt	32.5	Н.П	17.5	Н.П	13.8	Н.П	0.56	15.6	Н.П	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	6.31	2	0.77	1.38	Н.О	Н.П	Н.П	Н.О	95.6
	O	32.7	Н.П	16.4	Н.П	14.2	Н.П	1.41	12.4	Н.П	Н.П	Н.0	Н.О	Н.О	Н.0	8.62	9.78	0.83	1.6	Н.О	Н.П	Н.П	Н.0	97.9
	Sdl	36.7	Н.П	29.7	Н.П	0.72	Н.П	Н.П	0.34	24.6	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.О	7.25	Н.П	Н.0	99.3
Jv-83	Ne	46.4	0.93	23.3	Н.П	3.44	Н.П	2.10	3.33	16.3	2.25	Н.0	Н.О	Н.О	Н.0	Н.О	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	2.25	Н.П	Н.О	100.0
1	Ap	5.07	4.52	1.23	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	49.5	1.25	Н.П	35.9	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.22	2.75	Н.О	100.5
		Si02	TiO2	A1203	Cr203	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K20	P205	SrO	BaO	NiO	La203	Ce2O3	Pr203	Nd2O3	Nb2O5	CI	Ц	SO3	Total

Таблица 3.6. Представительн вой группы.

Таблица 3.7. Представительные химические составы шпинелей из эклогитов высоконатровой группы.

		Uv-536				Uv-25			Uv-180	Uv	-44	Uv	-15		Uv-	567	
	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core
	Н.П	0.60	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	2.61	Н.П	0.60	Н.П	0.30	Н.П	Н.П	0.92	Н.П
	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.30	Н.П	Н.П	0.05	Н.П	Н.П	0.30	Н.П
	62.9	61.1	63.0	65.8	66.7	65.0	67.0	65.7	58.7	59.1	57.3	67.7	65.4	63.7	63.7	57.2	64.5
	0.19	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.64	0.79	Н.П	0.13	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П
	11.3	24.8	20.9	14.6	14.0	14.2	11.5	13.8	31.8	21.9	25.8	12.4	18.3	20.0	20.0	28.6	18.0
	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.48	Н.П	0.34	Н.П	0.26	Н.П	Н.П	0.25	0.31
	21.1	13.2	15.6	19.0	19.4	18.8	21.2	19.3	6.25	17.8	15.8	20.6	16.3	16.0	16.0	12.0	15.9
	0.15	Н.П	Н.П	0.42	Н.П	Н.П	Н.П	0.45	1.13	0.00	0.00	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.29	Н.П
	98.6	9.66	99.5	99.8	100.1	98.1	9.66	99.3	101.1	7.66	100.6	100.7	100.8	<i>T.</i> 99.7	99.7	99.5	98.7
	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.01	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
	1.96	1.91	1.94	1.96	1.98	1.97	1.97	1.97	1.92	1.81	1.77	1.98	1.97	1.95	1.95	1.83	1.98
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	0.24	0.55	0.46	0.31	0.29	0.31	0.24	0.29	0.74	0.48	0.57	0.26	0.39	0.43	0.43	0.65	0.39
	0.00	0.00	00.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
	0.79	0.52	0.61	0.72	0.73	0.72	0.79	0.73	0.26	0.69	0.62	0.76	0.62	0.62	0.62	0.49	0.62
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.03	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00
	0.21	0.50	0.39	0.27	0.27	0.28	0.21	0.26	0.80	0.31	0.39	0.24	0.38	0.38	0.38	0.54	0.38
	0.03	0.06	0.06	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.16	0.18	0.02	0.01	0.05	0.05	0.11	0.02
	23.1	51.4	42.9	30.1	28.8	29.8	23.3	28.7	74.1	40.8	47.8	25.3	38.7	41.2	41.2	57.1	39.0
	79.5	51.3	60.7	72.5	72.8	72.1	78.9	73.7	24.3	68.7	61.4	76.1	61.8	61.8	61.8	47.5	62.1
И	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72	0.92	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00

2	высоконатровои	
	ЭКЛОГИТОВ	
	M3	
	шпатов	
	полевых	
	Калиевых	
	COCTABЫ	
	ХИМИЧЕСКИЕ	
	bHble	

•

	53.4	18.9	5.18	3.75	2.98	0.5	10.6	0.13	4.43	8.66											
1-567	1.1	3.6	17	58	8.1	12	13	ц	Ш	1.5	80	85	02	01	21	08	00	98	74	4,4	5.5
'n	.7 54	.0 28	46 1.	п 0.	80 11	.4 5.	49 O.	н п	н п	1.8 10	29 1.	59 0.	0.0	0.00	0. 0.	18 0.	0. 0.	19 2.	70 0.	2	70 56
	5 68	.6 20	п 0.4	п н.	21 0.8	11 11	88 0.4	п н.	п н.	1.3 101	21 2.2	54 0.5	0.0	0.0	0.0	16 0.1	0.0	3.0	9 2.7	.2 95	.3 3.7
-15	99 9?	.0 21	24 н.	Ы Н.	2.2	24 10	3 0.8	П Н.	П Н.	2 101	5 2.2	53 0.6	0.0	0.0	0.0	0.1	5 0.0	01 3.0	4 4.	.0 85	22 10
Uv.	5 64	3 18	5 1.2	0.6	5 1.2	0 1.2	9 14	П Н.	П Н.	.4 101	5 2.1	8 0.5	14 0.0	14 0.0	0.0	3 0.0	4 0.1	9 2.9	0 83	0 11	6.2
	2 64	.1 16	0 2.0	п 1.5	8 1.1	1.5	6 12	п н.	п н.	.5 100	34 2.1	9.0	0.0	0.0	9.0	9.0	0.10	0 2.8	1 76	3 17	2 5.6
06-VU	3 55	5 29	2 0.6	п.н.	2 10	9 5.6	3 0.1	п.н.	П. Н.	3 101	7 1.8	9.0 6	0.0	0.0	9 0.1	4 0.0	0.0	1 3.0	6.0 6.9	7 48	3 51
	.5 62.	.5 23.	3 0.4	п н.	55 5.1	72 8.5	22 0.3	п п	п н.	.8 100	1 2.0	6 0.6	0.0	0.0	0.0 0.0	6 0.1	0.0	0 3.0	24 1.8	.5 73.	.9 24.
	5 63	.8 22	п 0.3	.п. н.	08 3.5	80 9.7	29 0.2	.П. Н.	.П. Н.	.4 99	15 2.1	64 0.6	00 0.0	00 0.0	05 0.0	16 0.1	00 0.0	00 3.0	64 1.2	3 83	.6 16
	t.2 64	2.0 21	Н П	н п.	04 3.	64 9.	66 0.	н	Н П	.5 99	14 2.	65 0.	00 0.	00 00	05 0.	16 0.	01 0.	00 3.	74 1.	3.0 84	4.5 14
467	3.1 64	2.4 22	Н П.	н п.	55 3.	62 9.	25 0.	н п.	н п.	96 6.8	10 2.	66 0.	00 00	00 00	06 0.	16 0.	00 00	98 3.	43 3.	3.4 83	7.0 12
-vU	4.4 63	8.4 22	77 н	н п.	0.3 3.	.61 9.	.18 0.	Н ПЛ	н п.	9.7 98	.81 2.	.84 0.	01 0.	00 00	.18 0.	.0 0.	00 00	94 2.	04 1.	9.3 82	0.0 17
	5.6 5.	7.7 23	11 0	н	п 1	27 5.	4.5 0.	Н	Н	0.2 9	18 1	52 0.	02 0	0 00	00 00	02 0	15 0.	90 2	5.1 1.	1.3 4	00 5
	.4 6.	5 1	33 1.	н п.	67 н	.2	33 1/	н п.	н п.	.4 10	24 2.	57 0.	01 0.	00 00	01 0.	18 0.	00 00	02 2.	86 8:	1 1	17 0.
	.3 67	.1 19	51 0.	н п	.3 0.	98 11	22 0.	н п	н п	0.3 99	51 2.	97 0.	0.0	0.0	27 0.	0.0	0.0	91 3.	28 1.	.4 95	.7 3.
	7 48	4 33	2 0.5	I H.	6 15	6 2.9	0 0.7	Н. Н.	I H.	.6 100	5 1.0	1 0.9	1 0.0	0 0.0	1 0.3	3 0.0	0 0.0	1 2.9	0 1.2	8 26	0 74
180	46.	34.	0.4	I.H.	17.	1.5	0.0	H.I	H.I	5 100	1.5	3 1.0	0.0 1	0.0	0.3	0.0	0.0	2.9	0.0	13.	86.
Uv-	5 54.4	2 13.0	2.33	6.63	4 13.9	3 4.50	3 2.85	Н.П	Н.П	4 97.6	2 1.81	5 0.38	0.04	0.16	7 0.25	5 0.07	0.03	9 2.75	t 17.6	8 42.2	8 71.9
	t 63.(1 22.2	И.Н.	Н.П	2 3.74	9.13	0.73	н.п	Н.П	5 99.4	1 2.12	9.0 (0.00	0.0(4 0.07	5 0.15	0.01	1 2.99	4.12	1 78.8	7 17.8
	51.4	30.4	0.4	н.п	13.2	3.9(8 н.п	н.п	н.п	66	1.7	0.9(0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	2.9	0.0	35.	64.
	62.2	19.3	Н.П	Н.П	1.1	2.75	14.48	н.п	Н.П	7.00	2.07	0.57	00.00	00.00	0.02	0.04	0.15	2.85	86.2	24.9	5.30
	52.1	29.5	Н.П	Н.П	11.8	4.50	0.40	Н.П	Н.П	98.3	1.73	0.87	0.00	0.00	0.21	0.07	0.00	2.89	2.35	40.2	58.2
	58.3	27.0	Н.П	Н.П	8.40	6.52	0.94	Н.П	Н.П	101.2	1.94	0.80	0.00	0.00	0.15	0.11	0.01	3.00	5.32	56.1	39.9
Uv-25	65.4	18.5	Н.П	Н.П	Н.П	0.26	16.8	Н.П	Н.П	100.9	2.18	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	2.90	98.0	2.31	0.00
	65.1	17.3	0.50	Н.П	Н.П	0.39	15.9	Н.П	Н.П	99.2	2.17	0.51	0.01	0.00	00.00	0.01	0.17	2.86	94.5	3.52	0.00
	64.1	17.8	Н.П	Н.П	Н.П	0.31	16.0	Н.П	Н.П	98.2	2.13	0.52	0.00	0.00	0.00	0.01	0.17	2.83	96.1	2.83	0.00
	54.5	28.7	Н.П	Н.П	10.9	5.34	0.25	Н.П	Н.П	99.7	1.81	0.84	0.00	0.00	0.19	0.09	0.00	2.94	1.44	46.9	52.7
	51.0	29.8	0.64	Н.П	13.0	3.49	1.11	Н.П	Н.П	0.66	1.70	0.88	0.01	0.00	0.23	0.06	0.01	2.89	6.53	31.2	64.1
96	63.5	22.2	Н.П	0.23	3.96	9.22	0.52	н.п	Н.П	7.66	2.11	0.65	0.00	0.01	0.07	0.15	0.01	3.00	2.94	79.3	18.8
Uv-53	61.2	24.2	0.24	Н.П	5.21	8.47	0.37	н.п	Н.П	9.6	2.04	0.71	0.00	0.00	0.09	0.14	0.00	2.98	2.11	73.3	24.9
	56.5	28.3	Н.П	Н.П	9.78	5.65	.57	н.п	Н.П	00.8	88.1).83	00.0	00.0	0.17	60.0	0.01	2.98	3.24	18.9	16.8
-	2.0 2	3.5 2	28	Ш	5 09	01 5	78 (п	Ш	0.2 1	06 1) 69	01 (00	08 (13 (02 (5 66	3.1 3	∂.1	6.1
33	4 62) 25	7 0	H.	9 4.	.8 () 1.	H	H	5 10	3 2.	2 0.	1 0.	0.0	4 0.	2 0.	1 0.	7 2.	3 10	5 69	8 21
Uv-8	56.4	28.(0.2.	H.H	8.05	7.2(0.6(н.п	H.H	100.	1.85	0.87	0.0	0.0	0.1	0.12	0.0	2.9	3.4	62.5	38.8
	66.3	20.1	Н.П	Н.П	1.80	9.27	2.36	Н.П	Н.П	99.9	2.21	0.59	0.00	0.00	0.03	0.15	0.03	3.01	13.3	79.6	8.54
	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CI	BaO	Total	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Total	Or	Ab	An

Таблица 3.8. Представителл группы.

Таблица 3.9. Представительные химические составы сульфидов из эклогитов высоконатровой группы.

•

	Н.О	Н.О	29.6	Н.П	Н.П	33.1	35.0	Н.О	Н.О	97.7
	Н.О	Н.О	43.7	2.14	Н.П	Н.П	53.0	Н.О	Н.О	98.8
7	Н.0	Н.О	30.5	Н.П	Н.П	33.8	35.6	Н.О	Н.0	9.66
Uv-56	Н.О	Н.0	54.9	7.96	0.58	Н.П	36.0	Н.0	Н.О	99.4
	Н.О	Н.О	35.5	30.36	0.44	0.52	34.1	Н.О	Н.О	101.0
	Н.О	Н.О	59.2	2.33	Н.П	0.53	38.6	Н.0	Н.О	100.6
	Н.О	Н.О	63.0	Н.П	Н.П	Н.П	36.5	Н.О	Н.О	99.5
	Н.О	Н.О	63.4	Н.П	Н.П	Н.П	36.5	Н.О	Н.0	6.66
	Н.0	Н.О	61.9	Н.П	Н.П	Н.П	39.6	Н.О	Н.О	101.7
Jv-99	Н.О	Н.О	30.7	Н.П	Н.П	33.8	35.4	0.57	Н.О	100.7
1	Н.О	Н.О	28.7	9.37	29.3	Н.П	33.1	0.55	Н.О	101.0
	Н.0	Н.О	61.5	Н.П	Н.П	Н.П	39.0	Н.О	Н.О	100.5
	Н.О	Н.О	61.6	Н.П	0.44	Н.П	39.0	Н.О	Н.О	101.1
-44	Н.О	Н.О	39.4	25.3	0.98	Н.П	33.8	Н.О	Н.О	99.5
Uv.	Н.0	Н.0	62.4	0.22	Н.П	Н.П	36.4	Н.0	Н.0	0.66
	7.61	Н.П	42.3	4.83	Н.П	9.56	33.6	Н.О	1.39	99.4
467	8.75	Н.П	39.1	1.11	Н.П	15.5	32.7	Н.О	1.36	98.4
Uv-	Н.0	Н.О	41	21.9	2.23	Н.П	33.4	Н.О	Н.О	98.7
	Н.О	Н.О	62.1	1.35	Н.П	Н.П	36.0	Н.О	Н.О	99.4
	Н.О	Н.О	42.2	22.1	Н.П	Н.П	34.2	Н.О	Н.О	98.5
Uv-25	Н.О	Н.О	62.9	Н.П	Н.П	Н.П	36.7	Н.О	Н.О	7.66
	Н.О	Н.О	62.9	Н.П	Н.П	Н.П	36.3	Н.О	Н.О	99.1
	Н.О	Н.О	33.4	0.49	Н.П	31.4	33	Н.О	Н.О	98.3
	Н.О	Н.О	23.5	0.64	Н.П	32.8	34.8	Н.О	Н.О	9.66 (
	Н.О	Н.О	32.0	0.62	Н.П	32.2	35.2	Н.О	Н.О	100.0
-536	Н.О	Н.О	33.1	0.41	Н.П	31.6	34.0	Н.О	Н.О	99.2
Uv	Н.О	Н.О	34.6	12	Н.П	18.0	35.1	Н.О	Н.О	7.99.7
	Н.О	Н.О	60.2	1.54	Н.П	0.74	36.2	Н.О	Н.О	98.7
	Н.О	Н.О	39.1	26.0	0.91	Н.П	33.7	Н.О	Н.О	7.66
	Н.О	Н.О	62.2	Н.П	Н.П	Н.П	36.5	Н.О	Н.О	98.7
	К	Na	Fe	Ni	Co	Cu	\mathbf{S}	Zr	CI	Total

3.2.2. Магнезиально-железистые эклогиты (группа В)

Обширная группа эклогитов относится к магнезиально-железистым эклогитам, по классификации Taylor and Neal (1989) к группы В. Основные породообразующие минералы представлены гранатом, реликтами первичного клинопироксена и в некоторых образцах коэситом/кварцем. Признаком высокобарического происхождения породы является присутствие в породе коэсита и алмаза. Акцессорные минералы представлены округлыми выделениями полиминеральных сростков сульфидов состоящих из пирротина-халькопирита (с ламелями пентландита), калиевым рихтеритом (Uv-309), рутилом, графитом и алмазом. Структура эклогитов гранобластовая, среднезернистая, иногда мелкозернистая (Uv-537). Текстура в основном массивная (Рис. 3.2). Магнезиально-железистые эклогиты, как и высоконатровые, подвержены вторичными изменениям, но в меньшей степени. Вторичные минералы представлены клинопироксеном (CpxII), амфиболом, флогопитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, хлоритом, серпентином и др.

Зерна граната имеют округлую ксеноморфную форму размером от 1 до 3.8 мм. Цвет граната варьирует от ярко оранжевого до светло-красного. Чаще всего гранат содержит включения коэсита/кварца (Uv-537), реже клинопироксена и рутила. Отмечается интенсивная трещиноватость зерен граната с развитием по трещинам келифита. Краевые части граната также изменены, келифитовые каймы достигают 0.3 мм, с максимальной мощностью ~1 мм в образце Uv-309 (Рис. 3.23, Б-В). Гранаты из образца Uv-537 и Uv1199 характеризуются интенсивной зональностью краевых частей, которая, как и в образцах высоконатровой группы (Uv-01 и Uv-44), диагностируется по изменению цвета во вторично-обратнорассеяных электронах и зональности содержания FeO и MgO (Рис. 3.14; 3.16).

Вариации составов гранатов из ксенолитов эклогитов представдиаграмме Prp-Alm-Grs (Puc. 3.3). тройной По классилены на фикации Coleman et al. (1965) гранаты этой группы относятся к группе В, демонстрируя следующие вариации соотношения компонентов Prp_{35.6-51}Gross_{14-29.4}Alm_{17-39.1}And_{2.4-4.5}TiAnd_{0.9-2.3}. Химический состав кайм отличается большей магнезиальностью (MgO от 16.2 до 22.3 мас.%), по сравнению с центральной частью, и имеет соотношения компонентов Prp_{47.5-76}Gross_{3.7-9.4}Alm_{12.6-23.5}And₂₋₇ (Таб. 3.10). При увеличении содержаения TiO₂ (с 0.4 до 0.7 мас.%) (Рис. 3.15; 3.24; 3.14), в кайме граната, происходит увеличение содержания титанистого андрадита $TiAnd_{0.9}$ до $TiAnd_{2.3}$ и содержание Cr_2O_3 до 0.3 мас.%. В образце Uv-29 примесь Cr_2O_3 варьирует от 0.2 до 0.3 мас.%. Две генерации граната выявлено в образце Uv-1199 (Рис. 3.3, Д-Е). Гранат первой генера-



Рис. 3.23. Фотография вторичных и первичных минералов из ксенолитов в обратнорассеянных электронах. (А)–Срастание рутила и сульфидов, представленых пиритом и пентландитом (Uv-309); (Б-В)–Мощная келифитовая кайма вокруг зерна граната в образце Uv-309; (Г)–Калишпатплагиоклаз-клинопироксеновый симплектит с реликтами омфацита (Uv-309); (Д)–Породообразующие и акцессорные минералы в эклогите Uv-29; (Е)–Включения ортопироксена в гранате в ортопироксените Uv-92. ции слагает крупные порфиробласты, окруженные вторичными продуктами. Вторая генерация граната приурочена к зонам вторичных изменений (CpxII+Pl+Kfs+Phl), размер кристаллов граната варьирует от 0.6 до 0.8 мм. Химический состав граната отличатеся большей магнезиальностью $Prp_{73}Gross_{5.7}Alm_{14.4}And_{4.2}TiAnd_{1.9}Uva_{0.5}$ и повышенным содержанием TiO₂ до 0.7 и Cr_2O_3 до 0.8 мас.%.

Клинопироксен представлен ксеноморфными реликтами омфацита, которые окружены мелкозернистым молочно-белым агрегатом состоящим из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и клинопироксена (Рис. 3.23, Г-Д). Реликты клинопироксена имеют цвет от светло-серого до яркозеленого. Исключительным в этом плане является образец Uv-537, в котором первичный омфацит имеет светло-голубой цвет. Размер симплектита с реликтами первичного омфацита разнится от 2 до 4 мм. Реликты омфацитового клинопироксена имеют округлую форму, размер которых варьирует от 1.2 до 2.4 мм. Симплектит содержит большое количество включений как первичных акцессорных минералов, так и вторичных.

По химическому составу, первичный клинопироксен по классификации Taylor and Neal (1989), преимущественно соответствует группе В ($Jd_{22.9-36.6}Di_{33.3-57.4}Hd_{6.3-13.6}CaTs_{0-2.2}$) (Рис. 3.4) и является омфацитом (Рис. 3.17). В первичном клинопироксене K₂O достигает 0.3 мас.% в эклогите Uv-566c. Исключительным в плане содержания K₂O является ксенолиты эклогитов Uv-66, Uv-67 и Uv-108, где концентрации варьируют от 0.3 до 0.4 мас.%. Повышенные концентрации TiO₂ (до 1 мас.%) и MnO (до 1 мас.%) отмечаются в образцах Uv-99 и Uv-537 (Таб. 3.11).

Молочно-белые округлые псевдоморфозы кварца по коэситу были диагностированы как в виде включений в гранате, так и в продуктах замещения первичного клинопироксена в межзерновом пространстве (Рис. 3.25, Д; 3.23, Д). Псевдоморфозы окружены вторичными минералами, некоторые зерна окружены каймой из серпентина. Химических примесей в коэсите не обнаружено.

Рутил является менее распространенным акцессорным минералом в этой группе по сравнению с группой высоконатровых ксенолитов (Рис. 3.23, А). Удлиненно-призматические оранжевые зерна рутила (0.4-0.8 мм) пространственно приурочены к межзерновому пространству. Кристаллы рутила содержат структуры распада, которые представлены ламелями и каймами ильменита. Примеси в рутиле представлены следующими оксидами: FeO от 0.9 до 1.2 мас.% и Nb₂O₃ от 0.9 до 1.6 мас.%. Кристаллы рутила зональны по содержанию Nb₂O₃ (ядро 1.3 мас.%, край 0.9 мас.%). Ламели ильменита содержат характерные примеси MnO (1.7-1.8) и MgO (1.9-2.6 мас.%) (Таб. 3.12). Крупное зерно калиевого рихтерита (0.1-0.3 мм) обнаружено на гра-



Рис. 3.24. Концентрационные профили в зерне граната (Uv-537) с зональным содержанием FeO, MgO, CaO и TiO₂.





Рис. 3.25. ВSE изображения акцессорных минералов. (А)–Зерно титанита с включениями апатита и вторичного клинопироксена (Uv-83); (Б)– Кристалл алмаза окруженный Kfs-Pl-CpxII симплектитом; (В)–Крупный кристалл флогопита из ксенолита эклогита Uv1199; (Г)–Кристаллы оливина на границе граната и симплектита в коэситовом эклогите Uv-537; (Д)–Калиевый рихтерит в срастании с кальциевым амфиболом (Uv-309); (Е)–Зерна циркона в межзерновом мелкозернистом агрегате в ортопироксените Uv-92. нице граната и первичного омфацитового клинопироксена (Рис. 3.25, Д) в срастании с другим кальциевым амфиболом (SiO₂ 53.8 мас.%; MgO 0.1 мас.%; CaO 33 мас.% и Na₂O 9.2 мас.%) в эклогите Uv-309 (Таб. 3.12).

Сульфидная минерализация широко представлена округлыми зернами размером 0.2-2 мм (Рис. 3.9). Иногда сульфиды образуют срастания с рутилом (Uv-309) (Рис. 3.23, А). В пределах образца сульфиды распространены равномерно и встречаются как на границах зерен граната, пироксена и алмаза, так и в виде включений во всех этих минералах. Сульфидные глобулы сложены полиминеральными сростками состоящими из пирротина, халькопирита и пентландита, иногда в ассоциации с джерфишеритом.

Идиоморфные кристаллы вторичного клинопироксена (CpxII) слагают вторичный агрегат вокруг реликтов омфацита. Размер зерен вторичного клинопироксена сильно варьирует в пределах симплектита, но прослеживается зональность по увеличению размера зерен диопсидового клинопироксена от центра к краям симплектита. Содержание диопсидового минала изменяется в широких пределах от Di₃₀ до Di₆₇. Отмечается химическая неоднородность и зональность вновь образованного вторичного диопсидового клинопироксена.

Кислый плагиоклаз окружает зерна вторичного клинопироксена. Плагиоклаз в симплектите демонстрирует вариации состава в зависимости от размера зерен– крупные зерна ($Ab_{93.2}An_{5.1}Or_{2.7}$); мелкие ($Ab_{82}An_{16.2}Or_{1.8}$). Отмечаются незначительные примеси BaO до 1.3 мас.% и K₂O до 1 мас.%, которые отмечаются также в группе высоконатровых эклогитов. Кореляции между размером и наличием примеси не прослеживается.

Калиевый полевой шпат, с различным соотношением для крупных $(Or_{54-90.3}Ab_{4.5-56}An_{1.3-5.3})$ и мелких $(Or_{87.3}Ab_{12.4})$ зерен, слагает симплектит по омфацитовому клинопироксену во всех изученных образцах. Содержание K₂O варьирует от 10.5 до 14.3 мас.%. В химическом составе калиевого полевого шпата отмечается незначительное присутствие Cl (до 0.2 мас.%) (Таб. 3.12).

Идиоморфные октаэдрические зерна шпинели, размером от 20 до 50

мкм, диагностированы в мелкозернистом агрегате. Шпинель была также диагностирована в келифитовых каймах вокруг зерен граната. Химический состав шпинели представлен в (Таб. 3.14). Основные примеси представлены Cr_2O_3 , MnO, CaO и MnO.

Весьма нехарактерным вторичным минералом для коэситовых эклогитов является низкомагнезиальный оливин (Fo#73) (Puc. 3.25, Г). Парагенетически такая минеральная является "запрещенной"или неустойчивой при данных условиях. Удлиненно-призматические идиоморфные кристаллы оливина, размером по длинной оси около 60 мкм, располагаются в мелкозернистом вторичном агрегате на границе граната и клинопироксена. В непосредственном контакте оливин и коэсит не обнаружены. Оливин химически неоднороден в пределах образца и характеризуется постоянным присутствием таких примесей как P_2O_5 до 0.4 мас.%, MnO до 0.9 мас.%, CaO до 0.6 мас.% (Таб. 3.14).

Содалит диагностирован в образце Uv-537 (Рис. 3.22, Г). Содалит найден в мелкозернистой вторичной ассоциации и имеет размер до 20 мкм. Химические примеси в содалите представлены FeO от 0.9 до 2.8 мас.%, CaO 0.3 до 2.4, MgO от 0.3 до 1.6 мас%, K₂O 0.2 до 0.6 мас.%, P₂O₅ до 0.3 мас.% (Таб. 3.12).

Типичным минералом метасоматических преобразований является флогопит. Крупные кристаллы флогопита (до 0.7 мм) расположены в интерстиции. Зерна флогопита содержат многочисленные включения, представленные вторичными акцессорными минералами– кальцитом, клинопироксеном и амфиболами. В образце Uv1199, в химическом составе флогопита отмечается высокое содержание TiO₂ до 3.2 мас.% и Cr₂O₃ до 0.6 мас.% (Рис. 3.25, В) (Таб. 3.15).

Вторичная сульфидная минерализация представлена сложным K-Clсодержащим сульфидом – джерфишеритом (Рис. 3.9). В породе джерфишерит формирует каймы вокруг сульфидов в межзерновом пространстве и вокруг сульфидных глобул – мощность каймы не превосходит 200 мкм. Химический состав джерфишерита в пределах сульфидных глобул непостоянен, примеси отсутствуют (Таб. 3.16).

рушпы.	
-железистой г]	
магнезиально	
ЭКЛОГИТОВ	
B N3	
гранато	
COCTABЫ	
химические	
IbHble	

	Uv	-345		Uv-537		Uv-66	Uv-566c		Uv1199		Uv-67	Uv-98	Uv-90	Uv-309	Uv-30	Uv-108
	Core	Inc in Sulf	Core	Rim	Rim	Core	Core	Core	Rim	GrtII	Core	Core	Core	Core	Core	Core
SiO_2	40.9	41.3	40.7	41.8	42.2	40.9	41.7	40.8	42.2	42.2	40.4	41.1	39.1	39.7	40.9	41.0
TiO_2	0.27	Н.П	0.62	0.36	0.50	0.33	0.55	0.52	0.71	0.53	0.19	0.59	0.18	0.37	0.46	0.22
Al_2O_3	22.2	22.6	21.9	22.0	22.3	22.5	22.1	22.2	22.5	22.3	22.4	21.8	21.4	21.5	21.6	22.4
Cr_2O_3	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.00	0.12	0.03	0.18	0.77	0.07	Н.П	Н.П	Н.П	0.16	Н.П
FeO	11.3	12.5	16.3	14.0	10.5	10.5	12.5	16.0	8.94	7.81	14.2	11.4	20.6	21.1	12.5	8.91
MnO	0.24	Н.П	0.43	0.40	0.31	0.25	0.27	0.36	0.30	0.30	0.27	0.22	0.44	0.36	0.26	0.18
MgO	12.4	11.4	13.7	16.4	19.2	11.9	15.3	16.9	21.3	22.2	11.5	14.6	6.86	8.60	13.6	11.3
CaO	12.6	12.2	6.55	5.52	5.36	13.3	7.56	3.32	4.66	4.25	11.5	10.5	11.4	8.24	10.5	15.4
Na_2O	0.10	Н.П	0.22	0.16	0.00	0.19	0.20	0.23	0.19	0.10	Н.П	0.24	Н.П	0.19	0.22	0.10
Total	100.0	100.0	100.4	100.8	100.4	99.9	100.4	100.3	100.9	100.5	100.7	100.5	100.0	100.0	100.2	9.66
Si	3.01	3.03	3.00	3.03	3.02	3.00	3.03	2.98	2.98	2.97	2.98	3.00	3.00	3.02	3.01	3.02
Ti	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01
\mathbf{AI}	1.92	1.96	1.90	1.88	1.88	1.95	1.89	1.91	1.87	1.86	1.95	1.87	1.93	1.92	1.87	1.95
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe^{+2}	0.63	0.73	0.94	0.76	0.53	0.61	0.69	0.92	0.44	0.39	0.84	0.60	1.27	1.29	0.68	0.51
Fe^{+3}	0.06	0.04	0.06	0.09	0.10	0.03	0.07	0.06	0.08	0.07	0.04	0.09	0.05	0.05	0.09	0.04
Mn	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
Mg	1.36	1.25	1.51	1.76	2.04	1.31	1.65	1.84	2.24	2.34	1.27	1.58	0.78	0.98	1.49	1.24
Са	0.99	0.96	0.52	0.43	0.41	1.05	0.59	0.26	0.35	0.32	0.91	0.82	0.94	0.67	0.82	1.22
Na	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01
Fe tot	0.69	0.77	1.00	0.85	0.63	0.65	0.76	0.98	0.53	0.46	0.88	0.70	1.32	1.34	0.77	0.55
Total	8.02	7.98	8.03	8.02	8.02	8.02	8.00	8.05	8.06	8.05	8.03	8.05	8.03	8.01	8.04	8.01
#Fe	33.7	38.1	40.0	32.5	23.5	33.1	31.5	34.7	19.1	16.5	40.9	30.5	62.7	57.9	34.0	30.7
#Mg	66.3	61.9	60.0	67.5	76.5	6.99	68.5	65.3	80.9	83.5	59.1	69.5	37.3	42.1	66.0	69.3
Cr/Cr+Al	0.00	0.00	0.22	0.26	0.00	0.00	0.37	0.10	0.52	2.26	0.20	0.00	0.12	0.20	0.49	0.14
ALM	21.0	24.9	31.2	25.2	17.7	20.3	23.2	30.0	14.4	12.7	27.5	19.7	41.8	43.2	22.3	17.0
SPE	0.49	0.00	0.88	0.82	0.62	0.52	0.57	0.72	0.58	0.59	0.55	0.45	0.94	0.77	0.53	0.37
AND	3.02	1.81	2.99	4.74	4.88	1.66	3.53	2.84	4.24	3.54	1.87	4.71	2.67	2.53	4.52	2.00
TiAND	0.74	0.00	1.71	0.99	1.34	0.91	1.51	1.42	1.87	1.41	0.52	1.62	0.52	1.07	1.27	09.0
UVA	0.00	0.00	0.21	0.25	0.00	0.00	0.35	0.10	0.49	2.15	0.19	0.00	0.12	0.19	0.46	0.13
KNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GRO	29.5	30.9	13.2	9.07	7.44	33.2	15.3	5.16	5.68	3.76	27.8	21.6	28.0	19.6	21.9	38.4
PYR	45.2	42.4	49.8	58.9	68.0	43.4	55.6	59.8	72.8	75.9	41.6	51.9	25.9	32.6	49.1	41.5

Таблица 3.10. Представител

магнезиально-	
ЭКЛОГИТОВ	
ИЗ	
(CpxI)	
клинопироксенов	
COCTABЫ	
химические	
entered	

	Uv-537	Uv-345	Uv-66	Uv-566c	Uv1199	Uv-67	Uv-98	Uv-90	Uv-309	Uv-30	Uv-108
	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core
SiO_2	55.8	55.7	56.5	55.9	55.5	56.4	54.6	54.6	55.1	55.7	56.1
TiO_2	0.80	0.25	0.47	0.31	0.61	0.19	0.34	0.23	0.34	0.29	0.10
Al_2O_3	7.99	9.08	96.6	8.62	7.44	9.05	7.13	8.32	7.50	10.2	12.9
Cr_2O_3	0.00	Н.П	0.18	0.06	0.06	Н.П	П.Н	Н.П	Н.П	0.11	Н.П
FeO_{tot}	5.27	2.27	2.80	3.39	5.60	2.89	3.70	5.62	6.68	3.43	1.87
MnO	0.17	0.04	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.06	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П
MgO	11.8	11.2	10.9	11.6	12.2	11.1	12.4	9.72	9.90	10.4	8.64
CaO	14.6	15.9	15.6	15.8	12.6	15.9	16.6	15.9	15.1	14.8	13.8
Na_2O	3.98	4.57	4.61	4.19	5.79	4.44	4.33	4.88	5.06	4.99	6.12
K_2O	0.00	0.22	0.29	0.26	0.13	0.30	0.15	Н.П	0.20	0.11	0.32
Total	100.4	99.2	101.2	100.2	100.0	100.4	99.3	99.4	100.0	100.0	99.8
Si	1.99	1.99	1.98	1.98	1.99	1.99	1.97	1.98	2.00	1.98	1.97
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
AI	0.34	0.38	0.41	0.36	0.31	0.38	0.30	0.36	0.32	0.43	0.53
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.00	0.00
Fe^{+2}	0.16	0.07	0.08	0.10	0.08	0.09	0.07	0.15	0.17	0.10	0.06
Fe^{+3}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.63	0.59	0.57	0.62	0.65	0.59	0.67	0.53	0.53	0.55	0.45
Са	0.56	0.61	0.59	0.60	0.48	0.60	0.64	0.62	0.58	0.56	0.52
Na	0.27	0.32	0.31	0.29	0.40	0.30	0.30	0.34	0.35	0.34	0.42
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe tot	0.16	0.07	0.08	0.10	0.17	0.09	0.11	0.17	0.20	0.10	0.06
Total	3.96	3.98	3.97	3.98	4.04	3.97	4.02	4.01	4.02	3.97	3.97
Fe/Fe+Mg	20.0	10.3	12.6	14.0	20.5	12.7	14.3	24.5	27.5	15.6	10.8
Ca/Ca+Mg	47.0	50.6	50.8	49.4	42.5	50.7	49.0	54.1	52.3	50.5	53.4
Ca/Ca+Mg+Fe	41.5	47.9	47.4	45.6	37.0	47.3	45.2	47.1	44.3	46.2	50.5
Jd	30.5	34.8	35.5	31.9	32.5	34.2	27.9	38.3	37.8	38.4	48.0
Ts	1.60	1.25	2.33	1.66	0.96	0.72	2.92	2.20	0.38	2.59	2.96
U	0.00	0.00	0.00	0.16	0.17	0.24	0.00	0.13	0.21	0.33	0.16
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	8.71	0.00	4.43	1.77	3.02	0.00	0.00
Jd	28.9	33.0	33.2	30.0	30.8	32.0	25.9	32.5	32.2	35.5	44.1
TATs	2.25	0.70	1.31	0.87	1.63	0.54	0.93	0.62	0.91	0.81	0.25
FATs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATs	0.00	0.49	0.87	0.70	0.00	0.14	0.84	0.63	-0.58	0.79	2.23
Di	45.7	56.0	52.4	52.7	42.6	55.1	57.0	47.3	44.8	48.0	46.6
Н	11.3	6.45	7.68	8.72	4.04	8.06	5.40	13.4	13.3	9.02	5.93
En	10.2	2.98	3.94	5.88	11.4	3.44	5.05	2.78	4.71	4.69	0.62
Fs	2.54	0.34	0.57	0.96	1.39	0.50	0.51	0.81	1.52	0.87	0.07

Таблица 3.11. Представит железистой группы.

Таблица 3.12. Представительные химические составы акцессорных минералов из эклогитов магнезиально-

		Uv-537			Uv-	345		Uv-537	Uv	-66		Uv1199				Uv-3,	45		
		Kfs			K	fs		Bt	Sdl	Bt	В	t	Cal		Ca-A	dui		K-R	it
SiO2	57.3	51.2	64.7	65.3	64.2	65.5	66.5	42.3	37.6	39.9	41.4	39.5	Н.0	53.8	53.9	53.8	64.5	54.2	65.2
Ti02	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	1.78	Н.П	3.49	3.27	2.74	Н.0	0.02	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00
A1203	25.8	31.4	18.0	17.2	18.2	17.1	18.1	16.7	26.5	15.4	12.9	15.5	Н.О	0.00	0.00	0.04	16.4	0.00	16.6
Cr203	Н.0	Н.О	Н.О	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.О	0.45	0.69	Н.0	Н.0	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О
FeO	0.50	0.84	0.57	0.98	0.41	0.51	Н.П	4.17	2.71	6.55	5.02	5.84	Н.О	0.08	0.11	0.09	0.46	0.13	0.24
MnO	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.18	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.09	0.34	0.09	0.01	0.17	0.01
MgO	Н.П	Н.П	Н.П	0.58	0.41	1.14	Н.П	16.4	1.01	20.7	22.7	21.3	Н.0	0.14	0.11	0.02	0.43	0.22	0.10
CaO	7.37	13.6	0.00	1.25	Н.П	0.43	Н.П	Н.П	2.32	Н.О	Н.0	Н.О	53.4	33.1	32.5	33.2	0.05	32.6	0.41
Na2O	6.36	3.83	0.24	0.92	0.49	1.17	1.60	4.84	23.4	0.44	Н.П	0.65	Н.0	9.28	8.90	9.27	0.60	9.33	0.76
K20	1.39	0.23	15.76	14.5	15.9	14.9	14.8	9.2	0.2	9.82	10.2	9.54	Н.О	0.02	0.03	0.02	15.3	0.05	15.2
P205	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.П	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О
CI	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	6.16	Н.П	0.09	0.00	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0
Ц	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0
SO3	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	0.25	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0
SrO	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0
Total	98.8	101.1	99.3	100.6	9.66	100.9	101.0	95.5	100.3	96.3	96.1	95.8	53.5	96.5	95.9	96.5	97.8	96.7	98.5
Si	1.91	1.70	2.15	2.17	2.14	2.18	2.21												
Al	0.76	0.93	0.53	0.51	0.54	0.50	0.53												
Fe	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00												
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00												
Ca	0.13	0.24	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00												
Na	0.10	0.06	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03												
Х	0.01	0.00	0.17	0.15	0.17	0.16	0.16												
Total	2.93	2.95	2.87	2.90	2.87	2.91	2.93												
Or	8.07	1.32	93.4	84.8	94.3	87.2	86.0												
Ab	56.1	33.5	2.16	8.19	4.41	10.4	14.1												
An	35.9	65.6	0.00	6.15	0.00	2.11	0.00												

Таблица 3.12. Представі железистой группы.

Таблица 3.13. Представительные химические составы вторичного клинопироксена (CpxII) из эклогитов магнезиально-железистой группы.

•

	Uv-	537	Uv-	-66	Uv1199
	КрЗер	КрЗер	МелЗер	КрЗер	КрЗер
SiO ₂	52.7	53.4	52.9	54.6	55.6
TiO ₂	0.78	0.55	0.47	0.40	0.22
Al_2O_3	3.91	3.08	5.18	2.48	3.61
Cr_2O_3	н.п	н.п	н.п	н.п	0.22
FeO _{tot}	6.47	5.98	4.36	4.21	4.00
MnO	0.31	0.00	Н.П	Н.П	Н.П
MgO	15.3	15.8	15.2	17.6	17.2
CaO	19.5	19.1	18.6	19.6	16.5
Na ₂ O	1.01	1.15	1.94	1.01	2.40
K ₂ O	Н.П	н.п	н.п	н.п	0.00
Total	100.0	99.0	98.7	100.0	99.8
Si	1.93	1.96	1.94	1.97	2.00
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	0.17	0.13	0.22	0.11	0.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe^{+2}	0.18	0.18	0.11	0.12	0.11
Fe^{+3}	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.83	0.86	0.83	0.95	0.92
Ca	0.77	0.75	0.73	0.76	0.64
Na	0.07	0.08	0.14	0.07	0.17
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe tot	0.20	0.18	0.13	0.13	0.12
Total	4.00	4.00	4.01	4.00	4.00
Fe/Fe+Mg	19.2	17.5	13.8	11.8	11.6
Ca/Ca+Mg	47.9	46.6	46.8	44.5	40.9
Ca/Ca+Mg+Fe	42.6	41.8	43.1	41.4	38.0
Jd	5.7	7.9	11.9	6.54	14.6
Ts	7.91	3.97	6.57	2.48	0.36
U	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62
Ac	2.15	0.79	2.52	0.45	0.99
Jd	5.13	7.49	11.3	6.68	15.1
TATs	2.18	1.54	1.30	1.10	0.59
FATs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATs	2.73	0.69	3.62	0.34	0.20
Di	60.0	61.4	60.3	66.5	56.5
Hd	12.9	12.5	8.01	8.61	6.64
En	12.3	12.9	11.5	14.4	17.7
Fs	2.61	2.63	1.50	1.87	2.12

Таблица 3.14. Представительные химические составы шпинели и оливина (Uv-537) из ксенолитов магнезиально-

	11	527	11.1100		11. 506	11.170		11.537
		100	UV1199	76-70	000-00	0/1-/0		100-00
01	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Ol	Core
\mathcal{D}_2	0.58	Н.П	П.Н	1.09	0.47	Н.П	SiO_2	37.8
\mathbf{O}_2	0.38	0.35	Н.П	Н.О	0.17	Н.П	TiO_2	Н.П
03	62.0	61.5	62.3	55.0	35.7	9.83	Al_2O_3	Н.П
03	0.38	0.25	Н.П	13.4	31.8	62.4	Cr_2O_3	Н.П
$\mathbf{)}_{\mathrm{tot}}$	19.5	22.6	20.3	9.38	13.8	15.6	FeO _{tot}	21.6
Q	0.32	0.27	0.36	Н.О	Н.П	0.27	MnO	0.59
Ô.	16.4	14.0	16.7	20.6	17.3	12.5	MgO	38.5
0	0.34	0.14	Н.П	Н.О	Н.П	Н.П	CaO	0.59
0	Н.О	Н.О	Н.П	0.66	Н.П	0.12	NiO	Н.П
O_5	Н.0	Н.О	Н.О				P_2O_5	0.34
al	9.99	99.0	9.66	100.1	99.3	100.8	Total	99.4
.1	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	Si	1.00
. 1	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	Ti	0.00
1	1.90	1.93	1.91	1.68	1.20	0.37	Al	0.00
r	0.01	0.01	0.00	0.28	0.72	1.59	Cr	0.00
tot	0.42	0.50	0.44	0.20	0.33	0.42	Fe tot	0.48
n	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	Mn	0.01
00	0.64	0.55	0.65	0.80	0.74	0.60	Mg	1.51
a	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.02
.1	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	Ni	0.00
tal	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	Total	3.02
+2	0.38	0.45	0.34	0.22	0.28	0.39	Fe^{+2}	
+3	0.05	0.05	0.09	0.01	0.05	0.03	Fe^{+3}	
e	39.9	47.5	40.5	20.4	30.9	41.2	#Fe	23.9 (Fa)
1g	62.8	55.4	65.2	78.5	72.4	60.4	#Mg	76.0 (Fo)
r+AI	0.41	0.27	0.00	14.0	37.4	81.0	Cr/Cr+Al	

железистой и ультраосновной группы.

	SI	Sio Ti	AI_2	Cr_2	Fe(βŇ	Ca	Ż	TO TO	\mathbf{S}	Ι	A	C r	Fe V		S O	Z	To	Fe	Fe	I#	Λ#	Cr/C	
--	----	-----------	--------	--------	-----	----	----	---	----------	--------------	---	---	-----	---------	--	-----	---	----	----	----	----	----	------	--
<u>5</u>																								
---------------	-----																							
ao																								
гр																								
Ib																								
\mathcal{V}																								
И																								
Й																								
OTC																								
ЗИС																								
EƏI																								
G																								
×-																								
ОН																								
[] II																								
19.																								
331																								
)H(
Ial																								
2																								
'OB																								
ТИ																								
ЮЛ																								
ЭНG																								
XC(
3]																								
Ν																								
ЦО																								
Ш																								
) [
ABI																								
$CT\delta$																								
300																								
e																								
КИ																								
ec																								
hΝ																								
[W]																								
ХИ																								
le																								
Hb																								
[d]																								
Le.																								
3M'																								
rai																								
ICJ																								
Je J																								
	IID																							
	УШ																							
ر ع	[d]																							
III E	ň																							
ЛИ	ЮH																							
a6	OB																							
μ	Ĥ																							

•

	ΛN	-92		Uv-	554		Uv-	506	Uv-537	Uv-66	Uv1	199
	цці ц	3t		B	ţ		ш	3t	Bt	Bt	Щ	t
SiO_2	42.6	42.5	40.0	39.9	42.0	41.7	41.8	41.29	42.3	39.9	41.4	39.5
TiO_2	0.20	0.00	3.12	2.79	3.19	3.04	Н.П	0.75	1.78	3.49	3.27	2.74
Al_2O_3	12.2	11.7	14.7	13.8	13.1	12.7	11.94	13.55	16.7	15.4	12.9	15.5
Cr_2O_3	0.73	0.82	Н.О	Н.0	Н.О	Н.0	0.85	2.27	Н.П	Н.О	0.45	0.69
FeO	2.75	2.64	5.36	4.88	4.79	4.72	2.84	3.28	4.17	6.55	5.02	5.84
MnO	Н.0	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	25.79	24.58	0.18	Н.0	Н.О	Н.О
MgO	25.9	26.4	21.9	21.6	23.5	22.8	Н.П	Н.П	16.4	20.7	22.7	21.3
CaO	Н.П	Н.П	Н.О	Н.0	Н.О	Н.О	0	0.67	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О
Na_2O	0.00	0.50	0.55	0.44	Н.П	0.32	9.97	9.35	4.84	0.44	Н.П	0.65
K_2O	10.2	10.5	9.59	9.89	10.07	9.93	Н.П	Н.П	9.2	9.82	10.2	9.54
NiO	0.56	Н.П	Н.О	Н.0	Н.О	Н.0	0.28	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П
CI	0.53	0.00	Н.П	Н.П	0.1	0.1	0.14	0.09	Н.П	Н.П	0.09	0.00
Г	Н.О	1.47	Н.О	Н.0	Н.О	Н.О	Н.П	0.55	Н.0	Н.П	Н.О	Н.О
Total	95.7	96.5	95.2	93.4	96.7	95.3	93.62	96.37	95.5	96.3	96.1	95.8

новной группы.

Таблица 3.16. Представительные химические составы сульфидов из ксенолитов магнезиально-железистой и уль-

				Uv	r-345					Uv-537			Uvl	199		Uv-	92		Uv-	554	
_	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core
K	8.84	Н.0	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	О.Н	Н.О	8.79	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	О.Н
Na	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О
Fe	40.5	63.0	30.8	38.1	63.1	38.5	37.5	38.4	64.7	62.8	38.8	31.0	35.7	63.4	63.3	39.3	30.6	61.4	54.0	58.3	30.2
Ni	2.75	Н.П	Н.П	27.2	Н.П	26.3	27.1	27.2	0.47	Н.П	24.5	Н.П	29.2	Н.П	Н.П	1.15	Н.П	2.09	9.18	4.83	0.83
Co	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	1.76	1.66	1.63	Н.П	Н.П	3.87	Н.П	1.3	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	0.41	0.47	0.35	Н.П
Cu	13.3	Н.П	33.9	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П	35.0	Н.П	Н.П	Н.П	14.7	33.1	Н.П	Н.П	Н.П	32.5
\mathbf{v}	33.2	37.1	34.7	33.8	36.8	33.7	33.7	33.6	37.6	37.2	33.4	35.6	33.5	36.9	36.8	32.6	37.9	36.5	35.5	36.2	36.5
CI	1.16	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	1.41	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	О.Н
Total	99.7	100.2	99.4	99.1	100.0	100.2	100	100.8	102.7	100.0	100.6	101.6	99.8	100.2	100.1	98.1	101.5	100.4	99.1	99.7	100.1

Таблица 3.16. Представил траосновной группы.

3.3. Ультраосновные породы

На основе изучения минеральных включений в алмазах, было установлено, что 90% процентов включений в алмазах относятся к перидотитовому парагенезису (Соболев, 1974; Ефимова, Соболев, 1977; Gurney, 1989; Буланова, 1993). При этом, выделяют также промежуточные минеральные парагенезисы – вебстеритовый и пироксенитовый, которые встречаются гораздо реже. Графитсодержащие разновидности этих пород встречаются еще реже, чем алмазоносные (Соболев и др., 1984; Pearson et al., 1994). Этот факт делает их исключительно интересными для изучения. Пироксениты несут в себе признаки как перидотит-ультраосновного, так и эклогитового парагенезиса. Минералого-петрографическая характеристика ксенолитов пироксенитов в данной работе будет представлена вместе с минералами ультраосовного парагенезиса из-за общности химического и минералогичекого состава.

Изученные ксенолиты ультраосновной ассоциации представляют собой гранатовые разновидности пород и характеризуются малой степенью вторичных изменений первичных минералов (Рис. 3.2). Структура ортопироксенитов варьирует от среднезернистой в ксенолите Uv-92, до гигантозернистой в образце Uv-506. Текстура пород массивная. В Uv-506 чередуются участки неравномернозернистой стуктуры с равномернозернистой. Среди породообразующих минералов преобладают крупные зерна ортопироксена, размером от 0.5 до 6 мм в гранатовом ортопироксените Uv-92 и от 0.8 мм до 1.1 см в ортопироксените Uv-506. В гранатовом вебстерите Uv-554 зерна ортопироксена находятся в подчиненном количестве по сравнению с клинопироксеном.

Гранаты в изученных ультраосновных ксенолитах морфологически представлен двумя типами: (i) округлые зерна (Uv-554, Uv-170) и (ii) ламелеподобные жилы (Uv-506, Uv-92) (Puc. 3.26, Б-В). Оранжево-красные ксеноморфные зерна граната (1-3.6 мм) в вебстерите слагают крупные порфиробласты, размером до 1.5 см. Ортопироксениты характеризуются малым размером кристаллов граната. Округлые зерна граната, окруженные мощной келифитовой каймой (60-100 мкм), размером не превышают 0.8 мм. "Жильный"гранат сечет крупные зерна ортопироксена по различным направлениям. Ламелеподобные жилы имеют длину до 1.3 см и мощность от 20 мкм до 0.5 мм. Стоит так же отметить, что в зернах граната присутствуют включения ортопироксена, размером от 0.1 до 0.2 мм и зерен флогопита ~0.3 мм (Puc. 3.23, E). Мощные реакционные каймы вокруг граната представлены в ортопироксенитах, достигая 100 мкм, местами полностью замещая гранат и почти полностью отсутствуют в вебстерите. Келифитовые каймы сложены шпинелью, клинопироксеном и амфиболом.



Рис. 3.26. BSE фотографии минералов ультраосновного парагенезиса: (A)-Крупные зерна оливина окруженные серпентином из образца Uv-170; (Б)-(В)–(і) округлые ксеноморфные зерна и (іі) эксолюционные ламелеподобные жилы граната из ортопироксенита Uv-92; (Г)–Крупные зерна граната, оливина, флогопита и ортопироксена из ортопироксенита Uv-92; (Д)-Породообразующие и акцессорные минералы в оливините Uv-170; (Е)-Круные зерна ортопироксена окруженные каймой, представленной клинопироксеном.

Гранаты ультраосновного парагенезиса преимущственно имеют пироп-альмандиновый состав, с вариациями содержания других миналов в широком интервале $Prp_{66-75.4}Alm_{11.5-17.3}And_{0.3-5.6}Uva_{0-12}Knorr_{0-10.8}$. В пироксените Uv-554 присутствуют такие компоненты как Gross_{1.9-3} и TiAnd_{1.1-1.4}. Содержание Cr_2O_3 варьирует в широких пределах, от полного отсутствия этого оксида в вебстерите Uv-554 до 6.2 мас.% в оливините Uv-170 (Рис. 3.28). Гранаты характеризуются высоким содержанием MnO от 0.2 до 0.6 мас.%. Стоить отметить, что в гранатах алмазоносного вебстерита Uv-554 присутствует значительное количество Na₂O - 0.1-0.2 мас.%. Для гранатового ортопироксенита Uv-506 характерно высокое содержание MnO (Spess_{0.6-1.2}) от 0.3 до 0.6 мас.% (Таб. 3.17).

Крупные ксеноморфные зерна ортопироксена (от 0.8 мм до 4 мм) слагают крупные порфиробласты (Рис. 3.26). Размер зерен ромбического пироксена в пределах образца различен, что обуславливает структурную неравномернозернистость породы. Ортопироксен в ортопироксенитах Uv-506 и Uv-92 в процентном соотношении представляет 80-90 % объема породы, а в вебстерите имеет подчиненное количество по отношению к другим породообразующим минералам (гранату и клинопироксену) (Рис. 3.27). Зерна ортопироксена в Uv-92 пронизаны по плостостям спайности тонкими ламелями граната (Рис. 3.26, В).

Гомогенные зерна ортопироксена имеют, преимущественно, энстантитовый составов ($En_{85.4-92}Fs_{6.3-9.6}U_{0.1-0.6}CaTs_{0.1-1.7}Di_{0.1-1}$) (Рис. 3.29). Более сложный состав имеют ортопироксены из пироксенита Uv-554, и содержит авгитовый минал $Ac_{1.2-2.6}$ и титанистый минал Чермака TiTs_{0.2-0.3}. Ортопироксен из ксенолитов Uv-92 и Uv-506 в химическом составе имеет примесь NiO, с максимальным содержанием до 0.2 мас.%. В пироксените Uv-554 в ортопироксене примеси NiO не обнаружено (Таб. 3.18).

Клинопироксен представлен двумя типами: (i) первичным породообразующим минералом (в пироксените Uv-554) (Puc. 3.27) и (ii) вторичным окаймляющим первичный ортопироксен (Uv-92 и Uv-506) (Puc. 3.26, E). Клинопироксен в вебстерите по-химическому составу является омфацитом (Puc. 3.30). Облик зерен клинопироксена ксеноморфен, раз-

мер зерен клинопироксена варьирует от 0.3 до 0.5 мм, образуя крупные порфиробласты до 3 см. Клинопироксеновые каймы, вокруг крупных кристаллов ортопироксена, маломощны, как правило, не превышают 100 мкм. В ксенолите Uv-92, клинопироксеновые каймы имеют полосчатое очертание. Первичный клинопироксен в вебстерите имеет следующий состав Di_{46.3–62.6}En_{16–20}Jd_{3–22.6}Hd_{2–5.6}Ac_{4.5–8.9}. В клинопироксене (Uv-554) отмечается высокое содержание TiO₂ от 0.3 до 0.5 мас.%. Химический состав вторичного клинопироксена крайне непостоянен и варьирует в пределах образца и имеет следующие вариации составов Таблица 3.17. Представительные химические составы гранатов из ксенолитов ультраосновной группы.

•

	Uv-92	Uv-554	Uv-506	Uv-170
	Core	Core	Core	Core
SiO ₂	41.8	41.9	41.5	41.7
TiO ₂	Н.П	0.50	Н.П	Н.П
Al_2O_3	19.4	22.4	18.4	19.0
Cr_2O_3	5.33	0.22	6.75	6.16
FeO	7.43	9.64	7.71	7.22
MnO	0.28	0.28	0.30	0.51
MgO	22.7	21.9	20.6	20.7
CaO	3.08	2.99	4.94	4.20
Na ₂ O	Н.П	0.16	н.п	Н.П
Total	100.0	100.0	100.2	99.5
Si	2.99	2.98	3.00	3.01
Ti	0.00	0.03	0.00	0.00
Al	1.64	1.88	1.56	1.62
Cr	0.30	0.01	0.39	0.35
Fe^{+2}	0.38	0.49	0.41	0.41
Fe^{+3}	0.06	0.08	0.05	0.03
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	2.42	2.32	2.22	2.23
Ca	0.24	0.23	0.38	0.32
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe tot	0.44	0.57	0.47	0.44
Total	8.04	8.06	8.03	8.00
#Fe	15.5	19.8	17.4	16.4
#Mg	84.5	80.2	82.6	83.6
Cr/Cr+Al	15.6	0.65	19.8	17.9
ALM	12.5	15.9	13.7	13.6
SPE	0.55	0.55	0.61	1.05
AND	3.13	4.17	2.57	1.53
TiAND	0.05	1.34	0.00	0.05
UVA	4.74	0.62	10.0	9.29
KNO	10.3	0.00	9.23	8.29
GRO	0.00	1.97	0.00	0.00
PYR	68.7	75.4	63.9	66.2



Рис. 3.27. Крупное зерно ортопироксена (в обратно рассеяных электронах) из алмазоносного вебстерита Uv-554.



Рис. 3.28. Бинарная диаграмма соотношения CaO/Cr_2O_3 в составах гранатов из ксенолитов ультраосновного типа парагенезиса. Сплошными линиями показано разделение на парагенетические группы по Соболев и др. (1969b).

Таблица 3.18. Представительные химические составы ортопироксена и клинопироксена из ксенолитов ультраосновной группы.

•

	Uv-92	Uv-	554	Uv-506
	Opx	Opx	Cpx	Opx
SiO ₂	58.7	56.6	55.9	58.5
TiO ₂	Н.П	0.08	0.43	Н.П
Al_2O_3	0.44	0.78	5.14	0.34
Cr_2O_3	0.28	0.03	0.08	0.37
FeO _{tot}	4.46	7.06	4.50	4.53
MnO	Н.П	0.11	0.12	Н.П
MgO	35.6	33.9	15.6	36.3
CaO	0.25	0.62	13.7	0.38
Na ₂ O	0.15	0.39	3.78	Н.П
K ₂ O	н.п	0.01	0.06	н.п
NiO	0.13	0.10	Н.П	Н.П
Total	99.9	99.7	99.4	100.5
Si	2.00	1.97	2.01	1.99
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.02	0.03	0.22	0.01
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe^{+2}	0.13	0.15	0.10	0.13
Fe^{+3}	0.00	0.05	0.03	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.81	1.76	0.83	1.84
Ca	0.01	0.02	0.53	0.01
Na	0.01	0.03	0.26	0.00
Κ	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe tot	0.13	0.21	0.13	0.13
Total	3.98	4.02	4.00	4.00
Fe/Fe+Mg	6.57	10.5	13.9	6.54
Ca/Ca+Mg	0.50	1.30	38.8	0.75
Ca/Ca+Mg+Fe	0.47	1.17	35.3	0.70
Jd	0.00	0.00	21.7	0.00
Ts	0.00	1.75	0.00	0.55
U	0.77	0.09	0.23	0.00
Ac	0.00	2.51	3.22	0.00
Jd	0.25	0.00	22.8	0.00
TATs	0.01	0.21	1.15	0.00
FATs	0.00	2.66	0.00	0.00
CATs	0.00	0.10	0.00	1.99
Di	0.86	0.00	46.3	0.00
Hd	0.06	0.00	5.30	0.09
En	91.6	86.9	18.7	91.5
Fs	6.45	7.56	2.30	6.40



Рис. 3.29. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе ортопироксенов из ультраосновных пород по Morimoto (1989).

 $\mathrm{Di}_{59.3-68.7}\mathrm{En}_{14.1-21.8}\mathrm{Jd}_{2.6-6.5}\mathrm{Hd}_{5-6.5}\mathrm{U}_{1.8-5.7}.$

Округлые, ксеноморфные зерна оливина зажаты между крупными зернами ортопироксена вместе с гранатом и флогопитом (Рис. 3.26, Г). Оливин имеет размер от 0.2 до 1.2 мм. Серпентинизация характерна только для Uv-170. Соотношение основных компонентов в оливине в пределах образца варьирует не значительно $Fo_{90.9-95}Fa_{5-8}$. Во всех изученных образцах, оливин содержит характерную для ультраосновного парагенезиса примесь NiO, с максимальным содержанием до 1.2 мас.% в Uv-92 и P_2O_5 до 0.5 мас.% (Таб. 3.19).

Хромшпинель является одним из характерных первичных минералов в составе ксенолитов глубинных пород. Многочисленные зерна хромшпинели диагностированы в перидотите Uv-170 (Рис. 3.26, Д). Размер зерен варьирует от 0.3 до 0.4 мм. В химическом составе хромшпинели отмечаются примеси MnO до 0.2 мас.% и TiO₂ до 1 мас.%. Хромистость варьирует от 79.8 до 82.9, а железистость от 39 до 43.2.

Сульфидная минерализации отмечена в вебстерите Uv-554 и оливините Uv-170 (Puc. 3.9, E). Сульфидные глобулы находятся как в виде включений в клинопироксене (Uv-554) (Puc. 3.22, E), так и в межзерновом пространстве (Uv-170). Полиминеральные агрегаты состоят из пентландита, никельсодержащего пирита с ламелями халькопирита и окружены джерфишеритом (Uv-92). Их размер варьирует от 0.4 до 0.6 мм. Примеси в пирите представлены Со и Ni 0.2-0.7 мас.% и 0.3-10.1 мас.%. Химических примесей в джерфеширите не обнаружено.

Основным акцессорным минералом в изученной группе ультраосновных пород является флогопит. Флогопит наблюдается в виде крупных, не редко идиоморфных кристаллов, размером от 0.8 до 1.3 мм, которые оттеснены к границам энстантита вместе с гранатом, оливином и идиоморфными зернами графита. Зерно ортопироксена в образце Uv-92 сечет жила флогопита, протяженностью ~3 см и мощностью ~100 мкм, перпендикулярно ламелям граната (Рис. 3.32). Многочисленные срастания флогопита и зерен графита обнаружены в образце Uv-506. Включений в флогопите диагностировано не было. Отличительной чертой флогопита ультраосновного парагенезиса является примесь NiO до 0.5 мас.%. Примесь Cr_2O_3 и TiO₂ в Uv-506 достигают 6.7 мас.% и 3.6 мас.% соответственно. Содержание фтора и хлора составляет 1.5 мас.% и 0.6 мас.%.

Ксеноморфные кристаллы циркона размером от 20 до 50 мкм наблюдаются в межзерновом пространстве (Рис. 3.25, Е), в ассоциации с оливином, шпинелью и апатитом в образце Uv-92. Отмечается не значительная примесь FeO ~0.5 мас.% (Таб. 3.20).

Зерна апатита размером от 10 до 30 мкм найдены в мелкозернистом агрегате на границе крупных зерен ортопироксена (Uv-92) (Puc. 3.22, B).



Рис. 3.30. Минальный состав первичного клинопироксена Ca-Na группы из вебстерита (Uv-554) по Morimoto (1989).



Рис. 3.31. Кристалл графита на границе зерна граната и калишпатплагиоклаз-клинопироксенового симплектита.

Таблица 3.19. Представительные химические составы оливина из ксенолитов ультраосновной группы.

•

	Uv-92	Uv-92	Uv-506	Uv-170
	Core	Core	Core	Core
SiO ₂	41.0	41.3	41.2	41.9
Cr_2O_3	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П
FeO	7.2	7.37	7.38	7.45
MnO	н.п	Н.П	Н.П	0.10
MgO	52.1	51.0	50.5	50.8
CaO	Н.П	Н.П	Н.П	Н.П
NiO	1.13	0.28	0.55	0.35
P_2O_5	Н.П	0.46	Н.П	Н.П
Total	101.4	100.4	99.6	100.6
Si	1.00	1.00	1.00	1.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.14	0.15	0.15	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.85	1.84	1.83	1.82
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	2.99
Fo	92.7	92.5	92.4	92.4
Fa	7.26	7.51	7.58	7.60



Рис. 3.32. BSE изображение крупного зерна ортопироксена с жилой флогопитаа перпендикулярной ламелям граната из образца гранатового ортопироксенита Uv-92. Примеси представлены FeO от 0.4 до 0.7 мас.%, MgO от 0.9 до 1.5 мас.%, Ce₂O₃ до 0.9 мас.%, Cl до 2.3 мас.%, F до 2.3 мас.% и SrO до 1 мас.%.

Округлые зерна шпинели до 30 мкм находятся в мелкозернистом агрегате межзернового пространства (Рис. 3.25, Е; 3.22, В). Примеси представлены SiO_2 до 1 мас.%, TiO_2 до 1.3 мас.% и NiO до 0.7 мас.%. Магнезиальность и хромистость варьирует от 73.3 до 83.7 и от 15.4 до 23.8 соответственно.

Содалит диагностирован в образце Uv-92 в межзерновом пространстве. Ксеноморфные зерна содалита имеют размер 20-30 мкм. Химические примеси в содалите представлены FeO (0.4 мас.%), CaO (0.4 мас.%) и K_2O (0.3 мас.%).

Кальцит идентифицирован на границе ортопироксена и граната совместно с другими мелкозернистыми минералами (Рис. 3.22, В). Размер кристаллов кальцита не превышает 50 мкм. В кальците из ортопироксенита Uv-92 отмечается высокое содержание SrO, до 1 мас.%.

Ζ
HO
BI
OF
CF
g
ğ
H
H
>.
р
2
ГИ
Б
ΗC
õ
K
_
ИЗ
B
Ц
ğ
et
ΗI
\overline{M}
IX
IP
bł
Q
U U
F
KII
akut
Maku(
Bbl akll(
rabbi akije
CTABЫ AKU(
coctabbi akije
COCTABDI AKIJE
ие составы акце
кие составы акце
еские составы акце
146СКИС СОСТАВЫ АКЦ(
иические составы акце
имические составы акце
Xимические составы акце
е химические составы акце
ые химические составы акце
SHLIE XMMNYECKNE COCTABLI AKIJE

Uv-554	Cal	0.Н С	0.Н	0.Н	0.Н С	0 н.0	О.Н 0	9 1.34	5 50.7	6 н.о	0.Н С	1 н.о	О.Н. О	8 Н.О	и.0	0.Н С	и.0	0 н.о	0 537
	dv	.н. 0.	.н. 0.	. Н. О.	.0 Н.(.п 0.5	.0. Н. О.	.п. 1.1	2.5 48.	53 0.3	.0 Н.(1.8 39.	.0. Н. О.	.п 2.3	32 н.і	.0 Н.(1.н 76	п. 0.9	1 97
	A	Н. 0.Н	Н. 0.Н	Н. О.Н	Н. 0.Н	Н. П.Н	Н. 0.Н	Н.П. Н.	52.5 52	0.53 0.	Н. О.Н	34.8 34	Н. 0.Н	н 76.0	2.32 2.	Н. О.Н	н.п 0.	Н.П. Н	911 01
-92	Sdl	32.2	Н.О	25.3	Н.0	0.42	Н.О	Н.О	0.43	18.1	0.27	Н.О	Н.О	6.53	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	83 3
Uv	Cal	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	52.3	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	0.92	Н.О	537
)	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	51.6	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	Н.0	Н.П	Н.0	516
	Zrn	31.4	Н.О	Н.О	Н.О	0.49	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	Н.О	66.7	Н.О	Н.О	986
		31.5	Н.О	Н.О	Н.О	Н.П	Н.О	Н.0	Н.0	Н.О	Н.О	Н.О	Н.0	Н.0	Н.0	67.6	Н.О	Н.0	0 00
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	NiO	CI	Ц	ZrO_2	SrO	Ce_2O_3	Total

Таблица 3.20. Представите. группы.

Глава 4. Полиморфные модификации углерода в мантийных ксенолитах кимберлитовой трубки "Удачная"

4.1. Морфология кристаллов алмаза и графита

В изученных образцах диагностированы микрокристаллы алмаза двух разновидностей – I и III (Орлов, 1984). В группе высоконатровых эклогитов преобладают кристаллы I разновидности, в магнезиальножелезистой – III разновидности. В алмазоносном вебстерите диагностированы микрокристаллы первой разновидности с антискелетным строением граней. В большинстве случаев, алмазы представлены микрокристаллами октаэдрического габитуса, но по данным приведенным в paбore Spetsius (1999), существует зависимость морфологии алмазов от состава породы. В частности, отмечается, что кристаллы кубического габитуса образуются только в высокоглиноземистых эклогитах группы С. Однако, этот вывод является ошибочным, так как в образцах Uv-567 и Uv-536 диагностированы алмазы октаэдрического габитуса (I группа), а в эклогите Uv-536, помимо микрокристаллов I группы, встречаются микрокристаллы алмаза III разновидности (Орлов, 1984). Цвет микрокристаллов алмаза варьирует от бесцветных (Uv-536, Uv-567 и др.) до ярко желтых (Uv-83, Uv-25 и др.). Различная окраска микрокристаллов алмаза характерная для эклогита Uv-01, где цвет варьирует от бесцветных до оливково-желтых кристаллов.

Внешняя форма алмазов характеризует заключительные этапы роста и процессы растворения (Орлов, 1984). Внутреннее строение микрокристаллов характеризует отдельные этапы эволюции. Для микрокристаллов алмазов I группы характерно наличие на гранях различных скульптурных элементов поверхности – отрицательно-ориентированных тригонов на гра-

нях {111}, параллельное ступенчато-пластинчатое развитие граней и, как следствие, желобчатых комбинационных поверхностей (Рис. 4.1). Алмазы I разновидности характеризуются микрожелобчатыми комбинационными поверхностями со штриховкой, параллельными ребрам октаэдра. По своему положению отдельные участки неровных комбинационных поверхностей соответствуют серии различных тригонтриоктаэдров, а в некоторых частных случаях отвечают граням ромбододекаэдра. Также присутствуют каплевидные холмики, в основном, на краях граней. Эти структурные особенности кристаллов алмаза интерпретируются как структуры роста (Хохряков и др., 2001). Двойники срастания по шпинелевому закону диагностированы в эклогитах Uv-536 и Uv-567. Грани {111} микрокристаллов алмаза в образце Uv-01 чистые, ровные, без структурно-морфологических элементов роста/растворения. В вебстерите Uv-554 микрокристаллы алмаза окрашены в серый цвет и имеют ламинарное (полицентрическое) строение граней {111}. Грани {111} значительно возвышаются над ребрами и вершинами, при этом, вместо ребер образуются ступенчатые понижения, а вместо вершин ямки. В микрокристаллах алмаза отмечаются многочисленные черные включения (графита), которые распространены по всему объему микрокристалла, не имея зональности по разным зонам микрокристалла алмаза.

Вторая группа представлена микрокристаллами алмаза III разновидности. Микрокристаллы этой разновидности отличаются интенсивной ярко-желтой окраской. Часть кристаллов имеет мозаично-блоковое строение поверхности {100}. Микрокристаллы третьей разновидности представляют собой полупрозрачные, бесцветные или в различной степени серые алмазы. На поверхностях {100} присутствуют многочисленные ступенчатые тетрагональные впадинки, ямки и каплевидные холмики. На сколах визуально диагностируется слоистое строение микрокристалла алмаза, что является типичной особенностью для этой группы кристаллов. Оптически минеральные включения в этой группе диагностированы не были. Сложные морфологические особенности имеют микрокристаллы алмаза из образца Uv-67. Микрокристаллы алмаза представлены комбинацией поверхностей куба {100} и октаэдра {111}. Для этой группы микрокристаллов алмаза характерны незакономерные сростки одного или более индивидов.

Алмазы в образцах проанализированы как непосредственно в шлифах, так и после извлечения термохимическим способом. В микрокристаллах алмаза из образцов Uv-567, Uv-554 и Uv-01 диагностированы включения графита, причем один микрокристалл из образца Uv-567 характеризуется повышенным содержанием таких включений (Рис. 4.4, А, Д-Е). В кристаллах алмаза, графит расположен неравномерно и в центральной части микрокристаллов отсутствует. Вокруг включений графита диагностируются "прозрачные" дисковидные трещины не выходящие за пределы кристалла алмаза. В этих дисковидных трещинах минеральные фазы, кроме минерала-хозяина алмаза, не обнаружены, что подтверждается данными ИК- и КР-спектроскопических исследований. Субидиоморфные чешуйки графита находятся, преимущественно, на гранях {111} совместно с отрицательно ориентированными тригонами. Некоторые зерна графита частично выступают на поверхности кристаллов алмаза. Эти зерна графита имеют округлую или полигональную форму. Размер включений графита варьирует от 15 до 250 мкм. Как правило, это одиночные включения, но



90







Рис. 4.1. Фотографии скульптурированных граней алмаза из ксенолита эклогита Uv-567. (А)-(В)-Фотографии граней {111} алмаза с многочисленными отрицательного-ориентированными тригонами, каплевидными холмиками и ступенчато-пластинчатым развитием граней. (Г)-(Е)-Фотографии граней {111} алмаза в отраженном свете.



Рис. 4.2. (А)-(Б)–SEM изображение кристаллов алмаза кубического габитуса. (В)-(Е)–Морфологические особенности граней {100} алмаза– ступенчатые тетрагональные впадинки, ямки и каплевидные холмики.



встречаются скопления одинаково ориентированных кристаллов графита. Ориентировка зерен графита относительно граней октаэдра различна. КРи ИК-спектроскопией диагностированы многочисленные включения минеральных фаз в кристаллах алмаза из ксенолита эклогита Uv-01. В трещинах вокруг включений диагностируются следы графитизации (Puc. 4.3, E). Крупное включение фторфлогопита (Puc. 4.3, E) окружено дисковидными трещинами (10 мм), которые частично графитизированы. Вокруг остальных включений следов графитизации не обнаружено.

По данным петрографических исследований алмаз и графит в основном встречаются в межзерновом пространстве – на границе граната и клинопироксена (Рис. 3.12; 3.31; 4.18). Помимо этого, графит и алмаз диагностированы в кианите, коэсите, гранате и клинопироксене, а также графит и алмаз в непосредственной близости друг от друга (70 мкм), что является первой находкой подобного рода (Рис. 3.9). Крупное зерно граната содержит как включение микрокристалла графита, так и алмаза. Включение кристалла графита в зерне кианита имеет размер около 100 мкм и совпадает с направлением его длинной оси (Рис. 4.6). Графит в образцах встречается также в виде идиоморфных микрокристаллов размером от 0.4 до 1 мм в гранате и коэсите, выходя за границы зерен, и как реликтовый минерал в симплектите (Рис. 4.5), замещающим первичный пироксен (Рис. 4.7;

Полировка микроалмазов непосредственно в шлифах позволяет получить больше ценной информации о минералах окружающих алмаз. Микрокристалл алмаза III разновидности (Uv-536) исследован непосредственно в шлифе (Puc. 3.9). Алмаз имеет желтую окраску периферии, прозрачную центральную часть и разбит трещиной, которая заполнена вторичными минералами (шпинелью, кальцитом и сульфидами) и диопсид-калишпатплагиоклазовым симплектитом.

Изучение микрокристаллов алмаза непосредственно в породе позволило выявить интересную закономерность пространственного взаимоотношения между алмазом и сульфидами. В образце Uv-44 прозрачные сростки микрокристаллов октаэдрического габитуса окружают сульфидные глобулы, размер которых составляет 2 мм. На гранях кристаллов алмаза отмечаются многочисленые скульптурные элементы – отрицательноориентированные тригоны и ламинарное строение граней. Кроме того, отмечается полицентрическое строение граней, покрытых тригональными слоями. Сульфидные глобулы расположены не только в центре, но так же окружают алмазные агрегаты. Для более подробного изучения морфологии кристаллов графита фрагменты ксенолитов были растворены термохимическим способом. Размер зерен графита варьирует от 0.5 до 1.5 мм (Рис. 4.7). На гранях кри-



93





500 мкм

Рис. 4.3. Фотографии микрокристаллов алмаза из ксенолитов. (А)-(Г)– Октаэдрические кристаллы алмаза из ксенолита эклогита Uv-536; (Д)– Антискелетный кристалл алмаза из ксенолита вебстерита Uv-554; (Е)– Октаэдрический кристалл алмаза с включением фторфлогопита, частично окруженное графитизированными радиальными трещинами, из эклогита Uv-01.





Рис. 4.4. Фотографии микрокристаллов алмаза из Uv-567 (A-Б),(Д); (В)– Увеличенный фрагмент кристалла (А) с повышеным содержанием включений графита; (Д)–Приполированный кристалл алмаза (А) с крупным включением графита; (Е)–Крупный кристалл графита на сколе кристалла алмаза.



Рис. 4.5. Фотографии плоскополированных участков ксенолитов эклогитов с крупными кристаллами графита. (А)–Идиоморфные кристаллы графита: (i) на границе гранат-клинопироксен и (ii) секущее зерно коэсита;

(Б)–Крупные кристаллы графита в плагиоклаз-калишпат-пироксеновом симплектите из образца Uv-83; (В)–Кристаллы графита частично заключенные в зерно граната; (Г)–Кристалл графита в калишпат-плагиоклазклинопироксеновом симплектите (Uv-83).



Рис. 4.6. Фотография приполированного фрагмента ксенолита эклогита Uv-536 с крупным кристаллом граната содержащим включение кианита, графита и алмаза.

сталлов графита {001} отмечаются многочисленные гексагональные углубления. Так же на гранях диагностируется скульптурная штриховка, пересекающая под углом в 60°, что служит свидетельством высокой степени кристалличности графита. Стоит отметить, что часть кристаллов графита имеет округлую форму, что связано с растворением в процессе термохимического разложения фрагментов ксенолитов. Морфология кристаллов графита извлеченных механическим способом из ксенолитов ультраосновного парагенезиса не отличается от морфологии графита в эклогитах. Хорошо ограненные кристаллы графита имеют размер от 0.2 до 0.5 мм.

Для установления степени упорядоченности графита проведены рентгеноспектральные измерения межплоскостного расстояния в извлеченных кристаллах графита. Степень упорядоченности графита в разных частях кристалла не изменяется.

КР-спектроскопические характеристики кристаллов алмаза и графита

КР-спектр графита сильно зависит от степени упорядоченности его кристаллической структуры. Графит характеризуется мощным пиком в районе 1580 см⁻¹ (Tuinstra and Koenig, 1970; Nemanich and Solin, 1979; Ferrari and Robertson, 2000). D'– пик в районе 1350 см⁻¹ и менее острый пик в районе 1620 см⁻¹ (D'') являются типичными для разупорядоченного углеродистого вещества (Lespade et al., 1982; Wang et al., 1990; Wopenka and Pasteris, 1993; Pasteris and Wopenka, 2003). Наличие второй области поглощения в районе 2700 (S1) и 2900 (S1) см⁻¹ свидетельствует о степени упорядоченности графита (Beyssac et al., 2002).

В образце Uv-567 KP-картированием детально изучены два включения графита в кристалле алмаза. Представительные KP-спектры приведены на Рис. 4.13. Кристаллы графита на поверхности алмаза демонстрируют интенсивный G-пик на 1576.4 см⁻¹ (FWHM=17.1 см⁻¹) и менее интенсивный D1-пик (Рис. 4.8А). Вторая область интенсивности графита характеризуется острыми пиками в области (S1) 2713.7 см⁻¹ (FWHM= 76.5 см⁻¹).

КР-спектры кристаллов графита представлены на рисунке (Рис. 4.8). Кристалл графита на грани (111) алмаза характеризуется интенсивным пиком на 1579 см⁻¹ (среднее FWHM=16-20 см⁻¹) (Рис. 4.8А), а также менее интенсивными пиками на 1350 см⁻¹ (D1) и 1616-1622 см⁻¹ (D2). Вторая область КР-интенсивности кристаллов графита находится в диапазоне 2707-2716 см⁻¹ (среднее FWHM=71-80 см⁻¹). Интенсивный S1-пик расположен на 2713.7 см⁻¹ (FWHM=76.5 см⁻¹). Соотношение R2 (D1/(G1+D1+D2)) находится в диапазоне от 0.11 до 0.22. Спектр включения графита в алмазе имеет интенсивный G-пик в рай-





Рис. 4.7. (А)-(Б)–ВЅЕ изображение зерна граната с частично выступающим кристаллом графита (Uv-01); (Г)–Увеличенный фрагмент грани {001} кристалла графита; (В)–ВЅЕ изображение кристалла графита; (Д)-(Е)– Гексагональное углубление на грани {001} кристалла графита.



Рис. 4.8. Представительные КР-спектры кристаллов графита из ксенолита эклогитов Uv-567. (А)–КР-спектр кристалла графита в алмазе; (Б)-(Д)–КР-спектры кристаллов графита на поверхности алмаза.

оне 1589.7 см⁻¹ (FWHM=21.4 см⁻¹) и менее интенсивный D2-пик на 1629.1 см⁻¹ (FWHM=21.4 см⁻¹) (Рис. 4.9, 4.13). Остаточные напряжения фиксируются и для самих включений графита, о чем свидетельствует смещение G-пика на 7 см⁻¹. Оценки остаточного напряжения для включения графита в алмазе получены по смещению G-пика и составляют 2 ГПа (Nasdala et al., 2003, 2005). Проведенные расчеты остаточного давления для включений графита в алмазе, исходя из модели Zhang (1998), указывают на то, что остаточное давление во включении должно составлять 3.8 ГПа (при T=293 °C; P₀=4.7 ГПа; T₀=1020 °C). Различия в оценках остаточных напряжений могут указывать на пластическую деформацию кристалла алмаза, а так же на частичную релаксацию за счет растрескивания кристалла алмаза.

В исследованных кристаллах алмаза фиксируется смещение основного алмазного пика (1332 см⁻¹)(Solin and Ramdas, 1970). Смещение основной алмазной полосы (до 1337 см⁻¹) наблюдается вокруг включений графита, что указывает на остаточные напряжения в минерале-хозяине (Рис. 4.10А). Остаточные напряжения в алмазе соответствуют смещению пика на 5.2 см⁻¹ с 1331.8 см⁻¹ до 1337 см⁻¹ (Рис. 4.10А). Остаточное давление, рассчитанное по экспериментальным данным Sharma et al. (1985), соответствует 2.2 ГПа.

При КР-картировании включения графита в кристалле алмаза, было обнаружено включение кальцита, сопряженное в пространстве с включение ем графита (Рис. 4.13, 4.11). Кальцит имеет острые пики на 155 и 284 см⁻¹ и менее четкий на 1088 см⁻¹. Стоит также отметить, что вокруг включения кальцита, по границе кальцит-алмаз, графит не обнаружен, что подтверждается результатами КР-картирования (Рис. 4.13, Б).

КР-спектры включений графита на поверхности и внутри кристаллов алмаза из образца Uv-01 представлены на рисунке 4.14-4.16. Кристаллы графита демонстрируют интенсивные G-пики в районе 1579 см $^{-1}$ $(FWHM = 15.6 - 20.7 \text{ см}^{-1})$, с максимальным смещением до 1596.6 см⁻¹ (FWHM=52.2 см⁻¹) для графита внутри кристалла алмаза. Для графита на поверхности кристаллов графита характерны малоинтенсивные D1и D2-пики на 1353 см⁻¹ и 1620-1621 см⁻¹ соответственно (Рис. 4.16). Вторая область КР-интенсивности кристаллов графита (S1) отмечается в диапазоне 2716-2719 см⁻¹ (FWHM=73-104 см⁻¹). Графит в трещинах, расходящихся от включения (Рис. 4.15), демонстрирует интенсивный G-пик в районе 1588.6 см⁻¹ (FWHM=21 см⁻¹) и малоинтенсивный S1-пик 2477.4 см⁻¹ и S2-пик 2739.6 см⁻¹, и одиночный пик в районе 3261 см⁻¹ (Рис. 4.14). Для графита в трещинах и фторфлогопита отмечается остаточное напряжение, диагностируемое по смещению основных пиков этих минералов, и соответствует ~ 1.8 ГПа (Nasdala et al., 2003, 2005). Смещение основного алмазного пика вокруг включения достигает 1333.6 см⁻¹. Остаточное дав-



Рис. 4.9. КР-спектр включения графита в кристалле алмаза со значительным смещением основного графитового пика (Uv-567)



Рис. 4.10. (А)–КР-карта демонстрирующая остаточные напряжения в кристалле алмаза вокруг включения зерна графита; (В)–Фотография кристалла алмаза с включением зерна графита.



Рис. 4.11. (A)—КР-спектры кристалла алмаза, включений графита и кальцита. (Б)—КР-карта включений в алмазе.



Рис. 4.12. КР-спектр включения коэсита в зерне кианита из ксенолита эклогита Uv-15.



Относительное волновое число, см⁻¹

Рис. 4.13. КР-карта и КР-спектры включений графита и кальцита в кристалле алмаза из ксенолита эклогита Uv-567. (А)–КР-карта кристалла алмаза с включениями графита и кальцита; (Б)–КР-спектр кристалла алмаза вокруг включений графита и кальцита; (В)–КР-спектр включения кальцита в алмазе в диапазоне от 0 до 1200 см⁻¹; (Г)–КР-спектр включения графита в диапазоне от 1500 см⁻¹ до 3600 см⁻¹.

ление в кристалле алмаза составляет 1 ГПа (Sharma et al., 1985). Сильная катодолюминесценция не позволяет определить присутствие пиков воды в фторфлогопите.

4.2. Внутреннее строение кристаллов алмаза

Широкое разнообразие морфологии кристаллов алмаза обусловлено вариациями условий и состава среды алмазообразования в мантийных породах и представляет собой основу для характеристики истории роста и постростового изменения кристаллов алмаза (Орлов, 1984; Sunagawa, 1990; Bulanova, 1995; Zedgenizov and Harte, 2004; Zedgenizov et al., 2006). Особенности внутреннего строения фиксируют различные периоды эволюции кристаллов алмаза, которые проявляются в катодолюминесценции, что является следствием распределения структурных дефектов по зонам и секторам роста. Исследование внутренней неоднородности кристаллов алмазов, концентрации и распределения по объему кристалла структурных дефектов, характеризует условия роста и постростового нахождения кристаллов алмаза в литосферной мантии, что позволяет получить ценную информацию о мантийных процессах.

Наибольший интерес представляют кристаллы, в которых наблюдается смена морфологии и механизма роста. Алмазы, имеющие октаэдрическое ядро с нарастающей на него зоной, которая имеет волокнистое внутренне строение, называются алмазами в оболочке ("coated diamond") и выделяются в отдельную разновидность (Орлов, 1984).

Размер и небольшое количество кристаллов алмаза не позволяют в должной мере изучить структурные дефекты по зонам и секторам роста. Нами было приполировано около 30 микрокристаллов непосредственно в шлифах из 4 ксенолитов эклогитов, что не позволяет в полной мере получить информацию о структурных дефектах, так как полировка происходила не по закономерным плоскостям {110}-{100} и без контроля толщины приполированной поверхности.

Микрокристаллы алмаза из образца Uv-67 демонстрируют смену мор-

фологии в процессе роста и эволюции алмаза (Рис. 4.18). Катодолюминесцентные топограммы позволили выявить сложное зонально-секторальное строение с двумя прямолинейными кубическими зонами роста в центральной части и нарастающие на вершины грани октаэдра {111}. Другой кристалл характеризуется более сложной картиной катодолюминесцентной топограммы. На КЛ-топограмме выделяется три зоны кристалла – внутренняя с темным свечением; промежуточная с ярким свечением и прямолинейным октаэдро-кубическим строением и тусклая внешняя с огруглопрямолинейными зонами роста.



Рис. 4.14. КР-спектры включения графита в кристалле алмаза из ксенолита эклогита Uv-01.



105

Рис. 4.15. Кр-спектр включения фторфлогопита в кристалле алмаза из ксенолита эклогита Uv-01.



Рис. 4.16. Представительные КР-спектры кристаллов графита из ксенолита эклогитов Uv-01. (В)–КР-спектр кристалла графита в алмазе; (А-Б)-(Г-Д)– КР-спектры кристаллов графита на поверхности алмаза.



Рис. 4.17. Представительные КР-спектры кристаллов графита из ксенолита эклогитов Uv-01, извлеченные из фрагментов ксенолитов путем термохического растворения.







Рис. 4.18. (А)–Включение кристалла алмаза в гранате (Uv-67); (Б)– Катодолюминесцентная топограмма кристалла алмаза (А); (В)– Фотография плоскополированной пластинки с кристаллом алмаза из ксенолита эклогита (Uv-67); (Г)–Катодолюминесцентная топограмма кристалла алмаза (В); Катодолюминесцентные топограммы кристаллов алмаза из эклогитов Uv-566c (Д), Uv-67 (Е), Uv-537 (Ж-З).
Достаточно простое прямолинейное зонально-секторальное строение имеют кристаллы алмаза из образца Uv-536 (Рис. 3.9, В). Топограммы фиксируют только зона роста куба. Краевые части кристалла имеют более яркое КЛ свечение, по сравнению с центральной. Остальные извлеченные кристаллы алмаза из этого образца имеют октаэдрическую морфологию.

4.3. Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза

Азот имеет близкий с углеродом ионный радиус и заряд, и поэтому является основной структурной примесью, определяющей многие физические свойства алмазов. Концентрация и структурная форма вхождения азота отражает условия образования и дальнейшую эволюцию некоторых физических свойств кристаллов алмаза (Клюев и др., 1973; Бокий, Шафрановский, 1986; Boyd et al., 1987; Taylor et al., 1990). Основные дефекты, связанные с вхождением примеси азота в структуру алмаза, являются С, А, В1 и В2, определяемые по характерным ИК спектрам (Davies, 1994). Сцентр- это одиночный замещающий атом азота в алмазной решетке (Smith et al., 1959), А-центр состоит из двух атомов азота в соседних узлах решетки (Соболев, Лисойван, 1972). В1 представляет собой агрегат из четырех атомов азота и вакансии, а B2 (plateles) - пластинчатые обособления интерстициальных атомов углерода по {100}, содержащие примеси неструктурного азота (Fallon et al., 1995). По мнению ряда авторов, дефект B2 образуется совместно с дефектом B1 (Woods, 1986; Kiflawi and Bruley, 2000) и хорошо коррелируется с общим содержанием В1.

Robertson et al. (1934), основываясь на содержании азота в кристаллах алмаза, выделили две группы алмазов: I тип- содержащие азот и II тип- беззазотные алмазы, где концентрация азота спектроскопически не диагностируется. Исходя из полученных данных, все изученные кристаллы алмаза, согласно физической классификации, относятся к широко распространенному среди природных алмазов типу IaA/В с максимальным содержанием азота около 2000 ppm (Uv-309). Изученные нами алмазы, на основании общего содержания азота (N_{tot}), можно разделить на две группыалмазы с содержанием примеси азота свыше 100 ppm и ниже 100 ppm (Uv-537, Uv-554 и Uv-01). К малоазотным алмазам относятся кристаллы алмаза из пироксенита Uv-554, где концентрация азота составляет 60 ppm, что является отличительной особенностью алмазов данного парагенезиса, и двух ксенолитов эклогитов– Uv-537 и Uv-01, содержание азота в которых составляет около 60 ppm. Общая тенденция для изученных кристаллов алмаза заключается в уменьшении содержания концентрации азота от центра кристаллов к его краю (Таб. 4.1), что характеризует эволюционные изменения состава среды кристаллизации алмаза Cartigny et al. (2001).

По характерным полосам поглощения во всех изученных кристаллах определено присутствие азотных дефектов A и B1, а также пластинчатых дефектов B2. В ИК спектрах алмазов октаэдрического габитуса, с высоким содержанием B1, наблюдаются линии с максимумом в диапазоне 1360-1370 см⁻¹, которые соответствуют пластинчатому дефекту B2. Малоинтенсивные пики в районе 1135 и 1344 см⁻¹ свидетельствуют о наличии одиночных атомов азота в алмазной решетке, так называемых, С-центров. С-центры малоинтенсивны и фиксируются для образцов Uv-25, Uv-309 и Uv-01. В области 3100 - 3400 см⁻¹ наблюдается ряд линий относящихся к C-H колебаниям, характерным для алмазов типа ABC (Hainschwang et al., 2012). Иследованные алмазы пластически деформированы (например Uv-01), о чем свидетельствуют линии в районе 4000-5000 см⁻¹.

Малоазотные алмазы характеризуются наличием большого количества минеральных микровключений, как карбонатных, так и силикатных, что весьма затрудняет определение форму нахождения и концентрацию азота в кристаллах алмаза. Алмазы в образце Uv-01 пластически деформированы, в то же время, кристаллы алмаза из образца Uv-537 недеформированы. Не совсем ясна природа окраски микрокристаллов алмаза из образца Uv-01. Как правило, желтовато-оливковая окраска кристаллов алмаза связана с С-центрами, но расчетное количество этого дефекта составляет 2 ppm, что попадает в область погрешности расчетов.

В спектрах изученных алмазов присутствует линия 3107 см⁻¹, которая интерпретируется вхождением водорода в структуру алмаза (Charette, 1961; De Weerdt et al., 2003). Многочисленные линии в диапазоне 2800-3400 см⁻¹, а также линии 1353, 1362, 1373 и 1388 см⁻¹, относятся к различным видам связи водорода с атомами углерода и азота (Zaitsev, 2013). Кроме того, в спектрах алмазов наблюдаются полосы в районе 1405 и 1644 см⁻¹, которые соответствуют деформационным колебаниям С-H связи и H₂O соотвественно, а также полосы на 3145 см⁻¹, отвечающие N-H колебаниям (Woods and Collins, 1983; Федорова и др., 2013). Какой-либо корреляции между морфологией и концентрацией азота в кристаллах алмаза не установлено.

Для кристаллов октаэдрического габитуса содержание азота лежит в диапазоне от 0 до 1400, с максимальным содержанием азота в алмазах из ксенолита Uv-567 (940-1400 ppm). Малый размер кристаллов алмаза в некоторых образцах не позволяет оценить изменения концентрации азота центр-край, но как правило концентрация азота снижается от центра к краям кристалла. Окрашенные алмазы кубической морфологии из образцов Uv-108 и Uv-25 содержат максимальное количество азота —свыше 1500 ppm (Taб. 4.1), при агрегации азота %B1 5. Концентрация азота в алмазах в разных кристаллах из одного образца значительно варьирует.



Рис. 4.19. (А)–Спектры ИК-поглощения кристалла алмаза с крупным включением графита из ксенолита эклогита Uv-567; (Б)–Точки ИК-спектров в кристалле алмаза с крупным включением кристалла графита. В ИК-спектрах 9, 10 и 11 наблюдаются дополнительные пики в области 900-1000 см⁻¹.

Агрегация азота в изученных алмазах варьирует в достаточно широких пределах —от низкоагрегированных (%В1-5) до высокоагрегированных (%В1-50). По результатам ИК-спектроскопии алмазы из ксенолита Uv-537 относятся к "безазотным". Высокая степень агрегации азота обычно интерпретируется либо высокой температурой в постростовый период эволюции кристаллов, либо их длительным пребыванием в условиях литосферной мантии (Evans and Qi, 1982). В целом, алмазы октаэдрического габитуса имеют большую степень агрегации азота, по сравнению с кристаллами алмаза кубического габитуса. Алмазы кубического габитуса из образца Uv-309 имеют агрегацию азота %В1-10-20, а алмазы октаэдрического габитуса из ксенолита Uv-567 %В1-38-42, при примерно одинаковом содержании азота 940-1400 и 1400-1540 ppm соответственно (Таб. 4.1). Подобное сходство может свидетельствовать о схожей термической истории или на примерно одинаковый возраст (Evans and Qi, 1982).

4.4. Изотопный состав кристаллов графита и алмаза

Изотопный состав углерода является свидетельством источника алмазообразующей среды, эволюции и процесса фракционирования. Углерод имеет природный радиоктивный изотоп C¹⁴ и два стабильных C¹² и C¹³. Соотношение двух стабильных изотопов C¹²/C¹³ расчитывается по величине их колебания относительно международного стандарта PDB (Craig, 1953, 1957). Соотношение стабильных изотопов широко варьирует для углерода из разных источников. Углерод мантийного происхождения имеет узкий диапазон C¹³, в то время как биогенный источник углерода имеет облегченный изотопный состав. Изотопный состав углерода для эклогитового парагенезиса характеризуется широким диапазоном значений C¹³ от +3 до -34 ‰(Соболев и др., 1979; Galimov, 1991), а большинство алмазов перидотитового парагенезиса имеют узкий диапазон вариаций изотопного состава -5 (±4)% (Galimov, 1984; Cartignyet al., 1998).

На ионном зонде CAMECA IMS 1270 определен изотопный состав углерода для трех зерен непосредственно в шлифе из образца Uv-83. Полученный изотопный состав углерода для графита варьирует от 0.6 до -2.9 ‰. Масспектрометрические исследования состава углерода из этого же образца, проведенные в лаборатории ИГМ СО РАН, отличаются и составляют -7.76 ‰, а для графита из образца Uv-01 -5.47 ‰(Таб. 4.2). Изотопный состав углерода для графита соответствует среднемантийному значению (Galimov, 1991).

Масспектрометрические исследования состава углерода для кристаллов алмаза проведены для пяти образцов – Uv-01, Uv-345, Uv-44, Uv-537 и Uv-567. Среднемантийные показатели изотопного состава углерода харак-



Рис. 4.20. (А)– Диаграмма отражающая зависимость содержания и степени агрегации азотных дефектов в алмазах из ксенолитов эклогитов. На графике приведены теоретически рассчитанные геотермы исходя из предполагаемого времени пребывания алмазов в мантии 1 и 3 млрд. лет (Ga) (Taylor et al., 1995). (Б)–Зависимость общего содержания азота и изотоп-

плавов в процессе кристаллизации алмазов.

ного состава углерода в природных алмаза согласно Cartigny et al. (2001). Стрелкой указано предполагаемое направление эволюции мантийных рас-

Таблица 4.1. Концентрация и степень агрегации азота в алмазах из ксенолитов кимберлитовой трубки "Удачная"

•

Номер образца		Тип	Ntot(ppm)	A ppm	Агрегация %	Морфология
Uv-536	Core	I A/B	642	595	7	Октаэдры
Uv-536	Core	I A/B	574	510	11	Октаэдры
Uv-536	Core	I A/B	823	586	29	Октаэдры
Uv-345	Core	I A/B	1308	931	10	Кубоиды
Uv-345	Core	I A/B	1449	1324	9	Кубоиды
Uv-567	Core	I A/B	1392	831	40	Октаэдры
Uv-567	Rim	I A/B	1122	695	38	Октаэдры
Uv-567	Core	I A/B	1074	665	38	Октаэдры
Uv-567	Rim	I A/B	942	567	40	Октаэдры
Uv-567	Core	I A/B	1214	701	42	Октаэдры
Uv-567	Rim	I A/B	993	583	41	Октаэдры
Uv-25	Core	I A/B	1540	860	5	Кубоиды
Uv-25	Core	I A/B	1476	834	6	Кубоиды
Uv-25	Core	I A/B	1562	932	5	Кубоиды
Uv-25	Core	I A/B	1485	907	5	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1736	1337	13	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1652	1364	17	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1880	1659	12	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1963	1666	15	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1794	1526	15	Кубоиды
Uv-309	Core	I A/B	1212	975	16	Кубоиды
Uv-554	Core	I A/B	61	30	50	Октаэдры
Uv-554	Core	I A/B	60	32	46	Октаэдры
Uv1199	Core	I A/B	384	300	22	Октаэдры
Uv1199	Core	I A/B	416	302	28	Октаэдры
Uv-44	Core	I A/B	856	654	24	Октаэдры
Uv-44	Core	I A/B	1002	748	25	Октаэдры
Uv-44	Core	I A/B	992	741	25	Октаэдры
Uv-44	Core	I A/B	990	755	24	Октаэдры
Uv-67	Core	I A/B	1265	825	35	Октаэдры
Uv-108	Core	I A/B	1372	1303	5	Кубоиды
Uv-108	Core	I A/B	1383	1309	5	Кубоиды
Uv-537	Core	II	<20	<20		Октаэдры
Uv-01	Core	II	<57	<54		Октаэдры

терны для образцов Uv-537 (-6.38 ‰), Uv-345 (-6.66 ‰) и Uv-567 (-4.04 – -4.48 ‰). Изотопный состав углерода алмаза из образцов Uv-01 (-15.16 ‰) и Uv-44 (-16.14 ‰) имеет изотопный состав схожий с углеродом осадков океанического дна.

Определен изотопный состав углерода для разных зон кристаллов алмаза из образца Uv-567. Изотопный состав углерода для фрагмента кристалла алмаза не содержащий видимых включений графита составляет - 4.04 ‰, а для фрагмента с многочисленными видимыми включениями графита -4.48 ‰.

КР-спектроскопические характеристики породообразующих и акцессорных минералов

КР-спектроскопия применялась также для определения полиморфных модификаций SiO_2 во включениях в кианите-гранате и поиска реликтов коэсита в псевдоморфозах кварца по коэситу. Установлено, что преобладающая часть включений SiO_2 в кианите являются кварцем, при незначительном количестве включений коэсита (Рис. 4.12).

Для идентификации гранатов, в силу необычных химических составов кайм гранатов (Uv-44, Uv-01 и Uv-537), а в образце Uv1199 – зерен граната в межзерновом пространстве, отсняты индивидуальные KP-спектры. Характерные интенсивные пики граната отмечаются на 919, 362 и 560 см⁻¹ и менее интенсивные на 645 и 860 см⁻¹ в высокомагнезиальном гранате из межзернового пространства в образце Uv1199 (Puc. 4.21). KP-спектры высокомагнезиальных кайм в образцах Uv-44, Uv-01 и Uv-537 демонстрируют интенсивные характерные пики граната.

Таблица 4.2. Изотопный состав углерода алмаза и графита из ксенолитов кимберлитовой трубки "Удачная"

		•	
	Валовый состав		SIMS
№ образца	Графит	Алмаз	Графит
Uv-83	-7.76		0.6 2.9 ‰ (n=17)
Uv-01	-5.47	-15.16	
Uv-537		-6.38	
Uv-567-II		-4.17	
Uv-567-III		-4.48	
Uv-567-III*		-4.04	
Uv-345		-6.66	
Uv-44		-16.1	

* с большим количеством включений графита

I, II и III – номера кристаллов алмаза



Рис. 4.21. КР-спектры высокомагнезиальных кайм (Grt rim) и зерен граната из образца Uv1199. Grt I – гранат первой генерации; Grt II – гранат второй генерации (см. описание в тексте)

Глава 5. Геотермобарометрия мантийных ксенолитов

5.1. Геотермобарометрические оценки для эклогитов

Термобарометрические расчеты имеют важное значение при изучении минералов в мантийных ксенолитах для понимания мощности, структуры, термической и тектонической эволюции литосферы. На сегодняшний день существует множество геобарометров и геотермометров для определения условий (Р-Т) на момент выноса на поверхность кимберлитовым расплавом мантийных пород. Вместе с тем, для биминеральных эклогитов нет надежной системы или методики определения P-T-параметров (Ellis and Green, 1979; Nickel and Green, 1985; Powell, 1985; Ai, 1994; Taylor, 1998; Nimis and Taylor, 2000; Ravna, 2000; Simakov, 2008; Hanrahan et al., 2009a,b; Nakamura, 2009; Beyer et al., 2015). Большинство геотермометров для эклогитов основываются на распределении Fe-Mg между гранатом и клинопироксеном (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Ravna, 2000; Nakamura, 2009). При расчетах температуры и давления в эклогитах, как правило, приходится принимать некоторые значения давления для расчета температуры, либо использовать расчетные геотермы, полученные для кратонов по мощности теплового потока (Pollack and Chapman, 1977; Hasterok and Chapman, 2011; Furlong and Chapman, 2013). Тем самым получить независимые Р-Т-параметры для пород эклогитового парагенезиса весьма затруднительно.

Оценка условий образования биминеральных эклогитов осуществлялась с помощью комбинации гранат-клинопироксенового термометра Ellis and Green (1979) с последующим проецированием расчетных значений температур на геотерму теплового потока. Геотермический градиент литосферной мантии под трубкой "Удачная" составляет 40 мВт*м² (Pollack and Chapman, 1977; Boyd et al., 1997). Одним из основных критереев провер-

На сегодняшний день существует лишь один универсальный геотермобарометр (Ravna and Paquin, 2003), который позволяет получить независимые P-T-оценки для Grt-Cpx-Ky-Phe+Coe/Qtz минеральной ассоциации. Полученные расчетные значения для высоконатровых ксенолитов хорошо коррелируются со значениями полученными при использовании комбинации термометра Ellis and Green (1979) с проецированием оценок на геотер-

ки равновесности минерального парагенезиса в биминеральных эклогитах являются структурно-текстурные признаки и гомогенность минералов по петрогенным элементам (Appleyard et al., 2007) му теплового потока. Для высоконатровой группы важной задачей является выбор гомогенного реликта омфацита, что весьма затруднительно в связи с высокой степенью растворения-изменения первичного омфацитового клинопироксена, вплоть до полного его замещения (Uv-25).

Для неалмазоносных эклогитов высоконатровой группы рассчитаны P-T условия по неизмененным породообразующим минералам (гранатомфацит) во включениях в кианите. В графит-алмазсодержащих ксенолитах подобного рода неизменных включений диагностировано не было. В образце Uv-505 в зерне кианита обнаружено сингенетичное срастание граната и омфацита. Полученные P-T оценки для граната-омфацита из матрикса составляют 3.6 ГПа и 1070±40 °C, а для минералов включений 3.4 ГПа и 980±40 °C (Рис. 5.1). Различия между полученными P-T значениями для матрикса и включений, свидетельствуют о различных параметрах их образования. Включения захвачены при более низких P-T параметрах, что дает возможность проследить эволюцию породы.

Значения рассчитанные геотермобарометром Ravna and Paquin (2003) и геотермометром Ellis and Green (1979) хорошо коррелируют и дополняют друг друга. Температура образования графит- алмазсодержащих ксенолитов эклогитов находится в области стабильности алмаза. Для образца графит- алмазсодержащего эклогита Uv-536 характерны более высокие P-T параметры конечного равновесия, по сравнению с другими подобными образцами, и соответствуют диапазону давлений-температур от 5.9-6.2 ГПа и 1140-1320 °C соответственно. В целом, для графит- алмазсодержащих ксенолитов эклогитов характерен диапазон давлений-температур от 4.4-5.1 ГПа и 1000-1000 °C.

Р-Т условия образования симплектита

Исходя из минералого-петрографических особенностей изученных эклогитов и характера вторичных изменений, немаловажной задачей является реконструкция процессов образования вторичных минералов, а именно диопсид-плагиоклаз-калишпатового симплектита.

Оценка P-T условий образования диопсид-плагиоклазового симплектита проводилась по содержанию жадеитового компонента в пироксене (CpxII) (Holland, 1980, 1983; Аранович, Перчук, 1989). Стоит отметить, что химический состав минералов из симплектита значительно варьирует в пределах образца и зависит от размера минеральной фазы. Рассчитанные оценки температуры и давления, по наиболее крупным зернам из симплектита, составляют 2.3 ГПа при температуре 990 °C. Расчеты давления и температуры, полученные по наиболее мелким фазам вблизи реликтов омфацита, равны 1.2 ГПа и 600 °C (Рис. 5.1). Оценить давления образо-



Рис. 5.1. Р-Т условия образования графитз- и алмасодержащих ксенолитов по литературным данным (Pearson et al., 1994; Nimis and Taylor, 2000), графит- и алмазсодержащих ксенолитов (звезды), Grt-Cpx-Ky-Coe/Qtz эклогитов (квадраты), Opx-Grt-Ol-Gr ортопироксенты, Grt-Cpx-Coe/Qtz эклогитов (треугольники) и алмазоносного вебстерита (круг). Крупно-(SymI) и мелкозернистый (SymII) симплектит по первичному омфациту из ксенолита эклогита Uv-567. Метастабильная кристаллизация графита по экспериментальным данным продемонстрирована темно-серой заливкой (Литвин и др., 1997; Pal'yanov et al., 1999b,a; Akaishi and Yamaoka, 2000; Akaishi et al., 2000; Yamaoka et al., 2000; Sokol et al., 2001b; Pal'yanov et al., 2002a; Yamaoka et al., 2002a; Davydov et al., 2004; Pal'yanov et al., 2006;

Pal'yanov and Sokol, 2009). Область стабильности углеродсодержащих фаз в процессе субдукции показано разными цветами по Thomson et al. (2016). Линия плавления карбонатов MORB в сравнении с геотермами холодной и горячей субдукции по работе (Syracuse et al., 2010). Линии перехода по экспериментальным данным: кварц-коэсит по Bose and Ganguly (1995), графит-алмаз из работы Kennedy (1976). Линии геотермического градиента (континетальные геотермы) с величиной теплового потока 35, 40 и 45 мB/м² построены по расчетным данным Pollack and Chapman (1977). вания позволяет содержание жадеитового минала в клинопироксене. На основании экспериментальных данных, при содержании жадеитового минала менее 20 % в клинопироксене, давление соответствует менее 2.0 ГПа (Gasparik and Lindsley, 1980). Расчетные значения образования полевых шпатов в симплектите, полученные по геотермометру (O'brien and Rötzler, 2003), хорошо коррелируют с другими расчетными значениями. Температура образования полевых шпатах в большинстве образцов ниже 900 °C, а в образцах Uv-537, Uv-567 и Uv-15 при температурах 900-1000 °C и давлении 1.5 ГПа(Рис. 5.2). Полученные Р-Т значения хорошо коррелируют и дополняют расчеты полученные Pyle and Haggerty (1998); Misra et al. (2004). Образование калишпат-плагиоклаз-клинопироксенового симплектита, вероятнее всего, происходило при подъеме ксенолитов кимберлитовым расплавом. Более подробно аргументация этой модели будет приведена в главе 6.

Геотермобарометрические оценки для пород ультраоснов-5.2.ного парагенезиса

Минералого-петрографические особенности пород ультраосновного парагенезиса накладывают значительные ограничения при выбора геотермометра и геобарометра. Ограниченное количество минеральных ассоциаций (гранат-ортопироксен – Uv-92 и Uv-506 и гранат-оливин – Uv-170) не позволяет использовать наиболее часто используемые двупироксеновые термометры. Для расчета Р-Т условий ортопироксенитов, перед выносом их кимберлитовым расплавом на поверхность, использовались "термометр Ca в ортопироксене" (Brey and Köhler, 1990) и гранат-ортопироксеновый барометр (Brey and Köhler, 1990). Для алмазоносного вебстерита использовался двупироксеновый термометр Brey and Köhler (1990) и гранатортопироксеновый барометр (Brey and Köhler, 1990).

Расчеты Р-Т условий для алмазоносного вебстерита составляют 5.4 ГПа при 1350 °C, для ортопироксенита Uv-92 3.4 ГПа и 850 °C, и Uv-506 5.0 ГПа и 1025 °С (Рис. 5.1).

Вторичные изменения, связанные с выносом ксенолитов ультраосновного парагенезиса кимберлитовым расплавом, прослеживаются не так явно по сравнению с эклогитами. В целом, диагностируются вторичные минеральные ассоциации, которые свидетельствуют о транспортировке кимберлитовым расплавом – шпинель, кальцит, клинопироксеновые каймы вокруг ортопироксена и келифитовые каймы вокруг зерен граната. Надежных инструментов для определения Р-Т условий образования вторичных минеральных ассоциаций в ультраосновных породах на данный момент нет.



Рис. 5.2. Треугольник составов полевых шпатов из ксенолитов эклогитов с геотермами 900 и 1000°С при 1.5 ГПа (Fuhrman and Lindsley, 1988; O'brien and Rötzler, 2003)

Глава 6. Особенности процессов кристаллизации алмаза и графита в породах верхней мантии Сибирского кратона

6.1. Метасоматические процессы преобразования мантийных ксенолитов

6.1.1. Метасоматические преобразования мантийных ксенолитов связанные с транспортировкой кимберлитовым расплавом

Мантийные ксенолиты несут следы активного метасоматического изменения, что подтверждается как минералого-петрографическими, так и reoxимическими особенностями (Switzer and Melson, 1969; Taylor and Neal, 1989; Pyle and Haggerty, 1998; Spetsius and Taylor, 2002; Misra et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Huang et al., 2012). Скорость подъема кимберлитового расплава на поверхность по разным оценкам варьирует от 72 до 120 часов (Spera, 1984; Пирсон и др., 1997; Meyer, 1985; Canil and Fedortchouk, 1999). Высокая скорость подъема и как следствие быстрая декомпрессия, способствует образованию сети разнонаправленных трещин во всех породообразующих и акцессорных минералах в ксенолитах переносимых кимберлитовым расплавом.

На активное метасоматическое изменение мантийных ксенолитов указывают ассоциации вторичных минералов – флогопит, амфибол, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, бариевые минералы, а так же уникальные для эклогитов минеральные фазы – санидин, оливин, апатит, джерфишерит и содалит. Вторичные изменения омфацита были описаны во множестве ксенолитов эклогитов из кимберлитов Якутии и характеризовались как серпентиноподобные вещество (Williams, 1932; Бобриевич и др., 1959; El Fadili et al., 1999; Dawson, 2012). Степень вторичных изменений варьирует от частичной до полного замещения первичного омфацита. Доминирующей гипотезой о происхождении вторичных изменений является частичное плавление эклогита связанное с декомпрессией при подъеме кимберлитового расплава и флюидным потоком, который пропитывает ксенолит по трещинам (Taylor and Neal, 1989; Pyle and Haggerty, 1998; Spetsius and Taylor, 2002; Anand et al., 2004; Misra et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Aulbach et al., 2007). Развитие губчатых структур по трещинам в омфаците авторы связывают с проникновением К- и Cl-флюида (Spetsius and Taylor, 2002; Misra et al., 2004; Taylor and Anand, 2004; Kamenetsky et al., 2004; Huang et al., 2012). Misra et al. (2004) основываясь на изучении вторичных минеральных ассоциациий, предложили две реакции, которые описывают реакцию кимберлитового расплава с первичными минералами, обогащенного K, Cl, CO_2 и H_2O , с первичным клинопироксеном:

(1) Grt + Cpx₁ + флюид = Amph + Cpx₂ + Sod + Ca

(2) Cpx₁ + флюид = Cpx₂ + Kfs

В более ранней работе Spetsius and Taylor (2002) авторами предложены другие формулы:

(3) $Cpx_1 + флюид = Cpx_2 + Spl + K$ -стекло $\pm Pl$

(4) Grt + K-fluid = $Cpx_3 + Spl + K$ -glass $\pm Opx \pm Phl \pm Amp$

Результаты поэлементного картирования показали, что симплектит значительно обогащен летучими элементами – F и Cl, что подтверждает идею о проникновении и значимой роли в образовании симплектита К- и Cl-флюида/расплава. Наличие флогопита и биотита во вторичной минеральной ассоциации предполагает метасоматическую природу К-флюида (Erlank et al., 1987). Губчатые структуры представлены во всех типах эклогитов, но наибольшее развитие было отмечетно в группе высоконатровых эклогитов, что возможно связано с разной температурой начала плавления омфацита и повышенным содержанием жадеитового компонента (Dasgupta and Hirschmann, 2007). Экспериментальные работы Ryabchikov et al. (1982) установили, что в присутствии водосодержащего флюида из клинопироксена происходит выщелачивание Na и, как следствие, уменьшение жадеитового компонента, увеличиваясь при постоянной температуре и уменьшении давления. Perrillat et al. (2003) продемонстрировал, что в присутствии водосодержащего флюида при температурах свыше 300 °C коэсит переходит в кварц за несколько часов. Возможно, на сохранность включений коэсита в кианите и гранате влияет меньшая трещиноватость зерен кианита.

Прослеживается закономерность между химическим составом омфацита, и, как следствие, степенью его вторичных изменений, и морфологией кристаллов алмаза. Кристаллы кубического габитуса обнаружены в трех наиболее измененных ксенолитах эклогитов – Uv-536, Uv-25 и Uv-83, где степень изменения первичного омфацитового клинопироксена достигает 100% (Uv-25), что не прослеживается для других графит- и алмазсодержащих ксенолитов группы С и группы В. Продуктом взаимодействия первичного граната и кимберлитового расплава является образование келифитовой каймы, состоящей из амфибола, шпинели, стекла и клинопироксена (Hunter and Taylor, 1982). Образование реакционной каймы происходит не только вокруг граната, но и по системе трещин внутри его. Характер изменений не имеет выдержанной протяженности по всему периметру зерна – ширина в различных краевых частях зерен граната сильно варьирует, а местами вообще не прослеживатся. Размер вторичных изменений граната по трещинам, как правило, намного меньше и имеет размер от 10 до 50 мкм, в то время как вокруг граната мощность реакционной каймы достигает 400 мкм. Присутствие К-Na-флюида так же отчетливо диагностируется, что подтверждается поэлементным картированием симплектита.

Вторичные изменения кианита приводят к образованию плагиоклазшпинелевого и плагиоклаз-корундового симплектита. Первое описание вторичных изменений кианитового эклогита из кимберлитовобой трубки Робертс Виктор было сделано Switzer and Melson (1969). Реликты кианита окружены вторичными продуктами – корундом, шпинелью и плагиоклазом. Многие авторы (Switzer and Melson, 1969; Spetsius, 1995, 2004) в симплектите упоминают муллит, но убедительных свидетельств присутствия этого минерала предоставлено не было. Муллит образуется при температурах свыше 1200 °C и низком давлении (Low and McPherson, 1989). Для трубки "Удачная" оценки температур кристаллизации кимберлитового расплава на заключительном этапе находятся в диапазоне от 700-800 °C (Головин и др., 2007) до 950-1100 °C (Sobolev et al., 1989).

(5) Ky + K-fluid = Pl + Spl + K-glass + Crn

Помимо этого, можно выделить еще один минералогический тип симплектита, который образуется по титаниту, диагностируемый впервые для мантийных ксенолитов. Анортит-рутиловый симплектит диагностирован в гроспидите Uv-180. Степень изменения первичного титанита варьирует в широких пределах, вплоть до полного замещения.

Геохимические подтверждения связи между флюидом и образованием губчатых структур предоставили Huang et al. (2012) на примере эклогитов из трубки Робертс Виктор. Rb/Sr соотношение в клинопироксене демонстрирует связь между флюидом и образованием губчатых структур. Однако, авторы делают акцент на то, что полностью полагаться на данные Rb/Sr отношения нельзя.

1. По разным оценкам, скорость подъема кимберлитового расплава с

глубин 200 км длится от 72 до 120 часов (Spera, 1984; Пирсон и др., 1997; Meyer, 1985; Canil and Fedortchouk, 1999). Образование симплектита, келифитовых кайм и ассоциации вторичных минералов связано с захватом и транспортировкой на поверхность кимберлитовым расплавом ксенолитов. На это указывает зональность как отдельных зерен в симплектите, так и крайняя неоднородность плагиоклаза, калиевого полевого шпата и клинопироксена в симплектите. Неоднородность составов говорит о короткой термической истории минералов в симплектите, при котором переуравновешивания не произошло из-за быстрого подъема ксенолитов кимберлитовым расплавом.

2. Связь между образованием симплектита-келифитовых кайм и алмазообразованием весьма маловероятна. Нахождение алмазов в межзерновом пространстве в ассоциации с вторичными продуктами объясняется тем, что проникновение флюида/расплава, способствующего вторичным изменениям, происходило по тем же ослабленным зонам-трещинам что и алмазобразующего флюида/расплава.

3. Образование алмазов и плагиоклаз-калишпат-клинопироксенового симплектита также никак не связаны, что подтверждается геотермобарометрическими расчетами и минералого-петрографическими закономерностями. Находки включений симплектита в алмазах, являются следствием вторичных изменений включений омфацита по трещинам в кристаллах алмаза.

4. Кристаллы графита в плагиоклаз-калишпат-клинопироксеновом симплектите являются реликтами включений в первичном омфаците. Совместная кристаллизация кристаллов графита и образование симплектита маловероятна в силу того, что скорость кристаллизации графита должна превышать скорость кристаллизации низкобарических породообразующих минералов в несколько раз.

6.1.2. Метасоматические преобразования мантийных ксенолитов связанные с мантийным метасоматозом

Мантийные ксенолиты содержат следы активных метасоматических изменений. Многочисленные работы продемонстрировали, что даже центральные части зерен породообразующих минералов могли подвергнуться изменениям в процессе инфильтрации мантийных флюидов/расплавов (Snyder et al., 1995; Jacob and Foley, 1999; Gréau et al., 2011).

Изученные ксенолиты эклогитов имеют следы активного метасоматического изменения, которые не связано с транспортировкой кимберлитовым расплавом. Каймы гранатов в эклогитах Uv-01, Uv1199, Uv-44 и Uv-537 имеют отчетливую зональность по содержанию TiO₂, MgO и FeO

(Рис. 3.15). Две генерации граната обнаружены в образце Uv1199, которые отличаются друг от друга по содержанию TiO₂, Cr₂O₃ и MgO. Вторичный гранат находится в межзерновом пространстве, на контакте с крупным зерном флогопита, которое содержит TiO₂ до 3.2 мас.% и Cr₂O₃ до 0.6 мас.% (Рис. 3.25, В). Обогащение Ti, Mg и Cr свидетельствуют о силикатном (пироксенитовом) метасоматозе (Coltorti et al., 1999), который типичен для пород ультраосновного парагенезиса. Ziberna et al. (2013) диагностировали две генерации зонального граната в неалмазоносной кимберлитовой трубке "Загадочная объясняя это интенсивным метасоматизмом ранее ис-

тощенных перидотитов.

Эклогиты несут в себе следы значительных метасоматических изменений, отражающихся в зональности граната и наличии некоторых нетипичных минеральных ассоциаций. Метасоматические изменения несет в себе образец Uv-537. Помимо типичных метасоматических минералов, таких как флогопит, амфибол и др., в эклогите диагностированы коэсит в сочетании с оливином с высоким содержанием P_2O_5 . Высокие содержания P_2O_5 в оливине из вкраплеников из неизмененного кимберлита трубки "Удачная" отмечается Соболев и др. (2015b). Как было показано ранее (Соболев и др., 2015а), плавление рециклированной коры в горячей мантийной струе при высоких давлениях, соответствующих мантии под мощным Сибирским кратоном, должно приводить к образованию расплавов с повышенным содержанием Fe, Al, Ca, образующих тела железистых эклогитов на нижней границе литосферы. Возможной реакцией образования оливина в породе является (Сафонов, Бутвина, 2016):

(6) Coe +1/6K2O +1/12Prp +1/12Grs = 1/3Kfs +1/4Di

(7) Coe + 2/9K2O + 2/9Prp = 4/9Kfs + 1/3Fo

Реакционное взаимодействие с этим веществом магнезиального недосыщенного кремнекислотой протокимберлитового расплава должно приводить к образованию оливина, состав которого будет варьироваться в зависимости от соотношения объемов реагирующих компонентов. При высоком соотношении масс протокимберлита и эклогита последний будет существенно расплавлен. Это должно привести к образованию магнезиального оливина с высокими содержаниями Al, Ca, Mn, Cr за счет перераспределения этих элементов из плавящихся граната и клинопироксена.

Флогопит является типичным минералом метасоматических изменений для пород перидотитового парагенезиса (Erlank et al., 1987) и менее распространенным для пород эклогитового парагенезиса (Aoki and Kushiro, 1968; Misra et al., 2004). Включение слюды (флогопита) в качестве сингенетичного включения присутствуют как в алмазах ультраосновного, так и эклогитового парагенезиса (Соболев и др., 2009). Исследованные ксенолиты ультраосновного парагенезиса содержат крупные зерна флогопита в срастании с идиоморфными кристаллами графита. Вероятнее всего, происхождение графита-флогопита в ортопироксенитах является результатом метасоматического взаимодействия между флюидом/расплавом и породообразующими минералами. Термобарометрические расчеты конечного равновесия породы указывают на образование графита-флогопита вблизи линии равновесия графит-алмаз. Подводя итог всему вышесказанному, можно сделать следующий вывод: изученные породы испытали значительные метасоматические измене-

ния. Многочисленные работы по изучению мантийных эклогитов из раз-

личных регионов мира демонстрируют, что эклогиты подверглись в мантии многоэтапному метасоматическому воздействию (Jacob et al., 2009; Huang et al., 2012; Aulbach et al., 2013). Наибольшим метасоматическим воздействиям мантийные породы подверглись непосредственно во время транспортировки кимберлитовым расплавом на поверхность, что прослеживается во всех типах мантийных пород.

6.2. Образование полиморфных модификаций углерода в мантийных ксенолитах

Образование графита и алмаза в графит- алмазсодержащих ксенолитах эклогитов обычно рассматривают с позиции их равновесной кристаллизации вблизи линии равновесия графит-алмаз. В большинстве работ авторы считают, что графит кристаллизовался только в поле своей термодинамической стабильности до или после образования алмаза (Кухаренко, 1955; Бобриевич и др., 1959; Соболев, 1974; Hatton, 1978; Похиленко и др., 1982; Pearson et al., 1994; Nasdala et al., 2003, 2005).

Экспериментальные работы ряда авторов (Литвин и др., 1997; Pal'yanov et al., 1999b,a; Akaishi and Yamaoka, 2000; Akaishi et al., 2000; Yamaoka et al., 2000; Sokol et al., 2001b; Pal'yanov et al., 2002a; Yamaoka et al., 2002a; Davydov et al., 2004; Pal'yanov et al., 2006; Pal'yanov and Sokol, 2009), показали возможность кристаллизации метастабильного графита в поле стабильности алмаза. Кристаллизация метастабильного графита в природных образцах была продемонстрирована только на примере метаморфических пород Кокчетавского массива, где вследствие скоротечности высокобарического этапа графит сохранился (Korsakov et al., 2010). Для мантийных пород, вплоть до настоящего времени, прямых доказательств возможности метастабильного роста графита не обнаружено.

Вопрос о причинах кристаллизации различных полиморфных модификаций углерода как в экспериментальных системах, так и в природных образцах остается дискуссионным. В современных работах доминирует точка зрения, что алмазы образовались при P-T-параметрах верхней мантии в умеренно-окисленных средах (Соболев, 1974; Haggerty, 1986, 1999; Meyer, 1987; Harris, 1992; Schrauder and Navon, 1994; Navon, 1999; Luth, 1999, 2001), в то время как графит кристаллизуется в более восстановленных условиях (Sokol and Pal'yanov, 2008). То есть на закономерность кристаллизации графита и алмаза влияет fO_2 (Sokol and Pal'yanov, 2008). Тем не менее, согласно экспериментальным исследованиям по синтезу алмаза в неметаллических системах (Sokol et al., 2001b; Sokol and Pal'yanov, 2008) графит является первой фазой среди полиморфных модификаций углерода, которая начинает кристаллизоваться в поле стабильности алмаза и зависит от температуры. В отличие от метаморфических пород сверхвысоких давлений, в которых сохранность метастабильного графита обусловлена скоротечностью высокобарического этапа, в ксенолитах эклогитов формирование алмазов с высокой степенью агрегации азота происходило задолго (~1 млрд. лет назад) до захвата ксенолитов кимберлитовым расплавом (Степанов и др., 2007).

Кристаллизация графита и алмаза в экспериментах в металлуглеродной системе проходит двумя методами: (i) синтез алмаза из графита (FG–Film growth) и (ii) кристаллизация алмаза по методу температурного градиента (TGG–Temperature gradient growth) (Kanda and Fukunaga, 1982). Позже было установлено что эти механизмы работают и для неметаллических систем (Пальянов и др., 1998; Pal'yanov et al., 2002b; Пальянов и др., 2005) и подробно описаны в работе Pal'yanov and Sokol (2009).

Кристаллизация алмаза из графита по методу FG происходит за счет разности растворимости графита и алмаза в расплаве при постоянной температуре. Процесс роста кристалла алмаза происходит путем диффузии через пленку расплава и характеризуется достаточно высокими скоростями роста и большим количеством центров кристаллизации. В процессе кристаллизации, при увеличении размера кристаллов алмаза, толщина пленки расплава уменьшается, при этом скорость диффузии углерода увеличивается, что приводит к возрастанию скорости кристаллизации алмаза, захвату большого количества включений и трансформации плоскогранных кристаллов алмаза в антискелетные. Этот механизм (FG) более предпочтительный для метаморфических UHP алмазов, чем для мантийных. Основным источником углерода для кристаллизации алмаза является графит (углистое вещество), который растворяется при увеличении P-T параметров Pal'yanov and Sokol (2009).

Метод температурного градиента является более универсальным, при более широких вариациях составов системы, P-T-h и незначительных ограничениях. Установлено, что FG механизм работает только в "сухой"системе, в то время как TGG работает как в "сухой так и в "мокрой в присутствии флюида и без него. Для TGG метода пересыщение системы углеродом происходит из-за разной растворимости углерода в "горячей"и "холодной"области. Оба этих механизма характеризуются наличием индукдукционного периода, который зависит от P-T параметров и состава системы (Sokol et al., 2001a; Pal'yanov et al., 2002b). Akaishi and Yamaoka (2000); Akaishi et al. (2000); Sokol and Pal'yanov (2008) показали, что длительность индукционного периода зависит строго от температуры и уменьшается при добавлении в систему H₂O и CO₂. Пересыщение системы и затем кристаллизация алмаза может возникать при двух причинах: (i) внедрение в систему новой порции флюида, со-

держащего углерод или (ii) окислительно-восстановительные реакции, приводящие к появлению свободного углерода Pal'yanov and Sokol (2009). Многочисленные исследования посвященные изучению условий кристаллизации природных алмазов продемонстрировали изменение P-T-fO₂ в процессе роста кристаллов алмаза (Cartigny et al., 2001; Appleyard et al., 2004; Harris et al., 2004; Mc Kenna et al., 2004; Shatsky et al., 2008). Свидетельством изменения температуры в процессе кристаллизации алмаза служат геотермобарометрические расчеты (Leost et al., 2003; Phillips et al., 2004) и зональность по степени агрегации азота в кристаллах алмаза центр-край (Boyd et al., 1987; Bulanova et al., 2002; Viljoen, 2002; Kaminsky and Khachatryan, 2004; Zedgenizov et al., 2006). Более убедительным доказательством смены окислительно-восстановительных условий в процессе кристаллизации алмаза представлены Томиленко и др. (2001). Томиленко и др. (2001) показали, что сначала кристаллизация алмаза происходила в результате окисления углеводородного флюида (включения СО₂ в центре кристалла алмаза), а при дальнейшем росте мог происходить непосредственно из углеводородного флюида (включения тяжелых углеводородов в краевых частях).

Включения графита являются типичными включениями для кимберлитовых алмазов из различных регионов мира (Соболев, 1974; Орлов, 1984; Harris and Gurney, 1979; Meyer, 1987; Harris, 1992; Bulanova et al., 1998; Glinnemann et al., 2003; Zedgenizov et al., 2004; Nasdala et al., 2005). Исходя из петрологических построений, кристаллизация графита происходит либо в процессе метаморфизма (UHP) либо в процессе метасоматических изменений породы (Соболев, 1974; Robinson, 1979; Похиленко и др., 1982; Liou et al., 1994; Pearson et al., 1994; Coleman et al., 1995; Harley and Carswell, 1995).

Naemura et al. (2011), рассматривая графитсодержащие перидотиты Moldanubian зоны Богемского массива, предложил две гипотезы образования графита: (i) кристаллизация из низкотемпературного флюида; (ii) графитизация кристаллов алмаза. Графит во включениях в гранате имет низкую степень упорядоченности, о чем свидетельствует наличие пиков на 1350 см⁻¹ (D1-пик) и 1619 см⁻¹ (D2-пик) (Naemura et al., 2011). В литературе отсутствуют данные по эпигенетическим включениям графита в кристаллах алмазах из кимберлитовой трубки "Удачная"(Якутия). Для трубки "Удачная"оценки температур кристаллизации кимберлитового расплава на заключительном этапе находятся в диапазоне от 700-800 °C (Головин и др., 2007) до 950-1100 °C (Sobolev et al., 1989). Исходя из экспериментальных данных, графитизация алмаза в глубоком вакууме начинается при температуре не ниже 1150 °C и протекает с очень низкой скоростью. В работе Butenko et al. (2000) установлено, что при температуре 1150 °C в течение 3 часов, на поверхности кристаллов алмаза появляются лишь небольшие островки углерода с графитовой структурой, которые диагностируются только на просвечивающем электронном микроскопе. В исследуемых образцах зерна графита находятся в краевой зоне кристаллов алмаза и частично выступают на его поверхности, что свидетельсвует о том, что по крайней мере часть графита кристаллизовалась совместно с алмазом.

Включения графита в образце Uv-567 имеют преимущественно округлую или хлопьевидную форму, хотя в кристаллах алмаза также встречаются редкие зерна графита имеющие полигональную форму. Идиоморфных чешуек графита в исследуемых кристаллах алмаза обнаружено не было. Зерна графита расположены неравномерно по объему кристаллов алмаза. Кроме того, графит отсутствует и в центральной части кристаллов алмаза. Вокруг включений графита диагностируются прозрачные трещины не выходящие за пределы кристалла алмаза. Эти трещины не ориентированы по плоскостям {111} кристалла алмаза, что является характерной особенностью эпигенетичных включений графита, образованных в результате термического и химического взаимодействия с кимберлитовым расплавом (Khokhryakov et al., 2009; Нечаев, Хохряков, 2013; Хохряков, Нечаев, 2015; Кухаренко, 1955; Harris and Vance, 1972). Ранее было установлено (Нечаев, Хохряков, 2013; Хохряков, Нечаев, 2015), что для сингенетичных и протогенетичных включений графита трещины и напряжения в алмазе не характерны. Но как ранее было показано рядом авторов (Harris and Vance, 1972), что если кристаллы природного алмаза, после завершения их роста, подверглись высокотемпературному воздействию, вокруг включений графита, также как и вокруг других минеральных включений, будут присутствовать трещины. Как было отмечено panee Nasdala et al. (2003), в дисковидных трещинах, окружающих включения графита, чаще всего присутствует разупорядоченный графит. Harris and Vance (1972) в своих экспериментах показали, что при температуре 900 °С графитизация начинается с трещин окружающих включения. При последующем увеличении температуры до 1000 °С, графитизация начиналась на поверхности включений, переходя к их краям. В наших образцах дисковидные трещины не содержат других минеральных фаз, что подтверждают результаты ИК- и КР-спектроскопии. Включение кальцита, пространственно сопряженное с включением графита, не содержит следов графитизации по границе кальцит-алмаз. На длительное высокотемпературное воздействие на изученные алмазы указывает высокая степень агрегации азота, что говорит о длительном пребывании алмазов в мантии или высокотемпературный отжиг (Evans and Qi, 1982). Следы графитизации вокруг минеральных включений в кристаллах алмаза диагностируются в образце Uv-01. Крупное включение фторфлогопита окружено радиально-лучистыми трещинами, ориентированными по плоскости спайности и не выходящие за пределы кристалла алмаза {111}, с оптически и KP-спектроскопически диагностируемым графитом. Графит в трещине характеризуется высокоупорядоченной структурой и смещением основного графитого пика (на 7 см⁻¹), что свидетельствует об остаточном напряжении, которое соответствует ~1.8 ГПа (Nasdala et al., 2003, 2005). Высокоупорядоченная структура графита в трещинах является следствием воздействия температур свыше 1000 °C (Khokhryakov et al., 2009; Нечаев, Хохряков, 2013; Хохряков, Нечаев, 2015)

Сдвиг основного графитового пика (G) в более высоко-частотную область, свидетельствует о внутреннем напряжении вокруг включений графита и характерно для большинства включений в алмазе (Nasdala et al., 2003, 2005). Явное несоответствие между расчетными значениями (3.8 ГПа) остаточного давления по модели (Zhang, 1998) с оценками остаточного напряжения в графите (2 ГПа) и алмазе (2.2 ГПа), говорит о том, что произошла частичная релаксация напряжения. В пользу этой гипотезы говорит факт наличия округлых прозрачных трещин вокруг включений графита в кристалле алмаза. Как было показано выше, графит в образце имеет высокоупорядоченную структуру и отсутствие D1-пика и D2-пика, что исключает возможность смещения G-пика вследствие слабой степени упорядоченности графита (Beyssac et al., 2003). Значительное смещение основного алмазного пика диагностируется так же для графита, образованного вследствии графитизации в радиальных трещинах, расходящихся от включения фторфлогопита в кристалле алмаза из ксенолита эклогита Uv-01.

Находки крупных включений кристаллов графита в гранате, кианите и омфаците (Fig. 3.9; 4.6), также свидетельствует о том, что, по крайней мере, часть кристаллов графита кристаллизовалась до или совместно с гранатом и другими породообразующими минералами в широком интервале температур (1000-1350 °C) и давления (4.5-7.2 ГПа). Наличие графита в межзерновом пространстве, на границе зерен граната и симплектита, позволяет предположить кристаллизацию графита совместно с образованием вторичного мелкозернистого агрегата. Формирование мелкозернистого агрегата, состоящего из вторичных минералов вокруг зерен графита,

происходило на позднем этапе, и, вероятнее всего, связано с внедрением кимберлитового расплава, а не с внедрением С-О-Н флюида. Аналогичные вторичные продукты так же диагностированы и вокруг кристаллов алмаза. Помимо этого, стоит уделить внимание на размер вновь образованных фаз, которые на порядок меньше зерен графита, что указывает на образование графита совместно с другими породообразующими минералами при более высоких Р-Т параметрах. Если же кристаллизация графита происходила одновременно с формированием "spongy texture то скорость кристаллизации графита превышала в несколько раз скорость кристаллизации низкобарических породообразующих минералов. Исходя из того, что скорость подъема кимберлитовых расплавов с глубин 200 км длится порядка 72 часов, то скорость формирования графита должна превышать 0.016 мм/час при 72 ч и 0.012 мм/час при 100 часов (Spera, 1984; Пирсон и др., 1997; Meyer, 1985; Canil and Fedortchouk, 1999). Находки аналогичных вторичных продуктов вокруг кристаллов алмаза и отсутствие там следов графитизации позволяет предполагать, что формирование графита происходило совместно с первичными минералами эклогитов – гранатом, пироксеном, коэситом и кианитом.

Образование графита в ортопироксенитах и оливините более дискуссионно. Сингенетичные срастания флогопита и графита, и термобарометические расчеты, для образца Uv-92 свидетельствуют о том кристаллизация графита происходила в его поле стабильности. Для ортопироксенита P-T оценки образования находятся вблизи линии равновесия графит/алмаз. Нахождение графита в серпентине в ксенолите оливинита и отсутствие возможности оценить P-T условия не позволяет однозначно сделать вывод об условиях кристаллизации графита в ультраосновных породах.

Наличие алмазов в графит- и алмазсодержащих ксенолитах указывает на метасоматическую "проработку" образцов, поскольку большинство исследователей связывают кристаллизацию алмаза с просачиванием С-О-Н флюида (Taylor et al., 1998; Anand et al., 2004; Степанов и др., 2007, 2008; Shatsky et al., 2008; Liu et al., 2009). Поскольку графит не полностью был бронирован минералом-хозяином (Fig. 3.12, A-Б; 3.9), то маловероятно, что графит мог сохраниться при метасоматозе, поскольку согласно экспериментальным исследованиям Yamaoka et al. (2002b) за 8-10 часов при 7.7 ГПа и температуре 1500 °С весь графит полностью трансформируется в алмаз. Графит в гранате мог так же уцелеть вследствие из-за частичного внедрения С-О-Н флюида в породу, при этом, совсем не затронув другие участки с графитом. Этот факт слабо согласуется с тем, что в графит- алмазсодержащем ксенолите Uv-536 кристаллы алмаза и графита находятся в непосредственной близости (70 мкм) друг от друга (Рис. 3.9). Следов графитизации алмаза или алмазообразования вокруг кристаллов графита не обнаружено. Включения графита и алмаза не полностью бронированы минералом хозяином (гранатом) и врядли могли не контактировать с флюидом/расплавом.

Таким образом, графит, как внутри, так и возможно на поверхности алмазов, не является продуктом частичной графитизации алмазов и кристаллизовался в поле стабильности алмаза.

Физико-химические условия образования алмаза

Кристаллы алмаза содержат различные минеральные включения, которые являются источником информации об условиях кристаллизации алмаза (Meyer and Boyd, 1968; Harris and Vance, 1972; Meyer and Boyd, 1972; Соболев, 1974; Ефимова, Соболев, 1977; Gurney, 1989; Буланова, 1993; Taylor and Anand, 2004; Bataleva et al., 2016). Алмаз является надежным контейнером, сохраняющим состав среды кристаллизации. Многочисленные работы, направленные на изучение алмазсодержащих ксенолитов, позволили выдвинуть гипотезу о метасоматической кристаллизации алмаза из углеродсодержащего флюида/расплава (Taylor et al., 1998; Anand et al., 2004; Степанов и др., 2007, 2008; Shatsky et al., 2008; Liu et al., 2009). Источниками флюида/расплава может служить (i) частичное плавление карбонатизированных эклогитовых и перидотитовых субстратов или (ii) метасоматоз мантии в связи с внедрением флюида (Schrauder and Navon, 1994; Schrauder et al., 1996; Wyllie and Ryabchikov, 2000; Tomlinson et al., 2005; Navon et al., 2008)

Алмазы в изученных образцах находятся в виде включений в зернах граната, омфацита или на границе омфацит-гранат. Включения кристаллов алмаза в гранате, свидетельствуют о сингенетичном образовании этих минералов или о протогенетическом образовании алмаза. Интенсивная трещиноватость зерен граната, и как следствие вторичная минерализация по трещинам, связана с декомпрессией при транспортировке кимберлитовым расплавом, а не с внедрением флюида/расплава из которого кристаллизовался алмаз (Spetsius and Taylor, 2002; Taylor and Anand, 2004; Liu et al., 2009). Присутствие кристаллов алмаза и вторичных минералов (флогопита, шпинели, амфибола, калиевого полевого шпата и тд.) не является прямым доказательством их совместной кристаллизации. Степанов и др. (2007, 2008) доказали, что нахождение кристаллов алмаза в трещине в гранате в ассоциации с вторичными минералами не является следствием их совместной кристаллизации. Алмаз заключен в гранат которой в последствии раскололся и кристалл оказался в трещине. Образование алмазов Э- и П-типа объясняется кристаллизацией путем метасоматоза с участием C-H-N-O (Navon, 1999; Haggerty, 1999; Gurney et al., 2005). Надежным источником информации об условиях кристаллизации алмазов являются минеральные и газово-жидкие включения в кристаллах алмаза. При кристаллизации алмазов, жидкость является преобладающей фазой и находится в надкритическом состоянии (Haggerty, 1999). Кристаллизацией алмазов из флюида можно объяснить захват N и Н кристаллической решеткой алмаза, а так же микроскопическими, газообразными флюидными включениями, описанных Hayman et al. (2005),

что и является возможной причиной флюоресценции в некоторых алмазах. Многочисленные включения графита, характерные для этой разновидности, авторы объясняют кристаллизацией алмаза вблизи линии равновесия графит-алмаз Bowen et al. (2009).

Изученные нами кристаллы алмаза по большей части не содержат минеральных включений, что затрудняет реконструкцию условий образования алмазов в породе. На ИК-спектрах в большинстве алмазов, как кубического, так и октаэдрического габитуса, обнаружены пики 3107 см⁻¹, которые могут интерпретироваться наличием структурного водорода и карбонатов. Наибольшие концентрации воды характерны для алмазов кубического габитуса. Многочисленные работы, свидетельствуют о важной роли H_2O в процессе алмазообразования (Navon et al., 1988; Schrauder and Navon, 1994; Kopylova et al., 2010). Наличие включений кальцита для эклогита Uv-567, может свидетельствовать о кристаллизации алмаза и графита в присутствии карбонатного расплава. Исходя из полученных Р-Т значений для эклогита Uv-567 и экспериментальных данных (Shatskiy et al., 2014) кристаллизация алмаза происходила в области стабильности арагонита. Экспериментально установлено, что в результате окислительновосстановительных реакций при генерации СО₂ за счет декарбонатизации происходит восстановление до алмаза или графита сульфидами или водородом (Сокол и др., 2004; Sokol et al., 2009). В экспериментальной работе Пальянов и др. (2010) показано, что СО₂-Н₂О флюид существенно более эффективная среда кристаллиазации и является более вероятным алмаз генерирующим флюидом в системе С-О-Н. Помимо этого, экспериментальные работы в металл-углеродных системах установили, что на морфологию кристаллов алмаза влияют примеси, H_2O и температура (Palyanov et al., 2012, 2013). При содержании H_2O в системе с 0 до 0.2 мас.% происходит рост преимущественно кристаллов октаэдрической формы, при 0.22-0.43 мас.% ромбододекаэдрической, а при концентрации воды свыше 0.43 мас.% происходит только кристаллизация метастабильного графита в термодинамической области стабильности алмаза. Полученные закономерности справедливы как для FG-, так и для TTG-механизма (Palyanov et al., 2012). Кро-

ме того, увеличение концентрации воды в системе приводит к уменьшению концентрации азота в кристаллах алмаза. Palyanov et al. (2012) установили, что на прекращение кристаллизации алмаза и, как следствие, рост только метастабильного графита может влиять парциальное давление воды в системе.

Сингенетичные включения флогопита в кристаллах алмаза служат доказательством активной роли H_2O , F и Cl в процессе кристаллизации полиморфных модификаций углерода и связаны с протокимберлитовым расплавом (Prinz et al., 1975; Sobolev et al., 1997; Zedgenizov et al., 2004;

Кlein-BenDavid et al., 2006; Logvinova et al., 2008; Соболев и др., 2009). Безазотный кристалл алмаза октаэдрического габитуса из образца Uv-01 содержит включение фторфлогопита (Рис. 4.3, Е). На данный момент данных о химическом составе фторфлогопита не получено, но уже сейчас можно сделать вывод о высокой роли летучих компонентов при кристаллизации алмазов в этом образце. Облегченный состав углерода (-15.16 ‰), низкие концентрации азота и наличие фторфлогопита свидетельствуют о крайне недосыщенном ¹³С и N расплаве/флюиде, при высоких содержаниях F и Cl.

Мало- и безазотные алмазы из образцов Uv-537 и Uv-01, содержат большое количество минеральных, флюидных и газово-жидких включений, о чем свидетельствуют результаты КР- и ИК-спектроскопии. Октаэдрическая форма кристаллов алмазов говорит о тангециальном механизме роста при малых скоростях и малом насыщении системы углеродом. В тоже время, большое количество газово-жидких включений является фактом присутствия критического флюида при недостатке азота. Активной графитизации способствует наличие газово-жидких включений, каталитически влияющих на этот процесс (Harris and Vance, 1972). Изотопный состав углерода для графита (Uv-01) свидетельствует о мантийном источнике (-5.17 $\%_0$), в то время как алмаз имеет коровые метки (-15.17 $\%_0$) (Uv-01).

Безазотные алмазы составляют $\sim 1-2$ % от всех алмазов и относятся как к эклогитовому, так и перидотитовому парагенезису (Соболев и др., 1969b; Milledge et al., 1983; Moore, 2009; Stachel et al., 2009). В изученных образцах диагностированы безазотные алмазы обоих парагенезисов. Cartigny et al. (2001) предположили, что снижение содержания азота в алмазах связано с прогрессивной эволюцией магмы и кристаллизации из обедненного азотом расплава/флюида. Другие причины обеднения азотом алмазов на данной стадии исследования не ясны.

Степень агрегации азота в образцах и результаты КЛ-спектроскопии, свидетельствуют о многостадийном образовании кристаллов алмаза. На основе результатов ИК-спектроскопии было установлено, что в большинстве изученных алмазов степень агрегации азота уменьшается от центра к краю, что так же говорит в пользу идеи о стадийности роста алмазов. Концентрация азота в кристаллах алмаза от центра к краю варьирует от 1400 до 1120 ppm для образца Uv-567 и от 1560 до 1485 для алмазов из эклогита Uv-309. Исследованные кристаллы алмаза имеют достаточно высокую степень агрегации азота, что обычно объясняют либо высокой температурой в постростовый период эволюции кристаллов, либо их длительным пребыванием в условиях литосферной мантии (Evans and Qi, 1982). Наибольшие концентрации азота характерны для алмазов кубического габитуса, что является типичной особенностью этой группы алмазов. КР-спектры некоторых кристаллов алмаза имеют смещение основного алмазного пика. Если исходить из модели (Zhang, 1998), то значительные смещения основного алмазного пика (1332 см⁻¹) до 1335 см⁻¹, может свидетельствовать о нескольких этапах роста алмаза.

Катодолюминисцентные топограммы ВЫЯВИЛИ сложное секториально-зональное строение изученных кристаллов алмаза И смену морфологии в процессе роста. Помимо этого, диагностированы кристаллы алмаза разной морфологии (I и III разновидности) в пределах одного ксенолита. Изученные алмазы в своем большинстве росли по тангенциальному механизму роста и меньшая часть кристаллов алмаза по нормальному механизму. Некоторые кристаллы алмаза демонстрируют смешанный кубооктаэдрический габитус, являющийся результатом послойного роста граней октаздра и поверхности куба (Sunagawa, 1984). Sunagawa (1984) показал, что в то время как для граней октаэдра природных алмазов характерен послойный рост, грани кубоида растут нормальным механизмом. Переход от послойного к нормальному росту связывается с увеличением величины пересыщения Sunagawa (1984); Boyd et al. (1987). Скорость роста граней кубоида и октаэдра в процессе кристаллизации существенно менялись, что прослеживается по КЛ-топограммам. Некоторые кристаллы алмаза имеют внешную зону, которая нарастала преимущественно по нормальному механизму (Рис. 4.18).

FG механизм кристаллизации алмаза, по всей видимости, так же имел место для изученных образцов. Возможность кристаллизации алмаза по FG механизму в природе весьма ограничена и возможна лишь на этапе нуклеации Pal'yanov and Sokol (2009). Исходя из модели D-2 по Pal'yanov and Sokol (2009), при уменьшении Р-Т параметров и изменении условий кристаллизации с "сухой"на "мокрую" происходит закономерная смена механизма кристаллизации алмаза с FG на TGG. Соответственно происходит снижение скорости роста кристаллов алмаза и как следствие морфологии по схеме: {100}+{111}→{111}. Несколько этапов и смену механизма роста кристаллов алмаза отмечается в ряде образцов- Uv-67, Uv-537 и Uv-536, что подтверждается катодолюминисцентными топограммами. Центральная часть кристаллов алмаза в этих образцах, представлена зонами роста куба, которая в последствии сменялась гранями октаэдра. Образование алмазов в образце Uv-567 наиболее хорошо демонстрирует механизм TGG. Октаэдрические кристаллы алмаза имеют чистое ядро и многочисленные включения графита по всему объему. Экспериментально показано, что при эволюции системы с уменьшением Р-Т условий сначало происходит только кристаллизация алмаза (чистая центральная часть), потом происходит совместная кристаллизация метастабильного графита и алмаза (периферии), а в последующем только кристаллизация метастабильного графита (Pal'yanov and Sokol, 2009). О смене условий в процессе кристаллизации алмаза свидетельствует зональность по содержанию азота в кристаллах алмаза (центр –1400 ppm, край –1120 ppm).

Кристаллизация алмазов кубического габитуса происходит по другому механизму, в условиях значительного пересыщения среды кристаллизации, что способствует захвату многочисленных газово-жидких и наноразмерных включений (Boyd et al., 1987; Sunagawa, 1990; Boyd et al., 1994). Образование волокнистых алмазов, авторы связывают с протокимберлитовым расплавом, внедрившимся в литосферную мантию, которые характеризуются узким диапазоном вариации содержания азота (600-1000 ppm) и среднемантийным значением изотопного состава углерода (-5 %) (Boyd et al., 1994). Ранее было показано, что для волокнистых алмазов характерны сингенетичные включения графита (Zedgenizov et al., 2004), в то время как кристаллы октаэдрического габитуса в основном содержат включения минералов мантийных пород (Sunagawa, 1990; Boyd et al., 1994). Вариации изотопного состава углерода графита для графит- алмазсодержащего эклогита Uv-83 составляют от -3 до -7.7 %, что соответствует среднемантийным значениям. Кристаллы алмаза в этом образце имеют кубический габитус и высокие концентрации азота. Образование кристаллов алмаза и графита, вероятно, происходило сингенетично незадолго до внедрения кимберлитового расплава.

Алмазы облегченного изотопного состава очень редки и составляют менее 5 % от общего числа изотопных данных (Cartigny et al., 2001). Образование алмазов с облегченным составом углерода рассматривают как результат дегазации из материнского расплава CO₂ (обогащенного ¹³C) и азота. Подобная картина наблюдается в образце Uv-01, где алмазы имеют облегченный состав углерода (-15.16 ‰) и содержание азота от 0 до 50 ppm. Тем не менее, алмазы октаэдрического габитуса в образце Uv-44 содержат облегченный состав углерода (-16.1 ‰) и высокое содержание азота ~ 1000 ppm, что не согласуется с моделью предложенной Cartigny et al. (2001).

Hill (1989) и Deines (1980) установили общность источника углерода для алмаза и графита в ксенолитах Южной Африки, и соответствуют мантийному источнику ($-2 - -3\%_0$). Deines (2002) привел данные, что преобладающие изотопные данные углерода попадают в область $-5\%_0$ - $-6\%_0$, а для графита составляют $-4.6 - -7.8\%_0$ (Deines et al., 1991). Изотопные характеристики кислорода для клинопироксена и граната из графитсодержащих ксенолитов эклогитов указывают на их мантийное происхождение (Deines et al., 1991). Schulze et al. (1997) проанализировали 28 графитсодержащих ксенолитов эклогитов и установили достаточные широкие вариации изотопного состава углерода от -14.31 до $-2.84\%_0$. На основании полученных данных авторы сделали вывод о наиболее раннем океаническом литосферном протолите породы. Наши данные совпадают с результатами Кропотова, Федоренко (1970) и указывают на общность источника углерода для графита и алмаза в графит- алмазсодержащих ксенолитах эклогитов, имея среднемантийные значения, что согласуется с выводами Cartigny et al. (2001) о среднематийном составе углерода— -4.5 %₀.

Значительные различия в составе углерода для алмаза (-15.16 ‰) и графита (-5.47 ‰) в образце Uv-01 позволяют выдвинуть два варианта подобной неоднородности. Графит и алмаз являются конечными членами эволюции открытой системы, из которой происходила их кристаллизация. Исходя из экспериментальных данных, с увеличением P-T параметров последовательно реализуются следующие процессы кристаллизации полиморфных модификаций углерода: нуклеация и рост метастабильного графита →нуклеация и рост метастабильного графита+рост алмаза (на затравочные кристаллы) →нуклеация и рост алмаза (Сокол, Пальянов, 2004; Пальянов и др., 2005). Тем самым, графит кристаллизовался из расплава/флюида наиболее обедненным легким изотопом углерода, а алмаз из наиболее обогащенного, что согласуется с идеей Cartigny et al. (2001). Другой возможной причиной такого сильного различия изотопного состава углерода для графита и алмаза, может являться флюид/расплав, обогащенный легким изотопом углерода.

Заключение

В ходе комплексного исследования минералогии графит и алмазтсодержащих ксенолитов в сочетании с детальным изучением морфологии, дефектно-примесного и изотопного состава алмаза и графита установлены основные закономерности минералообразования. Исходя из минералогопетрографических особенностей нахождения полиморфных модификаций углерода и рассчитанными P-T параметрами, впервые установлена метастабильная кристаллизация графита в области стабильности алмаза.

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Минералогические особенности графит- алмазсодержащих ксенолитов указывают на сингенетичное образование алмаза, графита и основных породообразующих минералов. Признаков растворения кристаллы графита не имеют, что характерно как для включений графита в породообразующих минералах, так и для графита рядом с кристаллом алмаза.

2) Впервые получены независимые оценки температуры (1000-1250 °C) и давления (4.7-7.2 ГПа) для графит- алмазсодержащих ксенолитов эклогитов по Grt-Cpx-Ky-Coe геотермобарометру (Ravna and Paquin, 2003), которые свидетельствуют о том, что кристаллизация графита происходила в поле стабильности алмаза. Образование симплектита, келифитовых кайм и ассоциации вторичных минералов связано с захватом и транспортировкой на поверхность кимберлитовым расплавом.

3) Впервые доказана сингенетичность включений графита в кристаллах алмаза из графит- алмазсодержащих эклогитов. Высокая степень агрегации азота в кристаллах алмаза и высокоупорядоченная структура включений графита свидетельствует о том, что графит может сохраняться в верхней мантии продолжительное время (\sim 1 млрд. лет), не перекристал-

лизовываясь в алмаз.

4) В исследованных образцах впервые изучены эпигенетичные включения графита вокруг минеральных включений в алмазе, свидетельствующие о высокотемпературном отжиге в поле стабильности графита при 1000 °C и 1.8 ГПа.

5) Полученные изотопные данные углерода из графит- алмазсодержащих ксенолитов имеют мантийные показатели, что является свидетельством общности источника углерода и Р-Т условий образования алмазаграфита.

6) Изотопные характеристики углерода для кристаллов алмаза из

алмаз- графитсодержащих ксенолитов демонстрируют широкие вариации от -4.04 до -16.14 %₀, указывающие как на мантийный, так и коровый источник углерода для алмаза.



Список принятых сокращений

Alm – альмандин	КЛ – катодолюминесценция		
Ab – альбит	K-Rit – калиевый рихтерит		
Ас – акмит	КР – спектроскопия комбина-		
	ционного рассеяния		
An – анортит	Knorr – кноррингит		
And – андрадит	Ку – кианит		
Ар – апатит	Ms – мусковит		
$\operatorname{Bt}-$ биотит	Ne – нефелин		
Cal – кальцит	Ol – оливин		
CaTs – кальциевая молекула	Орх – ортопироксен		
Чермака			
Сср – халькопирит	Or – ортоклаз		
Chl – хлорит	PIlm – пикроильменит		
Срх I – первичный клинопирок-	Pl – плагиоклаз		
СЕН			
сен Срх II – вторичный клинопи-	Pn – пентландит		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен	Pn – пентландит		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит	Pn – пентландит Ро – пирротин		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд Еn – энстанит	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд Еn – энстанит Fo – форстерит	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд Еn – энстанит Fo – форстерит Fs – феросилит	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил Sdl – содалит		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд En – энстанит Fo – форстерит Fs – феросилит Di – диопсид	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил Sdl – содалит Spl – шпинель		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд Еn – энстанит Fo – форстерит Fs – феросилит Di – диопсид Dia – алмаз	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил Sdl – содалит Spl – шпинель Sps – спессартин		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд En – энстанит Fo – форстерит Fs – феросилит Di – диопсид Dia – алмаз Djer – джерфишерит	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил Sdl – содалит Spl – шпинель Sps – спессартин Sulf – сульфид		
сен Срх II – вторичный клинопи- роксен Сое – коэсит Сrn – корунд En – энстанит Fo – форстерит Fs – феросилит Di – диопсид Dia – алмаз Djer – джерфишерит Gr – графит	Pn – пентландит Po – пирротин Py – пирит Qtz – кварц Rt – рутил Sdl – содалит Spl – шпинель Sps – спессартин Sulf – сульфид TiAnd – титанистый андрадит		

- Grs гроссуляр
 Ttn титанит

 Grt гранат
 UHPM метаморфизм сверхвысоких давлений

 GrtI – гранат первой генерации
 Uva – уваровит

 GrtII – гранат второй генерации
 Zr – циркон

 Hd – геденбергит
 ИК – инфракрасная спектроскопия

 Jd – жадеит
 Jd – жадеит
 - Kfs калиевый полевой шпат

Литература

- 1. Аранович, Л. Ю., Перчук, А. Л., 1989. Экспериментальное изучение равновесия клинопироксен+кварц+альбит в системе Na₂O-CaO-FeO-Al₂O₃-SiO₂ at 14-25 kbar and 900-1100 °C. Доклады Академии наук СССР 307, 1453–1457.
- 2.Бобриевич, А. П., 1959. Алмазные месторождения якутии. Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр.
- З.Бобриевич, А. П., Смирнов, Г. И., Соболев, В. С., 1959. Ксенолит эклогита с алмазами. Доклады Академии Наук СССР 126 (3), 637–640.
- 4.Бобриевич, А. П., Смирнов, Г. И., Соболев, В. С., 1960. К минералогии ксенолитов гроссулярпироксен-дистеновой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии. Геология и геофизика (3), 18–24.
- 5.Бокий, Г. Б., Шафрановский, И. И., 1986. Природные и синтетические алмазы. Наука.
- 6.Брахфогель, Ф. Ф., 1984. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. АН СССР. Сиб. отд-ние. Якутский фил.
- 7.Буланова, Г. П., 1993. Природный алмаз–генетические аспекты. Наука.
- 8.Буланова, Г. П., Варшавский, А. В., Лескова, Н. В., Никишова, Л. В., 1979. К вопросу о «центральных» включениях в природных алмазах. Доклады Академии Наук СССР 244 (3), 704–706.
- 9.Головин, А., Шарыгин, В., Похиленко, Н., 2007. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации. Петрология 15 (2), 178–195.
- 10.Добрецов, Н. Л., Соболев, В. С., Соболев, Н. В., Хлестов, В. В., 1974. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Недра 328.
- 11.Дэвис, Г. Л., Соболев, Н. В., Харькив, А. Д., 1980. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам. Доклады Академии Наук СССР 254 (1), 175-179.
- 12. Ефимова, Э. С., Соболев, Н. В., 1977. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии. Доклады Академии Наук СССР 237 (6), 1475–1478.
- 13.Ефимова, Э. С., Соболев, Н. В., Поспелова, Л. Н., 1983. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенеза. Зап. Всес. минерал. о-ва 112 (3), 300–310.
- 14.Зедгенизов, Д. А., Ефимова, Э. С., Логвинова, А. М., Шацкий, В. С., Соболев, Н. В., 2001. Включения ферропериклаза в микроалмазе из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия. Доклады Академии Наук 377 (3), 381–384.

- 15.Зинчук, Н. Н., Специус, З. В., Зуенко, В. В., Зуев, В. М., 1993. Кимберлитовая трубка Удачная. Вещественный состав и условия формирования. Новосибирск: Изд-во Новосибирского Университета.
- 16.Илупин, И. П., Ефимова, Э. С., Соболев, Н. В., Усова, Л. В., Саврасов, Д. И., Харькив, А. Д., 1982. Включения в алмазе из алмазоносного дунита. Доклады Академии Наук СССР 264 (2), 454-456.
- 17.Клюев, Ю. А., Дуденков, Ю. А., Непша, В. И., 1973. Некоторые особенности условий образования алмазов по формам их роста и распределению оптически-активных дефектов. Геохимия (7), 1029-1038.
- 18.Костровицкий, С. И., Морикио, Т., Серов, И. В., Яковлев, Д. А., Амиржанов, А. А., 2007. Изотопногеохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы. Геология и геофизика 48 (3), 350-371.
- 19.Кропотова, О. И., Федоренко, Б. В., 1970. Изотопный состав углерода алмаза и графита из эклогита. Геохимия (10), 1279.
20.Кухаренко, А. А., 1955. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат.

- 21. Лаврентьев, Ю. Г., Карманов, Н. С., Усова, Л. В., 2015. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? Геология и Геофизика 56(8), 1473-1482.
- 22.Литвин, Ю. А., 2009. Экспериментальные исследования физико-химических условий образования алмаза в мантийном веществе. Геология и геофизика 50 (12), 1530–1546.
- 23.Литвин, Ю. А., Чудиновских, Л. Т., Жариков, В. А., 1997. Кристаллизация алмаза и графита в мантийных щелочных-карбонатных расплавах в эксперименте при 7-11 ГПа. Доклады Академии Наук 355 (5), 669–672.
- 24. Логвинова, А. М., Тэйлор, Л. А., Федорова, Е. Н., Елисеев, А. П., Вирт, Р., Ховарт, Д., Реутский, В. Н., Соболев, Н. В., 2015. Уникальный ксенолит алмазоносного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): роль субдукции в образовании алмазов. Геология и геофизика 56 (1-2), 397 - 415.
- 25. Нечаев, Д. В., Хохряков, А. Ф., 2013. Образование эпигенетических включений графита в кристаллах алмаза: экспериментальные данные. Геология и геофизика 54 (4), 523–532.
- 26. Орлов, Ю. Л., 1984. Минералогия алмаза. М. Наука.
- 27.Пальянов, Ю. Н., Сокол, А. Г., Соболев, Н. В., 2005. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов. Геология и геофизика 46 (12), 1290–1303.
- 28. Пальянов, Ю. Н., Сокол, А. Г., Борздов, Ю. М., Соболев, Н. В., 1998. Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат-углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах. Геология и геофизика 39 (12), 1780–1792.
- 29.Пальянов, Ю. Н., Сокол, А. Г., Хохряков, А. Ф., Пальянова, Г. А., Борздов, Ю. М., Соболев, Н. В., 2000. Кристаллизация алмаза и графита в С-О-Н флюиде при Р-Т параметрах природного алмазообразования. Доклады Академии Наук 375 (3), 384–388.
- 30.Пальянов, Ю. Н., Сокол, А. Г., Хохряков, А. Ф., Соболев, Н. В., 2010. Экспериментальное исследование взаимодействия в системе со₂-с при мантийных pt-параметрах. Доклады Академии Наук 435(2), 240-243.
- 31.Пирсон, Д. Г., Келли, С. П., Похиленко, Н. П., Бойд, Ф. Р., 1997. Определение возрастов флогопитов из южноафриканских и сибирский кимберлитов и их ксенолитов лазерным 40 ar/ 39 ar методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов. Геология и геофизика 38, 100–111.
- 32.Пономаренко, А. И., 1975. Алькремиты-новая разновидность глиноземистых гипербазитов (ксенолиты из кимберлитовой трубки «Удачная»). Доклады Академии Наук СССР 225 (4), 928–931.
- 33. Пономаренко, А. И., 1977. Частичное плавление эклогитов (природные процессы). Доклады Академии Наук СССР 235 (6), 1416–1418.
- 34. Пономаренко, А. И., Лесков, Н. В., 1980. Особенности химического состава минералов алькремитов из кимберлитовой трубки Удачная. Доклады Академии Наук СССР 252 (3), 707–711.

- 35.Пономаренко, А. И., Соболев, Н. В., Похиленко, Н. П., Лаврентьев, Ю. Г., Соболев, В. С., 1976. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная», Якутия. Доклады Академии Наук СССР 226 (4), 927–930.
- 36.Пономаренко, А. И., Специус, З. В., Любушкин, В. А., 1977. Кианитовый эклогит с коэситом. Доклады Академии Наук СССР 236 (1), 200-203.
- 37. Пономаренко, А. И., Специус, З. В., Соболев, Н. В., 1980. Новый тип алмазоносных пород—гранатовые пироксениты. Доклады Академии Наук СССР 251 (2), 438–441.
- 38.Похиленко, Н. П., Соболев, Н. В., Ефимова, Э. С., 1982. Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки. Доклады Академии Наук СССР 266 (1), 212–216.
- 39. Похиленко, Н. П., Соболев, Н. В., Соболев, В. С., Лаврентьев, Ю. Г., 1976. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). Доклады Академии Наук СССР 231 (2), 438–441.

- 40.Сафонов, О. Г., Бутвина, В. Г., 2016. Реакции индикаторы активности k и na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование. Геохимия (10), 1–15.
- 41.Соболев, В. С., Най, Б. С., Соболев, Н. В., Лаврентьев, Ю. Г., Поспелова, Л. Н., 1969а. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал». Доклады Академии Наук СССР 188 (5), 1140–1143.
- 42.Соболев, В. С., Соболев, Н. В., 1964. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. Доклады Академии Наук СССР 158 (1), 108–111.
- 43.Соболев, В. С., Соболев, Н. В., Лаврентьев, Ю. Г., 1972. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита. Доклады Академии Наук СССР 207 (1), 164–167.
- 44.Соболев, Е. В., Ленская, С. В., Лисойван, В. И., Самсоненко, Н. Б., Соболев, В. С., 1966. Некоторые физические свойства алмазов из якутского эклогита. Доклады Академии Наук СССР 168 (5), 1151–1153.
- 45.Соболев, Е. В., Лисойван, В. И., 1972. О природе свойств алмазов промежуточного типа. Доклады Академии Наук СССР 204 (1), 88–91.
- 46.Соболев, Н. В., 1964. Ксенолит эклогита с рубином. Доклады Академии Наук СССР 157 (6).
- 47.Соболев, Н. В., 1974. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Наука. Сиб. отд-ние, Новосибирск.
- 48.Соболев, Н. В., Бартошинский, З. В., Ефимова, Э. С., Лаврентьев, Ю. Г., Поспелова, Л. Н., 1970. Ассоциация оливин-гранат-хромдиопсид из якутского алмаза. Доклады Академии Наук СССР 192 (6), 1349–1352.
- 49.Соболев, Н. В., Галимов, Э. М., Ивановская, И. Н., Ефимова, Э. С., 1979. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения. Доклады Академии Наук СССР 249 (5), 1217–1220.
- 50.Соболев, Н. В., Ефимова, Э. С., Коптиль, В. И., Лаврентьев, Ю. Г., Соболев, В. С., 1976. Включение коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах-первая находка парагенезиса коэсита. Доклады Академии Наук СССР 230 (6), 1442–1444.
- 51.Соболев, Н. В., Ефимова, Э. С., Реймерс, Л. Ф., Захарченко, О. Д., Махин, А. И., Усова, Л. В., 1997. Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции. Геология и геофизика 38 (2), 358–370.
- 52.Соболев, Н. В., Кузнецова, И. К., 1966. Минералогия алмазоносных эклогитов. Доклады Академии Наук СССР 167 (6), 1365–1368.
- 53.Соболев, Н. В., Лаврентьев, Ю. Г., Поспелова, Л. Н., Соболев, Е. В., 1969b. Хромовые пиропы из алмазов Якутии. Доклады Академии Наук СССР 189 (1), 162–165.
- 54.Соболев, Н. В., Логвинова, А. М., Ефимова, Э. С., 2009. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов. Геология и геофизика 50 (12), 1588–1606.
- 55.Соболев, Н. В., Логвинова, А. М., Лаврентьев, Ю. Г., Карманов, Н. С., Усова, Л. В., Козьменко,

- О. А., Рагозин, А. Л., 2011. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия. Доклады Академии Наук 439 (1), 102–105.
- 56.Соболев, Н. В., Похиленко, Н. П., Ефимова, Э. С., 1984. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов. Геология и геофизика (12), 63–80.
- 57.Соболев, Н. В., Похиленко, Н. П., Лаврентьев, Ю. Г., Усова, Л. В., 1975. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. Геология и геофизика 11, 7–24.
- 58.Соболев, Н. В., Соболев, А. В., Томиленко, А. А., Батанова, В. Г., Толстов, А. В., Логвинова, А. М., Кузьмин, Д. В., 2015а. Уникальные особенности состава вкраплеников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия. Доклады Академии Наук 463 (5), 587–591.

- 59.Соболев, Н. В., Соболев, А. В., Томиленко, А. А., Ковязин, С. В., Батанова, В. Г., Кузьмин, Д. В., 2015b. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита. Геология и геофизика 56 (1-2), 337–360.
- 60.Соболев, Н. В., Тэйлор, Л. А., Зуев, В. М., Безбородов, С. М., Снайдер, Г. А., Соболев, В. Н., Ефимова, Э. С., 1998. Особенности эклогитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия). Геология и геофизика 39 (12), 1667–1678.
- 61.Сокол, А. Г., Пальянов, Ю. Н., 2004. Кристаллизация алмаза во флюидных и карбонатно-флюидных системах при мантийных Р.Т параметрах. Часть 2. Особенности процессов алмазообразования (аналитический обзор экспериментальных данных). Геохимия (11), 1157–1172.
- 62.Сокол, А. Г., Пальянов, Ю. Н., Пальянова, Г. А., Томиленко, А. А., 2004. Кристаллизация алмаза во флюидных и карбонатно-флюидных системах при мантийных Р, Т параметрах. Часть 1. Состав флюида. Геохимия 42 (9), 1–10.
- 63.Специус, З. В., Богуш, И. Н., Ковальчук, О. Е., 2015. ИК-картирование алмазных пластин из ксенолитов эклогитов и перидотитов трубки Нюрбинская (Якутия): генетические следствия. Геология и геофизика 56 (1-2), 442–454.
- 64.Специус, З. В., Никишов, К. Н., Махотко, В. Ф., 1984. Кианитовый эклогит с санидином из кимберлитовой трубки Удачная. Доклады Академии Наук СССР 279 (1), 177–180.
- 65.Степанов, А. С., Шацкий, В. С., Зедгенизов, Д. А., Рагозин, А. Л., 2008. Особенности химической неоднородности в ксенолите алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная. Доклады Академии Наук 418 (6), 817–820.
- 66.Степанов, А. С., Шацкий, В. С., Зедгенизов, Д. А., Соболев, Н. В., 2007. Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная. Геология и Геофизика 48 (9), 974–988.
- 67.Суворов, В. Д., Мельник, Е. А., Манаков, А. В., 2005. Глубинное строение Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным ГСЗ и гравитационного моделирования (Западная Якутия). Физика Земли (5), 35–47.
- 68.Титков С В, Г. А. И., Солодова, Ю. П., Рябчиков, И. Д., Магазина, Л. О., Сивцов, А. В., Гасанов, М. Д., Седова, Е. А., Самосоров, Г. Г., 2006. Минеральные микровключения в алмазах кубического габитуса из месторождений Якутии по данным аналитической электронной микроскопии. Доклады Академии наук 410 (2), 255–258.
- 69. Томиленко, А. А., Ковязин, С. В., Похиленко, Л. Н., Соболев, Н. В., 2011. Силикатные глобулы в кианите гроспидитов из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия: проблема происхождения. Доклады Академии Наук 436 (2), 243–246.
- 70. Томиленко, А. А., Рагозин, А. Л., Шацкий, В. С., Шебанин, А. П., 2001. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов. Доклады Академии Наук 378 (6), 802–805.
- 71.Федорова, Е. Н., Логвинова, А. М., Лукьянова, Л. И., Соболев, Н. В., 2013. Типоморфные характеристики алмазов Урала по данным инфракрасной спектроскопии. Геология и геофизика 54 (12), 1871–1888.

- 72.Харькив, А. Д., Зинчук, Н. Н., Крючков, А. И., 1998. Коренные месторождения алмазов мира. ОАО"Изд-во"Недра"М.
- 73.Хохряков, А. Ф., Нечаев, Д. В., 2015. Типоморфные особенности включений графита в алмазе: экспериментальные данные. Геология и геофизика 56 (1-2), 300–307.
- 74.Хохряков, А. Ф., Пальянов, Ю. Н., Соболев, Н. В., 2001. Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: экспериментальные данные. Доклады Академии Наук 380 (5), 656–660.
- 75. Чепуров, А. И., Сонин, В. М., Логвинова, А. М., Чепуров, А. А., 2008. Температурные воздействия на сульфидные включения в алмазах. Геология и геофизика 49 (10), 978–983.
- 76.Ai, Y., 1994. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 115 (4), 467–473.

- 77.Akaishi, M., Kumar, M. S., Kanda, H., Yamaoka, S., 2000. Formation process of diamond from supercritical H₂O-CO₂ fluid under high pressure and high temperature conditions. Diamond and related materials 9 (12), 1945–1950.
- 78.Akaishi, M., Yamaoka, S., 2000. Crystallization of diamond from C–O–H fluids under high-pressure and high-temperature conditions. Journal of Crystal Growth 209 (4), 999–1003.
- 79.Anand, M., Taylor, L. A., Misra, K. C., Carlson, W. D., Sobolev, N. V., 2004. Nature of diamonds in Yakutian eclogites: views from eclogite tomography and mineral inclusions in diamonds. Lithos 77 (1), 333–348.
- 80. Anderson, D. L., 1989. Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications.
- 81. Aoki, I., Kushiro, I., 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. Contributions to Mineralogy and Petrology 18 (4), 326–337.
- 82.Appleyard, C. M., Bell, D. R., Le Roex, A. P., 2007. Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Rietfontein kimberlite, northern cape, South Africa. Contributions to mineralogy and petrology 154 (3), 309–333.
- 83.Appleyard, C. M., Viljoen, K., Dobbe, R., 2004. A study of eclogitic diamonds and their inclusions from the Finsch kimberlite pipe, South Africa. Lithos 77 (1), 317–332.
- 84.Aulbach, S., Griffin, W. L., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., 2013. Nature and timing of metasomatism in the stratified mantle lithosphere beneath the central slave craton (Canada). Chemical Geology 352, 153–169.
- 85.Aulbach, S., Pearson, N. J., O'reilly, S. Y., Doyle, B. J., 2007. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the central Slave craton, Canada. Journal of Petrology 48 (10), 1843–1873.
- 86.Aulbach, S., Stachel, T., Creaser, R. A., Heaman, L. M., Shirey, S. B., Muehlenbachs, K., Eichenberg, D., Harris, J. W., 2009. Sulphide survival and diamond genesis during formation and evolution of archaean subcontinental lithosphere: a comparison between the slave and kaapvaal cratons. Lithos 112, 747–757.
- 87.Bataleva, Y. V., Palyanov, Y. N., Borzdov, Y. M., Kupriyanov, I. N., Sokol, A. G., 2016. Synthesis of diamonds with mineral, fluid and melt inclusions. Lithos 265, 292–303.
- 88.Beard, B. L., Fraracci, K. N., Clayton, R. A., Mayeda, T. K., Snyder, G. A., Sobolev, N. V., Taylor, L. A., 1996. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. Contributions to Mineralogy and Petrology 125 (4), 293–310.
- 89.Beyer, C., Frost, D. J., Miyajima, N., 2015. Experimental calibration of a garnet-clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites. Contributions to Mineralogy and Petrology 169 (2), 1–21.
- 90.Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J. N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of metamorphic Geology 20 (9), 859–871.
- 91.Beyssac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., Rouzaud, J.-N., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy 59 (10), 2267–2276.
- 92.Bonney, T. G., 1899. The parent-rock of the diamond in South Africa. Proceedings of the Royal Society

- of London 65 (413-422), 223–236.
- 93.Bonney, T. G., 1900. Additional notes on boulders and other rock specimens from the newlands diamond mines, griqualand west. Proceedings of the Royal Society of London 67 (435-441), 475–484.
- 94.Bose, K., Ganguly, J., 1995. Quartz-coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500-1200 °C and retrieved thermochemical properties. American Mineralogist 80 (3-4), 231–238.
- 95.Bowen, D. C., Ferraris, R. D., Palmer, C. E., Ward, J. D., 2009. On the unusual characteristics of the diamonds from letšeng-la-terae kimberlites, Lesotho. Lithos 112, 767–774.
- 96.Boyd, F., Finnerty, A., 1980. Conditions of origin of natural diamonds of peridotite affinity. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 85 (B12), 6911–6918.

- 97.Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P., Pearson, D. G., Mertzman, S. A., Sobolev, N. V., Finger, L. W., 1997. Composition of the siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology 128 (2-3), 228–246.
- 98.Boyd, S. R., Mattey, D. P., Pillinger, C. T., Milledge, H. J., Mendelssohn, M., Seal, M., 1987. Multiple growth events during diamond genesis: an integrated study of carbon and nitrogen isotopes and nitrogen aggregation state in coated stones. Earth and Planetary Science Letters 86 (2), 341–353.
- 99.Boyd, S. R., Pineau, F., Javoy, M., 1994. Modelling the growth of natural diamonds. Chemical Geology 116 (1), 29–42.
- 100.Brey, G. P., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology 31 (6), 1353–1378.
- 101.Bulanova, G. P., 1995. The formation of diamond. Journal of Geochemical Exploration 53 (1), 1–23.
- 102.Bulanova, G. P., Griffin, W. L., Ryan, C. G., 1998. Nucleation environment of diamonds from Yakutian kimberlites. Mineralogical Magazine 62 (3), 409–419.
- 103.Bulanova, G. P., Pearson, D. G., Hauri, E. H., Griffin, B. J., 2002. Carbon and nitrogen isotope systematics within a sector-growth diamond from the mir kimberlite, yakutia. Chemical Geology 188 (1), 105–123.
- 104.Butenko, Y. V., Kuznetsov, V. L., Chuvilin, A. L., Kolomiichuk, V. N., Stankus, S. V., Khairulin, R. A., Segall, B., 2000. Kinetics of the graphitization of dispersed diamonds at "low"temperatures. Journal of Applied Physics 88 (7), 4380–4388.
- 105.Canil, D., Fedortchouk, Y., 1999. Garnet dissolution and the emplacement of kimberlites. Earth and Planetary Science Letters 167 (3), 227–237.
- 106.Cartigny, P., Harris, J. W., Javoy, M., 1998. Eclogitic diamond formation at Jwaneng: no room for a recycled component. Science 280 (5368), 1421–1424.
- 107. Cartigny, P., Harris, J. W., Javoy, M., 2001. Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of δ 13 C–N concentrations in diamonds. Earth and Planetary Science Letters 185 (1), 85–98.
- 108.Charette, J. J., 1961. Essai de classification des bandes d'absorption infrarouge du diamant. Physica 27 (11), 1061–1073.
- 109.Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geological Society of America Bulletin 76 (5), 483–508.
- 110.Coleman, R. G., Wang, X., Coleman, R. G., Wang, X., 1995. Overview of the geology and tectonics of uhpm. Ultrahigh pressure metamorphism, 1–32.
- 111.Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R., Siena, F., Upton, B., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian ocean. Journal of Petrology 40 (1), 133–165.
- 112.Craig, H., 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta 3 (2-3), 53–92.

- 113.Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochimica et cosmochimica acta 12 (1), 133–149.
- 114.Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., 2007. Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite. American Mineralogist 92 (2-3), 370–379.
- 115.Davies, G., 1994. Properties and growth of diamond. INSPEC, the Institution of Electrical Engineers, 1994.
- 116.Davydov, V. A., Rakhmanina, A. V., Agafonov, V., Narymbetov, B., Boudou, J.-P., Szwarc, H., 2004. Conversion of polycyclic aromatic hydrocarbons to graphite and diamond at high pressures. Carbon 42 (2), 261–269.

117.Dawson, J., Smith, J., 1975. Occurrence of diamond in a mica–garnet iherzolite xenolith from kimberlite.

118.Dawson, J. B., 2012. Kimberlites and their xenoliths. Vol. 15. Springer Science & Business Media.

- 119.Dawson, J. B., Stephens, W. E., 1975. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. The Journal of Geology, 589–607.
- 120.De Weerdt, F., Pal'yanov, Y. N., Collins, A. T., 2003. Absorption spectra of hydrogen in ¹3C diamond produced by high-pressure, high-temperature synthesis. Journal of Physics: Condensed Matter 15 (19), 3163.
- 121.Deines, P., 1980. The carbon isotopic composition of diamonds: relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition. Geochimica et Cosmochimica Acta 44 (7), 943–961.
- 122.Deines, P., 2002. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. Earth-Science Reviews 58 (3), 247–278.
- 123.Deines, P., Gurney, J. J., Harris, J. W., 1984. Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from finsch and premier kimberlite, south africa. Geochimica et Cosmochimica Acta 48 (2), 325–342.
- 124.Deines, P., Harris, J., Gurney, J., 1987. Carbon isotopic composition, nitrogen content and inclusion composition of diamonds from the Roberts Victor kimberlite, South Africa: Evidence for 13 c depletion in the mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta 51 (5), 1227–1243.
- 125.Deines, P., Harris, J. W., Robinson, D. N., Gurney, J. J., Shee, S. R., 1991. Carbon and oxygen isotope variations in diamond and graphite eclogites from Orapa, Botswana, and the nitrogen content of their diamonds. Geochimica et Cosmochimica Acta 55 (2), 515–524.
- 126.Drury, M. R., Van Roermund, H., 1989. Fluid assisted recrystallization in upper mantle peridotite xenoliths from kimberlites. Journal of Petrology 30 (1), 133–152.
- 127.El Fadili, S., Demaiffe, D., Gurney, J. J., 1999. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji Mayi kimberlites (Kasai, Congo): the significance of kyanite-omphacite intergrowths, 205–213.
- 128.Ellis, D. J., Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contributions to Mineralogy and Petrology 71 (1), 13–22.
- 129.Erlank, A. J., Waters, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S., Menzies, M., 1987. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the kimberley pipes, South Africa. Mantle metasomatism, 221–311.
- 130.Evans, T., Qi, Z., 1982. The kinetics of the aggregation of nitrogen atoms in diamond. Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences 381 (1780), 159–178.
- 131.Fallon, P. J., Brown, L. M., Barry, J. C., Bruley, J., 1995. Nitrogen determination and characterization in natural diamond platelets. Philosophical Magazine A 72 (1), 21–37.
- 132.Ferrari, A. C., Robertson, J., 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. Physical review B 61 (20), 14095.
- 133.Fuhrman, M. L., Lindsley, D. H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. American Mineralogist 73 (3-4), 201–215.

- 134.Furlong, K. P., Chapman, D. S., 2013. Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 41, 385–410.
- 135.Galimov, E. M., 1984. ¹³C/¹²C of diamonds: vertical zonality of diamond formation in the lithosphere. Proc. 27th Int. Geol. Cong 11 (11), 279–307.
- 136.Galimov, E. M., 1991. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation. Geochimica et Cosmochimica Acta 55 (6), 1697–1708.
- 137.Gasparik, T., Lindsley, D. H., 1980. Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 7 (1), 309–339.
- 138.Glinnemann, J., Kusaka, K., Harris, J. W., 2003. Oriented graphite single-crystal inclusions in diamond. Zeitschrift für Kristallographie/International journal for structural, physical, and chemical aspects of crystalline materials 218 (11/2003), 733–739.

- 139.Gréau, Y., Huang, J.-X., Griffin, W. L., Renac, C., Alard, O., O'Reilly, S. Y., 2011. Type I eclogites from Roberts Victor kimberlites: products of extensive mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 75 (22), 6927–6954.
- 140.Grütter, H. S., Gurney, J. J., Menzies, A. H., Winter, F., 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. Lithos 77 (1), 841–857.
- 141.Gurney, J. J., 1989. Diamonds. Kimberlites and related rocks 2, 935–965.
- 142.Gurney, J. J., 1990. The diamondiferous roots of our wandering continent. Trans. Geol. Society South Africa 93, 424–437.
- 143.Gurney, J. J., Helmstaedt, H., Le Roex, A., Nowicki, T., Richardson, S., Westerlund, K., 2005. Diamonds: crustal distribution and formation processes in time and space and an integrated deposit model. Economic Geology 100, 143–177.
- 144. Haggerty, S. E., 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. Nature, 34–38.
- 145.Haggerty, S. E., 1999. A diamond trilogy: superplumes, supercontinents, and supernovae. Science 285 (5429), 851–860.
- 146.Hainschwang, T., Fritsch, E., Notari, F., Rondeau, B., 2012. A new defect center in type Ib diamond inducing one phonon infrared absorption: the y center. Diamond and Related Materials 21, 120–126.
- 147.Hanrahan, M., Brey, G., Woodland, A., Altherr, R., Seitz, H.-M., 2009a. Towards a Li barometer for bimineralic eclogites: experiments in CMAS. Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2), 169–183.
- 148.Hanrahan, M., Brey, G., Woodland, A., Seitz, H.-M., Ludwig, T., 2009b. Li as a barometer for bimineralic eclogites: Experiments in natural systems. Lithos 112, 992–1001.
- 149.Harley, S. L., Carswell, D. A., 1995. Ultradeep crustal metamorphism: A prospective view. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100 (B5), 8367–8380.
- 150.Harlow, G. E., 1998. What is diamond? The Nature of Diamonds, 5–22.
- 151.Harris, J. W., 1972. Black material on mineral inclusions and in internal fracture planes in diamond. Contributions to Mineralogy and Petrology 35 (1), 22–33.
- 152.Harris, J. W., 1992. Diamond geology. The properties of natural and synthetic diamond, 345–393.
- 153.Harris, J. W., Gurney, J. J., 1979. Inclusions in diamond. The properties of diamond, 555–591.
- 154.Harris, J. W., Stachel, T., Léost, I., Brey, G. P., 2004. Peridotitic diamonds from Namibia: constraints on the composition and evolution of their mantle source. Lithos 77 (1), 209–223.
- 155.Harris, J. W., Vance, E. R., 1972. Inclusions in diamond. Contribution Mineralogy Petrology 115, 227–234.
- 156.Hasterok, D., Chapman, D. S., 2011. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 307 (1), 59–70.
- 157.Hatton, C. J., 1978. The geochemistry and origin of xenoliths from the Roberts Victor Mine. Ph.D.

thesis, Geochemistry–University of Cape Town.

- 158.Hatton, C. J., Gurney, J. J., 1979. A Diamond-Graphite Eclogite from the Roberts Victor Mine. The Mantle Sample: Inclusion in Kimberlites and Other Volcanics, 29–36.
- 159.Hayman, P. C., Kopylova, M. G., Kaminsky, F. V., 2005. Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato Grosso, Brazil). Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (4), 430–445.
- 160.Hill, S. J., 1989. A study of the diamonds and xenoliths from the Star kimberlite, Orange Free State, South Africa. publisher not identified.
- 161.Holland, T. J. B., 1980. The reaction albite= jadeite+ quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. American Mineralogist 65 (1-2), 129–134.
- 162.Holland, T. J. B., 1983. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. Contributions to Mineralogy and Petrology 82 (2-3), 214–220.

- 163.Howarth, G. H., Sobolev, N. V., Pernet-Fisher, J. F., Barry, P. H., Penumadu, D., Puplampu, S., Ketcham, R. A., Maisano, J. A., Taylor, D., Taylor, L. A., 2014. The secondary origin of diamonds: multi-modal radiation tomography of diamondiferous mantle eclogites. International Geology Review 56 (9), 1172–1180.
- 164.Howarth, G. H., Sobolev, N. V., Pernet-Fisher, J. F., Ketcham, R. A., Maisano, J. A., Pokhilenko, L. N., Taylor, D., Taylor, L. A., 2015. 3-d X-ray tomography of diamondiferous mantle eclogite xenoliths, Siberia: A review. Journal of Asian Earth Sciences 101, 39–67.
- 165.Huang, J.-X., Griffin, W. L., Gréau, Y., O'Reilly, S. Y., 2012. Seeking the primary compositions of mantle xenoliths: isotopic and elemental consequences of sequential leaching treatments on an eclogite suite. Chemical Geology 328, 137–148.
- 166.Hunter, R. H., Taylor, L. A., 1982. Instability of garnet from the mantle: glass as evidence of metasomatic melting. Geology 10 (12), 617–620.
- 167.Jacob, D., Jagoutz, E., Lowry, D., Mattey, D., Kudrjavtseva, G., 1994. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of archean oceanic crust. Geochimica et Cosmochimica Acta 58 (23), 5191–5207.
- 168.Jacob, D. E., Foley, S. F., 1999. Evidence for archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths. Lithos 48 (1), 317–336.
- 169.Jacob, D. E., Viljoen, K. S., Grassineau, N. V., 2009. Eclogite xenoliths from kimberley, South Africa—a case study of mantle metasomatism in eclogites. Lithos 112, 1002–1013.
- 170. Jaques, A. L., Lewis, J. D., Smith, C. B., 1986. The kimberlites and lamproites of Western Australia. No. 132. US Government Printing Office.
- 171.Jerde, E. A., Taylor, L. A., Crozaz, G., Sobolev, N. V., Sobolev, V. N., 1993. Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology 114 (2), 189–202.
- 172.Kamenetsky, M. B., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S., Maas, R., Danyushevsky, L. V., Thomas, R., Pokhilenko, N. P., Sobolev, N. V., 2004. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle. Geology 32 (10), 845–848.
- 173.Kamenetsky, V. S., Kamenetsky, M. B., Weiss, Y., Navon, O., Nielsen, T. F., Mernagh, T. P., 2009. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? comparison with kimberlites from the slave craton (Canada) and sw Greenland. Lithos 112, 334–346.
- 174.Kaminsky, F. V., Khachatryan, G. K., 2004. The relationship between the distribution of nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth. Lithos 77 (1), 255–271.
- 175.Kanda, H., Fukunaga, O., 1982. Growth of large diamond crystals. High-Pressure Research in Geophysics, Academic Press, Tokyo, 525–535.
- 176.Kennedy, D., 1976. Form and substance in private law adjudication. Harvard Law Review 89 (8), 1685– 1778.
- 177.Kesson, S. E., Ringwood, A. E., 1989. Slab-mantle interactions: 2. the formation of diamonds. Chemical Geology 78 (2), 97–118.

178.Khokhryakov, A. F., Nechaev, D. V., Sokol, A. G., Pal'yanov, Y. N., 2009. Formation of various types of graphite inclusions in diamond: Experimental data. Lithos 112, 683–689.

179.Kiflawi, I., Bruley, J., 2000. The nitrogen aggregation sequence and the formation of voidites in diamond. Diamond and related materials 9 (1), 87–93.

180.Kinny, P. D., Griffin, B. J., Heaman, L. M., Brakhfogel, F. F., Spetsius, Z. V., 1997. SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites. Russian geology and geophysics 38, 97–105.

181.Kirkley, M. B., Gurney, J. J., Levinson, A. A., 1991. Age, origin, and emplacement of diamonds; scientific advances in the last decade. Gems and gemology 27 (1), 2–25.

182.Klein-BenDavid, O., Wirth, R., Navon, O., 2006. Tem imaging and analysis of microinclusions in diamonds: a close look at diamond-growing fluids. American Mineralogist 91 (2-3), 353–365.

- 183.Kopylova, M., Navon, O., Dubrovinsky, L., Khachatryan, G., 2010. Carbonatitic mineralogy of natural diamond-forming fluids. Earth and Planetary Science Letters 291 (1), 126–137.
- 184.Korsakov, A. V., Perraki, M., Zedgenizov, D. A., Bindi, L., Vandenabeele, P., Suzuki, A., Kagi, H., 2010. Diamond–graphite relationships in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan. Journal of Petrology 51, 763–783.
- 185.Korsakov, A. V., Zhimulev, E. I., Mikhailenko, D. S., Demin, S. P., Kozmenko, O. A., 2015. Graphite pseudomorphs after diamonds: An experimental study of graphite morphology and the role of H2O in the graphitisation process. Lithos 236, 16–26.
- 186.Leost, I., Stachel, T., Brey, G., Harris, J., Ryabchikov, I., 2003. Diamond formation and source carbonation: mineral associations in diamonds from Namibia. Contributions to Mineralogy and Petrology 145 (1), 15–24.
- 187.Lespade, P., Al-Jishi, R., Dresselhaus, M. S., 1982. Model for Raman scattering from incompletely graphitized carbons. Carbon 20 (5), 427–431.
- 188.Liou, J. G., Zhang, R., Ernst, W. G., 1994. An introduction to ultrahigh-pressure metamorphism. Island Arc 3 (1), 1–24.
- 189.Liu, Y., Taylor, L. A., Sarbadhikari, A. B., Valley, J. W., Ushikubo, T., Spicuzza, M. J., Kita, N., Ketcham, R. A., Carlson, W., Shatsky, V., et al., 2009. Metasomatic origin of diamonds in the world's largest diamondiferous eclogite. Lithos 112, 1014–1024.
- 190.Logvinova, A. M., Wirth, R., Fedorova, E. N., Sobolev, N. V., 2008. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation. European Journal of Mineralogy 20 (3), 317–331.
- 191.Low, I. M., McPherson, R., 1989. The origins of mullite formation. Journal of materials science 24 (3), 926–936.
- 192.Luth, R. W., 1999. Carbon and carbonates in the mantle. Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R.(Joe) Boyd 6, 297–316.
- 193.Luth, R. W., 2001. Experimental determination of the reaction aragonite+ magnesite= dolomite at 5 to 9 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology 141 (2), 222–232.
- 194.Macgregor, I. D., Carter, J., 1970. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa. Physics of the Earth and Planetary Interiors 3, 391–397.
- 195.MacGregor, I. D., Manton, W. I., 1986. Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 91 (B14), 14063–14079.
- 196.Mc Kenna, N., Gurney, J., Klump, J., Davidson, J., 2004. Aspects of diamond mineralisation and distribution at the Helam mine, South Africa. Lithos 77 (1), 193–208.
- 197.McCandless, T. E., Gurney, J. J., 1989. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. GROUP 2, 30.
- 198.Meyer, H. O. A., 1985. Genesis of diamond: a mantle saga. American Mineralogist 70, 344–355.

199.Meyer, H. O. A., 1987. Inclusions in diamond. Mantle xenoliths, 501–522.

- 200.Meyer, H. O. A., Boyd, F. R., 1968. Mineral inclusions in diamonds. Carnegie Institution of Washington Year Book 67, 130–135.
- 201.Meyer, H. O. A., Boyd, F. R., 1972. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochimica et Cosmochimica Acta 36 (11), 1255–1273.
- 202.Milledge, H. J., Mendelssohn, M. J., Seal, M., Rouse, J. E., Swart, P. K., Pillinger, C. T., 1983. Carbon isotopic variation in spectral type ii diamonds. Nature 303, 791.
- 203.Misra, K. C., Anand, M., Taylor, L. A., Sobolev, N. V., 2004. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia. Contributions to Mineralogy and Petrology 146 (6), 696–714.

- 204.Moore, A. E., 2009. Type II diamonds: Flamboyant megacrysts? South African Journal of Geology 112 (1), 23–38.
- 205. Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Journal 14 (5), 198–221.
- 206.Naemura, K., Ikuta, D., Kagi, H., Odake, S., Ueda, T., Ohi, S., Kobayashi, T., Svojtka, M., Hirajima, T., 2011. Diamond and other possible ultradeep evidence discovered in the orogenic spinel-garnet peridotite from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czech Republic. Ultrahigh-Pressure Metamorphism 25, 77–124.
- 207.Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. Journal of Metamorphic Geology 27 (7), 495–508.
- 208.Nasdala, L., Brenker, F. E., Glinnemann, J., Hofmeister, W., Gasparik, T., Harris, J. W., Stachel, T., Reese, I., 2003. Spectroscopic 2D-tomography Residual pressure and strain around mineral inclusions in diamonds. European Journal of Mineralogy 15 (6), 931–935.
- 209.Nasdala, L., Hofmeister, W., Harris, J. W., Glinnemann, J., 2005. Growth zoning and strain patterns inside diamond crystals as revealed by Raman maps. American Mineralogist 90 (4), 745–748.
- 210.Navon, O., 1999. Diamond formation in the Earth's mantle. In: Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. Vol. 2. Cape Town: Red Roof Design, pp. 584–604.
- 211.Navon, O., Hutcheon, I. D., Rossman, G. R., Wasserburg, G. J., 1988. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. Nature 335, 784–789.
- 212.Navon, O., Klein-BenDavid, O., Weiss, Y., 2008. Diamond-forming fluids: their origin and evolution. In: 9th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, A-00121, Frankfurt, Germany.
- 213.Nemanich, R. J., Solin, S. A., 1979. First-and second-order raman scattering from finite-size crystals of graphite. Physical Review B 20 (2), 392.
- 214.Nickel, K. G., Green, D. H., 1985. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. Earth and Planetary Science Letters 73 (1), 158–170.
- 215.Nimis, P., Taylor, W. R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. part i. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (5), 541–554.
- 216.O'brien, P., Rötzler, J., 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. Journal of Metamorphic Geology 21 (1), 3–20.
- 217.Pal'yanov, N., Sokol, A., Borzdov, M., Khokhryakov, A., 2002a. Fluid-bearing alkaline carbonate melts as the medium for the formation of diamonds in the earth's mantle: an experimental study. Lithos 60 (3), 145–159.
- 218.Pal'yanov, Y. N., Borzdov, Y. M., Khokhryakov, A. F., Kupriyanov, I. N., Sobolev, N. V., 2006. Sulfide melts–graphite interaction at HPHT conditions: Implications for diamond genesis. Earth and Planetary Science Letters 250 (1), 269–280.
- 219. Palyanov, Y. N., Borzdov, Y. M., Kupriyanov, I. N., Khokhryakov, A. F., 2012. Effect of H₂O on diamond

crystal growth in metal–carbon systems. Crystal Growth & Design 12 (11), 5571–5578.

220.Palyanov, Y. N., Khokhryakov, A. F., Borzdov, Y. M., Kupriyanov, I. N., 2013. Diamond growth and morphology under the influence of impurity adsorption. Crystal Growth & Design 13 (12), 5411–5419.

221.Palyanov, Y. N., Kupriyanov, I. N., Sokol, A. G., Borzdov, Y. M., Khokhryakov, A. F., 2016. Effect of co₂ on crystallization and properties of diamond from ultra-alkaline carbonate melt. Lithos 265, 339–350.

222.Palyanov, Y. N., Kupriyanov, I. N., Sokol, A. G., Khokhryakov, A. F., Borzdov, Y. M., 2011. Diamond growth from a phosphorus–carbon system at high pressure high temperature conditions. Crystal Growth & Design 11 (6), 2599–2605.

223.Palyanov, Y. N., Shatsky, V. S., Sobolev, N. V., Sokol, A. G., 2007. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation. Proceedings of the National Academy of Sciences 104 (22), 9122–9127.

- 224.Pal'yanov, Y. N., Sokol, A., Borzdov, Y. M., Khokhryakov, A. F., Shatsky, A. F., Sobolev, N. V., 1999a. The diamond growth from Li₂CO₃, Na₂CO₃, K₂CO₃ and Cs₂CO₃ solvent-catalysts at P=7 GPa and T=1700-1750 °C. Diamond and Related Materials 8 (6), 1118–1124.
- 225.Pal'yanov, Y. N., Sokol, A. G., 2009. The effect of composition of mantle fluids/melts on diamond formation processes. Lithos 112, 690–700.
- 226.Pal'yanov, Y. N., Sokol, A. G., Borzdov, Y. M., Khokhryakov, A. F., Sobolev, N. V., 1999b. Diamond formation from mantle carbonate fluids. Nature 400 (6743), 417–418.
- 227.Pal'yanov, Y. N., Sokol, A. G., Borzdov, Y. M., Khokhryakov, A. F., Sobolev, N. V., 2002b. Diamond formation through carbonate-silicate interaction. American Mineralogist 87 (7), 1009–1013.
- 228.Pasteris, J. D., Wopenka, B., 2003. Necessary, but not sufficient: Raman identification of disordered carbon as a signature of ancient life. Astrobiology 3 (4), 727–738.
- 229.Pearson, D. G., Boyd, F. R., Haggerty, S. E., Pasteris, J. D., Field, S. W., Nixon, P. H., Pokhilenko, N. P., 1994. The characterisation and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study. Contributions to Mineralogy and Petrology 115 (4), 449–466.
- 230.Pernet-Fisher, J. F., Howarth, G. H., Liu, Y., Barry, P. H., Carmody, L., Valley, J. W., Bodnar, R. J., Spetsius, Z. V., Taylor, L. A., 2014. Komsomolskaya diamondiferous eclogites: evidence for oceanic crustal protoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology 167 (3), 1–17.
- 231.Perrillat, J. P., Daniel, I., Lardeaux, J.-M., Cardon, H., 2003. Kinetics of the coesite–quartz transition: application to the exhumation of ultrahigh-pressure rocks. Journal of Petrology 44 (4), 773–788.
- 232.Phillips, D., Harris, J., Viljoen, K., 2004. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from de beers pool diamonds, kimberley, south Africa. Lithos 77 (1), 155–179.
- 233.Pokhilenko, N. P., Sobolev, N. V., Kuligin, S. S., Shimizu, N., 1999. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. In: Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. Vol. 2. Red Roof Design Cape Town, pp. 689–698.
- 234.Pokhilenko, N. P., Sobolev, N. V., Lavrent'ev, Y. G., 1977. Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites. In: 2nd International Kimberlite Conference, Santa Fe, USA, Extended Abstracts.
- 235.Pollack, H. N., Chapman, D. S., 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. Tectonophysics 38 (3), 279–296.
- 236.Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. Journal of metamorphic Geology 3 (3), 231–243.
- 237.Prinz, M., Manson, D. V., Hlava, P. F., Keil, K., 1975. Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. Physics and Chemistry of the Earth 9, 797–815.
- 238.Pyle, J. M., Haggerty, S. E., 1998. Eclogites and the metasomatism of eclogites from the Jagersfontein kimberlite: Punctuated transport and implications for alkali magmatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (7), 1207–1231.

239.Ravna, E. J. K., Paquin, J., 2003. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. EMU notes in mineralogy 5 (8), 229–259.

240.Ravna, K., 2000. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-mg geothermometer: an updated calibration. Journal of metamorphic Geology 18 (2), 211–219.

- 241.Reutsky, V. N., Borzdov, Y. M., Palyanov, Y. N., 2012. Effect of diamond growth rate on carbon isotope fractionation in Fe–Ni–C system. Diamond and Related Materials 21, 7–10.
- 242.Riches, A. J. V., Liu, Y., Day, J. M., Spetsius, Z. V., Taylor, L. A., 2010. Subducted oceanic crust as diamond hosts revealed by garnets of mantle xenoliths from Nyurbinskaya, Siberia. Lithos 120 (3), 368–378.

- 243.Robertson, R., Fox, J. J., Martin, A. E., 1934. Two types of diamond. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character 232, 463–535.
- 244.Robinson, D. N., 1979. Diamond and graphite in eclogite xenoliths from kimberlite. The Mantle Sample: Inclusion in Kimberlites and Other Volcanics, 50–58.
- 245.Rollion-Bard, C., Mangin, D., Champenois, M., 2007. Development and application of oxygen and carbon isotopic measurements of biogenic carbonates by ion microprobe. Geostandards and Geoanalytical Research 31 (1), 39–50.
- 246.Ryabchikov, I. D., Schreyer, W., Abraham, K., 1982. Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines at mantle pressures and temperatures. Contributions to Mineralogy and Petrology 79 (1), 80–84.
- 247.Schrauder, M., Koeberl, C., Navon, O., 1996. Trace element analyses of fluid-bearing diamonds from Jwaneng, Botswana. Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (23), 4711–4724.
- 248.Schrauder, M., Navon, O., 1994. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. Geochimica et Cosmochimica Acta 58 (2), 761–771.
- 249.Schulze, D. J., Valley, J. W., Viljoen, K. S., Stiefenhofer, J., Spicuzza, M., 1997. Carbon isotope composition of graphite in mantle eclogites. The Journal of Geology 105 (3), 379–386.
- 250.Sharma, S. K., Mao, H. K., Bell, P. M., Xu, J. A., 1985. Measurement of stress in diamond anvils with micro-Raman spectroscopy. Journal of Raman spectroscopy 16 (5), 350–352.
- 251.Shatskiy, A., Borzdov, Y. M., Litasov, K. D., Kupriyanov, I. N., Ohtani, E., Palyanov, Y. N., 2014. Phase relations in the system FeCO₃-CaCO₃ at 6 GPa and 900–1700 ^oc and its relation to the system CaCO₃-FeCO₃-MgCO₃. American Mineralogist 99 (4), 773–785.
- 252.Shatsky, V., Ragozin, A., Zedgenizov, D., Mityukhin, S., 2008. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe. Lithos 105 (3), 289–300.
- 253.Shervais, J. W., Taylor, L. A., Lugmair, G. W., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Korotev, R. L., 1988. Early proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa. Geological Society of America Bulletin 100 (3), 411–423.
- 254. Shimizu, N., Sobolev, N. V., 1995. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe. Nature.
- 255.Shirey, S. B., Cartigny, P., Frost, D. J., Keshav, S., Nestola, F., Nimis, P., Pearson, D. G., Sobolev, N. V., Walter, M. J., 2013. Diamonds and the geology of mantle carbon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 75 (1), 355–421.
- 256.Simakov, S. K., 2008. Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites. Lithos 106 (1), 125–136.
- 257.Smith, W. V., Sorokin, P. P., Gelles, I. L., Lasher, G. J., 1959. Electron-spin resonance of nitrogen donors in diamond. Physical Review 115 (6), 1546.
- 258.Snyder, G. A., Taylor, L. A., Crozaz, G., Halliday, A. N., Beard, B. L., Sobolev, V. N., Sobolev, N. V., 1997. The origins of Yakutian eclogite xenoliths. Journal of Petrology 38 (1), 85–113.

259.Snyder, G. A., Taylor, L. A., Jerde, E. A., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Deines, P., Rossman, G. R., Sobolev, N. V., 1995. Archean mantle heterogeneity and the origin of diamondiferous eclogites, siberia: evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet. American Mineralogist 80 (7-8), 799–809.

- 260.Sobolev, A. V., Sobolev, N. V., Smith, C. B., Dubessy, J., 1989. Fluid and melt compositions in lamproites and kimberlites based on the study of inclusions in olivine. In: Proceedings of the 4th International Kimber lite Conference. Kimberlites and Related Rocks. pp. 220–240.
- 261.Sobolev, N. V., Fursenko, B. A., Goryainov, S. V., Shu, J., Hemley, R. J., Mao, H.-k., Boyd, F. R., 2000. Fossilized high pressure from the earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer. Proceedings of the National Academy of Sciences 97 (22), 11875–11879.
- 262.Sobolev, N. V., Kaminsky, F. V., Griffin, W. L., Yefimova, E. S., Win, T. T., Ryan, C. G., Botkunov, A. I., 1997. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. Lithos 39 (3), 135–157.

- 263.Sobolev, N. V., Logvinova, A. M., Zedgenizov, D. A., Seryotkin, Y. V., Yefimova, E., Floss, C., Taylor, L., 2004. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study. Lithos 77 (1), 225–242.
- 264.Sobolev, N. V., Shatsky, V. S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. Nature 343 (6260), 742–746.
- 265.Sobolev, N. V., Yefimova, E. S., 2000. Composition and petrogenesis of ti-oxides associated with diamonds. International Geology Review 42 (8), 758–767.
- 266.Sobolev, V. N., Taylor, L. A., Snyder, G. A., Sobolev, N. V., 1994. Diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. International Geology Review 36 (1), 42–64.
- 267.Sokol, A. G., Borzdov, Y. M., Pal'yanov, Y. N., Khokhryakov, A. F., Sobolev, N. V., 2001a. An experimental demonstration of diamond formation in the dolomite-carbon and dolomite-fluid-carbon systems. European Journal of Mineralogy 13 (5), 893–900.
- 268.Sokol, A. G., Pal'yanov, Y. N., 2008. Diamond formation in the system MgO–SiO₂–H₂O–C at 7.5 GPa and 1,600 °C. Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (1), 33–43.
- 269.Sokol, A. G., Pal'yanov, Y. N., Pal'yanova, G. A., Khokhryakov, A. F., Borzdov, Y. M., 2001b. Diamond and graphite crystallization from C–O–H fluids under high pressure and high temperature conditions. Diamond and Related Materials 10 (12), 2131–2136.
- 270.Sokol, A. G., Palyanova, G. A., Palyanov, Y. N., Tomilenko, A. A., Melenevsky, V. N., 2009. Fluid regime and diamond formation in the reduced mantle: Experimental constraints. Geochimica et Cosmochimica Acta 73 (19), 5820–5834.
- 271.Solin, S. A., Ramdas, A. K., 1970. Raman spectrum of diamond. Physical Review B 1 (4), 1687.
- 272.Spera, F. J., 1984. Carbon dioxide in petrogenesis iii: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 88 (3), 217–232.
- 273.Spetsius, Z. V., 1995. Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian platform. Journal of Geochemical Exploration 53 (1), 25–39.
- 274. Spetsius, Z. V., 1999. Two generations of diamonds in eclogite xenoliths from Yakutia 2, 823–828.
- 275.Spetsius, Z. V., 2004. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia. Lithos 77 (1), 525–538.
- 276.Spetsius, Z. V., de Vries, D. F. W., Davies, G. R., 2009. Combined c isotope and geochemical evidence for a recycled origin for diamondiferous eclogite xenoliths from kimberlites of Yakutia. Lithos 112, 1032–1042.
- 277.Spetsius, Z. V., Taylor, L. A., 2002. Partial melting in mantle eclogite xenoliths: connections with diamond paragenesis. International Geology Review 44 (11), 973–987.
- 278.Stachel, T., Harris, J., 2008. The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions. Ore Geology Reviews 34 (1), 5–32.
- 279.Stachel, T., Harris, J. W., Muehlenbachs, K., 2009. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds.

Lithos 112, 625–637.

280.Sunagawa, I., 1984. Morphology of natural and synthetic diamond crystals. Materials science of the earth's interior, 303–330.

281.Sunagawa, I., 1990. Growth and morphology of diamond crystals under stable and metastable contitions. Journal of Crystal Growth 99 (1), 1156–1161.

282.Switzer, G., Melson, W. G., 1969. Partially melted kyanite eclogite from Roberts Victor mine, South Africa. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences 1, 1–9.

283.Syracuse, E. M., van Keken, P. E., Abers, G. A., 2010. The global range of subduction zone thermal models. Physics of the Earth and Planetary Interiors 183 (1), 73–90.

284.Taylor, L. A., Anand, M., 2004. Diamonds: time capsules from the Siberian mantle. Chemie der Erde-Geochemistry 64 (1), 1–74.

- 285.Taylor, L. A., Keller, R. A., Snyder, G. A., Wang, W., Carlson, W. D., Hauri, E. H., Mccandless, T., Kim, K.-R., Sobolev, N. V., Bezborodov, S. M., 2000. Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: A detailed "pull-apart" of a diamondiferous eclogite. International Geology Review 42 (11), 959–983.
- 286.Taylor, L. A., Milledge, H. J., Bulanova, G. P., Snyder, G. A., Keller, R. A., 1998. Metasomatic eclogitic diamond growth: evidence from multiple diamond inclusions. International Geology Review 40 (8), 663–676.
- 287.Taylor, L. A., Neal, C. R., 1989. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography, and whole rock chemistry. The Journal of Geology 97, 551–567.
- 288.Taylor, L. A., Snyder, G. A., Keller, R., Remley, D. A., Anand, M., Wiesli, R., Valley, J., Sobolev, N. V., 2003. Petrogenesis of group a eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia. Contributions to Mineralogy and Petrology 145 (4), 424–443.
- 289.Taylor, W. R., 1998. An experimental test of some geothermometer and geobaro-meter formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, 381–408.
- 290.Taylor, W. R., Gurney, J. J., Milledge, H. J., 1995. Nitrogen aggregation and cathodoluminescence characteristics of diamonds from the point lake kimberlite pipe, slave province, nwt, canada. 6th IKC Extended Abstract, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Russia, 614–616.
- 291. Taylor, W. R., Jaques, A. L., Ridd, M., 1990. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds. American Mineralogist 75, 1290–1310.
- 292. Thomson, A. R., Walter, M. J., Kohn, S. C., Brooker, R. A., 2016. Slab melting as a barrier to deep carbon subduction. Nature 529 (7584), 76–79.
- 293.Tomlinson, E., De Schrijver, I., De Corte, K., Jones, A. P., Moens, L., Vanhaecke, F., 2005. Trace element compositions of submicroscopic inclusions in coated diamond: a tool for understanding diamond petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (19), 4719–4732.
- 294. Tuinstra, F., Koenig, J. L., 1970. Raman spectrum of graphite. The Journal of Chemical Physics 53 (3), 1126–1130.
- 295.Viljoen, K., 2002. An infrared investigation of inclusion-bearing diamonds from the Venetia kimberlite, northern province, south africa: implications for diamonds from craton-margin settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 144, 98–108.
- 296.Wagner, P. A., 1909. The geology and mineral industry of South-West Africa. No. 7. Government printing and stationery office.
- 297.Wang, Y., Alsmeyer, D. C., McCreery, R. L., 1990. Raman spectroscopy of carbon materials: structural basis of observed spectra. Chemistry of Materials 2 (5), 557–563.
- 298. Williams, A. F., 1932. The genesis of the diamond. Vol. 1. E. Benn limited.
- 299. Wilshire, H. G., Binns, R. A., 1961. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of new south

wales. Journal of petrology 2(2), 185-208.

300.Woods, G. S., 1986. Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds 407 (1832), 219–238.

301.Woods, G. S., Collins, A. T., 1983. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamonds. Journal of Physics and Chemistry of Solids 44 (5), 471–475.

302.Wopenka, B., Pasteris, J. D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. The American Mineralogist 78 (5-6), 533–557.

303.Wyllie, P. J., Ryabchikov, I. D., 2000. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. Journal of Petrology 41 (7), 1195–1206.

304.Yamaoka, S., Kumar, M. D. S., Akaishi, M., Kanda, H., 2000. Reaction between carbon and water under diamond-stable high pressure and high temperature conditions. Diamond and Related Materials 9 (8), 1480–1486.

- 305.Yamaoka, S., Kumar, M. D. S., Kanda, H., Akaishi, M., 2002a. Crystallization of diamond from CO₂ fluid at high pressure and high temperature. Journal of crystal growth 234 (1), 5–8.
- 306.Yamaoka, S., Kumar, M. D. S., Kanda, H., Akaishi, M., 2002b. Thermal decomposition of glucose and diamond formation under diamond-stable high pressure-high temperature conditions. Diamond and related materials 11 (1), 118–124.
- 307.Zaitsev, A. M., 2013. Optical properties of diamond: a data handbook. Springer Science & Business Media.
- 308.Zedgenizov, D. A., Harte, B., 2004. Microscale variations of δ 13 C and N content within a natural diamond with mixed-habit growth. Chemical geology 205 (1), 169–175.
- 309.Zedgenizov, D. A., Harte, B., Shatsky, V. S., Politov, A. A., Rylov, G. M., Sobolev, N. V., et al., 2006. Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth. Contributions to Mineralogy and Petrology 151 (1), 45–57.
- 310.Zedgenizov, D. A., Kagi, H., Shatsky, V. S., Sobolev, N. V., 2004. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy. Mineralogical Magazine 68 (1), 61–73.
- 311.Zhang, Y., 1998. Mechanical and phase equilibria in inclusion–host systems. Earth and Planetary Science Letters 157 (3), 209–222.
- 312.Ziberna, L., Nimis, P., Zanetti, A., Marzoli, A., Sobolev, N. V., 2013. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite. Journal of Petrology 54 (11), 2379–2409.