

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННО БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

**ШАРЫГИН Игорь Сергеевич**

**Акцессорные минералы  
ксенолитов деформированных перидотитов  
из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия):  
происхождение и петрогенетическое значение**

25.00.05 – минералогия, кристаллография

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков  
полезных ископаемых

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:  
д.г.-м.н. Похиленко Н.П.  
к.г.-м.н. Головин А.В.

НОВОСИБИРСК – 2014

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Страница
<b>Введение</b>	4
<b>Список сокращений</b>	9
<b>Глава 1. Состояние проблемы изучения акцессорных минералов в мантийных ксенолитах из кимберлитов (обзор литературы)</b>	11
<b>Глава 2. Характеристика объекта исследований</b>	17
2.1. Краткий очерк геологического строения Далдыно-Алакитского района	17
2.2. Геологическое строение трубки Удачная	21
2.3. Неизмененные кимберлиты трубки Удачная-Восточная	25
2.4. Деформированные перидотиты: обоснование выбора объекта исследований	28
2.5. Минералого-петрографическое описание исследованных ксенолитов	33
<b>Глава 3. Методы исследования</b>	40
<b>Глава 4. Акцессорные минералы из полиминеральных сульфидных включений в породообразующих минералах ксенолитов</b>	44
<b>Глава 5. Акцессорные минералы во вторичных расплавных и флюидных включений в породообразующих минералах ксенолитов</b>	52
5.1. Расплавные включения в оливине	52
<i>5.1.1. Общая характеристика расплавных включений</i>	52
<i>5.1.2. Термометрические исследования расплавных включений</i>	56
<i>5.1.3. Криометрические исследования расплавных включений</i>	66
<i>5.1.4. Исследование расплавных включений методом спектроскопии комбинационного рассеяния света</i>	66
<i>5.1.5. Химический состав минералов расплавных включений</i>	83
5.2. Вторичные флюидные включения в ортопироксене	91
5.3. Заключение	95
<b>Глава 6. Акцессорные минералы в межзерновом пространстве ксенолитах</b>	100
6.1. Первичные Fe-Ni-Cu-сульфиды в межзерновом пространстве ксенолитов	100
6.2. Наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил	102
<i>6.2.1. Общая характеристика</i>	102
<i>6.2.2. Состав минералов</i>	102
6.3. Реакционные каймы на породообразующих минералах	116
<i>6.3.1. Реакционные каймы на породообразующем оливине</i>	116
<i>6.3.2. Реакционные каймы на породообразующем гранате</i>	116
<i>6.3.3. Реакционные каймы на породообразующем клинопироксене</i>	122
<i>6.3.4. Реакционные каймы на породообразующем ортопироксене</i>	124

<b>Глава 7. Происхождение и петрогенетическое значение акцессорных минералов ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная</b>	130
7.1. Вторичные расплавные включения: происхождение и петрогенетическое значение	130
7.1.1. <i>Происхождение вторичных расплавных включений</i>	130
7.1.2. <i>Оценка минимальных P-T параметров формирования расплавных включений</i>	136
7.1.3. <i>Значение расплавных включений для петрогенезиса кимберлитов</i>	143
7.2. Генезис наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов	148
7.2.1. <i>Наложённые акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил</i>	148
7.2.2. <i>Реакционные каймы на оливине</i>	151
7.2.2. <i>Реакционные каймы на оливине</i>	151
7.2.4. <i>Реакционные каймы на клинопироксене</i>	152
7.2.5. <i>Реакционные каймы на гранате</i>	154
7.2.6. <i>Реакционные каймы на первичных Fe-Ni-Cu сульфидах</i>	156
7.2.7. <i>Реконструкция P-T параметров кристаллизации наложенных минералов интерстиционных обособлений и микрожил</i>	157
7.2.8. <i>Причина отличия минералогии интерстиционных обособлений и микрожил от минерального состава вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов</i>	163
7.2.9. <i>Петрогенетические следствия</i>	164
7.3. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов: происхождение и петрогенетическое значение	169
7.3.1. <i>Происхождение джерфишерита</i>	169
7.3.3. <i>Джерфишерит: значение для петрогенезиса кимберлитов</i>	173
7.4. Влияние поздних акцессорных минералов на валовые петрохимические и геохимические характеристики ксенолитов	174
7.2. Интерстиционные ассоциации: происхождение и петрогенетическое значение	160
7.3. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов: происхождение и петрогенетическое значение	179
7.4. Влияние наложенных акцессорных минералов на валовые петрохимические и геохимические характеристики ксенолитов	182
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>	189
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b>	191
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ:</b>	
Приложения к главе 2	212
Приложения к главе 4	227
Приложения к главе 5	230
Приложения к главе 6	238

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность исследования

Акцессорные минералы<sup>1</sup> мантийных ксенолитов из щелочных базальтоидов и кимберлитов являются уникальным источником петрогенетической информации о процессах преобразования вещества пород *in situ* в мантии и во время их транспортировки к поверхности [Haggerty, Sautter, 1990; Добрецов и др., 1992; Frezzotti et al., 1994; Wulff-Pedersen et al., 1996; Klügel, 1998; Andersen, Neumann, 2001; Bali et al., 2002; Литасов и др., 2003; Misra et al., 2004; Moine et al., 2004; Beard et al., 2007; Головин, Шарыгин, 2007; Araújo et al., 2009; Alifirova et al., 2012; Соловьева и др., 2012; Ziberna et al., 2013]. Акцессорные минералы в ксенолитах находятся в виде одиночных зерен или скоплений в интерстициях между породообразующими минералами; слагают микрожилы; присутствуют в виде моно- и поликристаллических включений в породообразующих минералах, а также образуют каймы вокруг них. Кристаллические фазы в составе первичных и вторичных флюидных и расплавных включений в породообразующих минералах также относятся к акцессорным минералам.

Ксенолиты деформированных перидотитов являются одними из наиболее глубоких образцов вещества субкратонной литосферной мантии Земли (СКЛМ), выносимых кимберлитовой магмой [Boyd, 1973; Соболев, Похиленко, 1975; Pearson et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2010; Agashev et al., 2013]. Подавляющее большинство опубликованных работ по мантийным ксенолитам из кимберлитов в целом и деформированным перидотитам в частности, посвящено определению валовых петрохимических, геохимических и изотопных характеристик нодулей и изучению породообразующих минералов, в то время как акцессорные минералы остаются слабо исследованными.

**Целью работы** являлась реконструкция процессов преобразования вещества пород основания литосферной мантии Сибирского кратона по результатам изучения акцессорных минералов в ксенолитах деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная.

**Задачи исследования:** 1) провести минералого-петрографическое изучение ксенолитов деформированных перидотитов; 2) определить химический и редкоэлементный составы породообразующих минералов перидотитов; 3) оценить *P-T* параметры последнего равновесия ассоциации породообразующих минералов для того, чтобы установить положение перидотитов

---

<sup>1</sup>Акцессорные минералы (от позднелатинского *accessorius* – добавочный) – минералы, содержащиеся в горных породах в незначительных количествах (менее 1%) [Горная энциклопедия. – М.: Советская энциклопедия. Под редакцией Е. А. Козловского, 1984. – Т.1. – 560 с.].

в разрезе СКЛМ; 4) изучить акцессорные минералы, заключенные в виде включений в породообразующих минералах ксенолитов; 4) исследовать акцессорные минералы в межзерновом пространстве ксенолитов; 5) определить петрохимический и валовый редкоэлементный составы ксенолитов; 6) провести интерпретацию полученных результатов с привлечением литературных данных; 7) установить *P-T* параметры кристаллизации акцессорных минералов и выяснить особенности их генезис.

**Предмет исследования** – процессы преобразования вещества СКЛМ.

**Объект исследования** – ксенолиты деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия).

**Фактический материал и личный вклад автора.**

В работе использована представительная коллекция уникальных неизменных ксенолитов деформированных перидотитов (25 образцов). Автором лично было изготовлено и изучено более 200 шлифов и более 500 препаратов для исследований; выполнено более 400 микрондовых определений состава породообразующих минералов и более 1000 – акцессорных минералов; получено более 2000 энергодисперсионных спектров акцессорных минералов, более 500 изображений в отраженных электронах, и более сотни карт распределения элементов методом сканирующей электронной микроскопии; получено и расшифровано более 500 спектров комбинационного рассеяния света акцессорных минералов; проведено более пятидесяти термометрических и более пятидесяти криометрических опытов с расплавленными и флюидными включениями. Данные по петрохимическому (РФА анализ) и валовому редкоэлементному (метод ICP-MS) составу 8 ксенолитов из коллекции, а также данные по редким элементам (метод LA ICP-MS) в породообразующих минералах ксенолитов, получены к.г.-м.н. А.М. Агашевым.

**Научная новизна**

1) Установлено, что в ксенолитах деформированных перидотитов помимо минералов первичного парагенезиса (породообразующие силикаты и акцессорные Fe-Ni-Cu сульфиды) присутствует значительное количество наложенных акцессорных минералов, представленных 34 минеральными видами, из которых 11 впервые диагностированы в мантийных породах.

2) Впервые детально изучены вторичные расплавленные включения в породообразующем оливине деформированных перидотитов. Оценены минимальные *P-T* параметры формирования включений (1.5 ГПа, 600 °C), которые свидетельствуют об их мантийном происхождении (> 50 км). Показана генетическая связь этих включений с расплавами, формировавшими кимберлиты трубки Удачная-Восточная.

3) Присутствие беркеита  $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$  и тихита  $\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$  в расплавленных включениях в породообразующем оливине ксенолитов свидетельствует о возможности их

кристаллизации в магматических системах. Ранее эти минералы были известны лишь в составе осадочных и гидротермальных ассоциаций.

4) Показано, что в ксенолитах деформированных перидотитов образование акцессорного джерфишерита  $K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_2S_{26}Cl$  является результатом взаимодействия нодулей с кимберлитовыми расплавами.

5) Главными концентраторами редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов являются акцессорные наложенные минералы, такие как перовскит (PЗЭ, Th, Nb, Ta, U, Pb, Y), апатит (PЗЭ), слюда (K, Rb, Ba), джерфишерит (K, Rb), арагонит (Sr) и кальцит (Sr). Установлено, что эти минералы генетически связаны с кимберлитовыми расплавами.

### **Научная значимость работы**

1) Присутствие арагонита – высокбарической полиморфной модификации карбоната кальция, совместно с щелочными карбонатами, сульфатами, сульфидами и хлоридами во вторичных расплавных включениях в оливине деформированных перидотитов однозначно свидетельствует о мантийном источнике щелочей и хлора в расплавах, формировавших кимберлиты трубки Удачная-Восточная.

2) Джерфишерит в мантийных ксенолитах рассмотрен в качестве минерала-индикатора изначального обогащения хлором кимберлитовых расплавов..

3) Генетически связанные с кимберлитовым магматизмом наложенные акцессорные минералы значительно влияют на валовые содержания редких элементов в ксенолитах перидотитов. Это влияние необходимо учитывать при использовании валовых геохимических характеристик нодулей для реконструкции мантийных процессов.

4) Результаты работы имеют значение для развития представлений о процессах преобразования вещества пород основания СКЛМ.

### **Основные защищаемые положения**

1) Идентичность минералогии раскристаллизованных вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов и минералогии основной массы уникальных по сохранности кимберлитов трубки Удачная-Восточная свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и магмой, формировавшей трубку. Присутствие арагонита – высокобарической полиморфной модификации карбоната кальция, совместно с щелочными карбонатами, сульфатами, сульфидами и хлоридами во включениях свидетельствует об обогащении кимберлитовых расплавов щелочами и хлором на мантийных глубинах (> 50 км).

2) В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов установлено значительное количество акцессорных минералов ( $\geq 17$  минеральных видов), образование которых является результатом инфильтрации расплава, генетически связанного с кимберлитовым

магматизмом. Наложенные акцессорные минералы являются продуктами как реакций этого расплава с первичными минералами ксенолитов, так и непосредственной раскристаллизации расплава, преобразованного в результате реакций.

3) Генетически связанные с кимберлитовым магматизмом наложенные акцессорные минералы, такие как перовскит, апатит, слюда, джерфишерит, арагонит и кальцит, являются главными концентраторами редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов. Присутствие этих минералов оказывает существенное влияние на валовые содержания редких элементов в ксенолитах, увеличивая концентрации R3Э, Pb и Sr – в разы, а Rb, Ba, K, Th, U, Nb и Ta – на один-два порядка.

### **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 и пункту 4 (изучение химического состава всех типов природного вещества (земной коры, глубинного вещества Земли, гидросферы, атмосферы, живого вещества, внеземного вещества) и закономерностей распространенности в них химических элементов и изотопов) паспорта специальности 25.00.09.

### **Публикации и апробация работы**

По теме диссертации опубликовано 7 статей в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Отдельные положения работы представлялись как лично автором, так и соавторами на Международной конференции «Кристаллогенезис и Минералогия» (Санкт-Петербург, 2007), Международных конференциях-семинарах «Щелочной магматизм Земли» (Санкт-Петербург, 2008; Коктебель, Украина, 2010; Минск, Беларусь, 2011), 8-ой, 10-ой и 11-ой Международных конференциях «Raman Spectroscopy Applied to the Earth Science – Sensu Latu» (Гент, Бельгия, 2008; Нанси, Франция, 2012; Сент-Луис, США, 2014), XIII и XIV Международных конференциях по термобарогеохимии (Москва, 2008; Новосибирск, 2010), 9-ой и 10-ой Международных кимберлитовых конференциях (Франкфурт-на-Майне, Германия, 2008; Бангалор, Индия, 2012) и 6-ой Международной конференции «Orogenic Lherzolite» (Марракеш, Марокко, 2014).

### **Структура и объем работы**

Диссертация состоит из введения, 7 глав и заключения общим объемом 248 страниц. В ней содержится 103 рисунка, 4 таблицы и 23 приложения. Список литературы включает 264 наименования.

### **Благодарности**

Работа выполнена в лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений ИГМ СО РАН под руководством зав.лаб. академика РАН д.г.-м.н. Н.П. Похиленко и к.г.-м.н. А.В. Головина, которым автор выражает свою глубокую признательность. Автор благодарен академику

РАН д.г.-м.н. Н.В. Соболеву, д.г.-м.н. А.В. Корсакову, д.г.-м.н. Д.А. Зедгенизову, д.г.-м.н. К.Д. Литасову, к.г.-м.н. Л.Н. Похиленко, к.г.-м.н. А.Ф. Шацкому, к.г.-м.н. В.В. Шарьгину, к.г.-м.н. А.М. Агашеву, к.г.-м.н. А.М. Логвиновой, к.г.-м.н. А.А Гибшер., к.г.-м.н. В.Г. Мальковцу, к.г.-м.н. П.Н. Гаврюшкину, к.г.-м.н. С.С. Лобанову и Т.А. Алифировой за обсуждение результатов исследования и ценные советы, д.г.-м.н. Ю.Н. Пальянову, д.г.-м.н. Лепезину Г.Г. и д.г.-м.н. А.А. Томиленко за критический анализ рукописи и конструктивные замечания, к.г.-м.н. Е.Н. Нигматулиной, к.г.-м.н. Н.С. Карманову, к.г.-м.н. А.Т. Титову, к.х.н. Л.Н. Поспеловой, Л.В. Усовой и И.А. Мадюкову за содействие в проведении аналитических работ. Особую благодарность автор выражает к.г.-м.н. А.М. Дымшиц за поддержку и помощь в оформлении работы. Работа финансово поддержана грантами РФФИ (07-05-00072-а, 10-05-00575-а, 11-05-91060-НЦНИ-а, 12-05-01043-а, 12-05-31116-мол-а, 13-05-00439-а), Президента РФ (МК-2138.2007.5), ИГМ СО РАН (ВМТК № 13, 2009-2011 гг.) и Министерства образования и науки РФ (№ 14.В25.31.0032).

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ат.% – атомные проценты

мас.% – массовые проценты

мол.% – мольные проценты

об.% – объемные проценты

ф.е. – формульные единицы;

$Mg\# = Mg/(Mg + Fe)*100$  – магнезиальность

$Ca\# = Ca/(Ca + Mg)*100$  – кальциевость

$Cr\# = Cr/(Cr + Al)*100$  – хромистость

Grt – гранат

Orx – ортопироксен

Orx<sub>p</sub> и Orx<sub>n</sub> – порфирукласты и необласты продообразующего ортопироксена

Srx-1 – породообразующий клинопироксен

Srx<sub>p</sub> и Srx<sub>n</sub> – порфирукласты и необласты продообразующего клинопироксена

Ol-1 – породообразующий оливин

Ol<sub>p</sub> и Ol<sub>n</sub> – порфирукласты и необласты продообразующего оливина

Ol – оливин

Ol-2 – наложенный акцессорный оливин

Srx-2 – наложенный клинопироксен интерстиционных обособлений и микрожил

Srx-3 – наложенный клинопироксен, окаймляющий породообразующий клинопироксен

Srx-4 – наложенный клинопироксен, окаймляющий породообразующий ортопироксен

Srx-5 – наложенный клинопироксен келифитовых кайм

Mss – моносльфидный твердый раствор

Po – пирротин

Pn – пентландит

Csp – халькопирит

Dj – джерфишерит

KFS – K-сульфид без Cl

Hlt – галит

Slv – сильвин

Aph – афталит

Burk – беркеит

Ny – ньеререйт

Sh – шортит

Nrt – нортупит  
Eit – эйтелит  
Dol – доломит  
Cc – карбонат кальция  
Arg – арагонит  
Cal – кальцит  
Ba-carb – бариевый карбонат  
Ap – апатит  
Sp – шпинель  
Prv – перовскит  
Chr – хромит  
Ti-Mgt – титаномагнетит  
Mgt – магнетит  
Tphl – тетраферрифлогопит  
Phl – флогопит  
Mnt – монтichelлит  
Sod – содалит  
Hu – гумит  
Chu – клиногумит  
ТКА – тонкораскристаллизованный агрегат

## Глава 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ (ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ)

Общепринято считать, что в ксенолитах мантийных пород из кимберлитов часто развиты процессы метасоматоза (например, [Dawson, 1980; 1984; Harte, 1983; Winterburn et al., 1990; Соловьева и др., 1997; 2012]). Под метасоматозом понимается процесс изменения химического состава мантийной породы под воздействием расплава или флюида. Метасоматоз, может происходить как *in situ* в мантии (мантийный метасоматоз), так и после того как мантийные породы были захвачены кимберлитовой магмой (кимберлитовый метасоматоз). Выделяется два типа метасоматоза: скрытый и явный (модальный). При скрытом метасоматозе происходит лишь изменение состава первичных минералов и пород, в частности, выражающееся в обогащении несовместимыми элементами. При явном (модальном) метасоматозе происходит образование серии наложенных минералов, нередко проявляющих реакционные взаимоотношения с минералами первичной ассоциации, а также сопутствующее изменение состава первичных минералов и пород. При этом среди наложенных минералов выделяют первично-метасоматические и вторично-метасоматические минералы.

К первично-метасоматическим минералам относятся наложенные минералы, демонстрирующие как структурное, так и химическое равновесие между собой и первичными минералами. Это означает, что после метасоматического события, приведшего к образованию наложенных минералов, порода отжигалась при постоянных *P-T* параметрах в течение времени, достаточного для достижения структурного и химического равновесия. Таким образом, первично-метасоматические минералы – это всегда продукты мантийного метасоматоза. Первично-метасоматические минералы находятся в породе в виде рассеянных зерен или в виде скоплений, формирующих жилы. Среди первично-метасоматических минералов распространены флогопит, амфибол, клинопироксен, рутил и др. Первично-метасоматические минералы могут присутствовать как в акцессорных количествах, так и быть породообразующими минералами.

К вторично-метасоматическим минералам относятся наложенные минералы, которые не демонстрируют структурного и химического равновесия, и часто имеют реакционные взаимодействия с первичными минералами. Вторично-метасоматические минералы находятся в породе в виде рассеянных зерен и скоплений в межзерновом пространстве первичных (и также первично-метасоматических) минералов, в виде жил, реакционных кайм на первичных минералах, а также прожилков внутри первичных минералов. Вторично-метасоматические минералы всегда присутствуют в акцессорных количествах.

Таким образом среди минералов ксенолитов можно выделить следующие группы: первичные, первично-метасоматические (часто в акцессорных количествах), вторично-

метасоматические и вторичные (например, серпентин). Кроме того мантийный метасоматоз может способствовать частичному плавлению, что также приводит к образованию новых минералов.

В диссертационной работе в основном освещаются результаты изучения наложенных акцессорных минералов в ксенолитах деформированных перидотитах трубки Удачная-Восточная, которые могут быть отнесены к вторично-метасоматическим. Этим минералам и посвящен обзор, приведенный в настоящей главе. Состояние проблемы изучения первично-метасоматических минералов не рассматривается.

Ф. Бойд с соавторами [Boyd et al. 1997] в ксенолитах из перидотитов трубки Удачная диагностировали следующие наложенные акцессорные минералы: оливин, клинопироксен (диопсид), монтчеллит, ильменит, флогопит и кальцит, а также серпентин и брусит. Клинопироксен и монтчеллит образует как отдельные зерна в интерстициях, так и реакционные каймы вокруг первичных минералов: клинопироксен вокруг ортопироксена, а монтчеллит вокруг оливина. В клинопироксене из кайм при большом увеличении различимы поры. Boyd et al. [1997] связали образование наложенных минералов с метасоматическим процессом, имевшим место во время подъема в кимберлитовой магмы, то есть с кимберлитовым метасоматозом.

С кимберлитовым метасоматозом связывается и образование наложенных акцессорных минералов в ксенолитах перидотитов из кимберлитов кратона Слейв [Kopylova, Caro, 2004]. Под кимберлитовым метасоматозом понимается метасоматоз под воздействием либо просачивающегося кимберлитового расплава, либо флюида, отделившегося от расплава. Перидотиты кратона Слейв секутся жилами мощностью 0.2-0.5 мм, которые отходят от вмещающего кимберлита. Жилы состоят из серпентина, хлорита, флогопита и шпинели. В некоторых ксенолитах первичные минералы окружены каймой клинопироксена с губчатой структурой, которая была интерпретирована как результат частичного плавления и рекристаллизации под воздействием кимберлитового метасоматоза. В других ксенолитах клинопироксен образует микрокаймы вокруг первичных минералов. Следует отметить, что серпентин и хлорит, вероятно, являются продуктом изменения ксенолитов приповерхностными низкотемпературными процессами.

Соловьева и др. [1997; 2012] выделили две генерации вторично-метасоматических минералов в ксенолитах перидотитов и пироксенитов из трубки Удачная. К минералам ранней генерации принадлежат флогопит + Cr-диопсид + хромит ± сульфиды ± графит, замещающие первичные минералы, особенно гранат. Эта ассоциация занимает в породах от 10 до 50 об. % и проявлена в виде участков, "окон" размером от 0.5 до 3 см или развивается в виде рассеянных зерен. Они отмечают, что отсутствует зависимость между интенсивностью развития минералов ранней генерации и расстоянием до контакта с кимберлитом, а также со степенью изменения приповерхностными низкотемпературными вторичными процессами. Авторы объясняют

образование вторично-метасоматических минералов ранней генерации мантийным метасоматозом, связанным с поступлением астеносферных относительно восстановленных флюидов на ранней стадии кимберлитобразующего цикла. К вторично-метасоматическим минералам поздней генерации в ксенолитах перидотитов и пироксенитов из трубки Удачная принадлежат: тонкие (до 0.2 мм) келифитовые каймы на гранате, сложенные флогопитом, амфиболом, шпинелью, клинопироксеном и, возможно, ортопироксеном; реакционные каймы, состоящие из амфибола и клинопироксена, вокруг ортопироксена; каймы наложенного клинопироксена на первичном клинопироксене [Соловьева и др., 1997; 2012]. Образование этих наложенных минералов авторы связывают с поступлением окисленных флюидов на последней стадии кимберлитобразующего цикла.

Егоров и др. [2004] изучили крупный ксенолит мегакристаллического деформированного лерцолита из трубки Удачная. Породообразующие минералы лерцолита представлены гранатом, клинопироксеном, ортопироксеном и оливином. *P-T* параметры равновесия первичной ассоциации оцениваются как 5.8 ГПа и 1230 °С. В ксенолитах была установлена следующая наложенная минерализация: "Характерной особенностью порфирокласт граната и, в меньшей степени, клинопироксена являются многочисленные мелкие скопления из зерен Al-пироксенов, оливина, паргасита, Al-шпинели, Ti-флогопита, ильменита, карбоната и содалита, в которых не редко присутствует бурое стекло. Необласты ... оливина замещаются монтичеллитом с развитием в зоне реакции мелких пластинок Ti-флогопита и Mg-магнетита. Наличие в ксенолите полиминеральных агрегатов и стекла указывают на интенсивную метасоматическую проработку и частичное плавление породы, ..." [Егоров и др., 2004]. Авторы отмечают, что процессы замещения порфирокласт граната и клинопироксена происходили при температурах менее 800 °С, судя по высоким значениям Ca# в Al-клинопироксене. Паргасит ограничивает глубину образования метасоматических минералов до 100-120 км. Авторы делают следующий вывод о генезисе наложенных минералов: "Более низкие *P-T* параметры... предполагают подъем породы с развитием ... активных метасоматических преобразований. ... Возрастание в реакционных каймах ... концентраций наиболее несовместимых элементов с некоторым отставанием от редких земель ... предполагает преимущественно флюидную форму метасоматоза с высокой ролью CO<sub>2</sub>. ... Последующее частичное плавление породы развивается как следствие метасоматической подготовки и декомпрессии при подъеме." [Егоров и др., 2004].

Наложённые минералы в межзерновом пространстве ксенолита шпинелевого перидотита из трубки Удачная-Восточная были кратко описаны в работе [Sharygin et al., 2007]. *P-T* параметры залегания этого перидотита в мантии оцениваются в 700-800 °С и 31-33 кбар. Среди интерстиционных минералов были установлены оливин, клинопироксен, Cr-шпинель, флогопит, пирротин и джерфишерит. Авторами отмечалось, что такой набор минералов более характерен для

внешних частей ксенолитов, и, иногда, скопления этих минералов соединяются с вмещающим кимберлитом. Сделан вывод, что эта ассоциация является продуктом расскristализации кимберлитового расплава, проникшего в ксенолиты [Sharygin et al., 2007].

Многие исследователи отмечают развитие процессов частичного плавления в ксенолитах перидотитов и связанных с ними наложенными минералами. Эти минералы представлены субмикроскопическими агрегатами из смеси фаз закалки и низкотемпературных продуктов [Соловьева и др., 1997]. Соловьева с соавторами отмечают, что продукты частичного плавления пространственно тяготеют к метасоматическим минералам позднего этапа. Таким образом, частичное плавление обычно связывается с метасоматозом.

Л. Франц и соавторы [Franz et al., 1996; Франц и др., 1997] исследовали наложенную вторично-метасоматическую минерализацию в ксенолитах перидотитов из кимберлитовых трубок Ханаус и Анис Кубуб (кимберлитовая провинция Нибеон, Намибия). Вторично-метасоматические минералы, в частности, представлены каймами вокруг граната, состоящими из флогопита, клинопироксена, ортопироксена и шпинели. Кроме того, в каймах вокруг граната иногда присутствуют небольшие участки с измененным стеклом. Породообразующие ортопироксен и клинопироксен замещаются по краям оливином с высокими содержаниями кальция и волокнистыми агрегатами К-рихтерита и Mg-арфведсонита. Л. Франц и соавторы [Franz et al., 1996; Франц и др., 1997] предполагают, что метасоматическое воздействие в пределах магматической камеры происходило вблизи границы кора-мантия, во время остановки кимберлитовой магмы при подъеме.

Вторично-метасоматические минералы были исследованы в ксенолитах шпинелевых лерцолитов и верлитов из кимберлитовой дайки недалеко от г. Кандалакша (Кольский полуостров, Россия) [Beard et al., 2007]. Авторы установили, что мантийные породы испытали несколько этапов метасоматоза. Первый этап выражен одинаково и в лерцолитах, и в верлитах. Продукты этого метасоматоза представлены реакционными каймами на ортопироксене, состоящими из клинопироксена, оливина и апатита. Два отдельных метасоматических события вызвали кристаллизацию Ti-Fe-амфибола, флогопита и ильменита в межзерновом пространстве верлитов, и бедного Ti и Fe амфибола и флогопита в межзерновом пространстве лерцолитов. Однако, авторы не исключают и возможность того, что различная наложенная минерализация в верлитах и лерцолитах является результатом одного метасоматического события, когда состав метасоматизирующего расплава изменялся.

К. Мисра с соавторами [Misra et al., 2004] исследовали два ксенолита алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Было установлено два этапа метасоматоза. Первый этап выразился в кристаллизации флогопита и происходил до того как ксенолиты попали в кимберлитовый расплав. Ассоциация минералов, таких как клинопироксен,

паргасит, зональная шпинель, содалит, кальцит, калиевый полевой шпат и джерфишерит, а также небольшое количество стекла связаны со вторым метасоматическим событием, которое происходило в верхней мантии, но уже после того как ксенолиты попали в кимберлитовую магму.

Большое количество исследований посвящено изучению келифитовых кайм на гранатах как в ксенолитах перидотитов, так и эклогитов [Dawson, 1984; Харьков, Вишнеvский, 1989; Franz et al., 1996; Barton, Gerya, 2003; Егоров и др., 2004]. Основными минералами келифитовых кайм являются ортопироксен, клинопироксен и шпинель, флогопит и амфибол находятся в подчиненных количествах. Существует несколько взглядов на причины образования келифитовых кайм вокруг граната в ксенолитах из кимберлитов: 1) твердофазные реакции при декомпрессии во время подъема к поверхности с последующей гидратацией и привнесом щелочей в результате реакции с флюидной фазой кимберлитовой магмы [Franz et al., 1996; Barton, Gerya, 2003]; 2) *in situ* мантийный метасоматоз [Dawson, 1984; Харьков, Вишнеvский, 1989; Егоров и др., 2004].

Многочисленные исследования мантийных ксенолитов из кимберлитов показали, что джерфишерит – хлорсодержащий калиевый сульфид,  $K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$ , является довольно распространенным среди акцессорных минералов. В мантийных породах джерфишерит формирует каймы вокруг Fe-Ni-Cu-сульфидов в межзерновом пространстве и вокруг сульфидных глобул в породообразующих минералах [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Соловьева и др., 1988; Буланова и др., 1990; Misra et al., 2004; Sharygin et al., 2007]. Кроме того, джерфишерит неоднократно диагностировался в ксенокристаллах/мегакристаллах, где этот минерал был установлен по периферии первичных сульфидных глобул и среди кристаллических фаз в расплавных включениях [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1980; 1990; Гаранин и др., 1984; 1988; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Зедгенизов и др., 1998; Головин и др., 2003; 2007; Logvinova et al., 2008; Kamenetsky et al., 2009a]. В мантийных ксенолитах и ксенокристаллах/мегакристаллах образование джерфишерита в основном связывается с замещением и обрастанием первичных Fe-Ni-Cu-сульфидов в результате воздействия обогащенного K и Cl гипотетического расплава/флюида [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1980; 1990; Гаранин и др., 1988; Соловьева и др., 1988; Sharygin et al., 2007]. Однако состав и источник этого расплава/флюида, а также время и *P-T* параметры его взаимодействия с мантийными породами не определены. С другой стороны, в единичных работах происхождение джерфишерита в мантийных ксенолитах связывается с выносящими их кимберлитовыми расплавами. Присутствие джерфишерита в двух ксенолитах алмазоносных эклогитов из трубки Удачная объясняется метасоматозом, который произошел на глубинах верхней мантии после попадания ксенолитов в кимберлитовый расплав [Misra et al., 2004]. Изучение ксенолита шпинелевого лерцолита из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная показало, что образование джерфишерита

в нем связано с инфильтрацией кимберлитового расплава и его реакцией с первичными Fe-Ni-Cu-сульфидами, вероятно, в приповерхностных условиях [Sharygin et al., 2007].

### Заключение

*Итак, под наложенными акцессорными минералами в настоящей диссертационной работе понимаются любые минералы, которые образовались после первичных и первично-метасоматических минералов ксенолитов, то есть после равновесной ассоциации ксенолитов. Как видно из обзора, существуют несколько моделей образования наложенных акцессорных минералов: 1) взаимодействие ксенолитов с выносящим их расплавом или сосуществующим с ним флюидом в течение подъема ксенолитов на поверхность; 2) разложение мантийных минералов в результате декомпрессии во время подъема к поверхности; 3) *in situ* инфильтрация мантийных расплавов/флюидов в породы, происходящая до захвата ксенолитов выносящей магмой (гипотеза мантийного метасоматоза); 5) *in situ* частичное плавление в мантии.*

## Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

### *2.1. Краткий очерк геологического строения Далдыно-Алакитского района*

Трубка Удачная принадлежит Далдыно-Алакитскому району Якутской алмазонасной провинции. Район располагается в центральной части Сибирской платформы (Рис. 2.1, 2.2) и относится к среднепалеозойскому (D-C) циклу кимберлитового магматизма [Дэвис и др., 1980; Кинни и др., 1997; Харьков и др., 1998; Агашев и др., 2004]. Далдыно-Алакитский район расположен в пределах северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы на ее стыке с Анабарской антеклизой. Глубина залегания пород фундамента колеблется от 2500 м на северо-востоке района до 3100 м в его юго-западной части [Харьков и др., 1998; Суворов и др., 2005]. В северо-восточной 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 Марха, развиты пестроцветные глинисто-карбонатные отложения среднего ордовика и известняки нижнего силура. Здесь же широко распространены верхнепалеозойские терригенные образования (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники) среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми. Нижнепалеозойские отложения прорваны многочисленными кимберлитовыми трубками среднепалеозойского возраста [Харьков и др., 1998].

Комплекс палеозойских отложений представляет собой единый структурный этаж, не перекрытый более молодыми отложениями. Характерно, что выявленные в районе структуры обладают четко выраженным северо-западным простиранием, параллельным борту Тунгусской синеклизы и простиранию Вилуйско-Котуйской зоны разломов и дробления.

В южной и западной части района широко распространены породы траппового комплекса, представленные пластовыми интрузиями и дайками. Это самые северные интрузии огромного траппового поля, развитого в междуречье Мархи и Вилуя [Бобриевич и др., 1959].

В Далдыно-Алакитском районе кимберлитовые тела располагаются в виде прерывистой полосы протяженностью около 150 км, ориентированной в северо-восточном направлении. К настоящему времени в районе известно более 130 трубок и даек. Распределение кимберлитовых тел неравномерно. Они концентрируются в пределах двух участков, которые принято называть кимберлитовыми полями [Харьков и др., 1998]. На северо-востоке располагается Далдынское кимберлитовое поле, а в центральной и юго-западной частях района, в верховьях рек Алакит и Марха, находится Алакит-Мархинское кимберлитовое поле. Отмечается наличие четкого структурного контроля в размещении кимберлитовых тел района. Для Далдынского поля характерна приуроченность к линейно вытянутым зонам преимущественно субширотного

простирается, а для Алакит-Мархинского поля северо-восточного простирается. Большинство исследователей считает, что размещение кимберлитовых полей определяется положением зон глубинных разломов, являющихся участками высокой проницаемости [Мокшанцев и др., 1974].

По морфологии среди кимберлитовых тел преобладают трубки взрыва; подчиненное значение имеют дайки кимберлитов. Наиболее распространенным типом кимберлитовых пород Далдыно-Алакитского района являются эруптивные брекчии. Кимберлитовые туфы, туфобрекчии и массивные кимберлиты порфириковой структуры встречаются значительно реже. Большинство тел (особенно небольших размеров) сложено одним типом кимберлитовой породы, как правило, эруптивной брекчией. Крупные трубки имеют более сложное строение – в верхней части в них обычно наблюдаются брекчии нескольких фаз внедрения [Харькив и др., 1998].

Характер взаимоотношения между различными типами кимберлитов, а также особенности механизма их становления указывают на то, что в сложном процессе формирования кимберлитов, равно как и других вулканитов, строго выдержана определенная последовательность: первыми образуются туфы и туфобрекчии, затем эруптивные брекчии и, наконец, массивные кимберлиты. Подавляющее большинство кимберлитовых трубок района крупных размеров относится к сложным телам, в которых проявлены две или большее число самостоятельных фаз внедрения кимберлитового расплава [Харькив и др., 1998].

Кластический материал кимберлитовых брекчий представлен обломками родственных и чуждых кимберлитам пород и минералов. Нередки включения кимберлитов ранней генерации – автолитов. Из минералов вкрапленников основное место занимают овальные зерна оливина или их обломки (чаще псевдоморфозы по нему серпентина и кальцита); содержание оливина доходит до 50 %. Основная масса состоит из мелкозернистого серпентин-карбонатного агрегата, на фоне которого выделяются псевдоморфозы по оливинову второй группы (очень редко наблюдаются незамещенные кристаллы оливина), мелкие зерна магнетита, перовскита. Массивные кимберлиты порфириковой структуры имеют ограниченное распространение. Обычно они слагают блоки кимберлитовых тел, приуроченные к центральным участкам трубок (Удачная, Дальняя). Некоторые трубки (Липа, Мархинская) и большинство даек полностью выполнены массивными кимберлитами порфириковой структуры [Харькив и др., 1998].

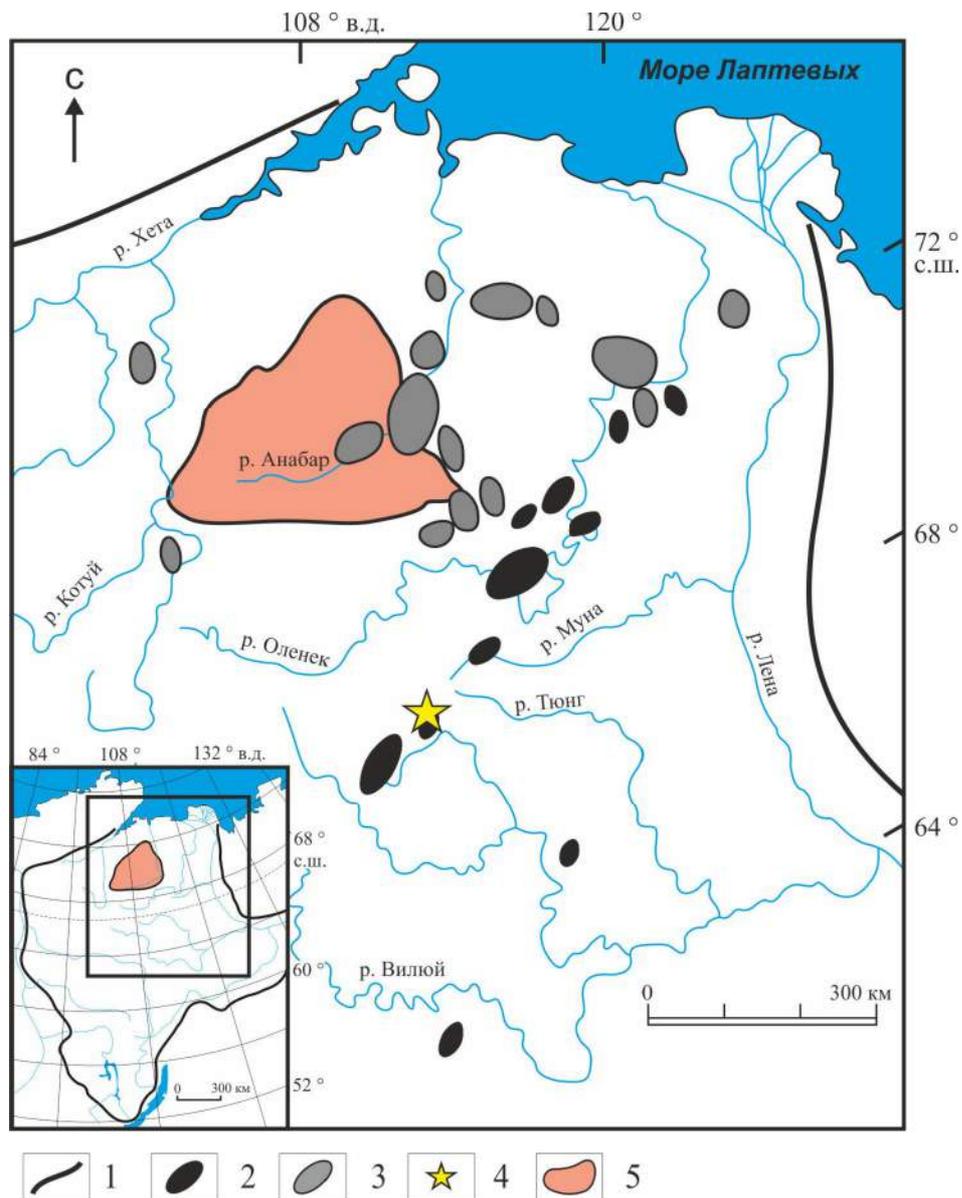


Рисунок 2.1. Схема расположения кимберлитовых полей Сибирской платформы. Условные обозначения: 1 – границы Сибирской Платформы; 2 – поля кимберлитов палеозойского возраста; 3 – поля кимберлитов мезозойского возраста; 4 – трубка Удачная; 5 – Анабарский щит. Положение и возраст кимберлитовых полей по [Дэвис и др., 1980; Харьков и др., 1998; Griffin et al., 1999; Pokhilenko et al., 1999; Агашев и др., 2004].

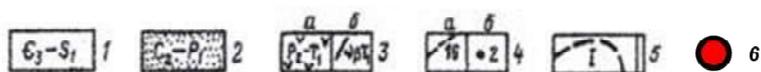
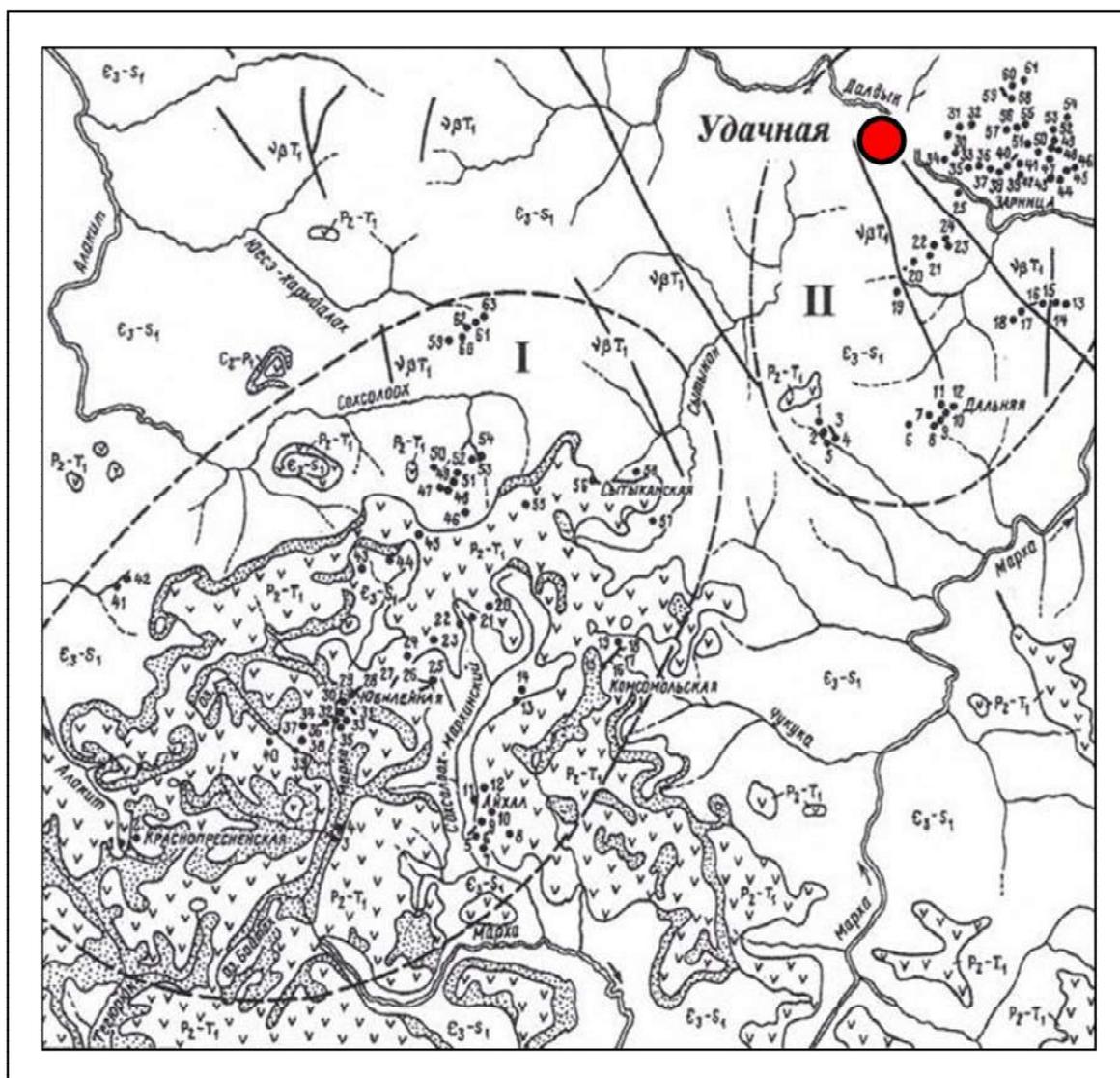


Рисунок 2.2. Схематическая геологическая карта центральной части Далдыно-Алакитского алмазоносного района [Харьков и др., 1998]. 1 - карбонатные породы нижнего палеозоя; 2 - терригенные отложения пермо-карбона; 3 - силлы (а) и дайки (б) траппов пермо-триасового возраста; 4 - дайки, жилы (а) и трубки (б) кимберлитов среднего палеозоя; 5 - границы Алакит-Мархинского (I) и Далдынского (II) кимберлитовых полей; 6 – кимберлитовая трубка Удачная.

## **2.2. Геологическое строение трубки Удачная**

Трубка Удачная состоит из двух сопряженных тел (западного и восточного) и на поверхности (в плане) имеет форму искаженной восьмерки (Рис. 2.3). Западное тело значительно больше по размеру, чем восточное. Трубка прослежена буровыми скважинами до глубины 1400 м. В верхней части, до глубины 250 м, западное и восточное тела непосредственно контактируют друг с другом, глубже они разобщены (Рис. 2.4). Трубка Удачная сопровождается системой даек: внутритрубочных и дотрубочных. Вмещающими породами трубки на поверхности являются преимущественно карбонатные отложения нижнего ордовика, на глубине – верхнего и среднего кембрия. Они представлены доломитизированными известняками, доломитами, мергелями, а также аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известковистыми конгломератами [Маршинцев, 1986; Зинчук и др., 1993].

Внутреннее строение западного и восточного тел, слагающих трубку, изначально считалось относительно простым. Предполагалось, что каждое тело образовалось в самостоятельный этап внедрения кимберлитового расплава. Однако в процессе доразведки глубоких горизонтов и эксплуатации месторождения было выявлено более сложное строение трубки (Рис. 2.4) [Харькив и др., 1998; Головин, 2004]. Также отмечаются существенные различия в петрографо-минералогических, петрохимических и других особенностях кимберлитов западного и восточного тела. П.Д. Кинни [Kinny et al., 1997] методом SHRIMP U-Pb датирования по перовскиту определил возраст западного тела как  $353 \pm 5$  млн лет и восточного –  $367 \pm 5$  млн лет [Kinny et al., 1997]. Большая часть исследователей полагает, что по времени образования западное тело трубки предшествовало восточному.

### Западное тело (трубка Удачная-Западная)

По данным И.П. Илупина и Г.А. Пономаренко, а также геологов Амакинской экспедиции [Харькив и др., 1991; 1998], в западном теле можно выделить несколько разновидностей кимберлитовых пород, образование которых связано с самостоятельными фазами внедрения кимберлитового расплава. По данным глубокого бурения видно, что более поздние фазы кимберлитов приурочены к более глубоким горизонтам трубки.

Западное тело до глубины 450-530 м выполнено кимберлитовыми брекчиями серого и зеленовато-серого цвета (первая фаза внедрения). Кимберлитовые брекчии второй фазы внедрения выполняют основной объем глубоких горизонтов трубки. Они характеризуются повышенным содержанием псевдоморфоз по оливину (15-30 %), автолитов (до 25 %) и ксенолитов осадочных пород (10-25 %). Основная масса брекчий в наиболее свежих участках имеет серпентиновый и карбонат-серпентиновый состав, а в участках интенсивного дробления представлена карбонатом.

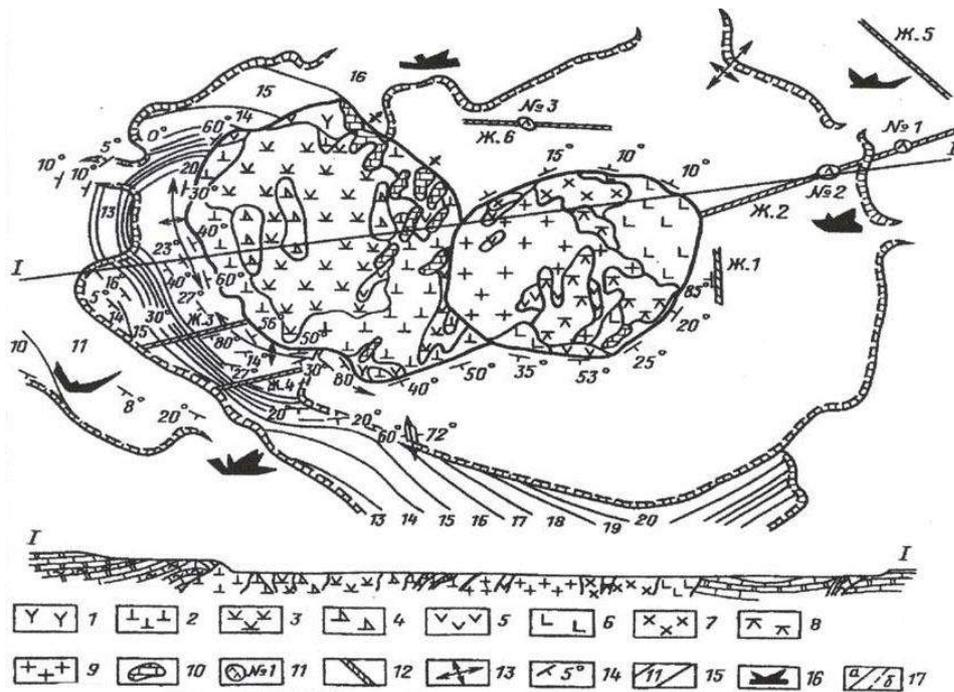


Рисунок 2.3. Геологическая схематическая карта кимберлитовой трубки Удачная [Готовцев, 1985; Харьков и др., 1998]. 1-9 – кимберлиты разных геолого-петрографических типов западного (1-4) и восточного (5-9) тел; 10 – ксенолиты осадочных пород («плавающие рифы»); 11 – «слепые» кимберлитовые тела; 12 – кимберлитовые дайки; 13 – оси складок; 14 – элементы залегания слоев; 15 – слои вмещающих пород и их номера; 16 – диаграммы трещиноватости; 17 – границы слоев: а – установленные, б – предполагаемые.

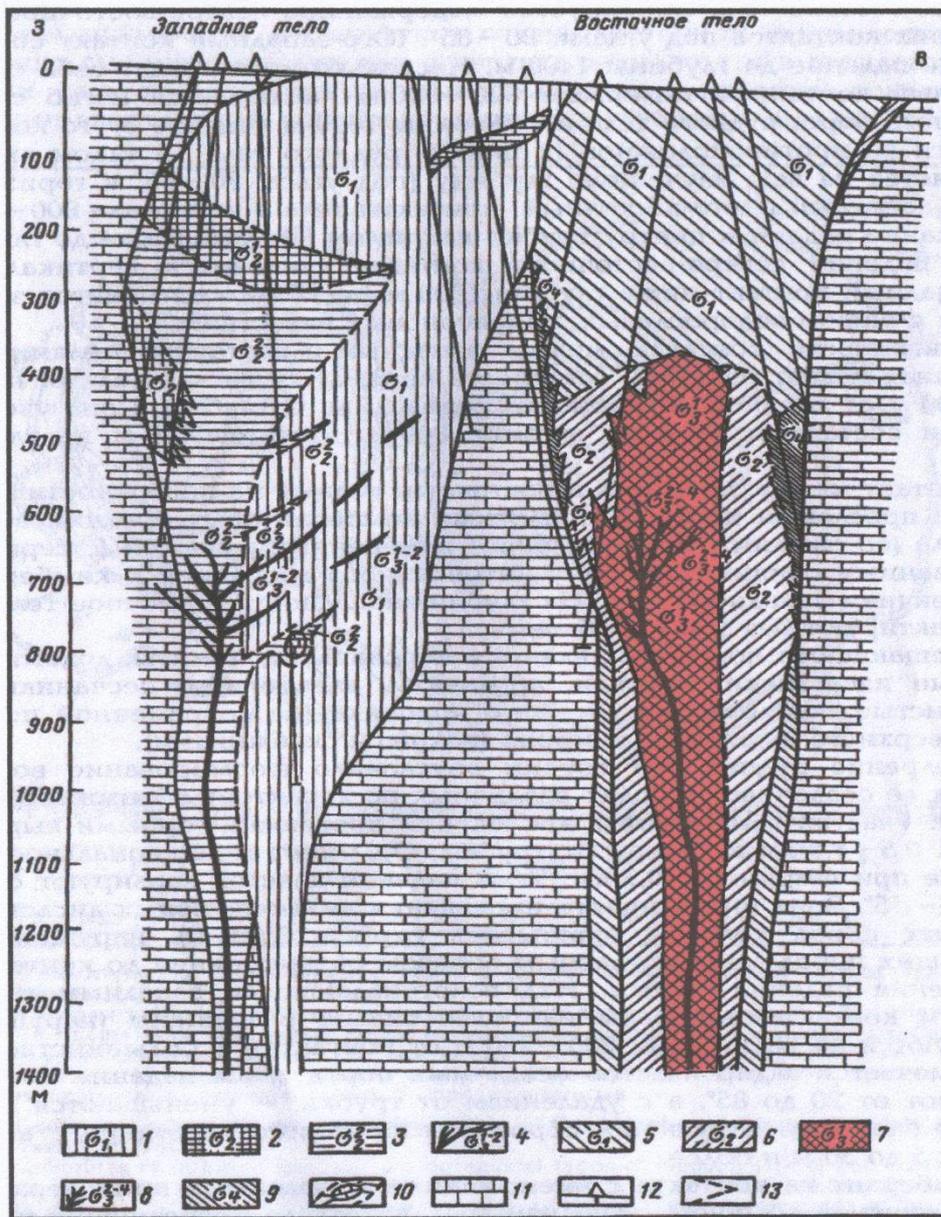


Рисунок 2.4. Геологический разрез кимберлитовой трубки Удачная (по Крючкову и Свиридову) [Харьков и др., 1998]. 1-4 – западное тело : 1-3 – кимберлитовая брекчия (1 – первой фазы внедрения, 2 – второй фазы с первичными текстурами течения, 3 – то же, с массивной текстурой связующей массы), 4 – жильные кимберлиты заключительной фазы; 5-9 – восточное тело: 5-7 – кимберлитовая брекчия (5 – первой фазы внедрения с массивной текстурой связующей массы, 6 – второй фазы, 7 – третьей фазы), 8 – жильные кимберлиты, 9 – кимберлиты четвертой фазы; 10 – крупные ксенолиты вмещающих пород; 11 – вмещающие карбонатные породы; 12 – скважины; 13 – контакты между кимберлитами разных фаз.

На глубине 294-409 м вскрыт кимберлит пепельно-серого цвета порфировой структуры с низким содержанием ксенолитов осадочных пород (3-5 %). Основная масса породы имеет серпентин-карбонатный состав и содержит повышенное количество флогопита. По-видимому, порфировые кимберлиты внедрились на заключительном этапе становления трубки.

Западное тело сильно серпентинизировано на всю вскрытую глубину (до 1400 м). В обоих телах трубки Удачная содержание ксенолитов глубинных пород повышено. В западном теле их среднее содержание составляет 0.1-0.3 %. Наиболее распространенной группой этих ксенолитов являются катаклазированные гранатовые серпентиниты (аполерцолиты). Второе место занимают равномернозернистые гранатовые серпентиниты (аподуниты, апогарцбургиты, аполерцолиты). Безгранатовые (шпинелевые и безшпинелевые) аполерцолиты находятся в подчиненном количестве. Породы основного состава (эклогиты и пироксениты) редки. Характерной чертой всех типов ксенолитов является сильная переработка вторичными процессами. Из первичных минералов сохраняются гранат, хромит, пикроильменит, а все прочие превращены в агрегат серпентина и хлоритоподобного минерала.

#### Восточное тело (трубка Удачная-Восточная)

При разведке глубоких горизонтов было установлено сложное строение восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. Выделяя разное количество фаз внедрения, исследователи расходятся во взглядах на положение границ между ними. Сотрудниками Амакинской экспедиции Е.Д. Черным, А.И. Крючковым и Г.М. Музыкой [Харьков и др., 1991; 1998] выделяется пять разновидностей кимберлитов, образовавшихся в четыре фазы внедрения: 1) брекчия с массивной текстурой цемента, слагающая верхние горизонты трубки до глубины 350-400 м; 2) автолитовая брекчия, распространенная в краевых участках тела ниже глубины 350 м; 3) брекчия в виде субвертикального штоковидного тела в центральной части трубки; 4) брекчии приконтактных участков, протягивающиеся почти на всю разведанную глубину в виде серий мелких параллельных субвертикальных инъекций; 5) даечный кимберлит (Рис. 2.4). Геологами ГОКа «Удачный» по структурно-текстурным особенностям кимберлиты восточного тела также разделены на пять типов [Харьков и др., 1991; 1998].

Восточное тело является уникальным в отношении количества ксенолитов глубинных пород, их разнообразия, наличия оригинальных нодулей. Среди них наблюдаются как мелкие обломки, так и гигантские глыбы массой более 100 кг [Харьков и др., 1998].

Представлены ксенолиты большим набором фациальных групп и разновидностей. Обнаружено много алмазоносных парагенезисов ультраосновного и основного (эклогитового) состава [Бобриевич и др., 1960; Соболев, Харьков, 1975; Пономаренко и др., 1976а; 1976б;

Похиленко и др., 1976; 1993; Харьков и др., 1983; Соболев и др., 1984; 1986; Шимизу и др., 1997; Anand et al., 2004; Wirth, Matsyuk, 2005]

Наиболее распространенными являются деформированные (катаклазированные, порфирокластические) лерцолиты, содержащие гранат с широкими вариациями состава (от низко- до высокохромистого). Они и слагают ксенолиты гигантских размеров (до 40 кг). Среди деформированных типов пород встречаются оригинальные образования, содержащие пикроильменит. На втором месте по распространенности идут равномернозернистые разновидности ксенолитов, включающие дуниты, гарцбургиты и лерцолиты. Безгранатовые парагенезисы встречаются в явно подчиненном количестве. Ксенолиты основных пород – эклогитов и пироксенитов – встречаются еще реже. Эти породы характеризуются большим количеством разновидностей. Среди эклогитов, кроме двуминеральных, обнаружены дистено-, коэзит-, и пикроильменит-содержащие разновидности. Выявлены единичные ксенолиты гроспидитов, в том числе алмазоносные. Помимо обычных найдены пироксениты с первичной слюдой, хромпироповые, пироп-альмандиновые и некоторые другие их разновидности.

Таким образом, трубка Удачная служит ярким примером сочленения двух тел, породы которых отличаются между собой по целому ряду признаков.

В трубке Удачная не установлено строгой закономерности в изменении алмазоносности в зависимости от последовательности внедрения кимберлитов различных фаз [Готовцев, 1985; Маршинцев, 1986; Харьков и др., 1991; 1998; Зинчук и др., 1993].

### ***2.3. Неизменные кимберлиты трубки Удачная-Восточная***

При разработке карьера трубки Удачная в 2001 году в центральной части восточного тела на глубине 420 м были вскрыты уникальные неизменные гипабиссальные кимберлиты (Рис. 2.5, 2.6). Неизменные кимберлиты слагали субвертикальное штоковидное тело, прослеженное до глубин 620 м. В отличие от большинства кимберлитов мира, эти кимберлиты практически не затронуты син- и постмагматическими изменениями. По сравнению с подавляющим большинством кимберлитов Сибирской платформы, описание минералогии которых в основном ограничивается присутствием серпентина и кальцита, неизменные кимберлиты трубки Удачная-Восточная содержат порядка 20 минеральных фаз магматической кристаллизации. Среди минералов основной массы этих пород выявлены силикаты – оливин, флогопит, гумит; фосфаты представлены апатитом; оксиды – перовскитом, хромитом, Ti-магнетитом, магнетитом, рутилом и пикроильменитом; сульфиды – пирротинном, пентландитом, расвумитом и джерфишеритом; карбонаты – кальцитом, доломитом, шортитом и земкоритом; хлориды – галитом и сильвином; сульфаты – афтиталитом [Sharygin et al., 2007; 2008; Kamenetsky et al., 2004; 2007; 2012].

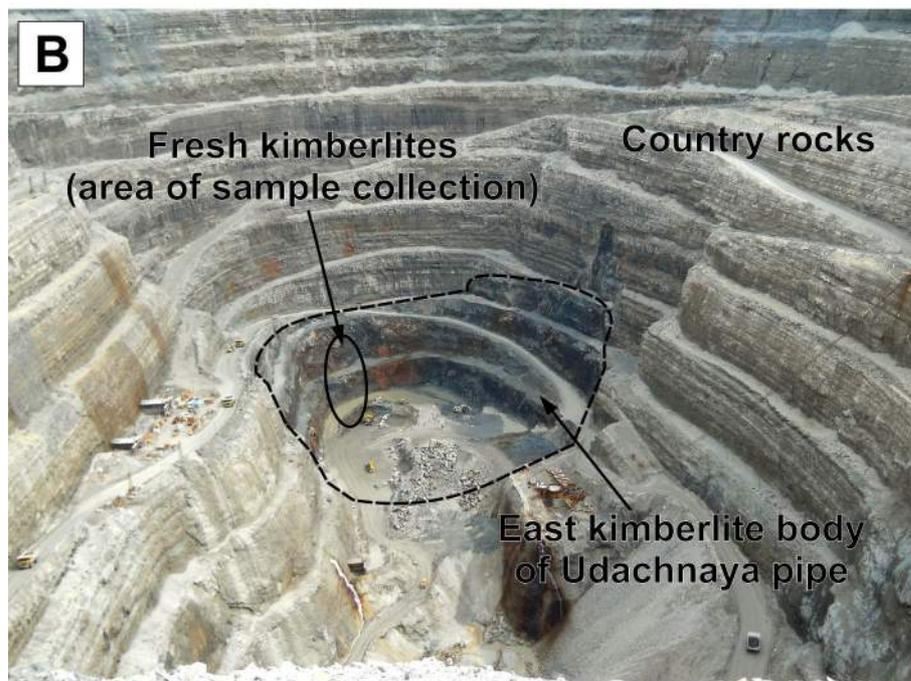
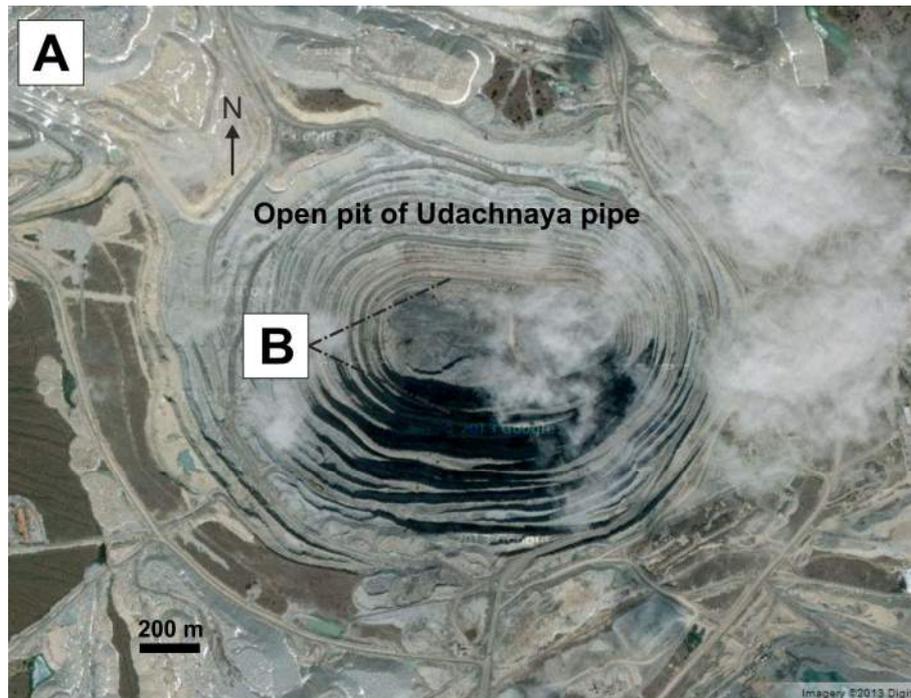


Рисунок 2.5. (а) Спутниковый снимок Google карьера трубки Удачная-Восточная (б) Фотография, сделанная из точки В, кимберлитов восточного тела (штриховая линия) и блока неизменных (овал).

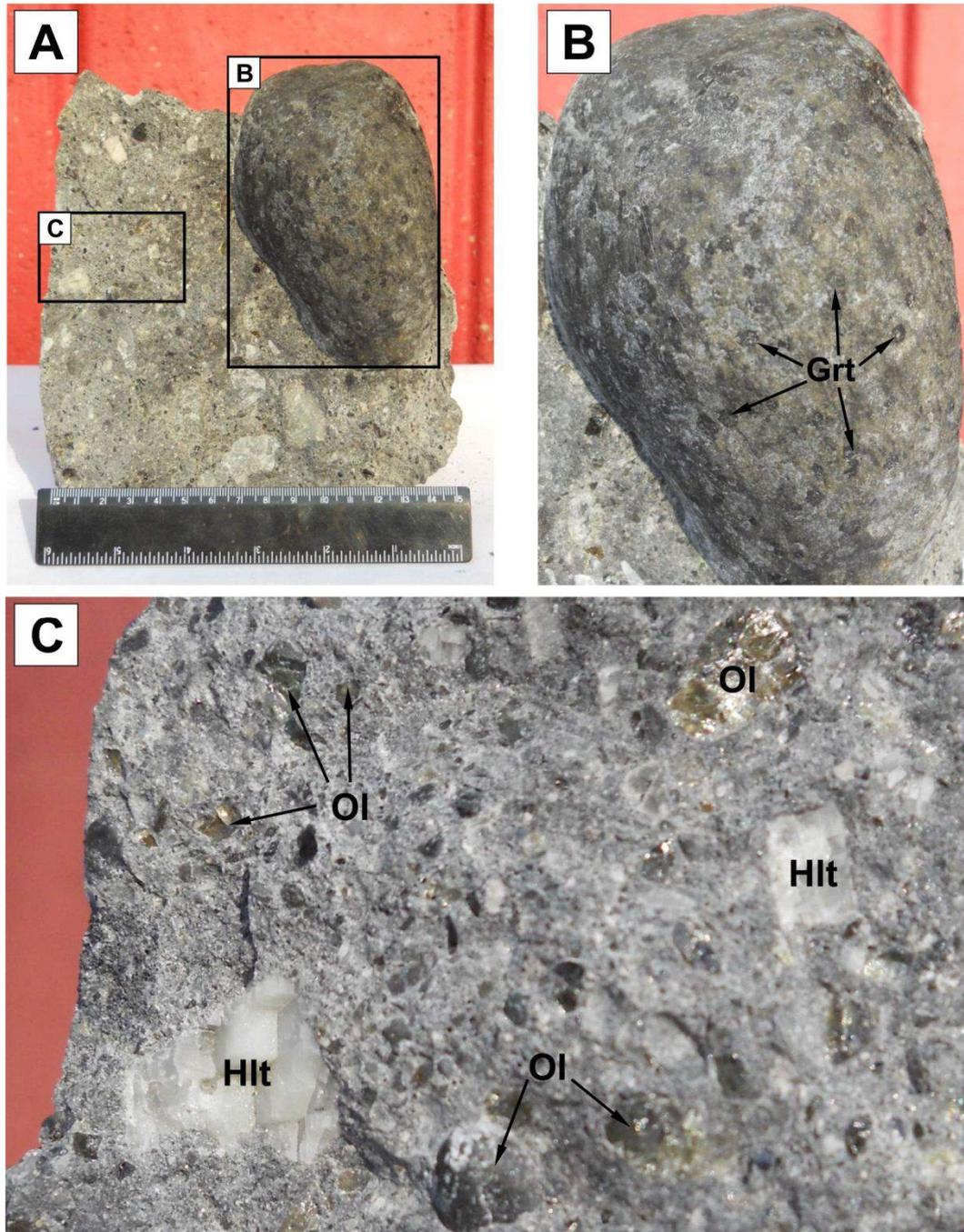


Рисунок 2.6. Уникально свежий кимберлит трубки Удачная-Восточная (видны зерна абсолютно несерпентинизированного оливина) и крупный ксенолит деформированного перидотита.

Присутствие щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов в матриксе пород обуславливает главную химическую особенность неизменных кимберлитов – высокие концентрации щелочей (до 8 мас. %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) и Cl (до 6 мас. %). Другой отличительной чертой этих кимберлитов являются низкие содержания  $\text{H}_2\text{O}$  (<0.5 мас %). Все остальные химические характеристики пород (например, высокие концентрации MgO, CaO,  $\text{CO}_2$  и низкие –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) являются идентичными кимберлитам группы-1 мира.

Ксенолиты мантийных пород из этого блока также практически не затронуты вторичными изменениями, что выражается, например, в отсутствии замещения оливина и ортопироксена серпентином. Петрохимические анализы ксенолитов перидотитов также подтверждают отсутствие постмагматической гидратации нодулей – п.п.п. (потери при прокаливании) близки к нулю, или даже принимают отрицательные значения [Doucet et al., 2012; Agashev et al., 2013].

#### **2.4. Деформированные перидотиты: обоснование выбора объекта исследований**

Деформированные перидотиты впервые были описаны в кимберлитах трубки Удачная А.П. Бобриевичем и коллегами в работе [Бобриевич и др., 1959]. Ф. Бойд и П. Никсон [1972; 1973] определили подобные породы среди ксенолитов в кимберлитах Лесото (ЮАР) как «*sheared*» (Рис. 2.7) в качестве структурной противоположности зернистым типам перидотитов (Рис. 2.8), однако применяются также другие термины: *hot deformed*, *porphyroclastic* или *high-T peridotites* [Harte, 1977; Boyd, 1984; Drury, Van Roermund, 1989; Franz et al., 1996; Wirth, Matsyuk, 2005; O'Reilly, Griffin, 2010]. Следует отметить, что в отечественной литературе рассматриваемые породы также описываются различными терминами: катаклазированные, порфировидные, катабластированные, деформированные [Соболев, Похиленко, 1975; Лазько, Серенко, 1983; Харьков и др., 1983; Уханов и др., 1988; Специус, Серенко, 1990; Соловьева и др., 1994, 1997; 2012; Егоров и др., 2004]. В настоящей работе мы используем термин «деформированные», так как он лучше всего объединяет англо- и русскоязычные термины. Общий рисунок структуры деформированных перидотитов определяется крупными порфирокластами граната, пироксенов и оливина в матрице, состоящей из мелких полигональных зерен – необластов, главным образом оливина (Рис. 2.7). Подробное описание и классификация структур перидотитов из кимберлитов были произведены в работах Boullier and Nicolas [Boullier, Nicolas, 1975] и Harte [Harte, 1977]. Минералы ультраосновных ксенолитов реагируют на возрастающие напряжения в различной степени: оливин реагирует особенно сильно, ортопироксен в меньшей степени, далее следуют клинопироксен и гранат.

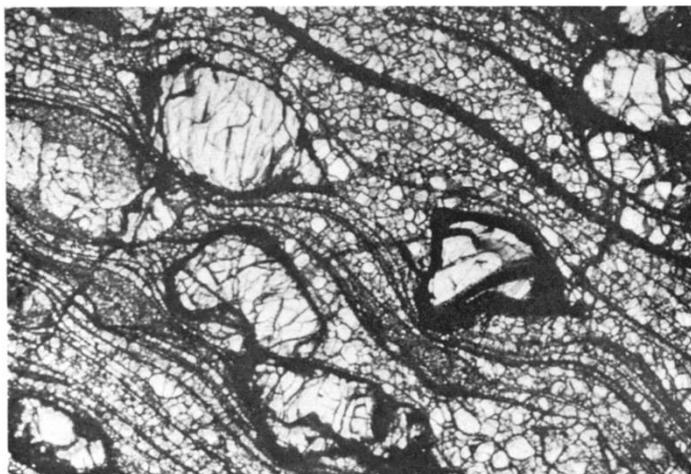


Рисунок 2.7. Структура деформированного гранатового перидотита [Boyd, 1973].

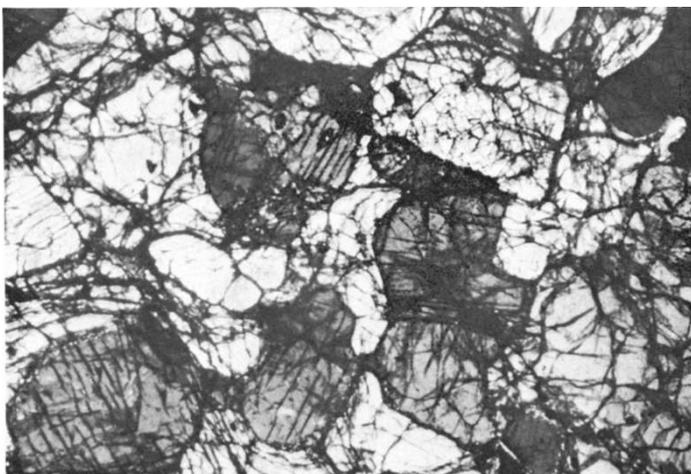


Рисунок 2.8. Структура зернистого гранатового перидотита [Boyd, 1973].

Реакция оливина и пироксенов выражается главным образом только в их рекристаллизации, а гранатов в дезинтеграции. Классификация структур деформированных перидотитов основана в первую очередь на степени рекристаллизации оливина, тогда как выделение подтипов структуры базируется на характере деформаций пироксенов и граната. По этой классификации порфирокластическая структура образуется в породах, когда нерекристаллизованный оливин (порфирокласты) составляет более 10 % от общего количества оливина. Мозаично-порфирокластическая структура образуется, когда порфирокласты оливина составляют менее 10 % от общего количества зерен оливина. Флюидальный подтип возникает, когда необласты рекристаллизованного ортопироксена протягиваются в виде хвостов в основную массу из оливиновых необластов. Ламинарный подтип формируется, когда ортопироксены полностью рекристаллизуются и превращаются в тонкие прослои. Нарушенный подтип возникает, когда большие зерна гранатов разбиты, и их фрагменты вытянуты в виде цепочек. Считается, что

совокупность деформированных структур возникла в процессе рекристаллизации пород, имевших первичное зернистое сложение, под воздействием высокого напряжения и интенсивных деформаций [Boullier, Nicolas, 1975; Владимиров и др., 1976; Harte, 1977; Mercier, 1979; Меляховецкий, П., 1980; Pearson et al., 2003].

Ксенолиты деформированных перидотитов описаны в кимберлитах из различных регионов мира. Кроме структурных отличий, деформированные перидотиты характеризуются также большими оценками глубин залегания в мантии, чем зернистые перидотиты. Например, для деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная глубины залегания варьируют от 170 до 220 км (Рис. 2.9). Таким образом, предполагается, что эти породы представляют собой одно из наиболее глубинных мантийных веществ, выносимых на поверхность кимберлитовыми расплавами [Соболев, Похиленко, 1975; Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2010; Agashev et al., 2013]. В настоящий момент, существует несколько основных точек зрения на образование деформированных перидотитов (Рис. 2.10): (1) образование деформированных перидотитов в подошве субконтинентальной литосферы связано с напряжениями, возникающими в результате сопротивления литосферы астеносферным конвективным потокам [Boyd, Nixon, 1975; Kennedy et al., 2002]; (2) деформации были вызваны подъемом мантийного диапира незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой [Green, Gueguen, 1974; Mercier, 1979; Green, Gueguen, 1983]; (3) деформации ассоциируют с внедрением астеносферных расплавов/флюидов [Ehrenberg, 1979]. (4) деформации происходили при растяжении литосферы, вызванном поднятием мантийного плюма, незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой [Franz et al., 1996; Франц и др., 1997; O'Reilly, Griffin, 2010].

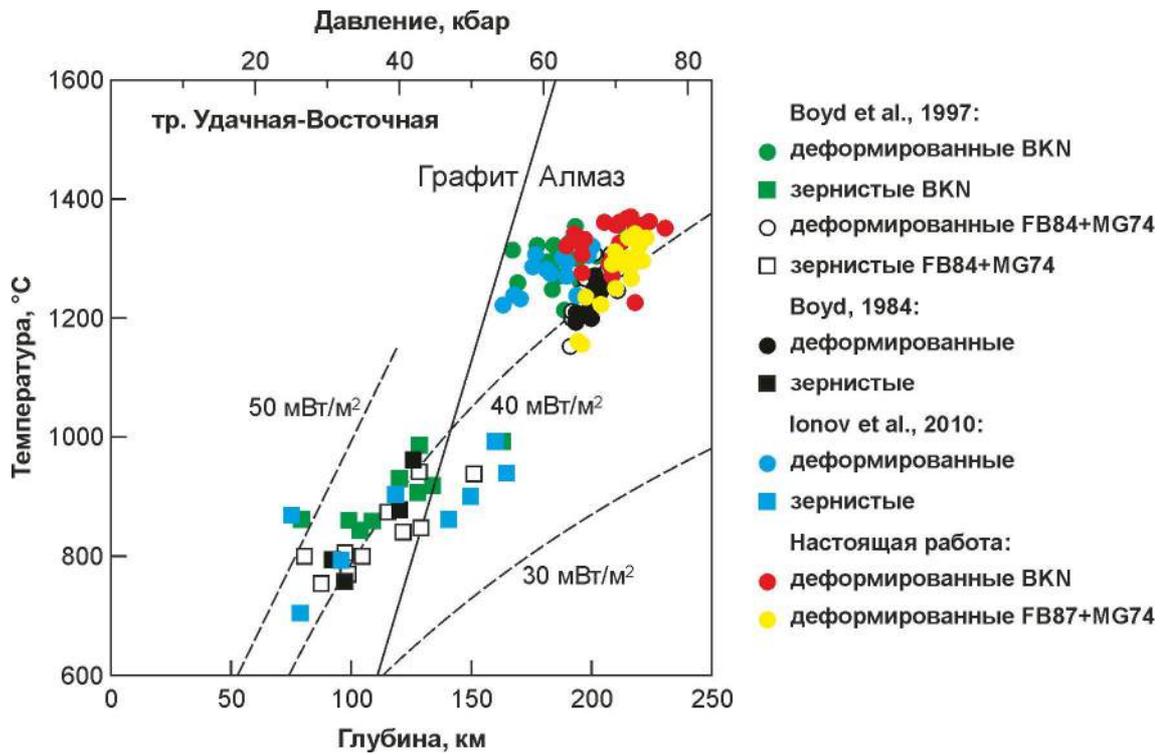


Рисунок. 2.9. Оценки равновесных температур и давлений для гранатовых перидотитов из трубки Удачная-Восточная по данным разных авторов и использованием различных минеральных термометров и барометров [Boyd, 1984; Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2010]. Штриховые линии – расчетные континентальные геотермы с величиной теплового потока 30, 40 и 50 мВт/м² [Pollack, Шарман, 1977]. Линия перехода графит-алмаз – экспериментальные данные [Kennedy, Kennedy, 1976].

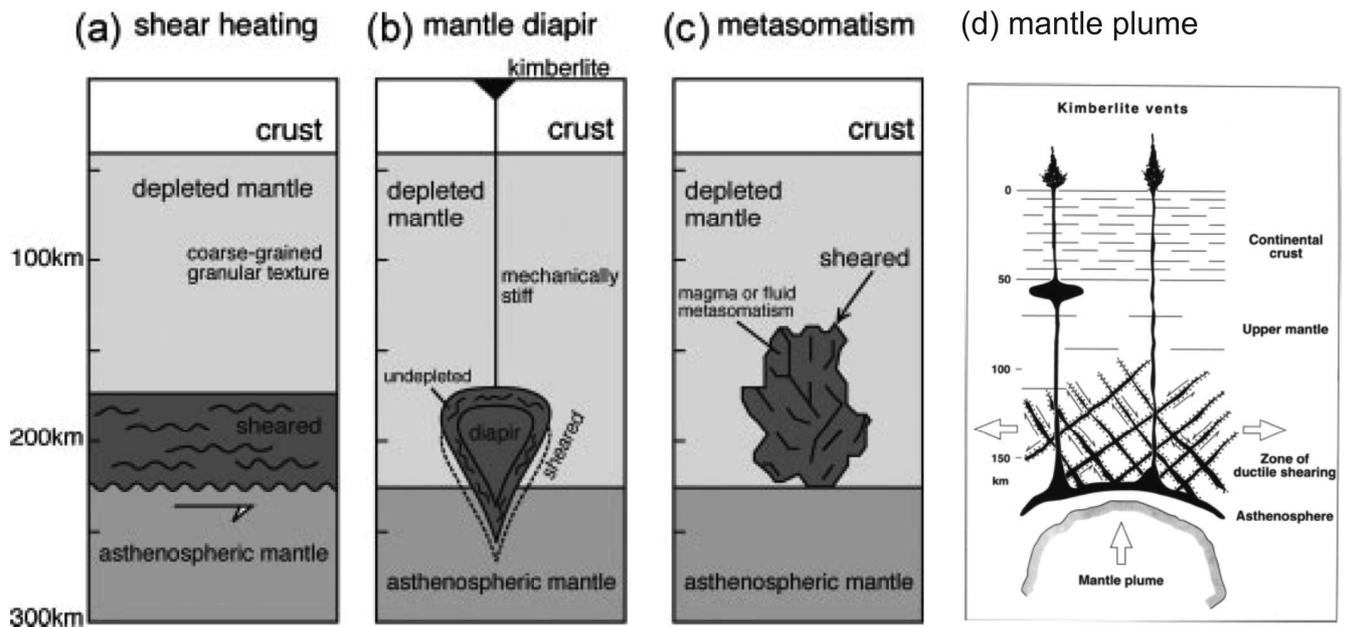


Рисунок 2.10. Основные модели, объясняющие образование деформированных перидотитов (иллюстрации (а-с) из работы [Katayama et al., 2011], (d) из работы [Franz et al., 1996]). (а) интенсивные деформации в основании литосферы, возникающие в результате сопротивления литосферы астеносферным конвективным потокам [Boyd, Nixon, 1975; Kennedy et al., 2002]. (b) деформации вызваны подъемом мантийного диапира [Green, Gueguen, 1974; Mercier, 1979; Green, Gueguen, 1983]. (с) деформации ассоциируют с мантийным метазоматозом астеносферными расплавами/флюидами [Ehrenberg, 1979]; (d) деформации происходят в режиме простого сдвига при растяжении литосферы, вызванном поднятием мантийного плюма [Franz et al., 1996; Франц и др., 1997; O'Reilly, Griffin, 2010].

Абстрагируясь от всех моделей, необходимо отметить результаты теоретического и экспериментального моделирования, которые показывают, что микроструктуры деформированных перидотитов должны отжигаться в течение нескольких лет при температурах их нахождения в мантии, то есть они не могут существовать в течение долгого времени в основании литосферной мантии [Goetze, 1975; Mercier, 1979]. Это свидетельствует о том, что в рамках любой модели, деформированные структуры, запечатленные в ксенолитах, по времени образования должны быть близки к извержению кимберлитов. Кроме того, сохранность микроструктур деформированных перидотитов свидетельствует о быстром подъеме кимберлитовых расплавов [Mercier, 1979; Green, Gueguen, 1983].

В последней детальной работе, посвященной ксенолитам деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная, А.М. Агашевым и соавторами [Agashev et al., 2013] было показано, что деформированные перидотиты изначально формировались как рестит при высоких степенях плавления. В дальнейшем этот рестит испытал три основных этапа метасоматических преобразований.

Таким образом, глубинное происхождение, повсеместная распространенность, и комплексная история, включающая плавление, неоднократное проявление мантийного метасоматоза и процессы деформации, обусловили выбор неизменных деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная в качестве объекта исследований.

## ***2.5. Минералого-петрографическое описание исследованных ксенолитов***

Материалом для настоящей работы являлась коллекция ксенолитов деформированных перидотитов (25 образцов), отобранных из блока неизменных кимберлитов восточного тела трубки Удачная коллективом лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений ИГМ СО РАН № 451 в 2002-2005 гг. Образцы отбирались, как непосредственно в карьере трубки Удачная, так и на рудном складе. Исследованные образцы в большинстве своем имеют эллипсоидальную форму и характеризуются довольно крупными размерами от 10 до 20 см по длинной оси. Они не затронуты вторичными приповерхностными изменениями, что выражается, например, в отсутствии замещения оливина и ортопироксена серпентином. Петрохимические анализы ксенолитов деформированных перидотитов из неизменных кимберлитов также подтверждают отсутствие постмагматической гидратации – п.п.п. (потери при прокаливании) в изученных породах близки к нулю (Приложение 2.1) [Agashev et al., 2013]. На Рис. 2.11 а, б в качестве примера приведены фотографии типичного ксенолита деформированного перидотита (обр. UV-7/85), встречающегося в кимберлитах трубки Удачная до 2001 года. Мелкозернистая масса необластов оливина в этом образце практически полностью замещена

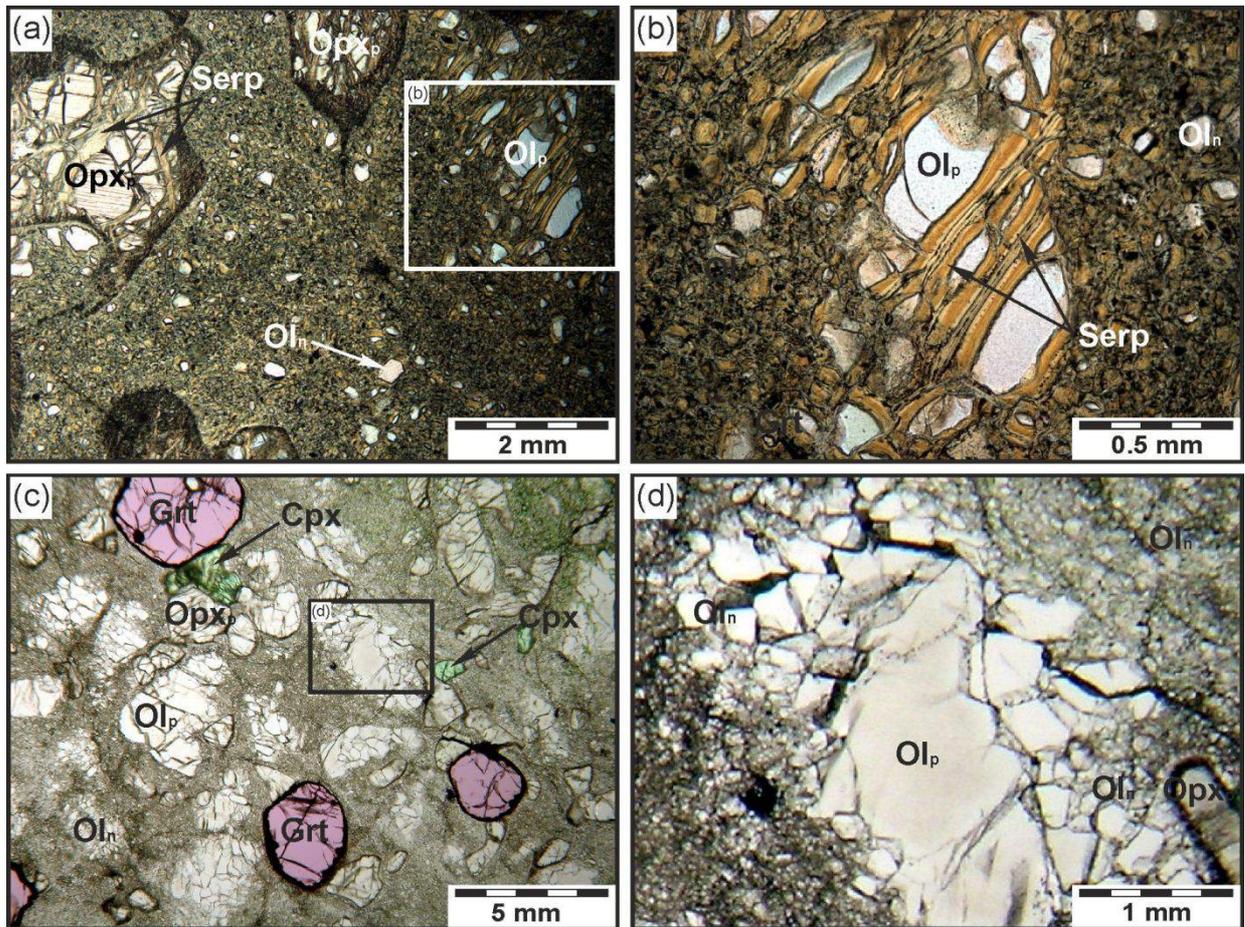


Рисунок. 2.11. Микрофотография (проходящий свет) ксенолитов деформированных перидотитов с мозаично-порфирокластической структурой из кимберлитов трубки Удачная-Восточная. (а), (b) Образец UV-7/85, отобранный в 1985 г. Видно, что необласты оливина почти полностью серпентинизированы; порфирокласты также серпентинизированы по краям и вдоль трещин. (b), (c) Образец UV-27/05, отобранный в 2005 г. Образец характеризуется полным отсутствием вторичного серпентина.

вторичным серпентином, а по трещинам в порфирокластах оливина и ортопироксена развиты жилы серпентина мощностью до 5 мм. Для сравнения показан свежий ксенолит с подобной структурой (Рис. 2.11 с, d).

Краткая минералого-петрографическая характеристика изученных ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная дана в Таблице 2.1. Согласно общепринятой классификации структур деформированных перидотитов [Boullier, Nicolas, 1975; Harte, 1977] исследованные породы имеют порфирокластическую (Рис. 2.12 а, b) (9 образцов), мозаично-порфирикалстическую (Рис. 2.11 с, d) (9 образцов) и флюидално-мозаично-порфирокластическую структуры (Рис. 2.12 с, d) (7 образцов). Структура одного образца (из семи последних, UV-2/05) близка к ламинарно-мозаично-порфирокластической (Рис. 2.12 е, f). К лерцолитам были отнесены все ксенолиты, в которых присутствует клинопироксен. Таких ксенолитов в коллекции 21 (Табл. 2.1). Составы граната из этих 21 ксенолитов находятся в лерцолитовом поле на дискриминационной диаграмме Н.В. Соболева CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Рис. 2.13) [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973]. Три образца с порфирокластической структурой по минеральному составу относятся к гарцбургитам (клинопироксен отсутствует), однако состав граната только одного (UV-1/03) из них попадает в гарцбургитовое поле на диаграмме CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Рис. 2.13); составы граната двух других гарцбургитов (UV-68/03 и UV-88/03) находятся в лерцолитовом поле. В образце UV-8/05 с порфирокластической структурой были диагностированы только оливин и гранат, однако составы граната попадают в лерцолитовое поле на диаграмме CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Рис. 2.13).

В результате микронзондовых исследований породообразующих минералов было установлено, что в пределах образца составы минералов практически не меняются, а составы необластов оливина и ортопироксена не отличаются от состава соответствующих порфирокластов (Приложение 2.2-2.4). Кроме того, в каждом образце были проанализированы край и центр зерен всех минералов. Только в нескольких образцах (UV-68/03, UV-89/03, UV-33/04, UV-3/05, UV-4/05, UVK-10/05) был обнаружен зональный гранат (Приложение 2.5); в других минералах зональность отсутствует. В пределах коллекции от образца к образцу составы минералов варьируют в различных пределах (Приложение 2.2-2.5).

*Оливин.* Оливин в породах представлен форстеритом (Fo<sub>86-91</sub>, Mg# 86.6-91.6) и характеризуется незначительными вариациями состава (в мас. %): SiO<sub>2</sub> 39.7-41.5; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.08; FeO 8.1-12.9; MnO 0.01-0.2; MgO 46.6-50.4; CaO до 0.14; NiO 0.2-0.4.

*Ортопироксен.* Ортопироксен (Mg# 88.5-93.2) по составу соответствует бронзитам и энстатитам (En<sub>86-91</sub>Fs<sub>7-11</sub>Wo<sub>1-3</sub>). Он имеет следующие вариации состава (в мас. %): SiO<sub>2</sub> 56.2-58.2; TiO<sub>2</sub> до 0.2; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.1-0.5; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.4-0.7; FeO 4.7-7.6; MnO 0.1-0.2; MgO 32.7-36.4; CaO 0.5-1.2; Na<sub>2</sub>O до 0.34.

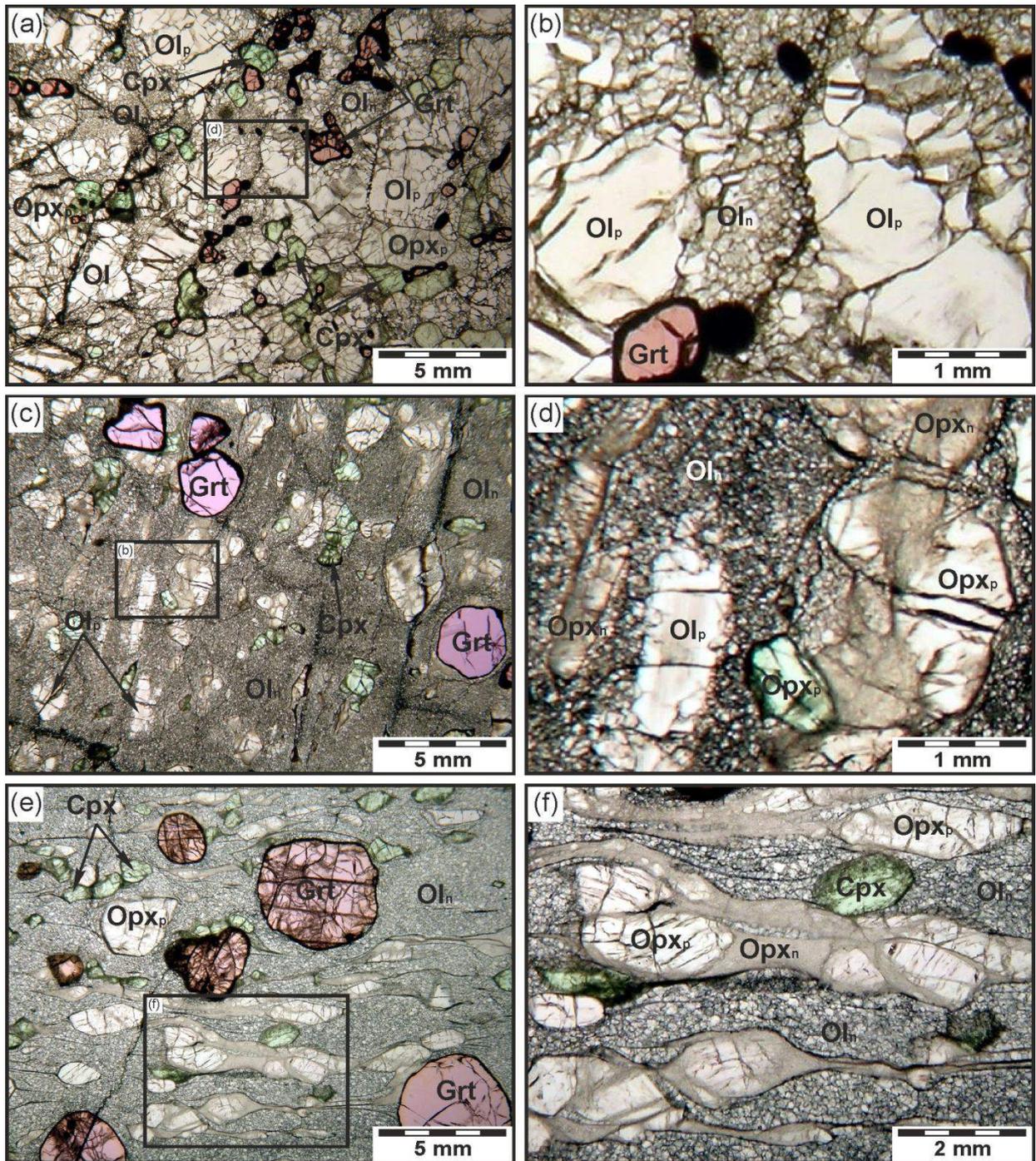


Рисунок 2.12. Микрофотографии (проходящий свет) ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная. (a), (b) Ксенолит деформированного перидотита с порфирокластической структурой (обр. UV-24/05). (c), (d) Ксенолит деформированного перидотита с флюидально-мозаично-порфирокалстической структурой (UV-38/02). (e), (f) Ксенолит деформированного со структурой, близкой к ламинарно-мозаично-порфирокластической (обр. UV-2/05). (b), (d), (f) Увеличенные участки шлифов, демонстрирующие взаимоотношения двух типов породообразующих оливина и ортопироксена: крупные ксеноморфные выделения – порфирокласты и мелкие полигональные зерна – необласты.

Таблица. 2.1. Краткая минералого-петрографическая характеристика изученных образцов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная.

Образец	Порода	Структура	Ol	Orx	Cpx	Grt	Fo, %		Ca#		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO		T, °C		P, kbar	Depth, km††
							Ol	Orx	Cpx	Grt		Grt	Grt	FB87	MG74		
UV-87/03	Лерцолит	П	+	+	+	+	90.3	90.0	40.0	6.4	7.8	1290	67.5	1340	61.0	191	
UV-17/04	Лерцолит	П	+	+	+	+	91.2	91.4	42.7	4.2	2.7	1155	62.0	1225	69.0	214	
UV-6/05	Лерцолит	П	+	+	+	+	89.0	88.4	38.5	5.7	6.2	1335	70.5	1365	68.0	211	
UV-24/05	Лерцолит	П	+	+	+	+	89.1	88.4	39.0	6.5	5.8	1320	69.5	1370	68.5	213	
UV-37/05	Лерцолит	П	+	+	+	+	90.4	90.1	40.5	7.0	5.9	1265	68.5	1325	67.0	209	
UV-8/05	Дунит**	П	+			+	90.4			7.4	6.4						
UV-68/03	Гарцбургит**	П	+	+		+	90.9	90.8		8.9	6.9			1350†	69.0	214	
UV-88/03	Гарцбургит**	П	+	+		+	90.8	90.7		8.2	6.7			1355†	70.0	217	
UV-1/03	Гарцбургит	П	+	+		+	91.0	91.0		11.1	6.7			1250†	59.5	187	
UV-67/03	Лерцолит	МП	+	+	+	+	90.2	89.4	39.4	2.8	4.3	1310	66.5	1360	71.0	220	
UV-89/03	Лерцолит	МП	+	+	+	+	89.7	89.2	41.4	5.0	5.1	1235	62.5	1305	62.0	194	
UV-30/04	Лерцолит	МП	+	+	+	+	90.4	90.2	41.9	4.1	4.9	1220	64.5	1290	65.5	204	
UV-33/04	Лерцолит	МП	+	+	+	+	87.1	87.0	39.6	8.3	6.2	1300	67.5	1330	62.5	196	
UV-50/04	Лерцолит	МП	+	+	+	+	89.2	88.8	38.5	4.9	5.1	1335	68.0	1355	66.5	207	
UV-3/05	Лерцолит	МП	+	+	+	+	87.0	86.5	38.5	5.8	5.4	1335	68.5	1360	67.0	209	
UV-4/05	Лерцолит	МП	+	+	+	+	90.0	89.6	39.5	7.7	6.3	1295	70.0	1345	69.0	214	
UV-27/05	Лерцолит	МП	+	+	+	+	90.7	90.4	41.1	5.8	5.3	1250	66.5	1300	66.0	206	
UVK-10/05	Лерцолит	МП	+	+	+	+	89.9	89.1	38.4	6.0	5.6	1340	69.0	1360	65.0	203	
UV-34/03	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	89.7	89.1	40.6	6.7	6.1	1285	68.5	1350	73.0	226	
UV-18/04	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	90.3	89.6	39.6	6.9	5.8	1300	68.0	1320	60.0	188	
UV-32/04	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	86.2	86.4	40.2	7.4	6.1	1295	67.5	1325	62.0	197	
UV-38/02	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	90.8	90.7	41.5	5.8	5.6	1235	65.5	1275	62.5	196	
UV-268/02	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	89.5	89.8	39.5	2.7	4.4	1315	66.5	1330	65.5	204	
UV-59/03	Лерцолит	ФМП	+	+	+	+	89.9	90.2	43.9	4.7	5.0	1160	61.5	1270	66.0	206	
UV-2/05	Лерцолит	ФМП***	+	+	+	+	89.6	89.2	39.9	2.9	4.5	1290	66.0	1275	62.0	194	

Примечания: \* - по составу гранатов относятся к лерцолитам согласно классификации Н.В. Соболева [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973] (см. Рис. 2.х); \*\* - согласно классификации из работ [Boullier, Nicolas, 1975; Harte, 1977]: П – порфирокластическая, МП – мозаично-порфирокластическая, ФМП – флюидально-мозаично-порфирокластическая; \*\*\* – близка к ламинарно-МП структуре;

Fo – содержание форстеритового минала в оливине; En – содержание энстатитового минала в ортопироксене. Ca# Cpx - Ca/(Ca+Mg) (at%) in clinopyroxene; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Grt and CaO Grt - Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO contents (wt%) in garnet; Термобарометрия: FB87 (Finnerty, Boyd, 1986); MG74 (MacGregor, 1974); P<sub>BKN</sub> and T<sub>BKN</sub> (Brey, Köhler, 1990). † для этих трех ксенолитов P-T параметры были оценены с использованием P<sub>BKN</sub> барометра и Ca-in-Orx термометра; †† давления, оцененные по Ca-in-Orx/P<sub>BKN</sub> и T<sub>BKN</sub>/P<sub>BKN</sub>, были конвертированы в глубины на основе модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].

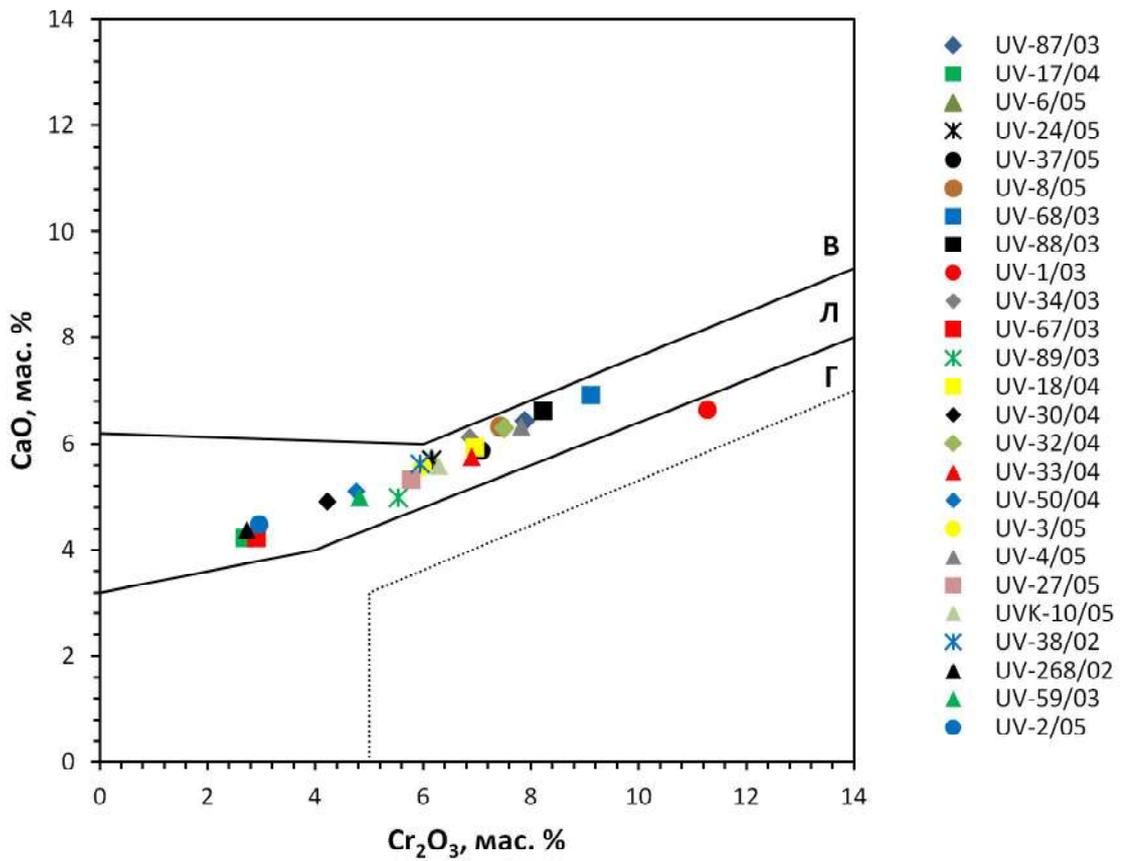


Рисунок 2.13. Диаграмма парагенезисов магнезиальных гранатов [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973] и положение на ней составов гранатов (центр зерен) из изученных деформированных перidotитов трубки Удачная-Восточная. Г, Л и В – поля гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов.

*Клинопироксен.* Клинопироксен ( $\text{En}_{50-56}\text{Fs}_{4-7}\text{Wo}_{33-41}$ ; Mg# 87.3-92.7; Ca# 38.3-44.8; Cr# 19.7-45.9) относится к субкальциевым диопсидам и хромдиопсидам, и характеризуется следующими вариациями состава (в мас. %):  $\text{SiO}_2$  53.6-56.3;  $\text{TiO}_2$  до 0.5;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.6-1.7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.7-2.0; FeO 2.7-4.8; MnO – 0.1-0.2; MgO 17.4-20.4; CaO 16.4-19.7;  $\text{Na}_2\text{O}$  0.4-1.8;  $\text{K}_2\text{O}$  0.03-0.17.

*Гранат.* Гранат (Mg# 77.6-84.2; Ca# 7.9-35.5; Cr# 12.3-20.3) имеет самые широкие вариации состава из всех породообразующих минералов деформированных перидотитов (в мас. %):  $\text{SiO}_2$  40.6-42.7;  $\text{TiO}_2$  до 1.5;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  2.7-11.3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13.8-21.3; FeO 6.8-9.5; MnO 0.2-0.4; MgO 18.5-21.8; CaO 4.2-6.9;  $\text{Na}_2\text{O}$  до 0.2. На графике  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -CaO все гранаты, кроме одного (UV-1/03), попадают в поле лерцолитового парагенезиса (Рис. 2.13). В шести образцах (UV-68/03, UV-89/03, UV-33/04, UV-3/05, UV-4/05, UVK-10/05) для граната наблюдается зональность (Приложение 2.5).

Температуры и давления последнего равновесия ассоциации породообразующих минералов перидотитов были оценены с использованием нескольких геотермобарометров. Для 21 образца лерцолитов расчеты производились по двум парам термометр/барометр (Табл. 2.1): (1) Орх/Срх (основанный на обменных реакциях Ca-Mg) термометр FB86 [Finnerty, Boyd, 1987] и Al-in-Орх барометр MG74 [MacGregor, 1974]; (2)  $T_{\text{ВКН}}/P_{\text{ВКН}}$  термобарометр [Brey, Köhler, 1990], основанный на обменных реакциях Ca-Mg в пироксенах и Al между ортопироксеном и гранатом, соответственно. *P-T* параметры, рассчитанные с помощью FB86/MG74 термобарометра составляют:  $1155 < T < 1340$  °C и  $61.5 < P < 70.5$  кбар; с помощью  $T_{\text{ВКН}}/P_{\text{ВКН}}$  термобарометра:  $1225 < T < 1370$  °C и  $60 < P < 73$  кбар. *P-T* параметры равновесия для 3 ксенолитов без граната были оценены с помощью Ca-in-Орх термометра [Brey, Köhler, 1990] и  $P_{\text{ВКН}}$  барометра и составляют для UV-1/03 – 56.5 кбар и 1250 °C, UV-68/03 – 69 кбар и 1350 °C, UV-88/03 – 70 кбар и 1355 °C (Табл. 2.1). Для образца UV-8/05 оценки *P-T* параметров не были сделаны.

В результате детального исследования было установлено, что помимо породообразующих первичных минералов в деформированных перидотитах присутствует значительное количество акцессорных минералов. Описанию и результатам изучения акцессорных минералов посвящены последующие главы диссертационной работы. Поздние акцессорные минералы в деформированных перидотитах находятся как внутри породообразующих минералов, так и в интерстициях между ними. В породообразующих минералах они находятся в составе полисульфидных глобул (глава 4), вторичных расплавных и флюидных включениях (глава 5).

В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов акцессорные минералы находятся в виде одиночных зерен или скоплений в интерстициях между породообразующими минералами, слагают микрожилы, а также образуют каймы вокруг породообразующих минералов (глава 6).

### Глава 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Идентификация и изучение химического состава акцессорных минералов в ксенолитах деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная были выполнены на современной высокоточной аппаратуре в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН) и Новосибирском государственном университете. Поиск акцессорных минералов осуществлялся с помощью оптической микроскопии и растровой электронной сканирующей микроскопии.

Препарирование образцов для аналитических исследований являлось важным моментом настоящей работы. В работе использована представительная коллекция ксенолитов деформированных перидотитов, состоящая из 25 образцов, отобранных в течении 2002-2005 гг. сотрудниками лаборатории ИГМ СО РАН № 451 из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная. Для каждого образца (как для центра, так и для края) было изготовлено от 4 до 12 полированных пластинок в зависимости от размера образца. Пластинки были изготовлены как на канадском бальзаме, так и на эпоксидной смоле (как правило, 2-4 пластинки). В случае пластинок на эпоксидной смоле изучались акцессорные минералы уже выведенные на поверхность в процессе шлифовки и полировки пластинок. В случае пластинок на канадском бальзаме отмечались участки с акцессорными минералами, как выведенными на поверхность, так и находящимися в виде включений в порообразующих минералах. Участки, отмеченные для исследований, вырезались на сверлильном станке. Для этого использовались полые сверла с алмазным напылением диаметром 4-12 мм. Затем образец отделялся от стекла путем растворения канадского бальзама в спирте. В случае, когда акцессорные минералы уже были выведены на поверхность и дополнительная полировка образца не требовалась, образцы компоновались в составную пластинку, которая использовалась для дальнейших исследований. Образцы с включениями, не выведенными на поверхность, а также требующие дополнительной полировки, наклеивались на стеклянную подложку небольшого размера. После этого включения выводились на поверхность. Для изучения расплавных включений препараты изготавливались без использования воды с целью сохранения водорастворимых минералов. Полировка производилась с использованием масла, образцы очищались с помощью бензина. Подготовленные таким образом препараты компоновались в одну пластинку для исследований методами электронной микроскопии и рентгеноспектрального анализа. Для исследования акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов для 5 образцов также были изготовлены полированные пластинки без использования воды, с целью обнаружения водорастворимых акцессорных минералов.

Метод оптической микроскопии использовался для изучения модального состава и структурных особенностей ксенолитов, выявления включений и акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов, наблюдения взаимоотношений фаз, а также для оценки количественных соотношений фаз, например, во вторичных расплавных включениях. Исследования проводились в ИГМ СО РАН на микроскопах Carl Zeiss Axiolab Pol Canon G5 (Германия) и Olympus BX51 (Япония), совмещенном с фотовидеокамерой Olympus COLOR VIEW III. Для визуального контроля во время препарирования образцов также использовался бинокулярный микроскоп МБС 10 (Россия).

Растровая электронная сканирующая микроскопия (SEM) совместно с энергодисперсионной спектроскопией (EDS) использовались для диагностики акцессорных минералов (качественный и полуколичественный (иногда количественный) химический анализ), изучения их морфологии, взаимоотношения друг с другом и породообразующими минералами. Исследования проведены на электронных сканирующих микроскопах JEOL 6380LA, LEO 1430VP, JEOL JSM-6510LV, и Tescan MYRA 3 LMU, совмещенных с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments), в ИГМ СО РАН.

Химический состав первичных минералов ксенолитов, акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов и в расплавных включениях в породообразующем оливине определялся в точке посредством рентгеноспектрального анализа (EMPA) на микрозондах Camebax-Micro (Франция) и JEOL JXA-8100 (Япония) в ИГМ СО РАН. Параметры съемки для большинства минералов:  $I = 40-70$  нА,  $V = 20$  кВ,  $t = 10$  с, размер пучка зонда –  $2 \mu\text{m}$ ; для минералов, содержащих щелочи и летучие:  $I = 10-20$  нА,  $V = 20$  кВ,  $t = 10$  с, размер пучка зонда –  $2 \mu\text{m}$ . При анализе крупных зерен карбонатов пучок расширялся до  $4 \mu\text{m}$ . В качестве стандартов использовались природные минералы, синтетические кристаллические фазы, стекла и сплавы.

Криометрические исследования пузырьков расплавных включений проводились на криокамере Linkam THMSG600 (интервал температур  $-195-600$  °С, точность определения  $0.2$  °С). Термометрические опыты по плавлению и гомогенизации вещества расплавных включений проводились на микротермокамере оригинальной конструкции Н.Ю. Осоргина и А.А. Томиленко (Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А. Микротермокамера / Авт. свидетельство № 1562816 СССР от 07.05.1990).

Диагностика кристаллических фаз и определение их химического состава во включениях проводилось комплексом методов – КР спектроскопией (Raman spectroscopy), электронной сканирующей микроскопией (SEM-EDS, element mapping), микрозондовым анализом (EMPA). Поскольку минеральные фазы имеют очень маленькие размеры (от 1 до 20 мкм), главной целью было неоднократно получить достоверные данные, доказывающие присутствие того или иного минерала во включениях несколькими аналитическими методами.

Метод спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии) (в зарубежной литературе - Раман-спектроскопии), основанный на принципе комбинационного (рамановского) рассеяния, является надежным экспрессным и неdestructивным (без вскрытия включений) методом диагностики кристаллических фаз (минералов) и определения молекулярных соединений в составе флюидных и расплавных включений. В рамках настоящей работы метод КР-спектроскопии широко использовался при определении состава тонкокристаллического агрегата и идентификации карбонатов и сульфатов среди кристаллических фаз вторичных расплавных включений. Многие из этих фаз имеют размеры в пределах 1-10 мкм и гигроскопичны (не устойчивы в воздушной и водной средах), что затрудняет их вывод на поверхность и идентификацию с помощью SEM-EDS и EMPA. Кроме того, комплексы  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , входящие в структуру карбонатов и сульфатов, дают хорошо различимые пики на КР-спектрах (Раман-спектрах), отличные от пиков минерала-хозяина (в данном случае силиката), что облегчает их идентификацию по основным пикам. КР-спектроскопия также является единственным методом, с помощью которого по характерным линиям мы можем определить полиморфную модификацию минеральной фазы размером от 1 до 20 мкм, находящегося в матриксе других минералов и который невозможно извлечь в чистом виде. В данном случае размеры минералов были не достаточны для их изучения рентгеноструктурными методами.

КР-спектры в интервале от 100 до 4000  $\text{см}^{-1}$  были получены с использованием следующих конфокальных систем: Horiba Jobin Yvon T64000 (Новосибирский Государственный Университет, Россия) с лазером  $\text{Ar}^+$  514.5 nm и WITec alpha300 R (WITec Ltd., Германия) с лазером Nd:YAG 532 nm. Использование конфокальных систем позволяет фокусировать лазер в точке диаметром 1-2 мкм. Для калибровки спектров использовалась линия 520.6  $\text{см}^{-1}$  кристаллического кремния, а также линия 1122.5  $\text{см}^{-1}$  ртути из люминесцентной лампы.

Кроме того, в интервале от 150 до 2000  $\text{см}^{-1}$  при помощи спектрометра DILOR OMARS 89 оборудованного мультисканальным детектором LN/CCD1100 PB (Princeton Instruments), микроскопом Olympus (использовались 50-кратный и 100-кратный объективы) и лазером  $\text{Ar}^+$  514.5 nm LG-106M-1 (Рязань) в ИГМ СО РАН были сняты КР-спектры флюидных включений в ортопироксене.

Первоначально включения выводились к поверхности оливинов на расстояние 5-10 мкм, после чего проводился анализ кристаллических фаз. Таким способом было получено порядка 500 спектров кристаллических фаз и тонкораскристаллизованного агрегата. В дальнейшем включения вскрывались (выводились на поверхность), после чего состав минералов определялся с помощью энергодисперсионной спектроскопии и рентгеноспектрального анализа. Было вскрыто порядка 500 включений. После исследования методами SEM-EDS наиболее интересные и принципиальные для данной работы выведенные на поверхность минералы во включениях (карбонаты кальция,

различные по составу щелочные карбонаты и сульфаты) снова изучались методом КР-спектроскопии (для получения чистых спектров без линий минерала-хозяина); всего получено порядка 200 «чистых» спектров минералов.

Валовый химический состав (состав исходного сульфидного вещества) глобул до распада моносульфидного твердого раствора был рассчитан с использованием модальных пропорций слагающих минералов, их химического состава и плотностей [Гаранин и др., 1981]. Для расчета модального состава были использованы изображения в отраженном свете и в обратно рассеянных электронах. Изображения были оцифрованы в программном пакете CorelDRAW Graphics Suite X3. При помощи встраиваемого модуля PlotCalc 5.0.0 были определены модальные пропорции сульфидов в глобулах, соответствующие их объемным процентам.

В работе были использованы данные по валовому петрохимическому (рентгенофлуоресцентный анализ РФА) и геохимическому (метод индукционно-связанной плазменной масс-спектрометрии ICP-MS) составу 8 ксенолитов из коллекции, а также данные по редким и редкоземельным элементам (метод ICP-MS с лазерной абляцией LA ICP-MS) в гранате и клинопироксене, полученные А.М. Агашевым [Agashev et al., 2013]. Анализ порошка пород методом РФА был выполнен с использованием прибора Philips PW1404 в Майнцском университете Иоганна Гутенберга (Майнц, Германия). Анализ порошка пород методом ICP-MS и определение редкоэлементного состава граната и клинопироксена методом LA ICP-MS производились на приборах Element XR и Element XR ICPMS с ультрафиолетовым лазером (193 nm) Excimer CompEx 102, соответственно, в Университете Монпелье (Франция). Данные опубликованы в работе [Agashev et al., 2013].

## ГЛАВА 4. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ

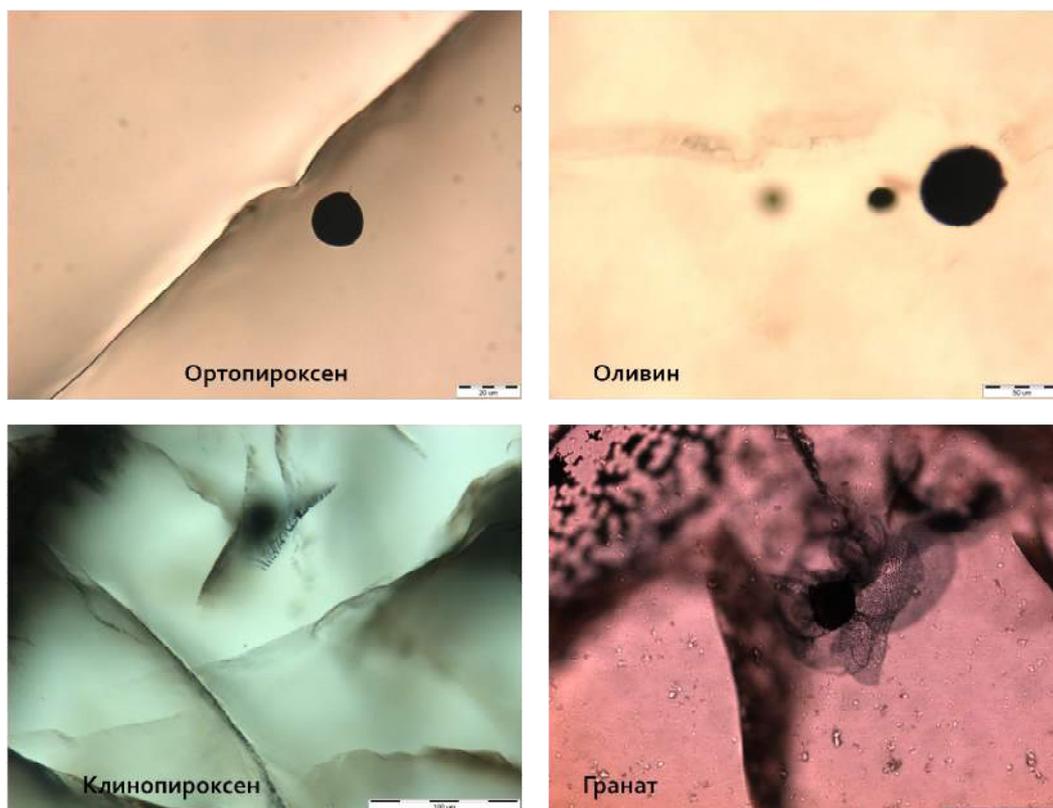
В порфирокластах породообразующих минералов ксенолитов установлены крупные полисульфидные включения (глобулы) размером до 400 мкм, имеющие в плане округлую или овальную форму (Рис. 4.1). Полисульфидные глобулы обычно состоят из следующих ассоциаций: пентландит + пирротин + халькопирит или пирротин + джерфишерит ( $K_6Na(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$ )  $\pm$  пентландит  $\pm$  халькопирит. Первая ассоциация характерна для изолированных глобул (Рис. 4.2 а, б), тогда как вторая ассоциация характерна только для глобул, которые пересекаются трещинами, проходящими через весь минерал-хозяин (Рис. 4.2 с, d).

### *Изолированные сульфидные глобулы*

Изолированные сульфидные глобулы состоят из Fe-Ni-Cu сульфидов, представленных пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Халькопирит, как правило, располагается по периферии глобул, порой образуя прерывистую кайму. Пентландит обычно находится в виде ламелей в пирротине. Однако, иногда пентландит располагается по периферии глобул (Рис. 4.3).

От глобул иногда расходятся радиальные дисковидные трещины ("розетки"), в которых присутствуют мелкие округлые выделения сульфидов. Они состоят из пирротина, пентландита и халькопирита, то есть их минеральный состав идентичен самим глобулам.

Структурные взаимоотношения силикатов и содержащихся в них полисульфидных глобул, а именно хаотичное расположение глобул и отсутствие связи с ориентировкой спайности и разнонаправленными трещинами, полностью пересекающими зерна, позволяют предположить, что глобулы захватывались во время образования силикатов. Наличие розеток трещин указывает, что вещество глобул на каком-то этапе было расплавлено. Согласно экспериментальным данным, первым из Fe-Ni-Cu-сульфидного расплава кристаллизуется высокотемпературный Fe-Ni-Cu-моноссульфидный твердый раствор, который при понижении температуры далее распадается на халькопирит, пентландит и пирротин [Kullerud et al., 1969; Raghavan, 2004]. Высокотемпературный моноссульфидный твердый раствор всегда распадается на низкотемпературную ассоциацию независимо от скорости охлаждения [Ballhaus et al., 2001; Taylor, Liu, 2009]. Таким образом, пентландит, пирротин и халькопирит в глобулах представляют собой продукты распада изначально гомогенного моноссульфидного твердого раствора.



*Рисунок 4.1.* Полисульфидные включения (глобулы) в порфирокластах породообразующих минералов ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет. Вокруг клинопироксенена и граната хорошо видны "дисковидные трещины". Вокруг включений в ортопироксене (Рис. 4.2 а, с) и оливине (Рис. 4.3 а) трещины, заполненные мелкими округлыми выделениями сульфидов также присутствуют, но развиты менее интенсивно.

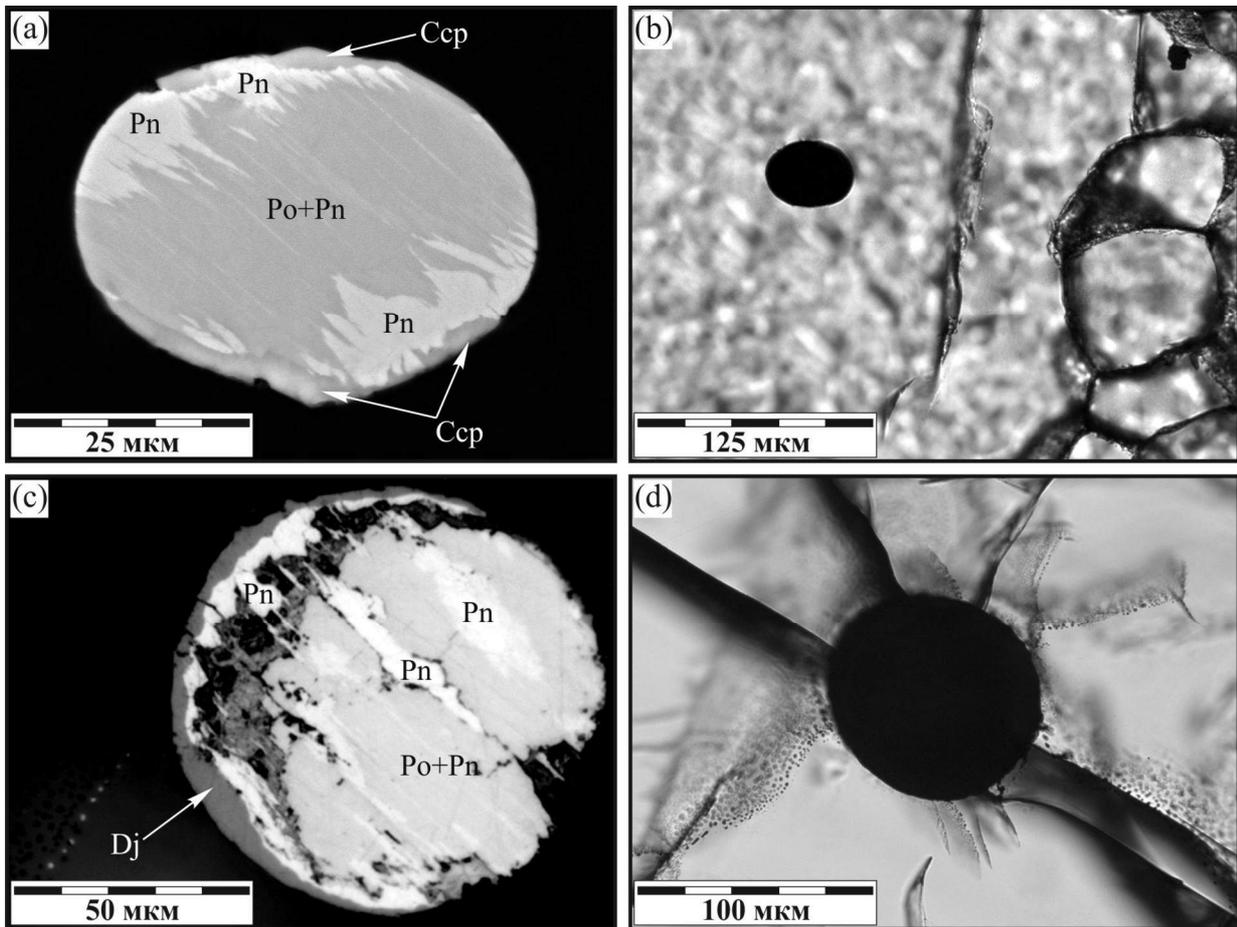
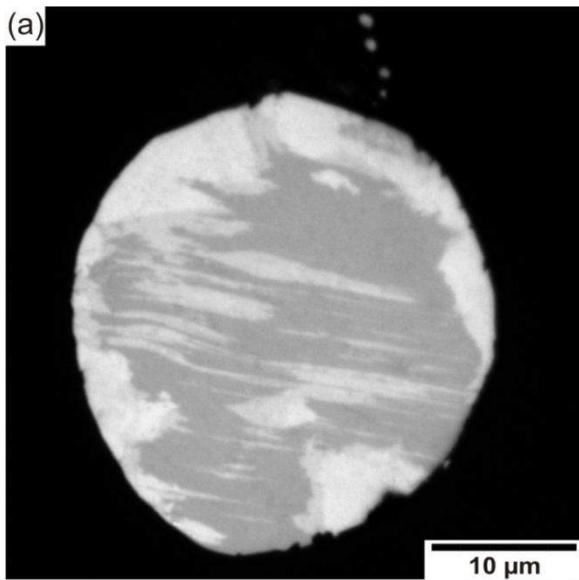
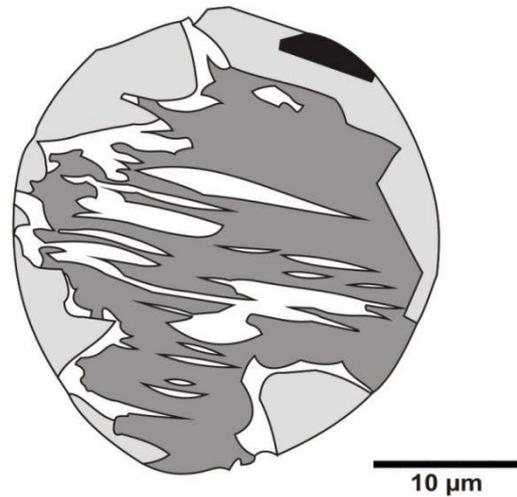


Рисунок 4.2. Полисульфидные глобулы в породообразующих минералах ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. (а, б) – изолированная сульфидная глобула в порфирокласте оливина, обр. UV-6/05. (с, d) – пересеченная трещинами сульфидная глобула с каймой джерфишерита в ортопироксене, обр. UV-268/02; а – обратно рассеянные электроны (BSE image); б, d – проходящий свет; с – отраженный свет. Po – пирротин; Pn – пентландит; Csp – халькопирит; Dj – джерфишерит.



(b) ■ Csp □ Pn1 □ Pn2 ■ Po



*Рисунок 4.3.* (a) Полисульфидные включение в порфирокласте оливина. Изображение в обратнорассеянных электронах. Вверху видна цепочка мелких округлых выделений сульфидов, маркирующих дисковидную трещину. (b) Обрисованные границы фаз внутри включения. Такие изображения использовались для расчета валового состава сульфидных глобул. . Po – пирротин; Pn<sub>1</sub> и Pn<sub>2</sub> – пентландит различного состава; Csp – халькопирит;

Валовый химический состав (состав исходного сульфидного вещества) глобул до распада моносulfидного твердого раствора был рассчитан с использованием модальных пропорций слагающих минералов (см. Рис. 4.3), их химического состава и плотностей (Гаранин и др., 1981). Получены следующие вариации состава, в мас. %: Fe 37-50; Ni 10-23.5; Co 0.1-0.8; Cu до 5 и S 34-38. Состав глобул в минералах деформированных перидотитов близок к составу сульфидных включений в алмазах перидотитового парагенезиса и минералах из других ксенолитов перидотитов Сибирской платформы [Ефимова и др., 1983; Буланова и др., 1990] (Рис. 4.4).

Существует две точки зрения на причину образования "розеток" вокруг сульфидных глобул в алмазе.

1) Г.П. Буланова с соавторами [Буланова и др., 1990] предположили, что дисковидные трещины образовались вследствие существенного подъема температуры относительно той, при которой сульфидное вещество было захвачено. При подъеме температуры сульфидное вещество частично возгонялось в результате чего резко возрастало внутреннее давление, которое разрешалось трещинами.

2) Е.С. Ефимова и соавторы [Ефимова и др., 1983] считали, что их образование связано с частичной возгонкой сульфидного вещества при транспортировке к поверхности кимберлитовой магмы, то есть в результате резкого падения давления при сохранении высокой температуры.

В обоих случаях, авторы используют термин возгонка. К сожалению, не понятно какой смысл авторы вкладывают в этот термин. Термин возгонка – это синоним термина сублимация как в области геологии [Геологический словарь: в 2-х томах. – М.: Недра. Под редакцией К.Н. Паффенгольца и др., 1978], так и в области металлургии [Энциклопедический словарь по металлургии: в 2-х томах. – М.: Недра. Под редакцией Н.К. Лякишева и др., 1978]. Сублимация – это переход вещества при нагревании из кристаллического состояния непосредственно (без плавления) в газообразное. Вероятно, авторы под термином возгонка в случае сульфидных глобул понимали плавление.

Для того чтобы установить какой процесс из двух вышеописанных является ответственным за образование дисковидных трещин, необходимо знать  $P$ - $T$  параметры плавления сульфидного вещества глобул в мантийных минералах. К сожалению, экспериментальные данные по плавлению (кривые ликвидуса и солидуса) сульфидов в системе Fe-Ni-Cu-S при высоких давлениях редки. Однако, существует работа [Bockrath et al., 2004], где при  $T = 1000-1400$  °C и давлениях до 3.5 ГПа были исследованы фазовые отношения для сульфидной системы следующего состава, в ат. %: 35.6 Fe, 11.8 Ni, 0.7 Cu и 51.9 S, который близок среднему составу сульфидных глобул в порообразующих минералах ксенолитов деформированных перидотитов, в ат. %: 35.3 Fe, 12.0 Ni, 0.2 Co, 1.5 Cu и 51.0 S (Рис. 4.4).

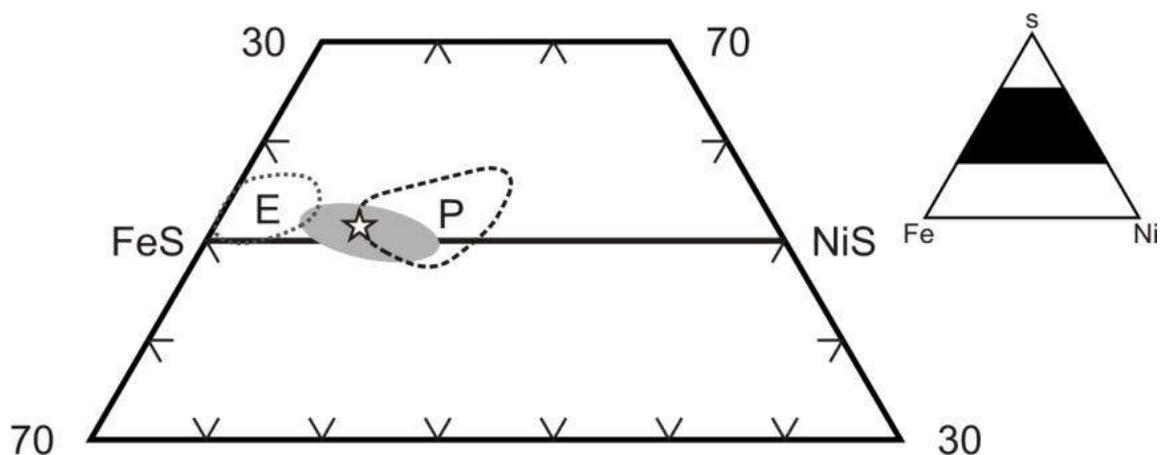


Рисунок 4.4. Валовый состав полисульфидных глобул в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (серое поле) на тройной диаграмме Fe-Ni-S (ат. %). Также показаны поля составов сульфидных включений в алмазах и минералах из других ксенолитов перидотитов Сибирской платформы [Ефимова и др., 1983; Буланова и др., 1990]: P - перидотитовый парагенезис, E - эклогитовый парагенезис. Звездой показан состав системы, экспериментально изученной в работе [Vockrath et al., 2004].

Согласно фазовой диаграмме [Vockrath et al., 2004] и оцененным  $P$ - $T$  параметров деформированных перидотитов, частичное плавление моносльфидного твердого раствора повышением температуры в мантии маловероятно (Рис. 4.5). Наиболее вероятно, что плавление моносльфидного твердого раствора происходило при подъеме ксенолитов кимберлитовой магмой. Декомпрессионное плавление сопровождалось резким увеличением внутреннего давления, которое разрешалось дисковидными трещинами, в которые проникал сульфидный расплав. Такой сценарий близок тому, что предложили Е.С. Ефимова с соавторами [Ефимова и др., 1983].

#### Изолированные сульфидные глобулы

В полисульфидных глобулах, которые пересекаются трещинами, проходящими через весь минерал хозяин, акцессорная сульфидная минерализация представлена: пирротин + джерфишерит ( $K_6Na(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$ )  $\pm$  пентландит  $\pm$  халькопирит. Следует отметить, что изолированные полисульфидные глобулы состоят только из халькопирита, пентландита и пирротина. Таким образом, существует несомненная связь между пересекающимися полисульфидные глобулы трещинами и присутствием джерфишерита в составе глобул. Джерфишерит располагается, как правило, по периферии полисульфидных глобул, окаймляя Fe-Ni-Cu-сульфиды (Рис. 4.2 с, d). Иногда джерфишерит находится во внутренней части глобул, образуя выделения неправильной формы. Связь с трещинами и взаимоотношения сульфидов в глобулах указывают на то, что джерфишерит является более поздним минералом, вероятно, образовавшимся за счет замещения Fe-Ni-Cu-сульфидов. В целом, неравномерное распространение джерфишерита в глобулах может быть объяснено ориентировкой трещин и избирательным замещением Fe-Ni-Cu-сульфидов. В некоторых случаях совместно с джерфишеритом в каймах присутствуют карбонат кальция, тетраферрифлогопит и магнетит. Джерфишерит из полисульфидных глобул характеризуется широкими вариациями состава, в мас. % (Приложение 4.1): Fe 34.8-45.3; Ni 7.7-19.5; Co до 0.6; Cu 0.1-6.3; K 8.9-9.5; Na до 0.2; S 31.2-33.9; Cl 1.2-1.5. В пределах одной глобулы состав джерфишерита часто сильно варьирует по содержанию Fe, Ni и Cu (Приложение 4.1), что может быть связано с неравномерным замещением первичных Fe-Ni-Cu-сульфидов.

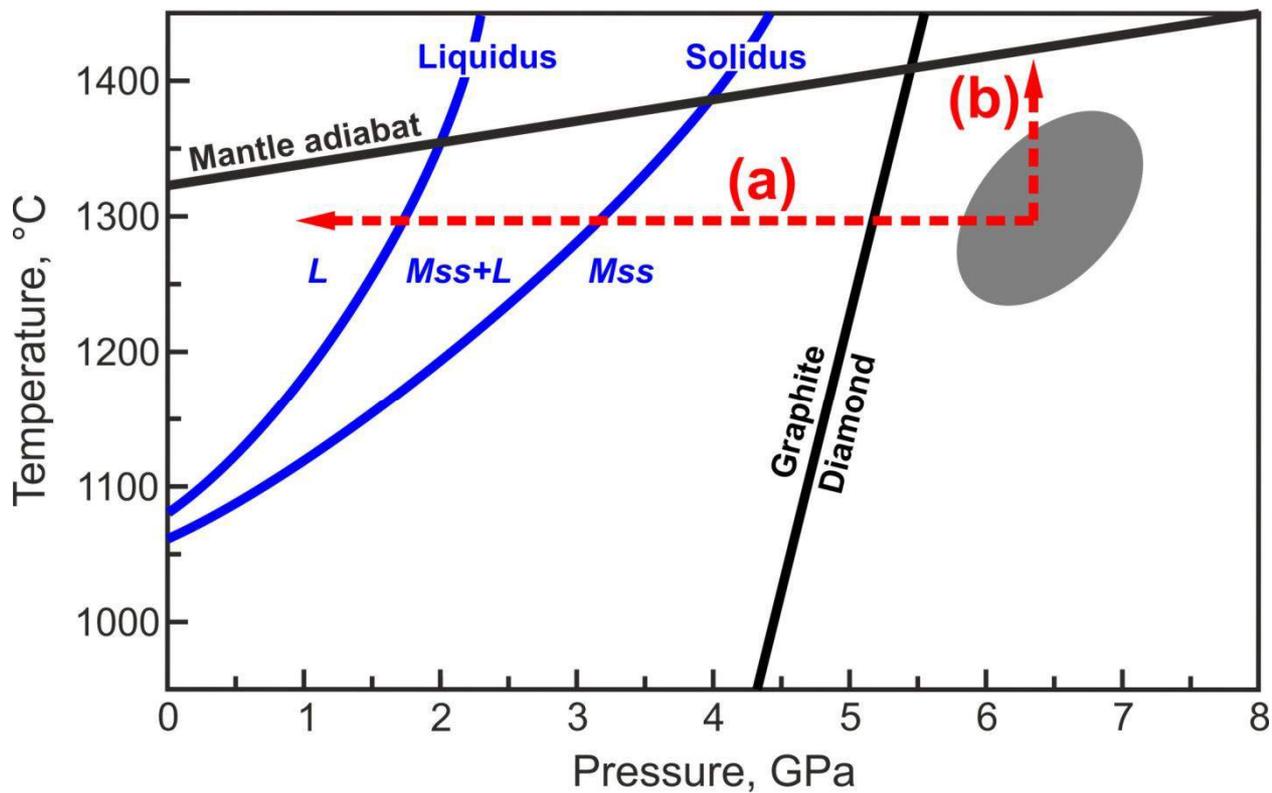


Рисунок 4.5.  $P$ - $T$  диаграмма, демонстрирующая возможные сценарии плавления сульфидного вещества глобул в мантии: (а) декомпрессионное плавления во время транспортировки кимберлитовой магмы, (b) повышение температуры. Ликвидус и солидус сульфидного вещества из работы [Vockrath et al., 2004].

## Глава 5. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВО ВТОРИЧНЫХ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ

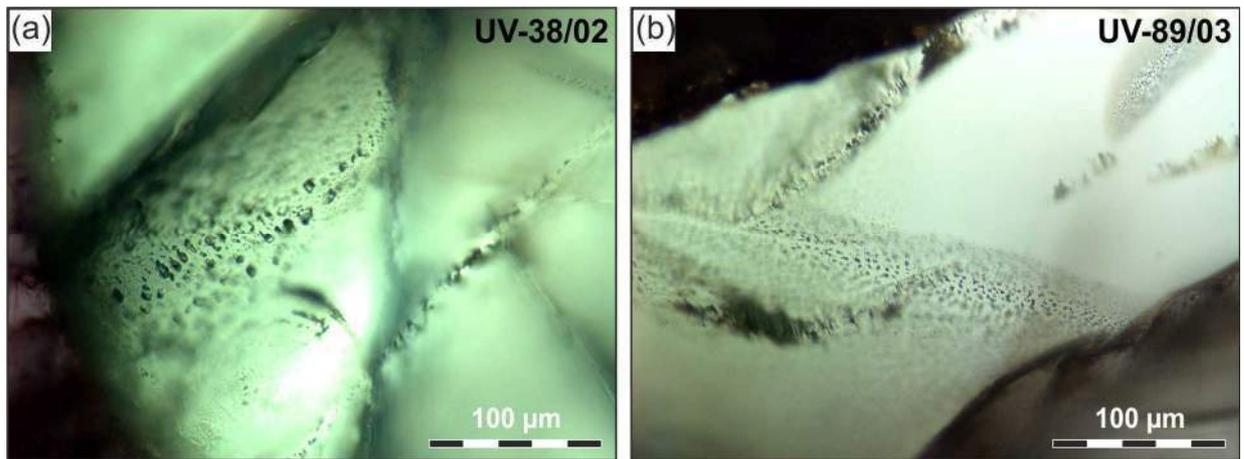
### 5.1. Расплавные включения в оливине

#### 5.1.2. Общая характеристика расплавных включений

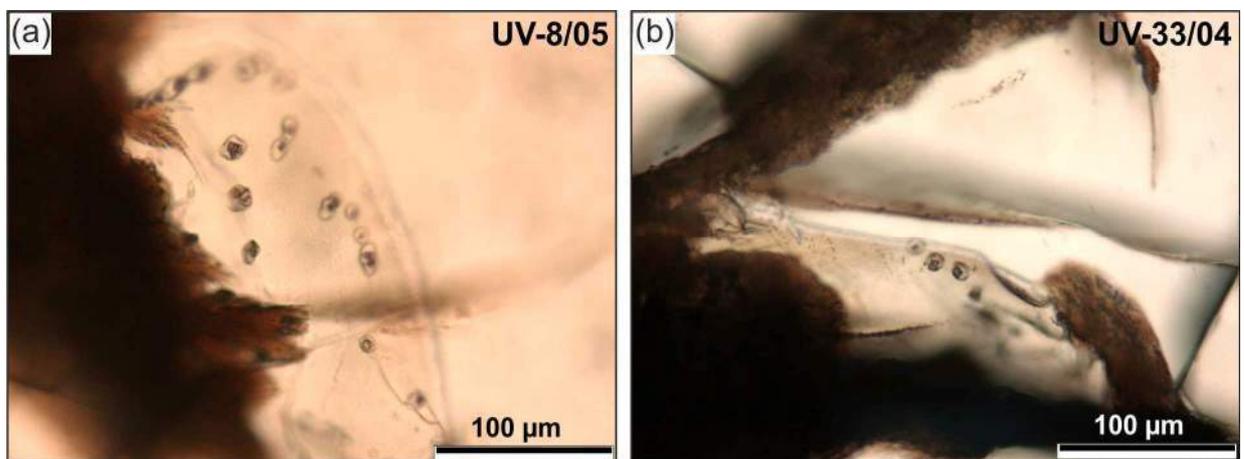
Вдоль залеченных трещин во всех породообразующих минералах неизменных ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная были выявлены вторичные расплавные. В ортопироксене, клинопироксене (Рис. 5.1) и гранате (Рис. 5.2) обнаружены группы включений с размером индивидуальных включений, как правило, от 1 до 10 мкм. Эти включения из-за малых размеров практически невозможно изучать стандартными аналитическими методами, которые использовались в работе.

В породообразующих оливинах ксенолитов как в порфирокластах (Рис. 5.3-5.4), так и в необластах (Рис 5.5) присутствуют расплавные включения размером от первых микрометров до 100 мкм. По включениям в оливинах ксенолитов и был проведен весь комплекс исследований. Расплавные включения в оливинах располагаются в виде полей, ориентированных в различных направлениях, которые иногда пересекаются между собой. Эти поля включений представляют собой залеченные трещины в минерале-хозяине. Трещины либо выклиниваются, либо полностью секут зерно минерала-хозяина; в случае необластов оливина трещины почти всегда полностью секут зерно минерала-хозяина (Рис 5.5). Включения часто соединены друг с другом тонкими каналами (Рис. 5.4 с, d). Форма включений различная: от неправильной до полугогранной (Рис. 5.5 d). Фазовый состав включений: пузырек + тонкораскристаллизованный агрегат + прозрачные кристаллические фазы + рудные кристаллические фазы. Индивидуальные включения в пределах поля характеризуются присутствием разного количества фаз (до 20 в одном включении), а также различными их соотношениями. *Описанные характеристики включений является результатом залечивания трещин и расшнуровывания изначально гомогенного расплава [Lämmlein, 1929; Леммлейн, 1951; Леммлейн, Клия, 1952; Рёддер, 1987]. Таким образом, расплавные включения, располагающиеся вдоль в оливине деформированных перидотитов являются вторичными.*

Около 90 % индивидуальных включений в оливине деформированных перидотитов имеют следующие фазовые соотношения: более 90 об.% вещества включений приходится на прозрачные кристаллические фазы, менее 10 об.% составляют рудные фазы. В остальных 10 % включений большая часть объема включений приходится на рудные фазы (до 90 об.%). Если рассматривать включения в целом, то вещество прозрачных кристаллических фаз составляет порядка 90 об.%, вещество рудных фаз примерно 10 об.%. Оптические исследования расплавных включений



*Рисунок 5.1.* Вторичные расплавные включения в клинопироксене ксенолитов деформированных перidotитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет.



*Рисунок 5.2.* Вторичные расплавные включения в гранате ксенолитов деформированных перidotитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет.

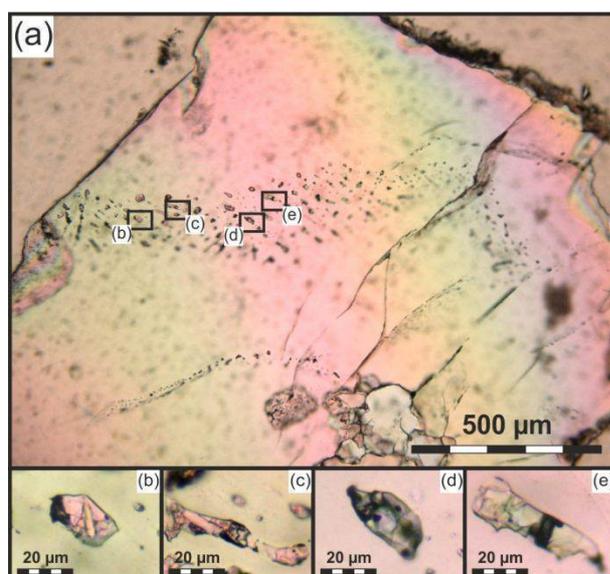


Рисунок 5.3. Вторичные расплавные включения в порфирокласте оливина ксенолитов деформированных перidotитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет.

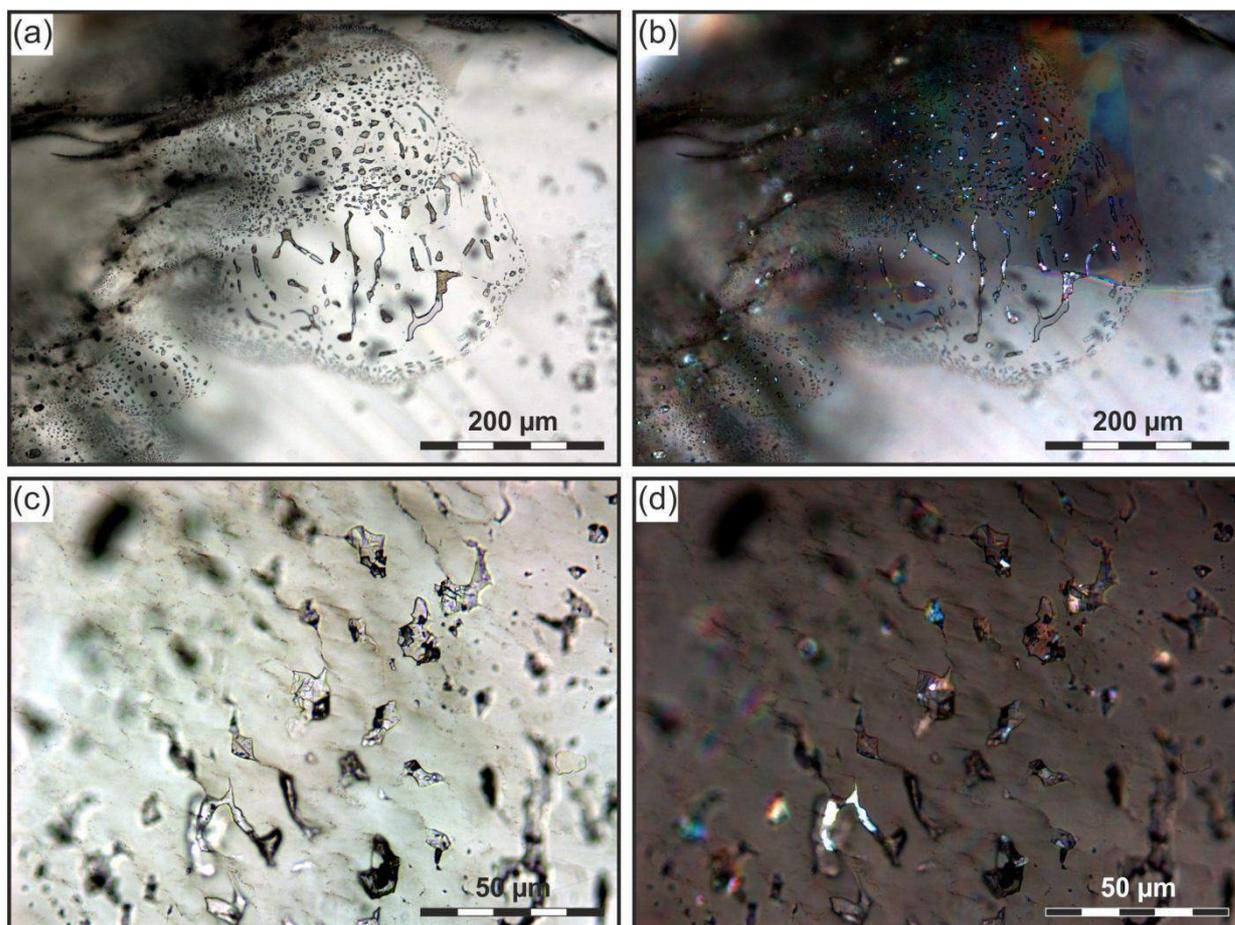


Рисунок 5.4. Вторичные расплавные включения в порфирокластах оливина ксенолитов деформированных перidotитов. Проходящий свет: *a*, *c* – николи параллельны, *b*, *d* – николи скрещены. Яркие светящиеся фазы в скрещенных николях – карбонаты.

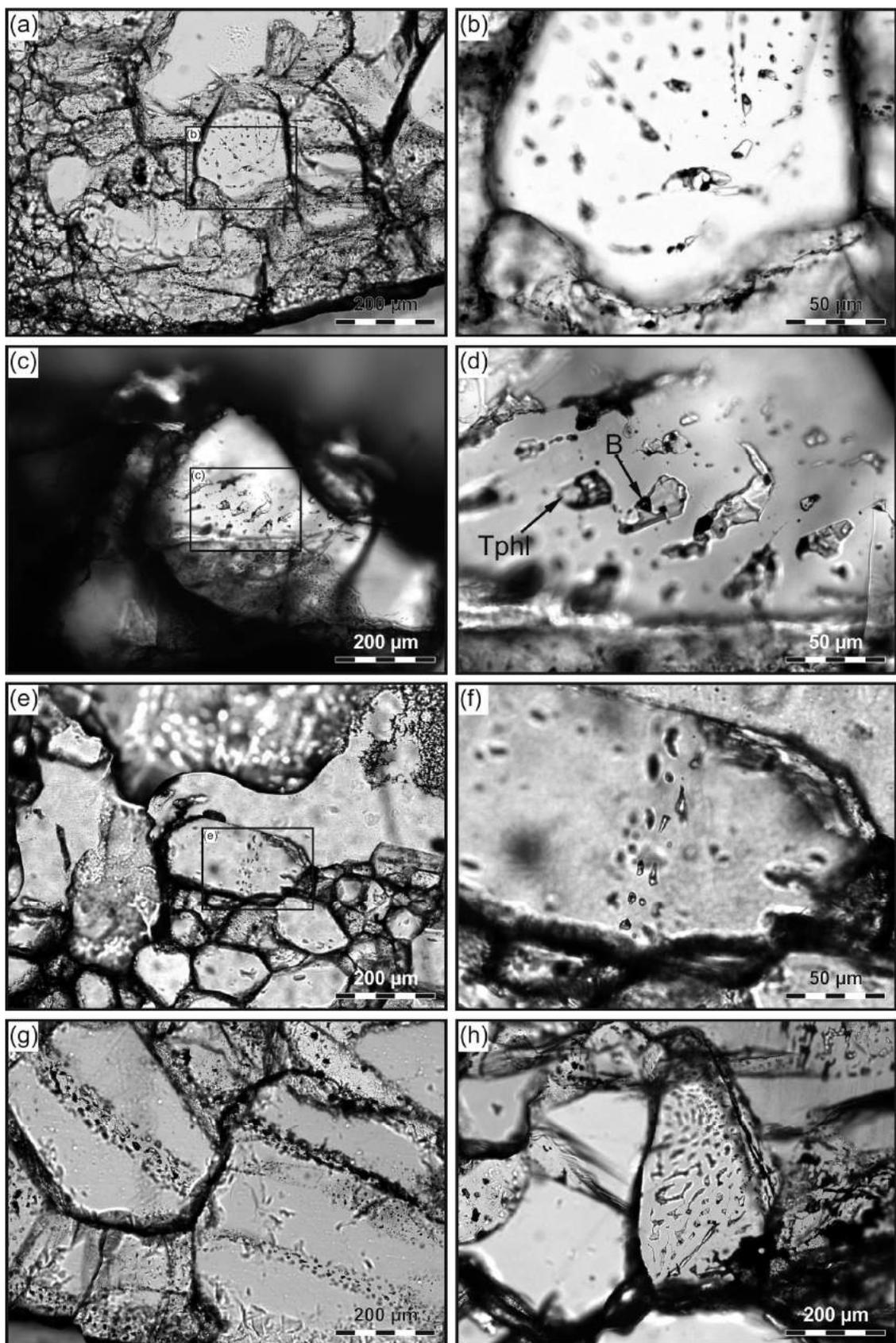


Рисунок 5.5. Вторичные расплавные включения в необластах оливина ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет.

при скрещенных николях показывают, что значительная часть прозрачных кристаллических фаз представлена карбонатами: карбонаты имеют высокие коэффициенты двупреломления и являются наиболее "яркими" фазами в скрещенных николях (Рис. 5.4).

Среди прозрачных кристаллических фаз включений были определены (см. таблицу 5.1) (Рис. 5.6-5.14) различные карбонаты (в том числе щелочные, а также Cl-содержащие разновидности): ньеререит, шортит, нортупит, эйтелит, доломит, арагонит, кальцит, Ва-карбонат; сульфаты (в том числе с добавочными анионами  $\text{CO}_3^{2-}$ ): афтиталит, беркеит, тихит; фосфаты: апатит; хлориды: галит, сильвин, хлоромagneзит; силикаты: тетраферрифлогопит, флогопит, оливин, монтичеллит, диопсид, содалит, хондродит или норбергит, хризотил. Среди рудных минералов были диагностированы (см. таблицу 4.1) оксиды: перовскит, хромит, магнетит, ильменит, рутил; и сульфиды: пирротин, пентландит, джерфишерит, K-Fe сульфид без хлора.

При изучении тонкораскристаллизованного агрегата (размер составляющих его фаз 1 мкм и меньше) в нескрытых включениях методом КР-спектроскопии удалось получить сильные полосы в области колебаний комплексов  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , что указывает на присутствие в нем карбонатов и сульфатов. Однозначно идентифицировать присутствие той или иной индивидуальной фазы по совокупности пиков затруднительно, поскольку за исключением самых сильных линий, остальные пики различить невозможно. При вскрытии включений тонкораскристаллизованный агрегат обычно вываливался из включений, в нескольких случаях в его остатках методом SEM были установлены хлориды.

Слюда является преобладающей силикатной фазой во включениях, в то время как частота встречаемости остальных силикатов существенно ниже. В расплавных включениях она хорошо идентифицируется визуально по гексагональному или прямоугольному (со спайностью, перпендикулярно оси *c*) сечению, в зависимости от кристаллографической ориентировки (Рис 5.14). Как видно из представленных рисунков, слюда обычно составляет не более 20 об. % относительно всего объема прозрачных кристаллических фаз из включений. Она является также основной водосодержащей фазой; апатит встречается гораздо реже, а хондродит/норбергит и хризотил были диагностированы в единичных случаях.

### *5.1.2. Термометрические исследования расплавных включений*

Всего было проведено порядка 50 экспериментов по исследованию поведения вещества расплавных включений в оливине при нагревании. Для термометрических опытов в основном использовались включения размером 10-40 мкм с мелкими кристаллическими фазами. Температура начала плавления вещества включений варьирует в узком интервале от 490 до 560 °С,

Таблица 5.1. Минералы вторичных расплавных включений из оливина деформированных перидотитов кимберлитовой трубки Удачная-Восточная

Минерал	Химическая формула	Метод идентификации
<b>Сульфиды</b>		
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	EDS, EMPA
Пентландит	$(Fe,Ni)_9S_8$	EDS, EMPA
Джерфишерит	$K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$	EDS, EMPA
К-сульфид без Cl	$KFe_3S_4$	EDS
<b>Хлориды</b>		
Галит	$NaCl$	EDS
Сильвин	$KCl$	EDS
Хлоромagnesит	$MgCl_2$	EDS
<b>Сульфаты</b>		
Афтиталит	$K_3Na(SO_4)_2$	EDS, КР
<b>Сульфаты с добавочными анионами</b>		
Беркеит	$Na_6CO_3(SO_4)_2$	EDS, КР
Тихит	$Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$	EDS, КР
<b>Карбонаты</b>		
Ньеререйт	$Na_2Ca(CO_3)_2$	EDS, КР
Шортит	$Na_2Ca_2(CO_3)_3$	EDS, КР
Нортупит	$Na_3Mg(CO_3)_2Cl$	КР
Эйтелит	$Na_2Mg(CO_3)_2$	EDS, КР
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	EDS, EMPA, КР
Арагонит	$CaCO_3$	EDS, EMPA, КР
Кальцит	$CaCO_3$	EDS, EMPA, КР
<b>Фосфаты</b>		
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	EDS
<b>Оксиды</b>		
Рутил	$TiO_2$	EDS
Перовскит	$CaTiO_3$	EDS
Ильменит	$FeTiO_3$	EDS
Хромит	$(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$	EDS, КР
Титаномагнетит	$Fe^{2+}(Fe^{3+},Ti)_2O_4$	EDS
Магнетит	$FeFe_2O_4$	EDS, КР
<b>Силикаты</b>		
Тетраферрифлогопит	$KMg_3FeSi_3O_{10}(F,Cl,OH)$	EDS, EMPA, КР
Флогопит	$KMg_3AlSi_3O_{10}(F,Cl,OH)$	EDS, EMPA
Хондродит	$(Mg,Fe)_5(SiO_4)_2(F,OH)_2$	КР
Норбергит	$(Mg,Fe)_3SiO_4(F,OH)_2$	КР
Хризотил	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	КР
Оливин	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	EDS, EMPA
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	EDS
Монтчеллит	$CaMgSiO_4$	EDS, КР
Содалит	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$	EDS

EDS – электронная сканирующая микроскопия с энергодисперсионной спектроскопией; EMPA – рентгеноспектральный анализ (микронзонд); КР – КР-спектроскопия.

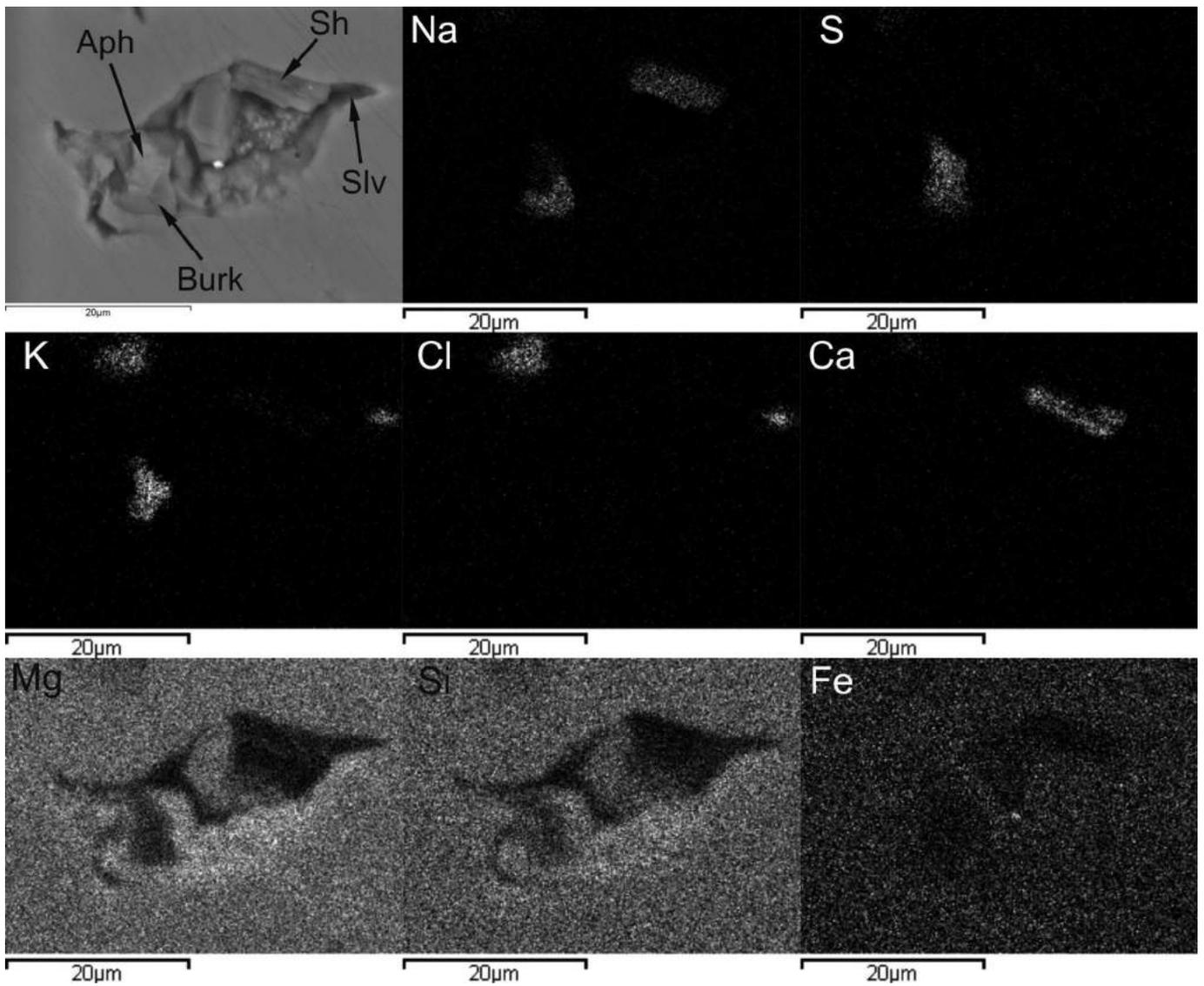


Рисунок 5.6. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображение) и карты распределения элементов для индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине. Беркеит и афтиталит в этом включении были подтверждены также методом КР-спектроскопии.

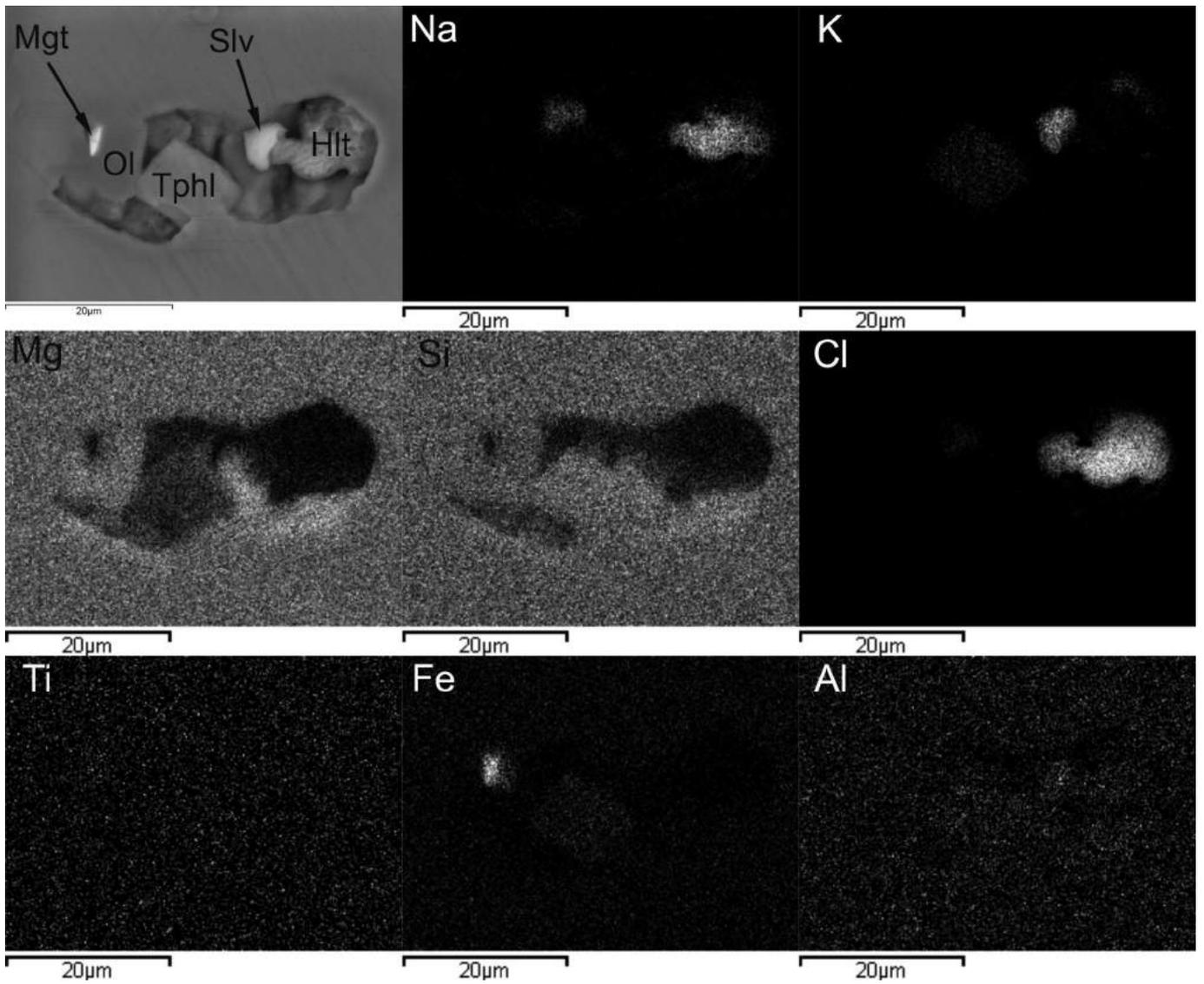


Рисунок 5.7. BSE-изображение и карты распределения элементов для индивидуального вскрытого вторичного расплавного включения в оливине.

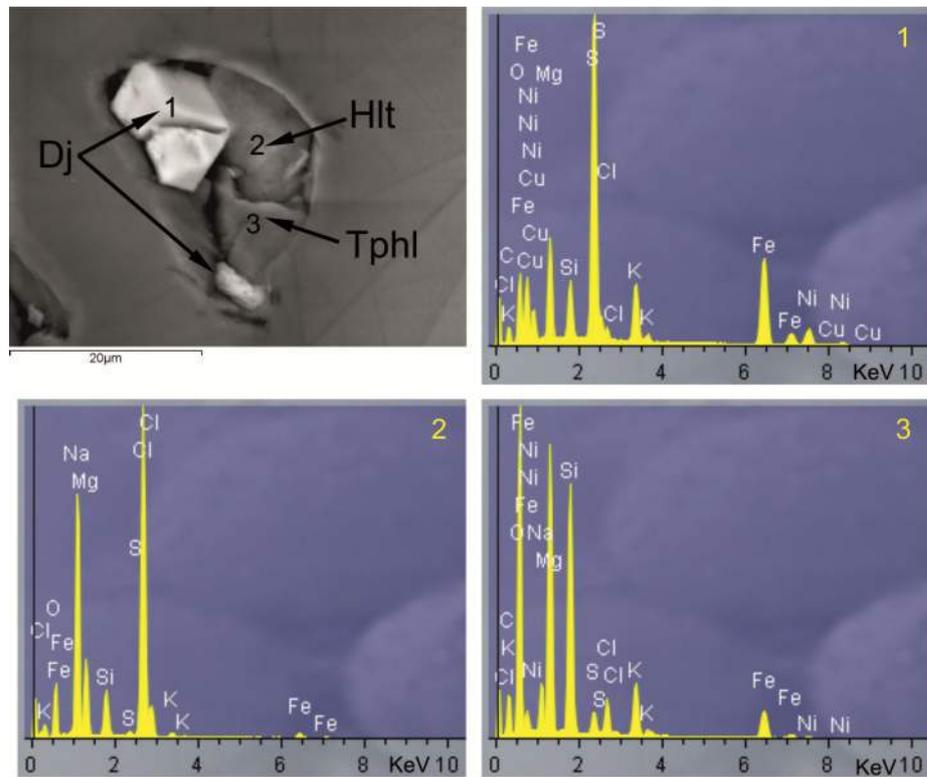


Рисунок 5.8. BSE-изображение индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине и энергодисперсионные спектры (EDS-спектры) дочерних минералов. Цифры – место анализа.

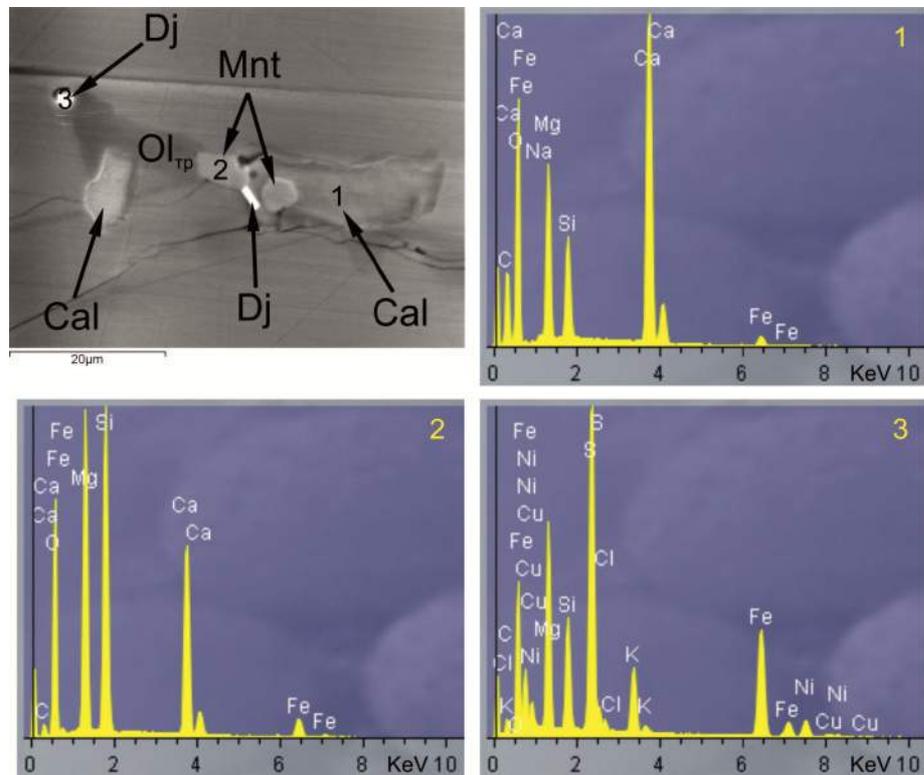


Рисунок 5.9. BSE-изображение индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине и EDS-спектры дочерних минералов. Цифры – место анализа. Кальциевый карбонат в этом включении представлен кальцитом, что было установлено методом КР-спектроскопии.

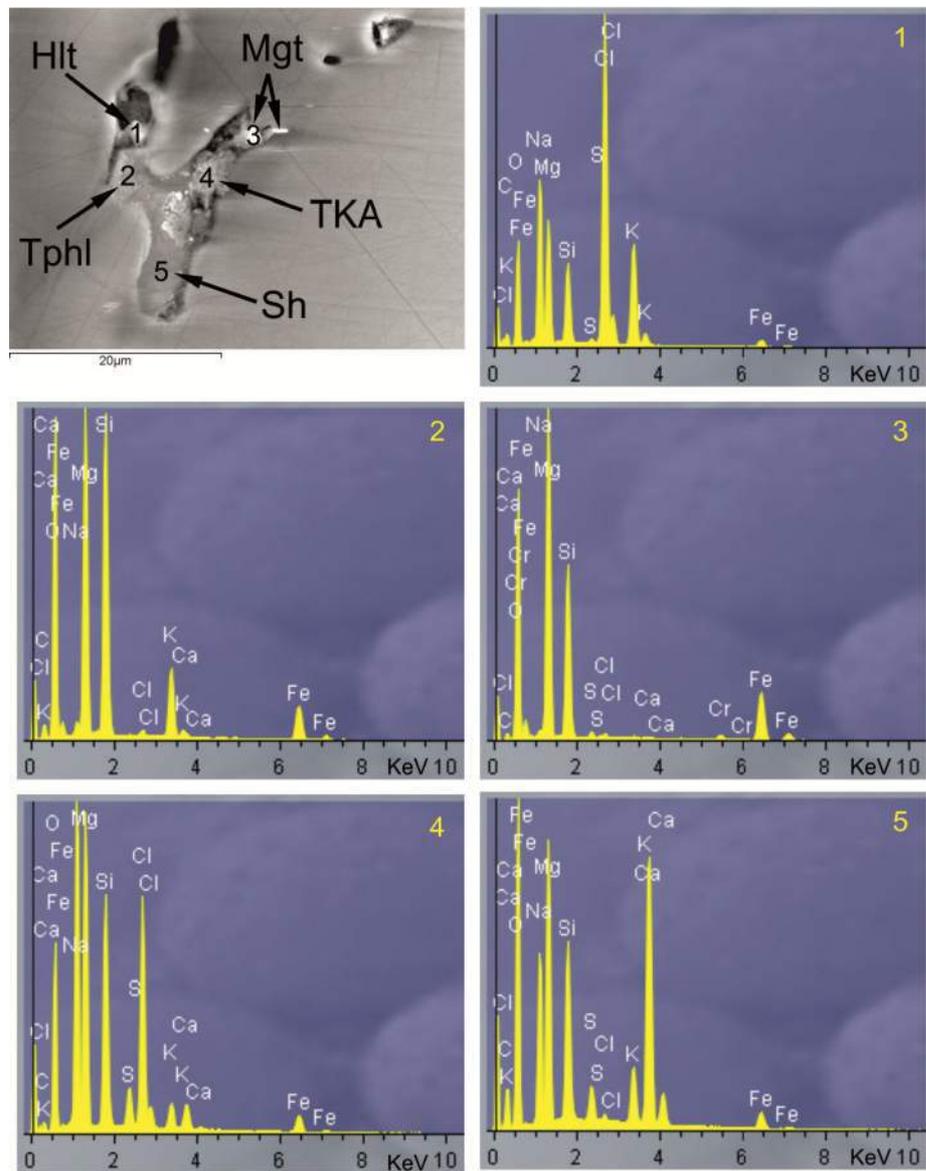


Рисунок 5.10. BSE-изображение индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине и EDS-спектры дочерних минералов. Цифры – место анализа. Шортит в этом включении был подтвержден также методом КР-спектроскопии.

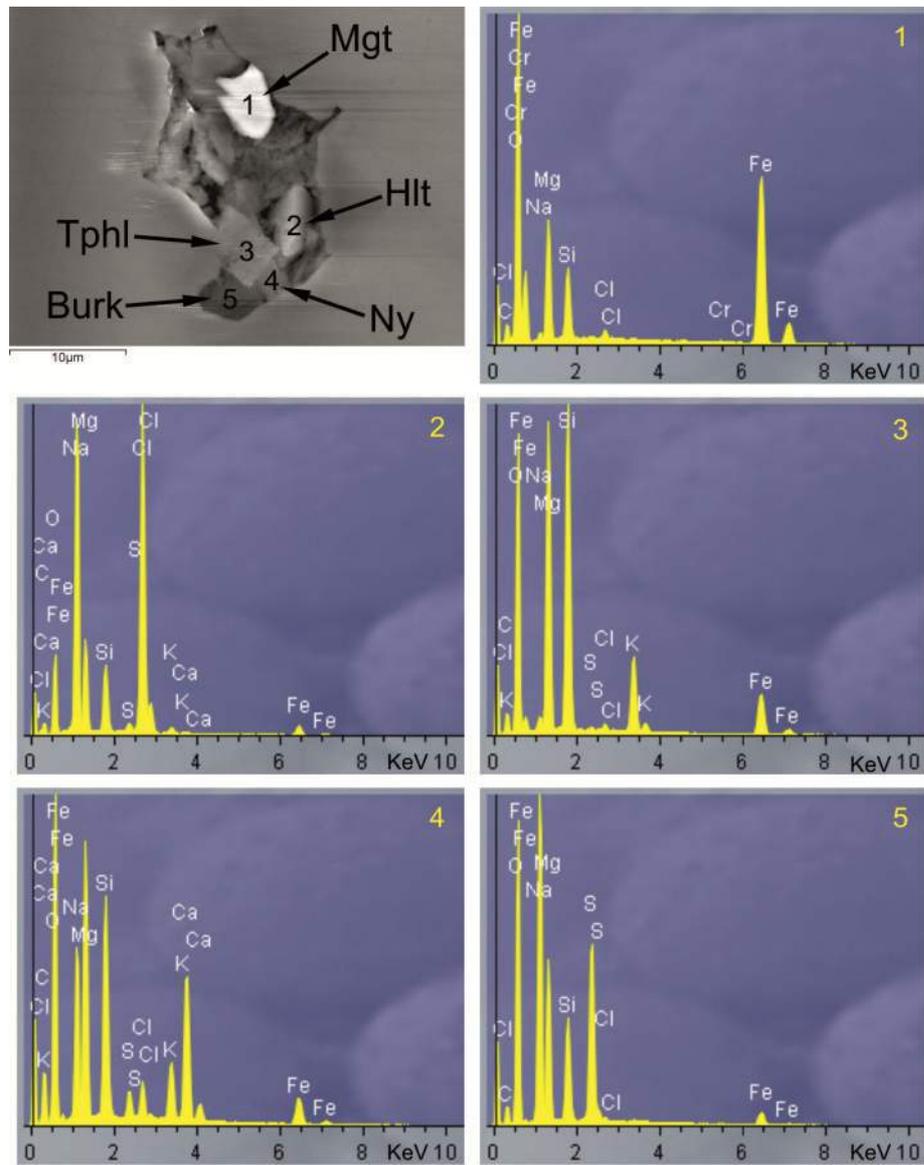


Рисунок 5.11. BSE-изображение индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине и EDS-спектры дочерних минералов. Цифры – место анализа. Беркейт в этом включении был подтвержден также методом КР-спектроскопии.

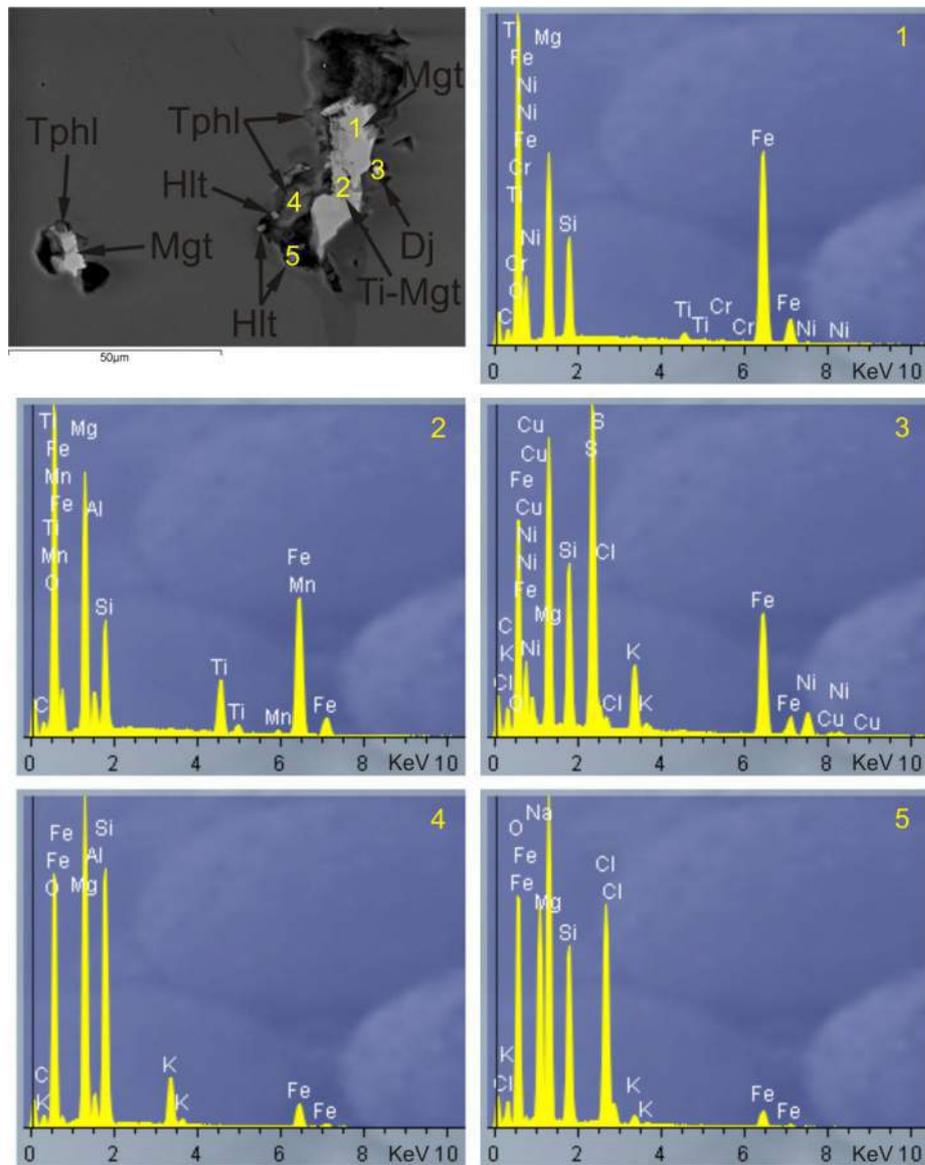


Рисунок 5.12. BSE-изображение индивидуального вскрытого вторичного расплавленного включения в оливине и EDS-спектры дочерних минералов. Цифры – место анализа.

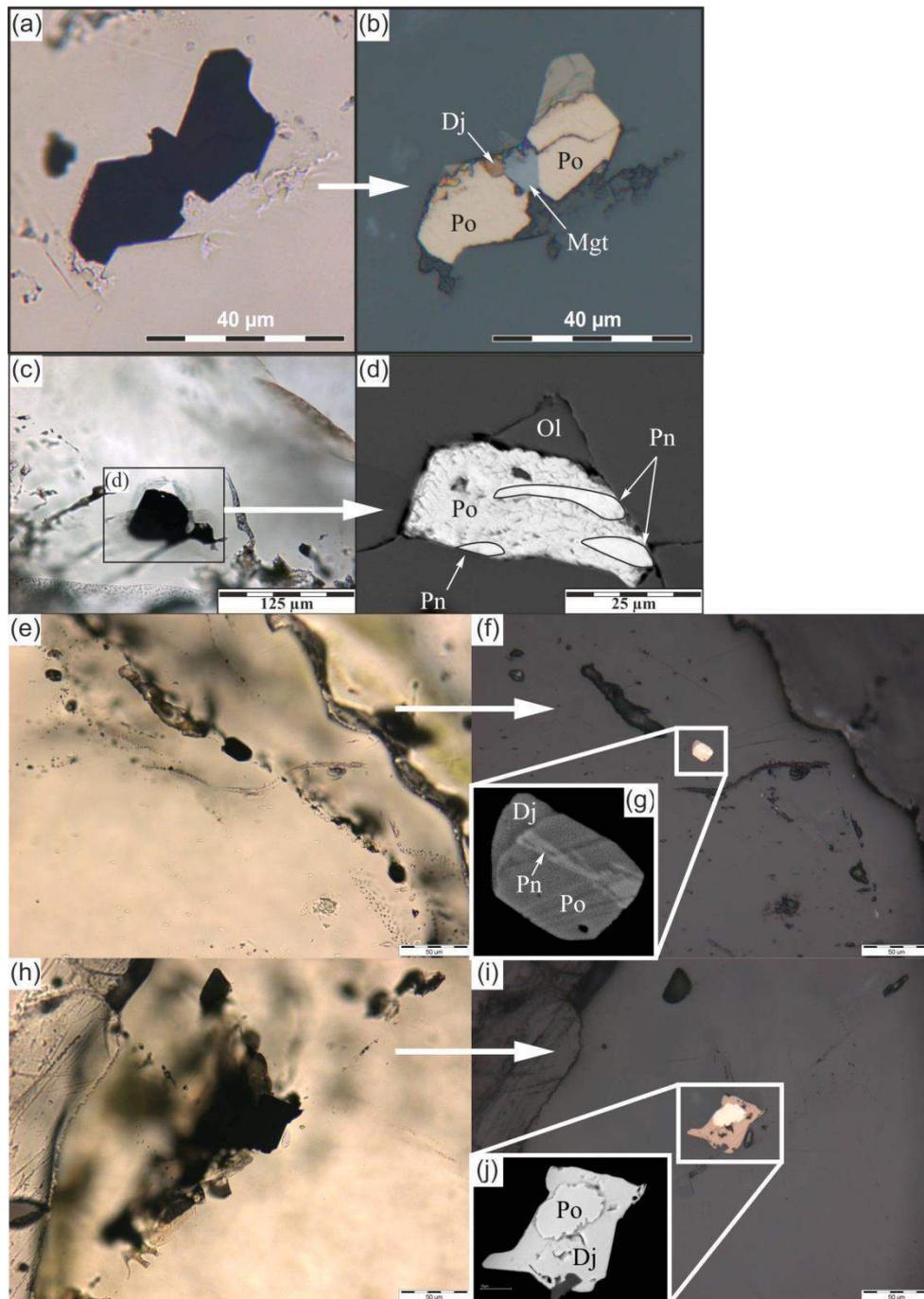


Рисунок 5.13. Сульфиды во вторичных расплавных включениях в оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. (a) и (b) включений с джерфшеритом, пирротинном и магнетитом в проходящем свете и отраженном свете, соответственно. (c) и (d) включений с ламелями пентландита в пирротине в проходящем свете и отраженном свете. (e), (f) и (g) включений с ламелями пентландита в пирротине в проходящем свете, отраженном свете и в обратно-рассеянных электронах. (e), (f) и (g) включений с джерфшеритом, окаймляющим пирротин, в проходящем свете, отраженном свете и в обратно-рассеянных электронах.

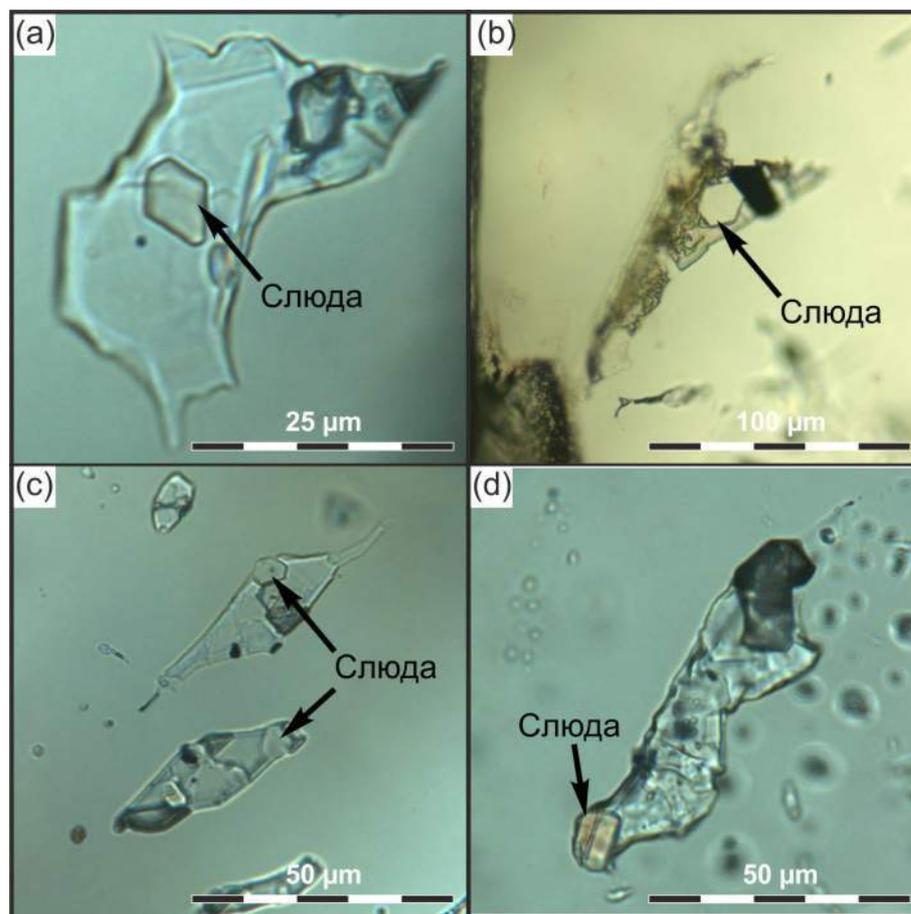


Рисунок 5.14. Слюды во вторичных расплавных включениях в оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Все микрофотографии – проходящий свет. (a), (b) и (c) слюда имеет гексагональную форму и легко диагностируется. (d) слюда имеет прямоугольную форму, видна спайность перпендикулярно оси с (?).

среднее – 520 °С. Дальнейшее нагревание включений приводило либо к их гомогенизации (Рис. 5.15), либо к их разгерметизации (декрепитации) (Рис. 5.16). Поскольку расплавные включения являются вторичными, то для некоторых их групп включений (2-3-х индивидуальных включений), находящихся в поле видимости в термических экспериментах наблюдаются близкие температуры гомогенизации, в то время как для других индивидуальных включений, находящихся в одной группе, установлен широкий разброс температур. Минимальная температура гомогенизации индивидуальных включений составляет 620 °С, максимальная – 1100 °С. При медленном понижении температуры, пузырек снова обособляется. В случае присутствия в индивидуальных включениях крупных (до 10 мкм) рудных фаз или слюды (до 10 мкм) гомогенизация вещества включений не достигалась, во всех случаях происходила их разгерметизация (декрепитация) при температурах 650-850 °С, что говорит о существенном остаточном давлении внутри включений.

Включения не поддаются закалке при быстром охлаждении, с понижением температуры образуется тонкокристаллический агрегат. Выполнить его химический анализ не представляется возможным – при выводе на поверхность этот агрегат разваливается.

### *5.1.3. Криометрические исследования расплавных включений*

Было проведено более 50 криометрических экспериментов (до -180 °С) для пузырька расплавных включений в оливине и несколько опытов для флюидного обособления расплавных включений в ортопироксене. При замораживании и последующем нагреве пузырька расплавных включений в оливине никаких фазовых изменений зафиксировано не было. Это свидетельствует о том, что пузырек включений в оливине является пузырьком усадки.

### *5.1.4. Исследование расплавных включений методом спектроскопии комбинационного рассеяния света*

При конфокальной КР-спектроскопии область, в которой возбуждаются колебания, представляет собой "эллипсоид" с диаметром 1-2 мкм и высотой 10-20 мкм (в зависимости от используемого объектива и расстояния до включения от поверхности), и с центром в точке фокусировки на кристаллической фазе. Таким образом, КР-спектр минеральной фазы во включении представляет собой сумму спектров этого минерала и минерала-хозяина (например, Рис. 5.17 а). Минерал во включении в данном случае может быть диагностирован по характерным пикам. Несомненно, присутствие пиков минерала-хозяина затрудняет идентификацию минерала. Однако, в настоящее время существует программное обеспечение для работы со спектрами, позволяющее вычитать из общего спектра спектр минерала-хозяина (Рис. 5.17 б). В настоящей

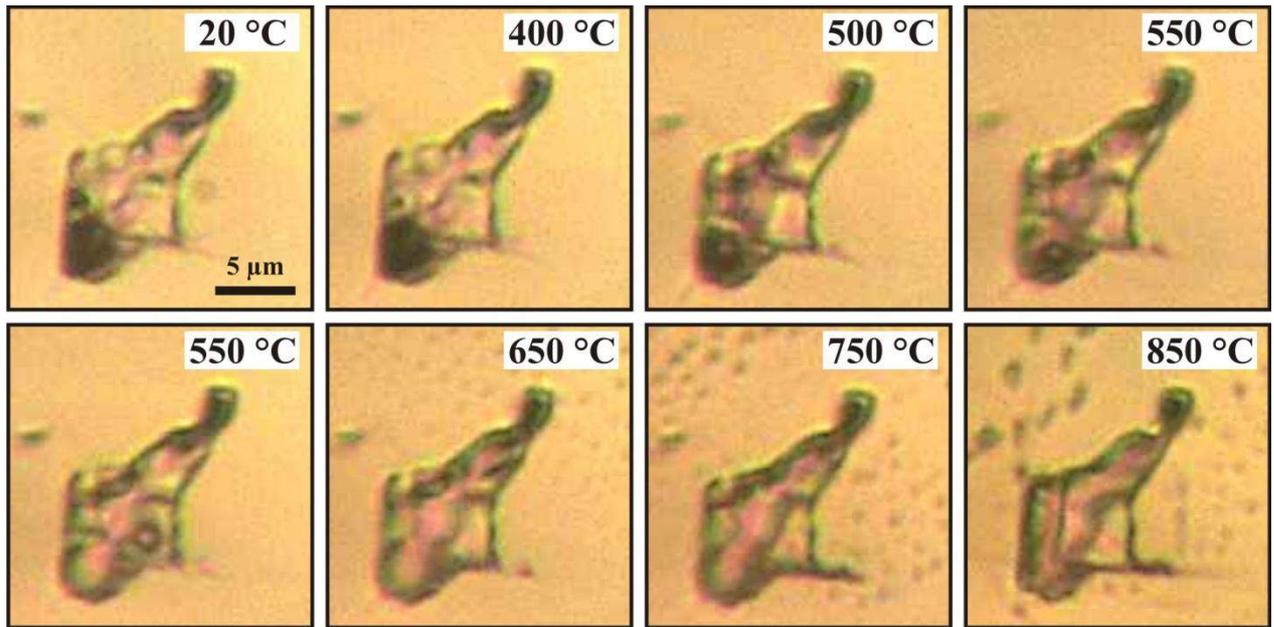


Рисунок 5.15. Термометрический эксперимент, в котором произошла гомогенизация расплавленного включения при  $\sim 840$  °C. Первые изменения, которые принимались за температуру начала плавления, зафиксированы при  $\sim 490$  °C. На рисунки хорошо виден пузырек, который мигрирует в процессе нагрева.

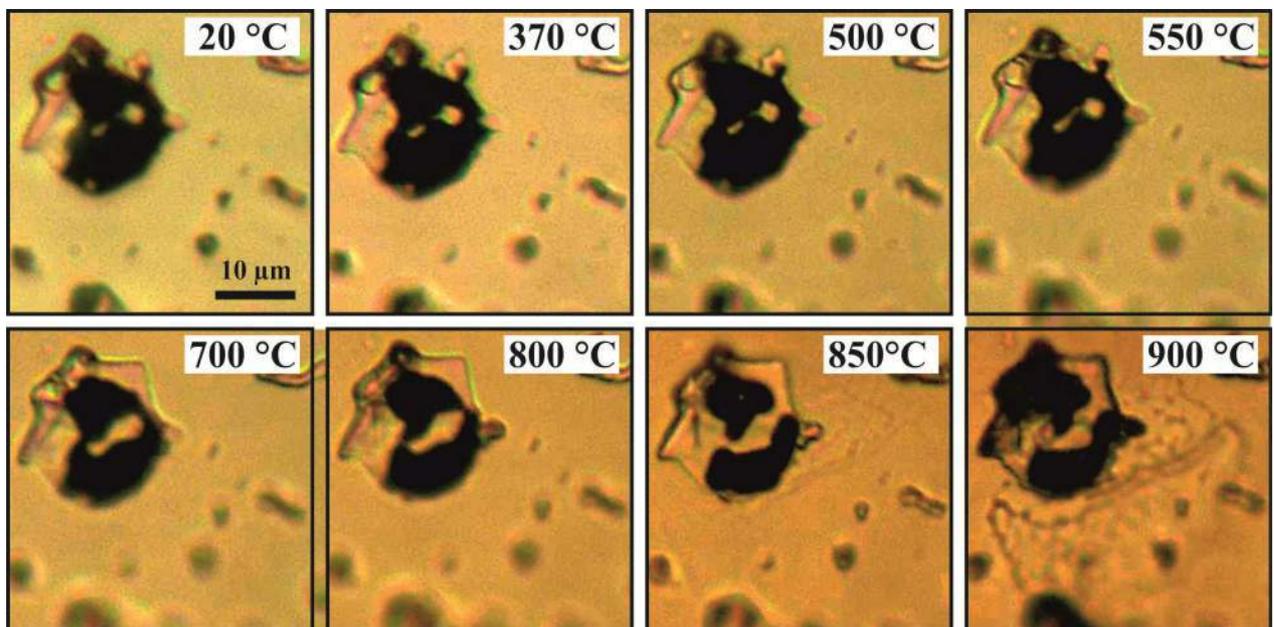


Рисунок 5.16. Термометрический эксперимент, в котором произошла разгерметизация расплавленного включения при  $\sim 830$  °C. Первые изменения, которые принимались за температуру начала плавления, зафиксированы при  $\sim 490$  °C. На рисунки хорошо виден пузырек, который мигрирует в процессе нагрева.

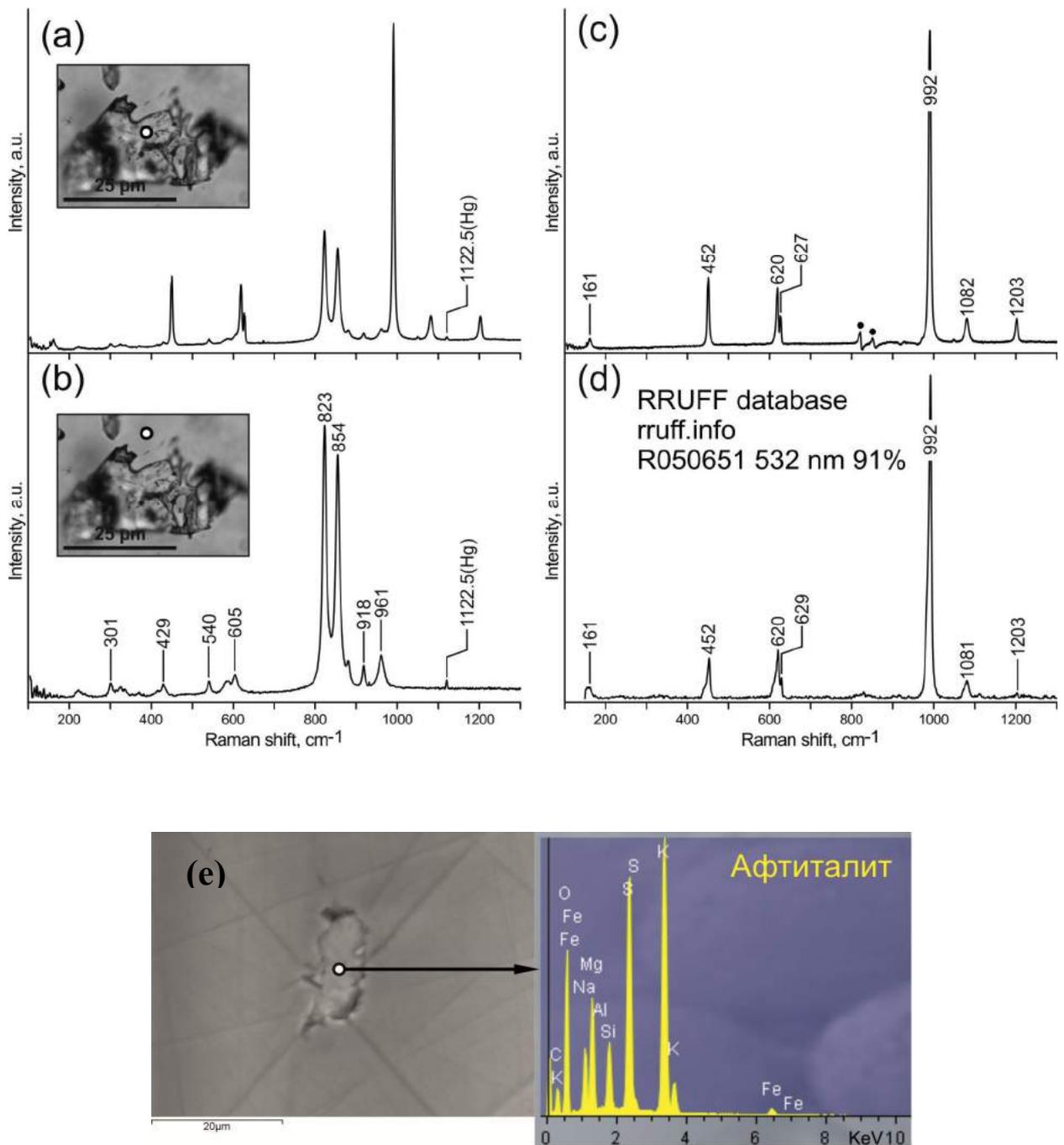


Рисунок 5.17. Представительный КР-спектр афтита из нескрытого расплавного включения в оливине. Фотография включения в проходящем свете. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. (а) – оригинальный КР-спектр, содержащий пики афтита и минерала-хозяина. (б) – КР-спектр оливина-хозяина. (с) – КР-спектр "чистого" афтита после вычета КР-спектра оливина-хозяина, круги - пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания. (d) – Эталонный КР-спектр афтита из базы данных RRUFF. Сравнение полученного "чистого" КР-спектра афтита из расплавного включения с эталонным КР-спектром афтита с помощью программы CrystalSleuth дает 91 % подобия. (e) BSE-изображение вскрытого расплавного включения в оливине и EDS-спектр дочернего минерала, который является афтитом, что также было подтверждено КР-спектроскопией. Пики Mg и Si от оливина-хозяина.

работе использовался программный пакет OPUS Version 5.0. Полученные спектры (например, Рис. 5.17 с) сравнивались с эталонными спектрами из базы данных RRUFF (адрес web-сайта в Интернете – <http://rruff.info/>) и других баз данных, доступных в Интернете, а также со спектрами из литературных источников. На web-сайте базы данных RRUFF в свободном доступе находится программа CrystalSleuth ([http://rruff.info/about/about\\_download.php](http://rruff.info/about/about_download.php)) для операционной системы Windows, обеспечивающая возможность автоматического подбора спектра эталонного образца из базы данных по степени подобия с использованием критериев математической статистики (например, Рис. 5.17 d).

Более сложной задачей является диагностика минеральных фаз, находящихся в тонких срастаниях, от которых невозможно получение мономинеральных спектров. Типичный предел размеров в этом случае менее размера пучка лазера, а КР-спектр является суммой отдельных мономинеральных спектров, взятых в случайной пропорции. Однако и в этом случае возможна идентификация фаз по характерным пикам (например, Рис. 5.18 a-d). На рисунках 5.17, 5.19-5.21, приведен примеры, иллюстрирующие алгоритм идентификации минералов из расплавных включений.

Кроме того, КР-спектроскопия также является важным методом для определения состава флюидного обособления включений [Burke, 2001].

#### Спектры индивидуальных фаз во включениях в оливине

*Пузырек.* Исследование 30 пузырьков включений в оливине в диапазоне от 100 до 4000  $\text{см}^{-1}$  не показало присутствие каких-либо веществ в пузырьке включений. В КР-спектрах отсутствовали какие-либо пики, кроме линий оливина-хозяина, при том что в нескольких случаях накопление сигнала происходило в течении 1 часа. Таким образом, совокупность результатов, полученных методами криометрии и КР-спектроскопии, позволяет предположить, что пузырек во включениях не содержит какой-либо флюидной фазы и является пузырьком усадки, возникающим при раскristализации включений расплава.

*Афтиталит  $K_3Na(SO_4)_2$ .* Был определен по линиям (для лазера 514.5 нм Horiba Jobin Yvon) 161, 452, 620, 627, 992, 1082 и 1203  $\text{см}^{-1}$  (Рис. 5.17). Следует отметить, что в различных образцах КР-спектры афтиталита показывают постоянство совокупности линий, характерных для афтиталита, однако иногда наблюдается смещение некоторых полос от 1 до 3  $\text{см}^{-1}$  относительно «эталонных» образцов RRUFF database. Это может быть обусловлено присутствием примесей в составе афтиталита. Присутствие афтиталита было подтверждено методом SEM-EDS (Рис. 5.17 e).

*Беркеит  $Na_6CO_3(SO_4)_2$ .* Сульфат с добавочным анионом  $CO_3^{2-}$ , достоверно идентифицирован десятки раз по совокупности пиков (для лазера 514.5 нм Horiba Jobin Yvon) 452, 477, 619, 632, 644, 993 и 1066  $\text{см}^{-1}$  (Рис. 5.19); КР-спектр беркеита, полученный с помощью лазера

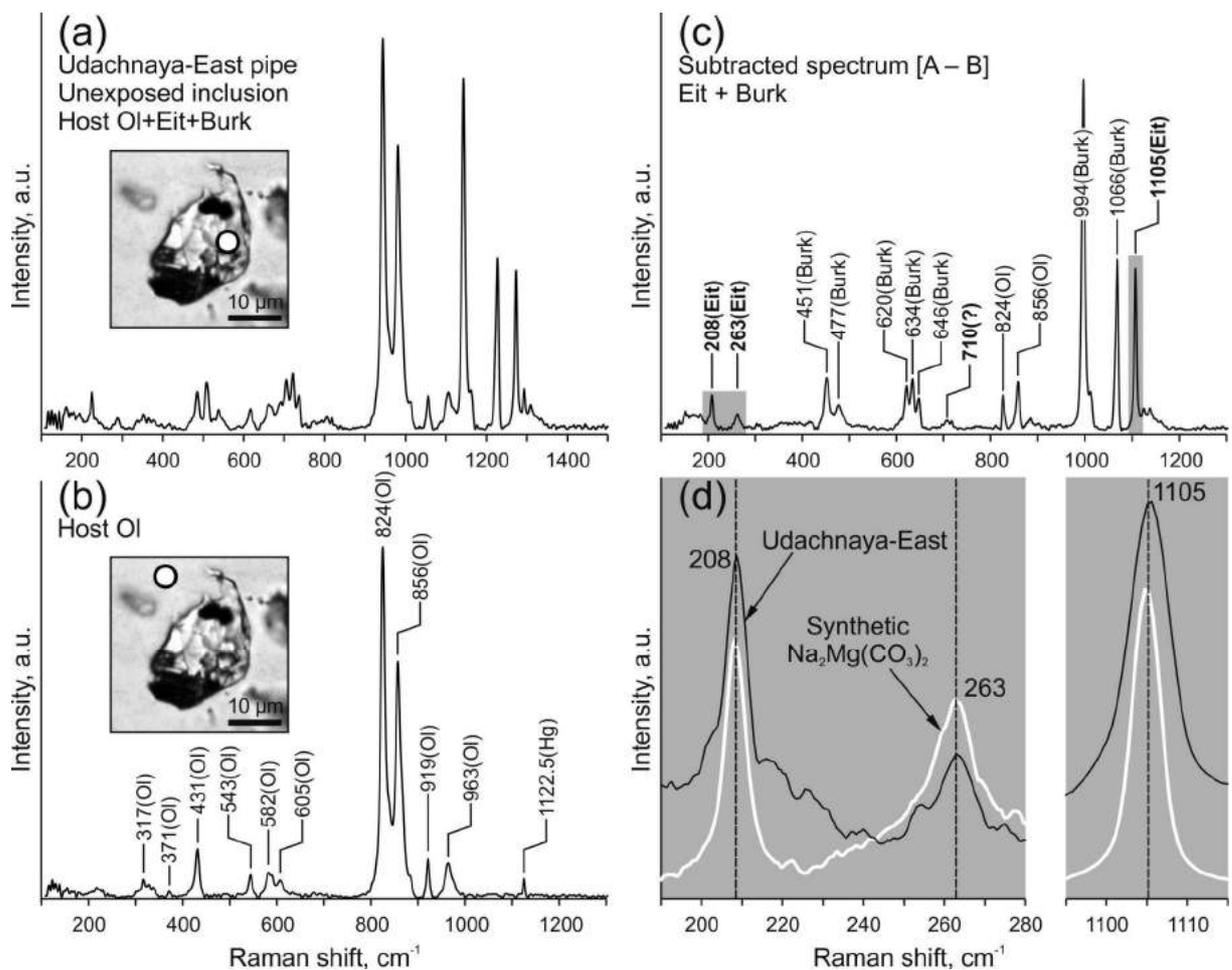


Рисунок 5.18. Представительный КР-спектр эйтелита в тонком сростании с беркеитом из нескрытого расплавного включения в оливине. Фотография включения в проходящем свете. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. (a) – оригинальный КР-спектр, содержащий пики эйтелита, беркеита и минерала-хозяина. (b) – КР-спектр оливина-хозяина. (c) – КР-спектр эйтелита в тонком сростании с беркеитом после вычета КР-спектра оливина-хозяина, (Ol) - пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания. (d) – Положение пиков эйтелита из расплавного включения в оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная в сравнение со спектром синтетической фазы  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  [Shatskiy et al., 2013].

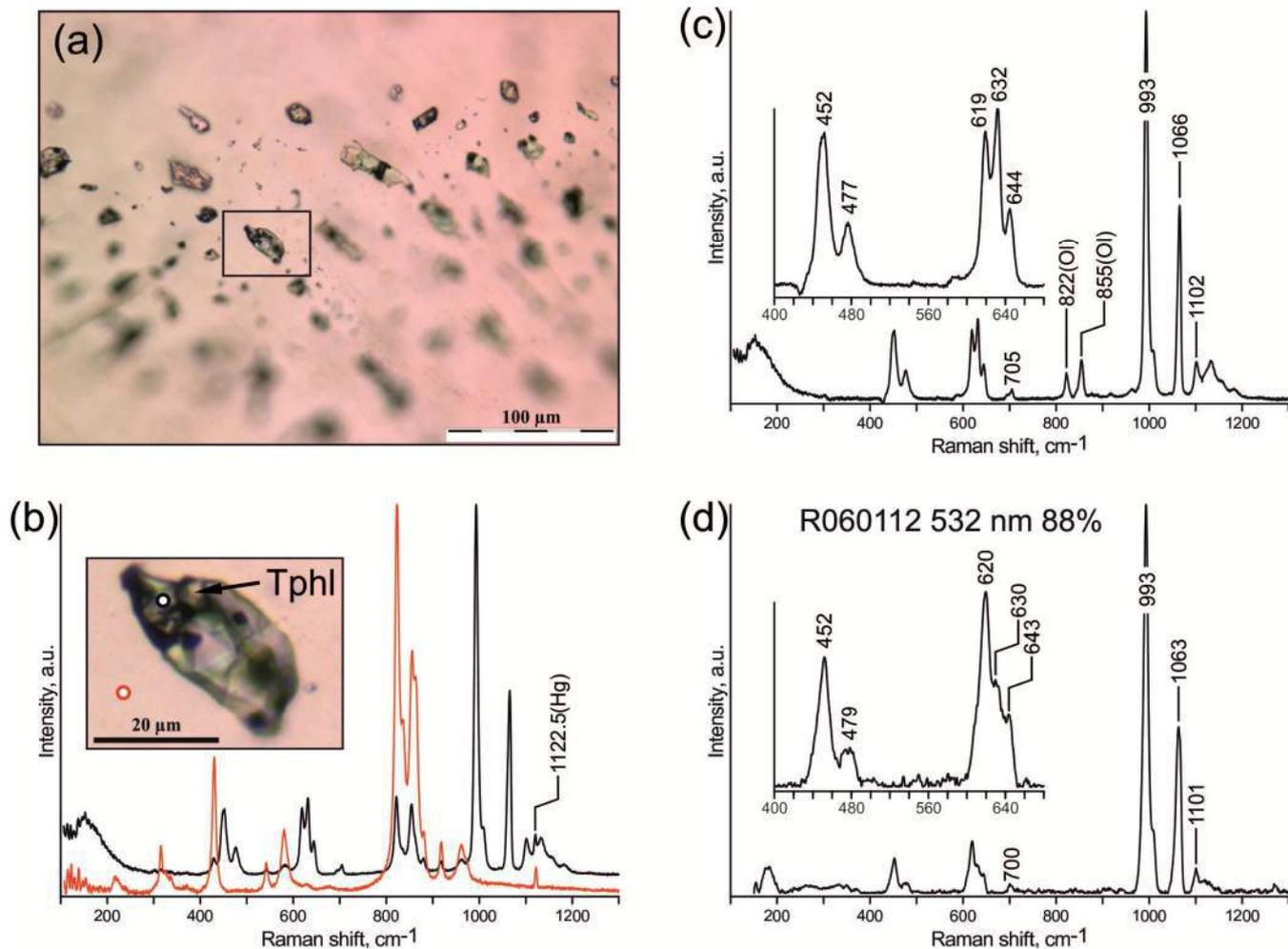


Рисунок 5.19. Представительный КР-спектр беркеита из нескрытого расплавного включения в оливине. Фотографии в проходящем свете. (b) – оригинальный КР-спектр, содержащий пики беркеита и минерала-хозяина (черный спектр), и КР-спектр оливина-хозяина (красный спектр). Круги на фотографии – место фокусировки лазера: черный – беркеит, красный – оливин-хозяин. (c) – КР-спектр "чистого" беркеита после вычета КР-спектра оливина-хозяина, (Ol) - пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания. (d) – Эталонный КР-спектр беркеита из базы данных RRUFF. Сравнение полученного "чистого" КР-спектра беркеита из расплавного включения с эталонным КР-спектром беркеита с помощью программы CrystalSleuth дает 88 % подобия.

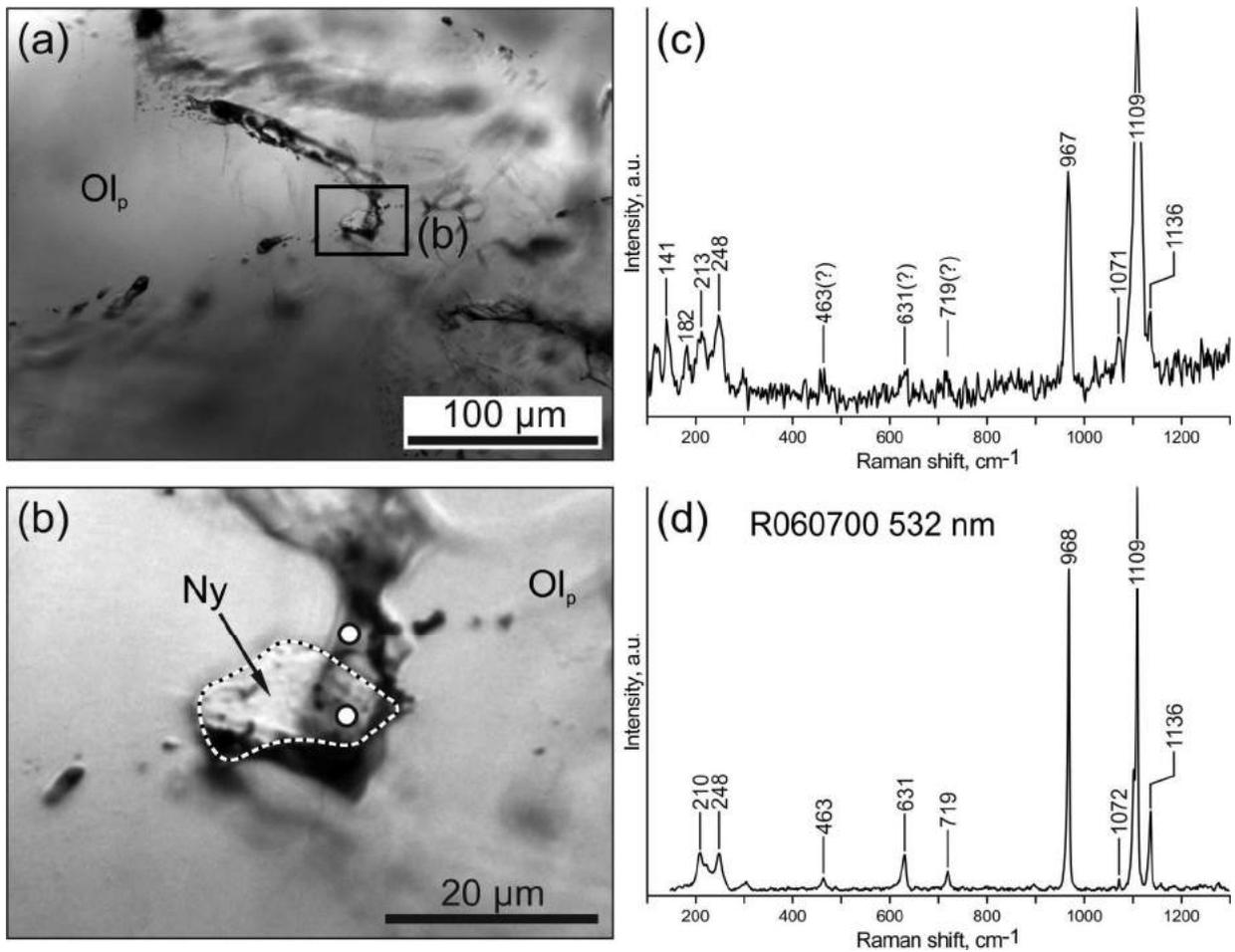


Рисунок 5.20. Представительный КР-спектр тихита из частично вскрытого расплавного включения в оливине (вскрытая область ограничена контуром). (a, b) – Фотографии включения в проходящем свете. Круги на фотографии (b) – место фокусировки лазера: верхний за пределами контура – тихит; нижний в пределах контура – ньеререйт. (c) – КР-спектр "чистого" тихита после вычета КР-спектра оливина-хозяина. (d) – Эталонный КР-спектр тихита из базы данных RRUFF.

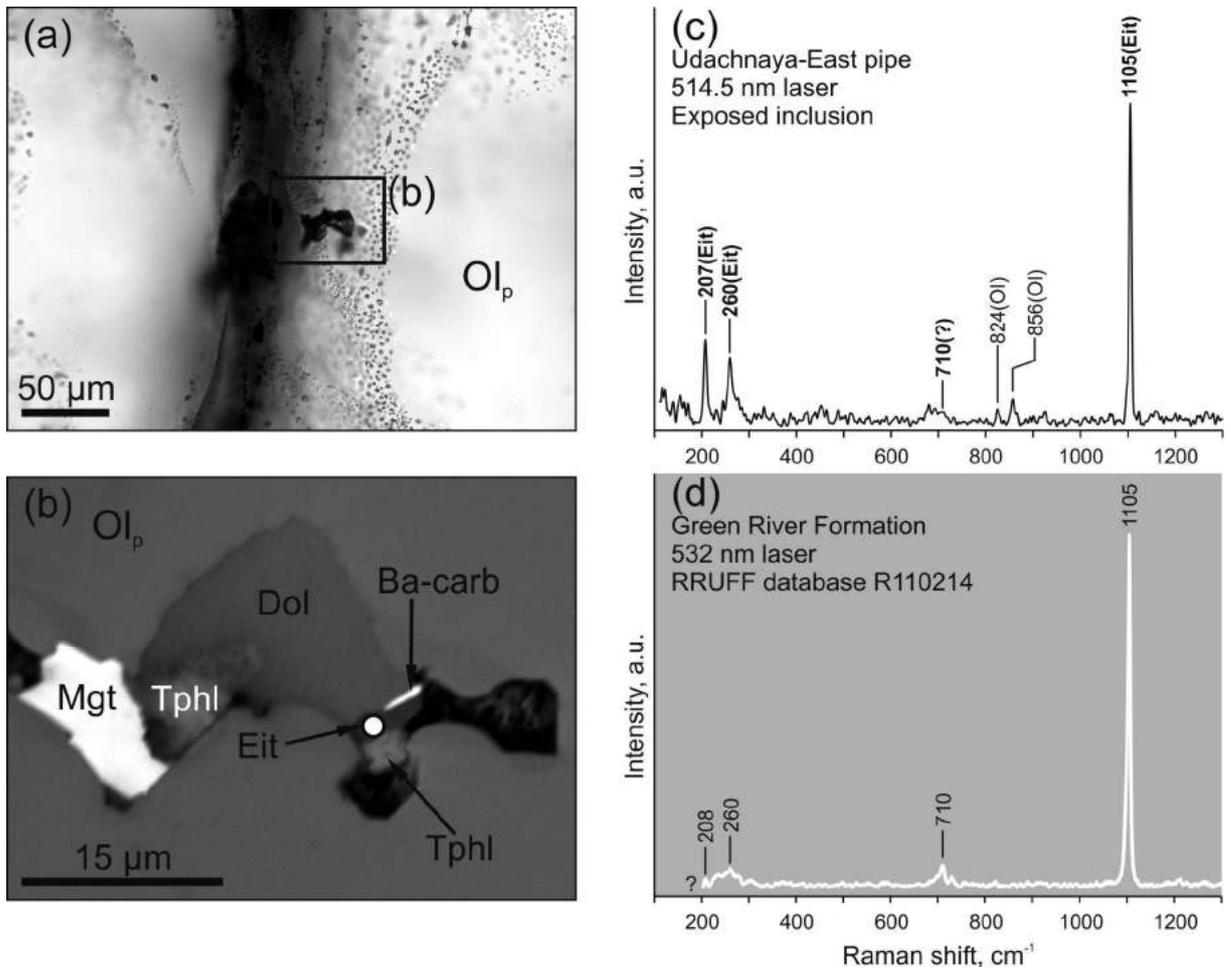


Рисунок 5.21. Представительный КР-спектр эйтелита из вскрытого расплавного включения в оливине. (а) фотография включений в проходящем свете, (б) изображение в обратно-рассеянных электронах, круг – место фокусировки лазера. КР-спектры эйтелита из расплавных включение (с) в сравнение со спектром эйтелита из Формации Грин Ривер (RRUFF database) (d). (Ol) – пики оливина-хозяина.

785 нм, опубликован в статье [Korsakov et al., 2009b]. Для КР-спектров беркеита также наблюдаются смещение полос в пределах от 1 до 3 см<sup>-1</sup>. Присутствие беркеита было подтверждено методом SEM-EDS.

*Тухит*  $Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$ . Еще один сульфат с добавочным анионом CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, определен по линиям (для лазера 532 нм WITec) 213, 248, 967, 1071, 1109, и 1136 см<sup>-1</sup> (Рис. 5.20).

*Эйтелит*  $Na_2Mg(CO_3)_2$ . Был диагностирован по линиям 207-208, 260-263 и 1105 см<sup>-1</sup> (Рис. 5.21, 5.22). КР-спектр карбоната из расплавных включений подобен КР-спектрам эйтелита из озерных отложений формации Грин Ривер (Рис. 5.22) и синтетической фазы  $Na_2Mg(CO_3)_2$  (Рис. 5.22). Энергодисперсионной анализ показал присутствие только Na и Mg в этом карбонате, что подтверждает, что это эйтелит. Кроме того, этот карбонат был обнаружен во вскрытых включениях в шлифах, отполированных с использованием воды. Эйтелит среди всех щелочных карбонатов является достаточно устойчивым в водной среде [Sharygin et al., 2013]. К сожалению количественно измерить состав эйтелита не удалось. Однако, полное соответствие пиков на КР-спектрах карбоната из расплавных включений пикам на КР-спектрах синтетической фазы  $Na_2Mg(CO_3)_2$ , полученных с использованием лазера одной длины волны, 514.5 нм (Рис. 5.22), свидетельствует, что состав части эйтелита из расплавных включений является стехиометричным.

*Ньеререит*  $Na_2Ca(CO_3)_2$ . Был определен по характерным линиям 711, 997, 1089 см<sup>-1</sup> (для лазера 514.5 нм Horiba Jobin Yvon) (Рис. 5.23а) и 712, 996, 1086 (для лазера 532 нм WITec) (Рис. 5.23b). Полосы колебаний в области спектра 3000-4000 см<sup>-1</sup>, свойственные группировкам H<sub>2</sub>O или OH<sup>-</sup> в этом минерале отсутствуют, что свидетельствует о безводности этого Na-Ca карбоната. Полученные спектры идентичны спектру ньеререита из щелочных карбонатитов вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Рис. 5.23с). Спектр ньеререита из расплавных включений из оливинов ксенолитов характеризуется наличием полосы в области 996-997 см<sup>-1</sup>, свидетельствующей о присутствии в минерале (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) группы, что характерно и для ньеререита из вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Рис. 5.23). Присутствие серы в ньеререите было подтверждено методом SEM-EDS (Рис. 5.24).

*Шортит*  $Na_2Ca_2(CO_3)_3$ . Был идентифицирован по пикам 1073-1075 и 1089-1091 см<sup>-1</sup>, отвечающим частотам колебания CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> группы (Рис. 5.25). Присутствие шортита было подтверждено методом SEM-EDS (Рис. 5.10). Спектр шортита из расплавных включений в оливине ксенолитов характеризуется наличием пика 997 см<sup>-1</sup>, свидетельствующем о присутствии в минерале (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) группы, что было подтверждено методом EDS. Кроме того, шортит из включений содержит примесь калия (Рис. 5.10).

*Нортупит*  $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$ . Был идентифицирован только методом КР-спектроскопии по линиям 121, 180, 214, 250, 305, 715, 1106 и 1116 (Рис. 5.26 b). Спектр нортупита из расплавных включений идентичен эталонному спектру (Рис. 5.26 c).

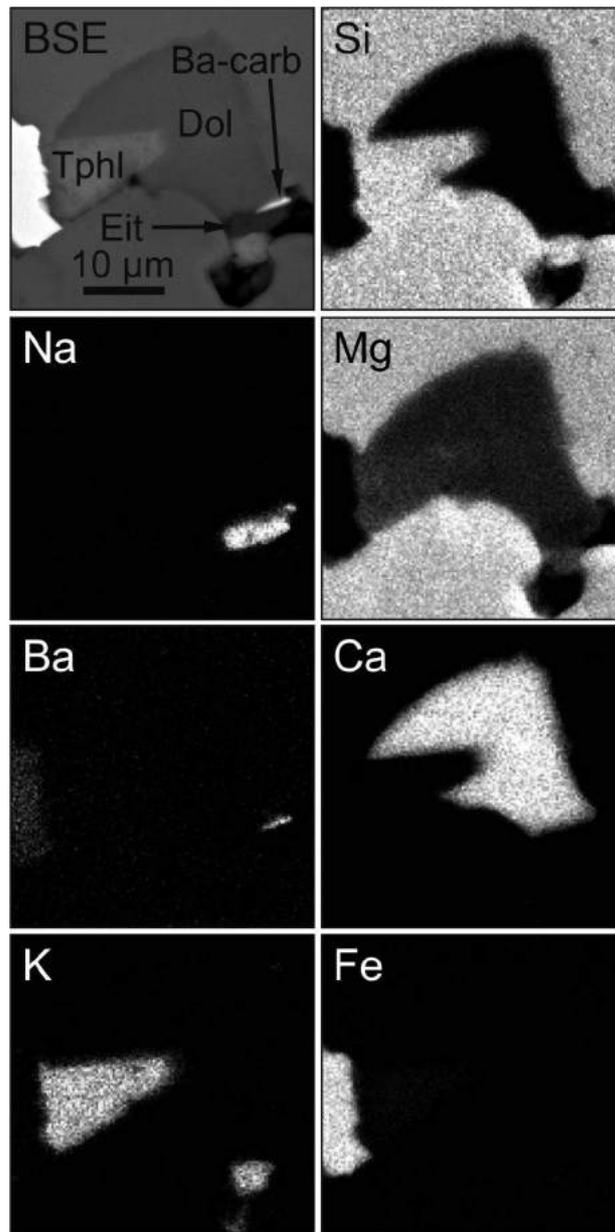


Рисунок 5.22. BSE-изображение и карты распределения элементов для фрагмента вскрытого включения с эйтелитом и бариевым карбонатом (Ba-carb), показанном на Рис. 5.21.

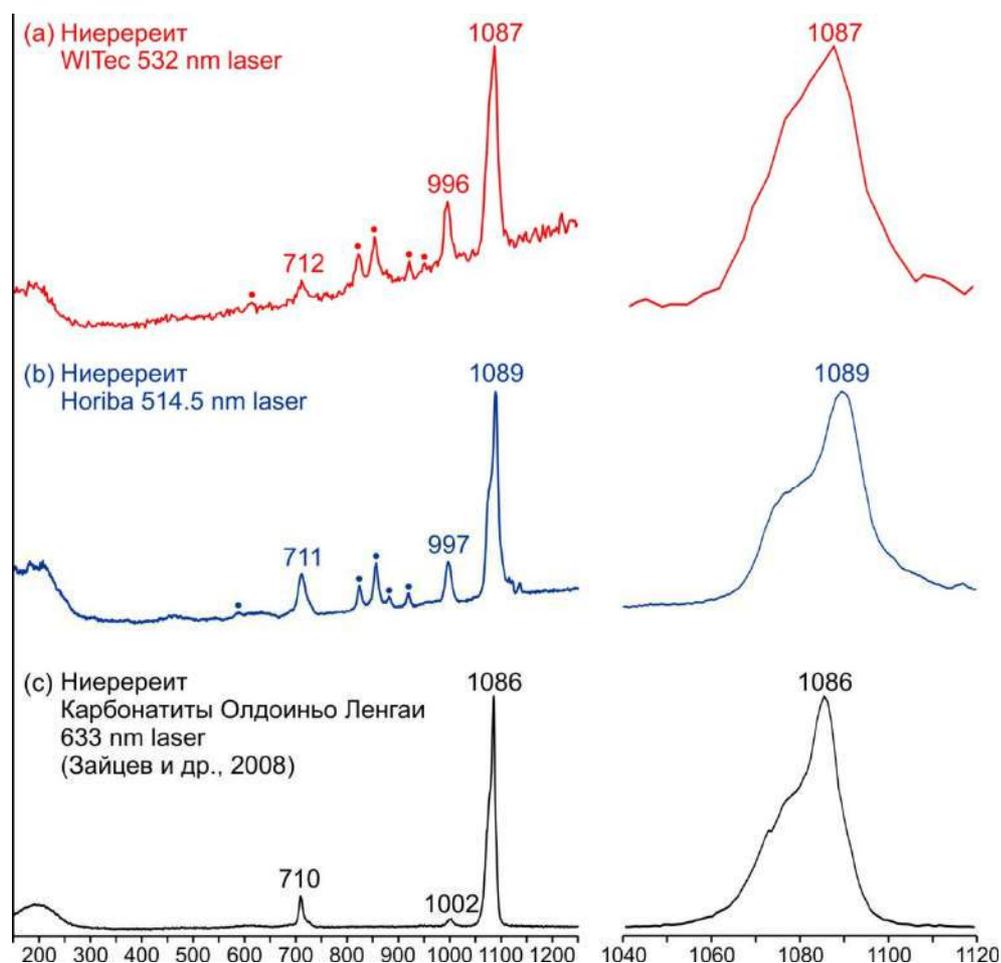


Рисунок 5.23. Представительные КР-спектры ньеререита из расплавного включения, показанного на Рис. 5.20 (а и b, круги – пики оливина-хозяина) в сравнение со спектром ньеререита из вулкана Олдоиньо-Ленгаи (с) [Зайцев и др., 2008].

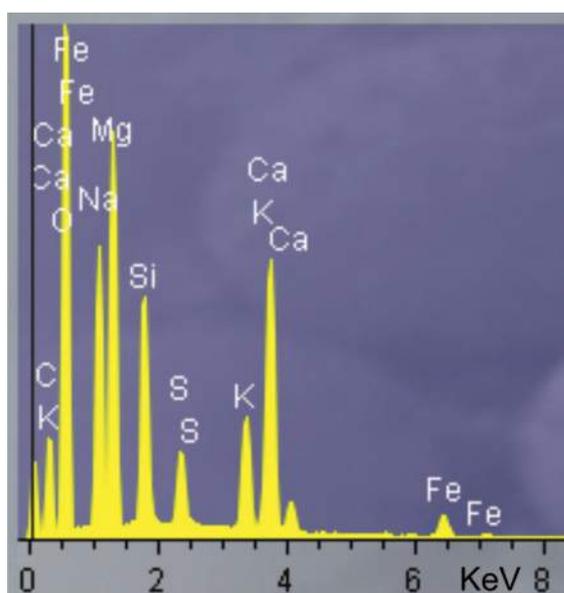


Рисунок 5.24. EDS-спектр ньеререита из расплавных включений, демонстрирующий присутствие S и K в его составе. Пики Mg и Si от оливина-хозяина.

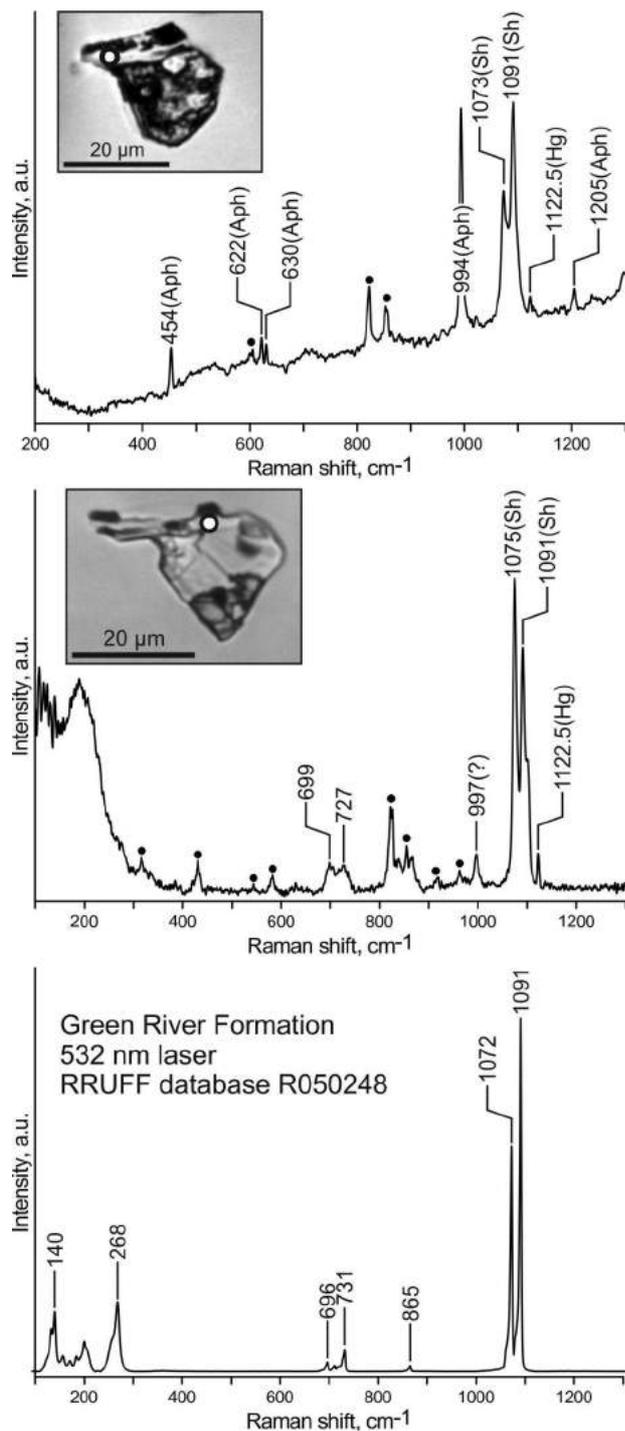


Рисунок 5.25. Представительные КР-спектры шортита в тонком срастании с афтитолитом (а) и "чистого" шортита (b) (спектры после вычитания спектра оливина-хозяина) из невоскрытых расплавных включений в оливине. Фотографии включений в проходящем свете. Круг на фотографиях – место фокусировки лазера. Пик 997 см<sup>-1</sup> на рисунке (b), вероятно, принадлежит колебаниям (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) группы, входящей в состав шортита. (c) – Эталонный КР-спектр беркеита из базы данных RRUFF.

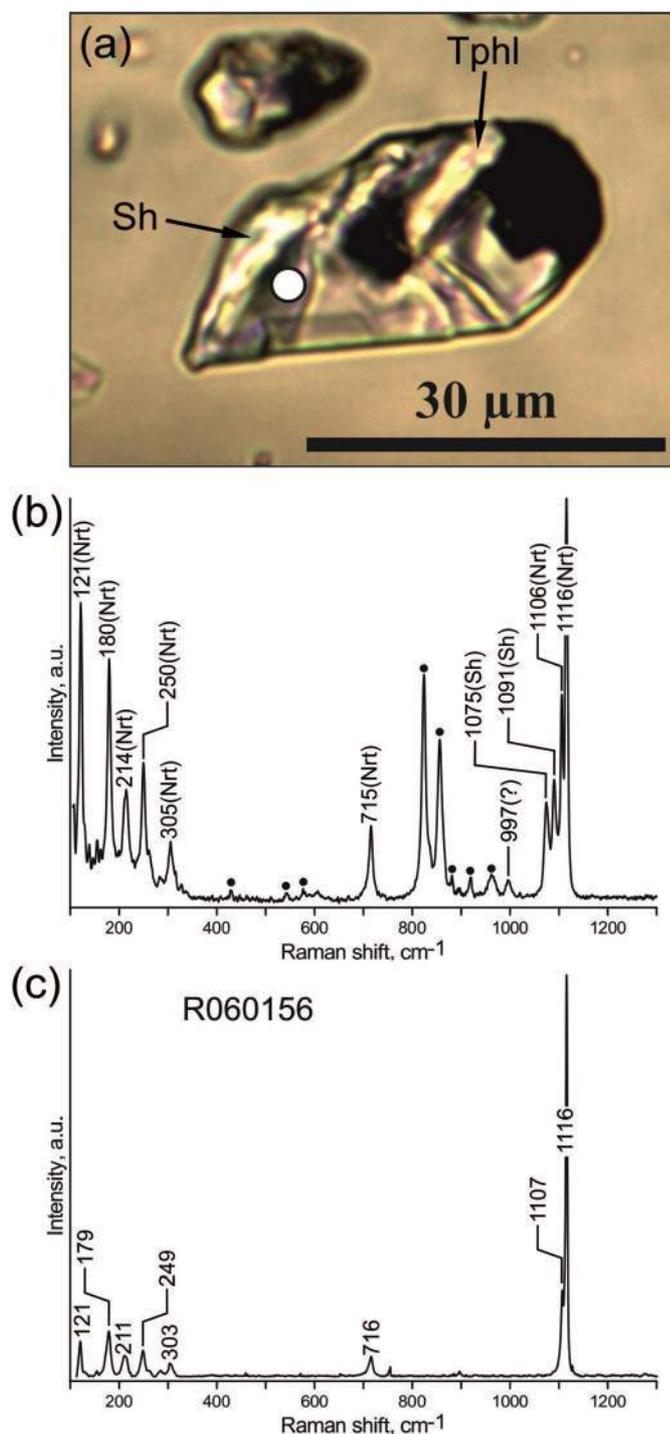


Рисунок 5.26. Представительный КР-спектр нортупита в тонком срастании с шортитом из невскрытого расплавного включения в оливине (после вычитания спектра-оливина хозяина). (a) Фотография включения в проходящем свете. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. (b) – КР-спектр, содержащий пики нортупита и шортита, круги – пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания. (c) – Эталонный КР-спектр нортупита из базы данных RRUFF. Пики нортупита на рисунке (b) легко диагностируются.

*Доломит*  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Был диагностирован по линиям (для лазера 514.5 нм Horiba Jobin Yvon) 176, 300, 725, 1098 и 1442  $\text{cm}^{-1}$  (Рис. 5.27 а). В дальнейшем присутствие этого минерала также было подтверждено методами SEM-EDS и EMPA.

*Карбонат кальция*  $\text{CaCO}_3$ . В расплавных включениях в оливине были диагностированы две полиморфные модификации кальциевого карбоната: *кальцит* и *арагонит*. Пик 1086  $\text{cm}^{-1}$ , отвечающий колебаниям  $\text{CO}_3^{2-}$  группы, является самым интенсивным пиком для обеих полиморфных модификаций (Рис. 5.27 b, c). Диагностическими для кальцита являются линии 208, 703 и 1464  $\text{cm}^{-1}$  (Рис. 5.27 b), а для арагонита – 181, 191, 208, 704 и 1464  $\text{cm}^{-1}$  (Рис. 5.27 c). Как будет показано в главе 7 присутствие арагонита во включениях является принципиальным для данной работы и этот карбонат неоднократно был определен в нескольких образцах мантийных ксенолитов.

*Ва-карбонат*. Ва-минерал в расплавных включениях был обнаружен методом SEM-EDS (Рис. 5.22 и 5.28). Пики 1105 и 1117  $\text{cm}^{-1}$  в области колебаний  $\text{CO}_3^{2-}$  группы на КР-спектрах (Рис. 5.28) указывают, что этот минерал является карбонатом. КР-спектры также характеризуется наличием пиков 117-119, 204-206, 255-258, и 330  $\text{cm}^{-1}$  (Рис. 5.28) в области колебаний решеток молекулярных кристаллов. К сожалению, в базах данных и литературе не удалось обнаружить подобные КР-спектры, поэтому этот минерал остается неидентифицированным. Следует отметить, что пики 204-206, 255-258 и 1105  $\text{cm}^{-1}$ , вероятно, принадлежат эйтелиту, который может находиться в сростании с Ва-карбонатом, как в случае, представленном на Рис. 5.21 и 5.22.

*Неидентифицированный карбонат*. Кроме того, несколько раз были получены КР-спектры кристаллических фаз, характеризующиеся наличием полос 1066 и 1080  $\text{cm}^{-1}$  в области колебаний  $\text{CO}_3^{2-}$  группы (например, Рис. 5.29 а). Однако, этот минерал может содержать  $\text{SO}_4^{2-}$  группу так как на КР-спектрах присутствует пик 1006  $\text{cm}^{-1}$ . К сожалению, в базах данных и литературе не удалось обнаружить подобные КР-спектры, поэтому этот минерал остается неидентифицированным.

*Тонкокристаллический агрегат (размер фаз 1 мкм и менее) из включений*. При изучении тонкокристаллического агрегата методом КР-спектроскопии невозможно различить все линии индивидуальных микрофаз на КР-спектрах; обычно прописываются только самые сильные линии минерала. На КР-спектрах тонкораскристаллизованного агрегата всегда присутствует множество линий в области 900-1200  $\text{cm}^{-1}$ , которые свидетельствуют о наличии в тонкораскристаллизованном агрегате карбонатов и сульфатов.

*Слюды*. Слюды внутри нескрытых включений диагностировались методом КР спектроскопии путем сопоставления их спектров со спектрами слюд известного состава из включений и интерстиционных обособлений и микрожил (см. раздел 6.2). Например, на рисунке 5.29 b приведен КР-спектр фазы из нескрытого включения, который полностью идентичен КР-спектру тетраферрифлогопита интерстиционных обособлений и микрожил. Слюды из расплавных

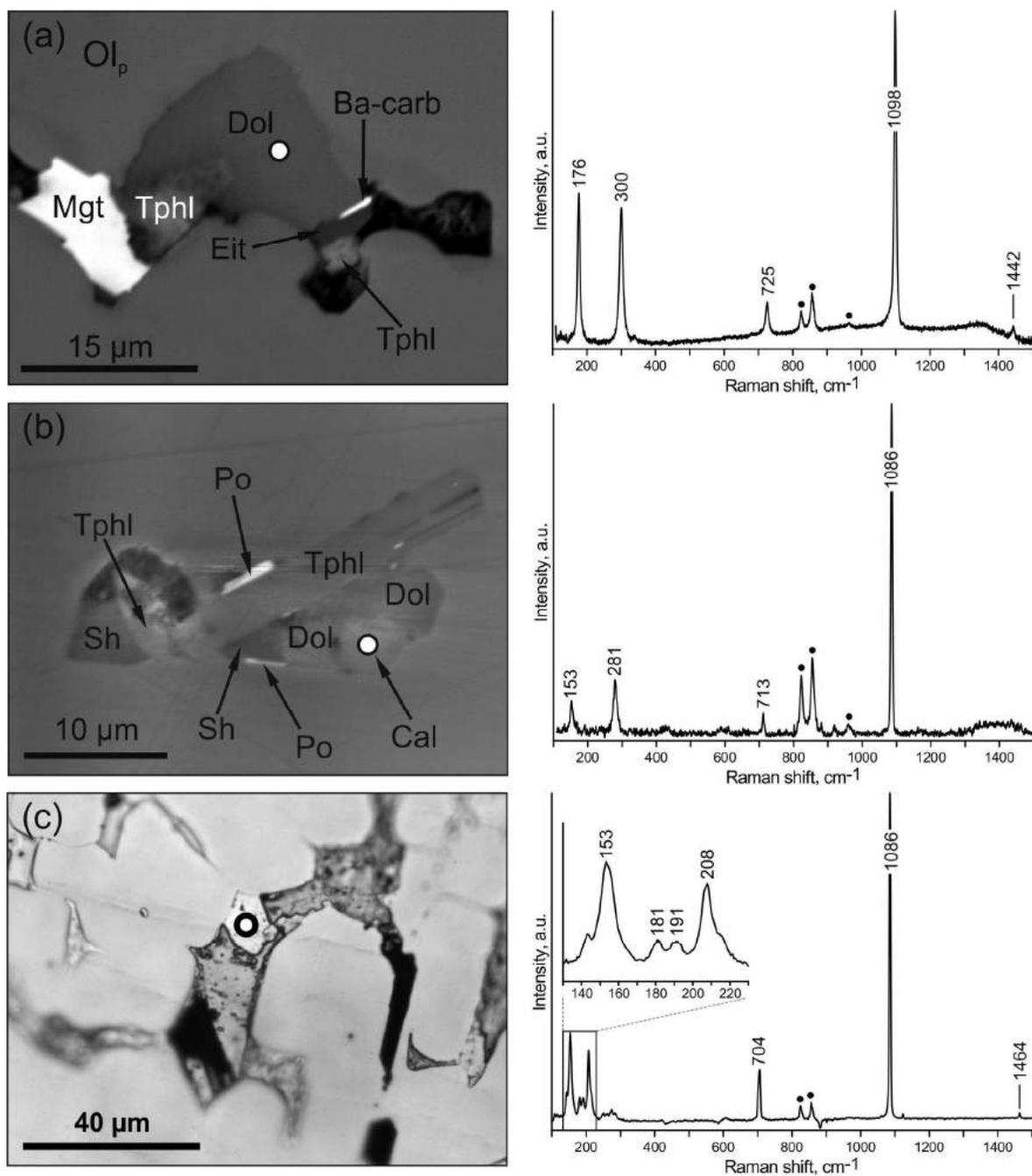


Рисунок 5.27. Представительные КР-спектры доломита (а), кальцита (b) и арагонита (c) из расплавных включений в оливине. Фотографии включений в проходящем свете. Круг на фотографиях – место фокусировки лазера. Круги на спектрах – пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания.

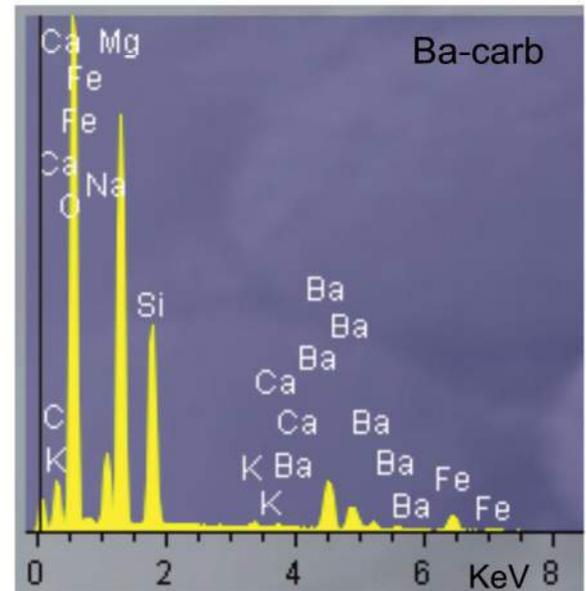
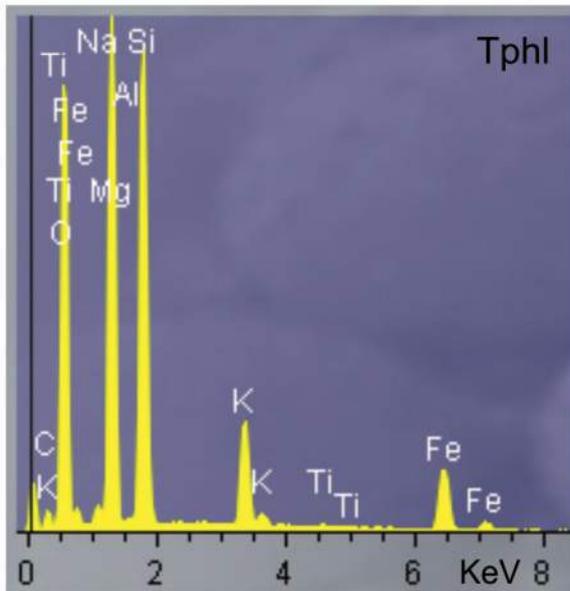
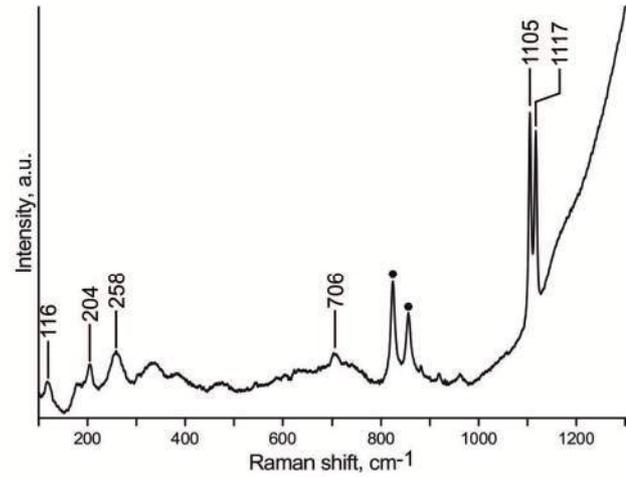
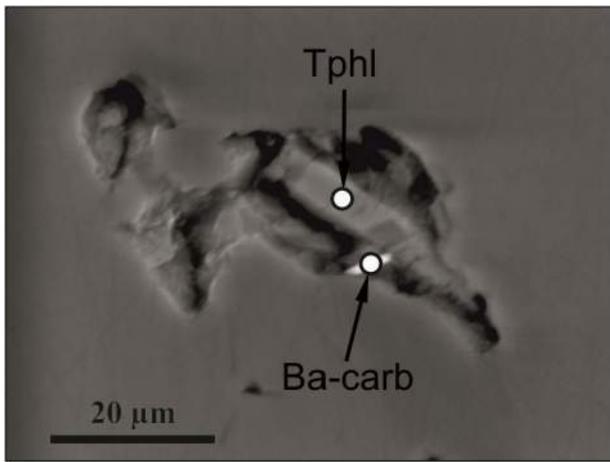


Рисунок 5.28. BSE-изображение, КР-спектр и EDS-спектр неидентифицированного бариевого карбоната в расплавных включениях в оливине.

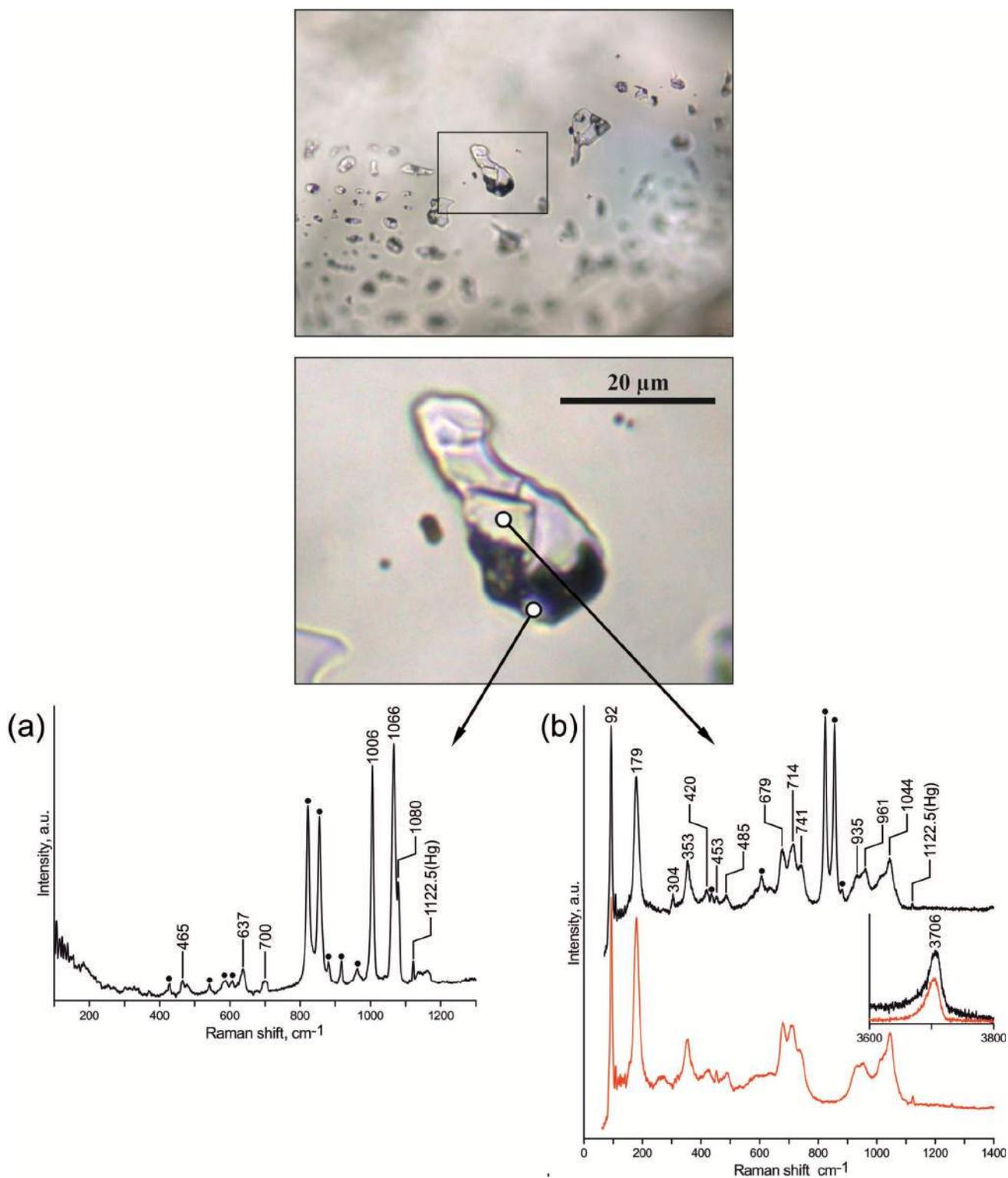


Рисунок 5.29. (а) КР-спектр неидентифицированного карбоната (b) и представительный КР-спектр тетраферрифлогопита из расплавных включений (черный) в сравнение с КР-спектром тетраферрифлогопита из интерстиционных ассоциаций (красный). Тетраферрифлогопит в интерстициях был определен рентгеноспектральным методом. Спектры после вычитания спектра оливина хозяина, круги на спектрах – пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания. Фотография включения в проходящем свете.

включений характеризуются наличием пиков в районе  $3700-3720\text{ см}^{-1}$ , что соответствует области частот колебаний O–H связей на КР-спектрах.

*Хризотил*. Был определен по характерным линиям 231, 349, 384, 467, 621, 689 и  $1093\text{ см}^{-1}$  (Рис. 5.30). Кроме того КР-спектр хризотила характеризуется наличием пика  $3690-3694\text{ см}^{-1}$ , отвечающего частотам колебаний O–H связей.

*Хондродит*  $(Mg,Fe)_5(SiO_4)_2(F,OH)_2$  или *норбергит*  $Mg_3(SiO_4)(F,OH)_2$ . В невоскрытых расплавных включениях в оливине обнаружена фаза, характеризующаяся наличием пика  $844\text{ см}^{-1}$  с небольшим плечом (Рис. 5.31). Этот КР-спектр очень похож на эталонные КР-спектры, относящиеся к минералам группы гумита (Рис. 5.31). КР-спектры водосодержащих хондродита и норбергита из баз данных и литературы имеют пики в районе  $3570-3590$ , отвечающие частотам колебаний O–H связей. Однако, полосы в области частот колебаний O–H связей в минерале из расплавных включений отсутствуют. То есть, минералы группы гумита в расплавных включениях, вероятно, являются фтор-разновидностями хондродита или норбергита.

*Оксиды*. Методом КР-спектроскопии в невоскрытых включениях удалось диагностировать магнетит (Рис. 5.32) и хромит (Рис. 5.33). Спектр фазы, представленный на Рис. 5.33 также похож на КР-спектр магнезиохромита  $(Mg_{0.57}Fe^{2+}_{0.43})_{\Sigma=1}(Cr_{1.52}Al_{0.41}Fe^{3+}_{0.07})_{\Sigma=2}O_4$  из базы данных RRUFF.

#### 5.1.5. Химический состав минералов расплавных включений

*Пентландит* обнаружен только в виде ламелей в пирротине. Состав пентландита варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.1): Fe 29.4-35.6, Ni 27.8-37.6, Co 1.0-1.5, Cu <0.2, S 33.5-33.7.

*Пирротин* встречается как с ламелями пентландита, так и в виде гомогенных зерен. Состав пирротина варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.1): Fe 58.4-63.1, Ni <2.0, Co <0.8, Cu <0.7, S 35.9-40.5. По соотношению Me/S его составы (0.84-1.00) находятся между гексапирротинном  $Fe_9S_{10}$  и троилитом FeS.

*Моносulfидный твердый раствор*. Высокотемпературный моносulfидный твердый раствор никогда не наблюдается как гомогенная фаза при стандартных условиях: он всегда распадается на низкотемпературную ассоциацию независимо от скорости охлаждения [Ballhaus et al., 2001; Taylor, Liu, 2009]. Во включениях его бывшее присутствие было диагностировано по наличию ламелей пентландита в пирротине (Рис. 5.13 d, g). Изначальный состав моносulfидного твердого раствора был рассчитан с использованием модальных пропорций пентландита и пирротина, в мас. % (Приложение 5.1): Fe 51.9-56.4, Ni 6.3-9.3, Co < 0.5, Cu <0.3, S 36.2-37.2.

*Джерфшиерит* из расплавных включений имеет следующий состав, в мас. % (Приложение 4.2): Fe 43.1-47.9; Ni 4.5-11.1; Co до 0.3; Cu 0.1-3.6; K 9.0-9.5; Na до 0.3; S 32.4-34.9; Cl 1.3-1.6.

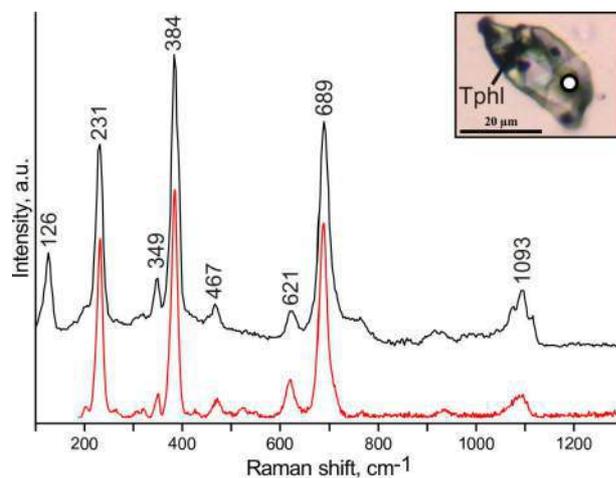


Рисунок 5.30. Представительный КР-спектр хризотила из расплавных включений (черный) в сравнение с эталонным КР-спектром хризотила R070355 (красный, 532 нм) из RRUFF database. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. Фотография включения в проходящем свете.

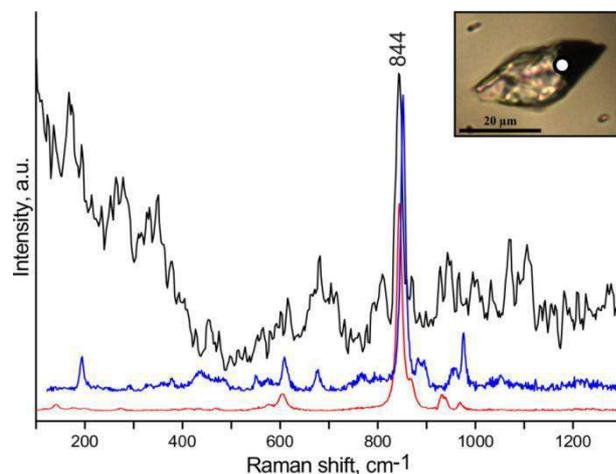


Рисунок 5.31. КР-спектр фазы из расплавных включений после вычета КР-спектра оливина-хозяина (черный) в сравнении с эталонными КР спектрами хондродита R040016 (красный, 514 нм) и норбергита R050280 (синий, 514 нм) из RRUFF database. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. Фотография включения в проходящем свете.

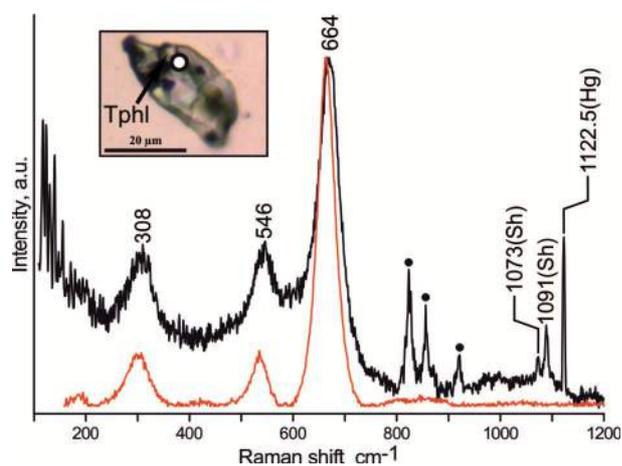


Рисунок 5.32. КР-спектр фазы из расплавных включений после вычета КР-спектра оливина-хозяина (черный, круги - пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания) в сравнении с эталонным КР спектром магнетита R080025 (красный, 532 нм) из RRUFF database. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. Фотография включения в проходящем свете.

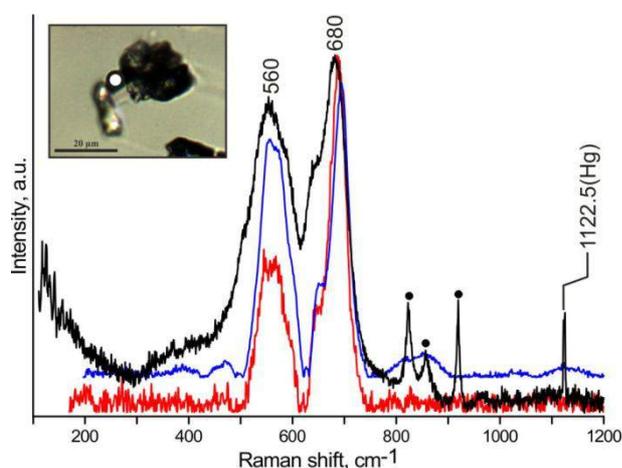


Рисунок 5.33. КР-спектр фазы из расплавных включений после вычета КР-спектра оливина-хозяина (черный, круги - пики оливина хозяина, оставшиеся после вычитания) в сравнении с эталонными КР спектрами магнезиохромита R060796 (красный, 532) и хромита R110060 (синий, 532 нм) из RRUFF database. Круг на фотографии – место фокусировки лазера. Фотография включения в проходящем свете.

*К-Fe-сульфид без хлора.* К-Fe сульфид найден в сростании с джерфишеритом, причем фрагменты его выделений с элементами собственной огранки (Рис. 5.34) дают возможность предполагать более раннюю кристаллизацию этого сульфида относительно джерфишерита [Похиленко и др., 2011]. Зерна минерала имеют максимальный размер 5x5 мкм, что не позволило определить его точный состав рентгеноспектральным методом. Этот минерал характеризуется отсутствием Cl, Ni, Cu и Co на картах распределения элементов и энергодисперсионных спектрах. Состав наиболее крупного из проанализированных зерен, в мас. %: К 14.3; Fe 49.6; S 36.2. На дискриминационной диаграмме K/S-X/S, где X – переходный металл, состав этого сульфида не соответствует ни одному стехиометричному составу К-сульфидов (Рис. 5.35), что вероятно связано с мелким размером сульфидной фазы и, как следствие, потерями щелочей при анализе. Состав выявленного сульфида наиболее близок к составу  $KX_3S_4$ , хотя может быть и расвумитом  $KX_2S_3$ . Ранее расвумит  $KFe_2S_3$  был установлен в основной массе неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Шарыгин и др., 2007; Sharygin et al., 2008]. В основной массе кимберлитов расвумит также кристаллизуется раньше джерфишерита. В работах [Шарыгин и др., 2007; Sharygin et al., 2008] предполагается, что в условиях высокой активности калия в расплаве кристаллизуется расвумит, тогда как при последующей нарастающей концентрации хлора в остаточном кимберлитовом расплаве образуется джерфишерит.

*Магнетит* характеризуется следующими вариациями состава, в мас. % (Приложение 5.2):  $TiO_2$  0.94-1.25;  $Cr_2O_3$  0.14-4.44;  $Al_2O_3$  0.20-0.30; FeO 80.97-85.64; MnO 0.41-0.63; MgO 3.50-8.09; NiO 0.15-0.20.

*Кальцит.* Состав кальцита варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.3): CaO 54.1-55.1; FeO 0.31-0.44; MnO менее 0.01; MgO 0.18-0.22; BaO до 0.11; SrO 0.62-0.73;  $Na_2O$  0.52-0.74;  $K_2O$  0.05-0.11;  $SO_3$  менее 0.06;  $P_2O_5$  менее 0.06.

*Арагонит.* Состав арагонита варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.3): CaO 51.6-58.0; FeO 0.25-0.43; MnO менее 0.02; MgO 0.16-0.50; BaO до 0.11; SrO 0.75-5.07;  $Na_2O$  0.35-1.17;  $K_2O$  до 0.12;  $SO_3$  до 0.01-0.71;  $P_2O_5$  до 0.12. В целом, арагонит в отличие от кальцита характеризуется большими концентрациями примесных компонентов, в частности, SrO.

*Доломит* имеет следующий состав, в мас. % (Приложение 5.3): CaO 28.7-30.5; FeO 0.68-0.70; MnO менее 0.01; MgO 22.3-23.7; BaO до 0.11; SrO 0.43-0.58;  $Na_2O$  0.04-0.06;  $K_2O$  0.01-0.07.

*Ньеререит.* Состав ньеререита удалось получить только методом EDS. Кроме примеси серы ньеререит из расплавных включений содержит достаточно большое количество К: рассчитанная формула  $(Na_{1.64}K_{0.36})Ca(CO_3)_{1.75}(SO_4)_{0.25}$ . На тройной диаграмме его состав попадает в поле состава ньеререита из щелочных карбонатитов вулкана Олдонью-Ленгаи (Рис. 5.36). Состав ньеререита из расплавных включений, кроме того, близок к составу карбоната (Рис. 5.37), найденному в основной массе кимберлитов трубки Удачная-Восточная и названому земкоритом

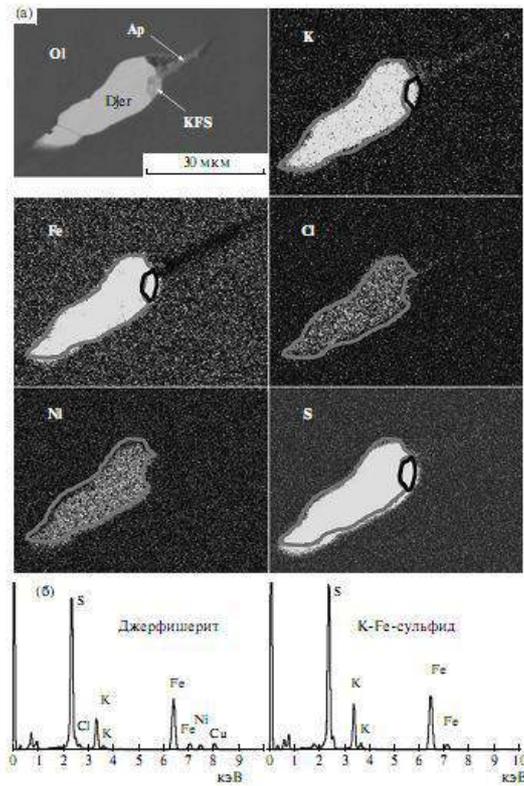


Рисунок 5.34. Сульфиды в расплавленном включении в оливине деформированного гарцбургита UV-1/03 [Похиленко и др., 2011]. а – карты распределения элементов; б – энергодисперсионные спектры. Ap - апатит, Djer – джерфишерит, KFS – K-Fe сульфид, ol – оливин.

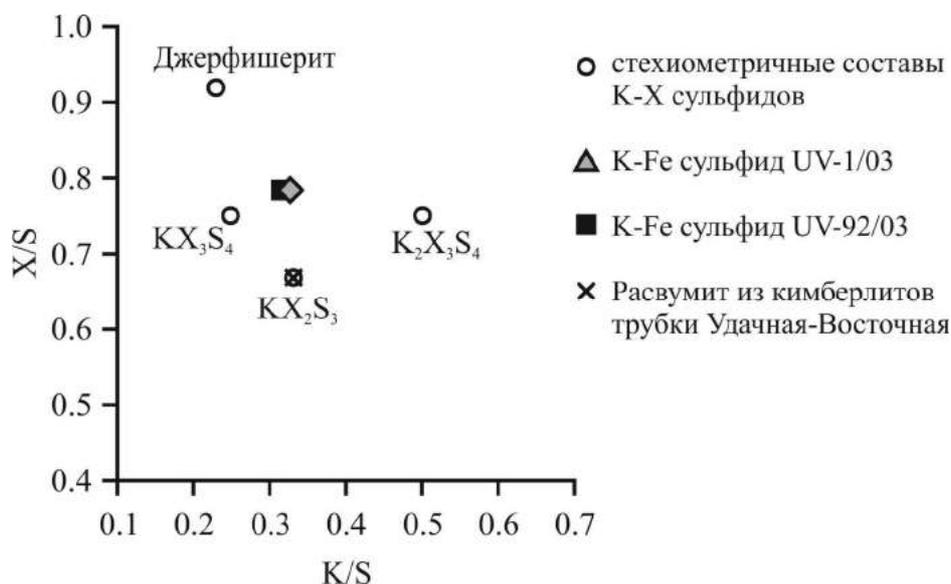


Рисунок 5.35. Дискриминационная диаграмма K/S-X/S (атомные отношения), где X – Fe, Ni, Co и Cu, для K-Fe сульфидов из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Якутия) [Похиленко и др., 2011]. Треугольник - сульфид из расплавных включений в оливине деформированных перидотитов. Графит-флогопит-гранатовый ортопироксенит, обр. UV-92/03, из работы [Похиленко и др., 2011]; сульфид из основной массы трубки Удачная-Восточная из работы [Шарыгин и др., 2007].

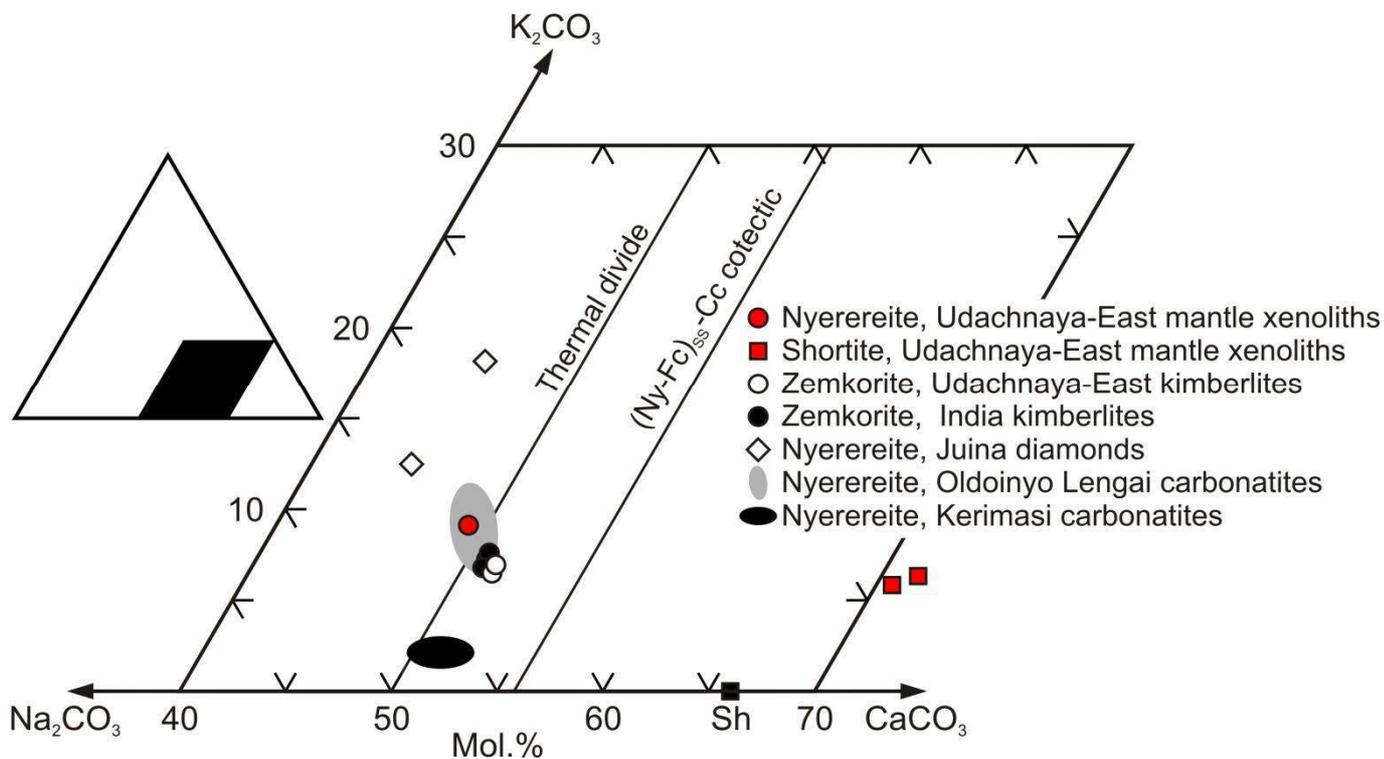


Рисунок 5.36.  $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-K}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3$  (Na-K-Ca) тройная диаграмма с составом ньеререита, земкорита и шортита. Красный круг и квадраты – ньеререит и шортит из расплавных включений в оливине деформированных перидотитов. Данные для земкорита из кимберлитов трубки Удачная-Восточная и Venkatampalle (Индия) из работ [Егоров и др., 1988] и [Parthasarathy et al., 2002], соответственно. Данные для ньеререита из натрокарбонатитов Олдоиньо-Ленгаи и Киремаси из работ [Зайцев и др., 2008] и [Зайцев, 2009], соответственно. Данные для ньеререита во включениях из "супер" глубинных алмазов района Джуина (Бразилия) из работы [Kaminsky et al., 2009]. Черный квадрат – состав стехиометричного шортита.

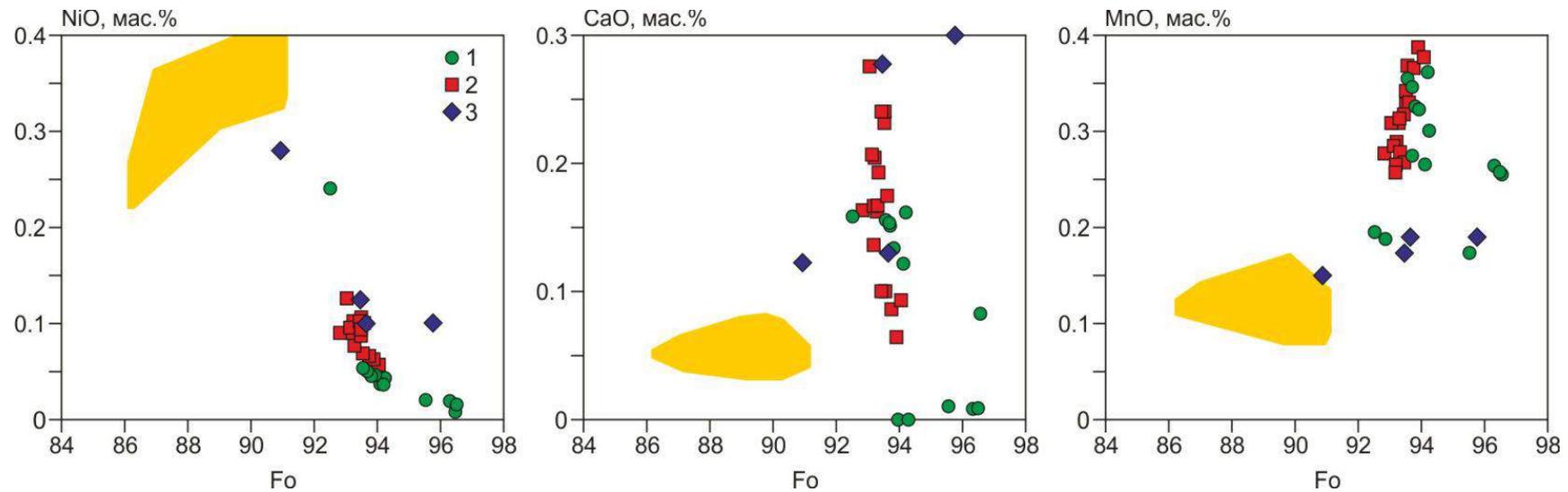


Рисунок 5.37. Вариации состава оливина из расплавных включений и интерстиционных ассоциаций в ксенолитах деформированных перidotитов трубки Удачная-Восточная. 1 – оливин из расплавных включений; 2 – интерстиционный оливин; 3 – оливин из расплавных включений в оливине из кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Головин, 2004; Головин и др., 2007]; Желтое поле – состав породообразующего оливина ксенолитов (оливин-хозяин).

[Егоров и др., 1988]. Однако, позже в работе [Jambor, Grew, 1990] было отмечено, что земкорит и ньерерит имеют много общего, то есть нет достаточных оснований выделять земкорит в качестве отдельного минерального вида.

*Оливин* ( $\text{Fo}_{92.5-96.5}$ ) в ксенолитах характеризуется незначительными вариациями состава от образца к образцу, в мас. % (Приложение 5.4):  $\text{SiO}_2$  41.1-41.7;  $\text{FeO}$  5.3-6.5;  $\text{MnO}$  0.26-0.39;  $\text{MgO}$  51.1-52.3;  $\text{CaO}$  0.07-0.49;  $\text{NiO}$  0.06-0.13. От породообразующего оливина он отличается повышенной магнезиальностью, повышенными содержаниями  $\text{CaO}$  и  $\text{MnO}$ , и пониженным –  $\text{NiO}$  (Рис. 4.42).

*Клинопироксен* представлен диопсидом, в мас. % (Приложение 5.5):  $\text{SiO}_2$  53.1;  $\text{TiO}_2$  0.51;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.07;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.58;  $\text{FeO}$  2.73;  $\text{MgO}$  19.2;  $\text{CaO}$  21.8;  $\text{Na}_2\text{O}$  0.35.

*Содалит* имеет следующий состав, в мас. % (Приложение 5.5):  $\text{SiO}_2$  36.3;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.77;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  30.2;  $\text{FeO}$  0.85;  $\text{MgO}$  0.27;  $\text{CaO}$  0.11;  $\text{Na}_2\text{O}$  23.4;  $\text{Cl}$  7.02.

*Слюды* из расплавных включений представлены двумя сериями твердых растворов (Рис. 5.38): истонит-флогопит (однако все они могут быть отнесены к флогопиту) и флогопит-тетраферрифлогопит. Также присутствует небольшое количество аннитового компонента (Рис. 5.38). Слюды серии истонит-флогопит ( $[\text{Mg}+\text{Fe}]/[\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Al}] < 0.75$ ) имеют следующие вариации состава, в мас. % (Приложение 5.6):  $\text{SiO}_2$  35.8-40.2;  $\text{TiO}_2$  2.79-3.81;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0.12 (один анализ с 1.53);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  10.1-16.0;  $\text{FeO}$  4.89-5.64;  $\text{MgO}$  22.6-28.4;  $\text{BaO}$  0.15-1.47;  $\text{Na}_2\text{O}$  до 0.14;  $\text{K}_2\text{O}$  9.35-9.91;  $\text{F}$  0.46-1.58;  $\text{Cl}$  до 0.03. Слюды серии флогопит-тетраферрифлогопит можно разделить на флогопит ( $[\text{Mg}+\text{Fe}]/[\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Al}] < 0.875$ ) и тетраферрифлогопит ( $[\text{Mg}+\text{Fe}]/[\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Al}] > 0.875$ ). Состав флогопита варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.6):  $\text{SiO}_2$  36.0-44.7;  $\text{TiO}_2$  0.15-1.39;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0.12;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  6.94-10.2;  $\text{FeO}$  2.88-7.01;  $\text{MgO}$  22.0-24.3;  $\text{BaO}$  до 0.29;  $\text{Na}_2\text{O}$  до 0.38;  $\text{K}_2\text{O}$  9.27-10.2;  $\text{F}$  0.16-2.60;  $\text{Cl}$  до 0.02. Тетраферрифлогопит имеет следующий состав, в мас. % (Приложение 5.6):  $\text{SiO}_2$  37.8-40.9;  $\text{TiO}_2$  до 0.27;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0.28;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.05-1.42;  $\text{FeO}$  15.1-18.4;  $\text{MgO}$  24.9-29.3;  $\text{BaO}$  до 0.15;  $\text{Na}_2\text{O}$  до 0.64;  $\text{K}_2\text{O}$  9.53-10.2;  $\text{F}$  до 0.65;  $\text{Cl}$  до 0.16. Главной закономерностью изменения состава слюд является увеличения концентраций  $\text{BaO}$  с увеличением содержаний  $\text{Al}$  для обеих серий твердых растворов, а также увеличение концентраций  $\text{TiO}_2$  с увеличением содержания  $\text{Al}$  для серии флогопит-тетраферрифлогопит (Рис. 5.39).

## **5.2. Вторичные флюидные включения в ортопироксене**

В ортопироксене были установлены флюидные включения размером до 20 мкм (Рис. 5.40), которые удалось изучить. Они состоят из нескольких дочерних кристаллов и флюидного обособления. Последнее занимает около 70 % объема включений. Индивидуальные включения в пределах группы имеют практически идентичные объемные соотношения фаз.

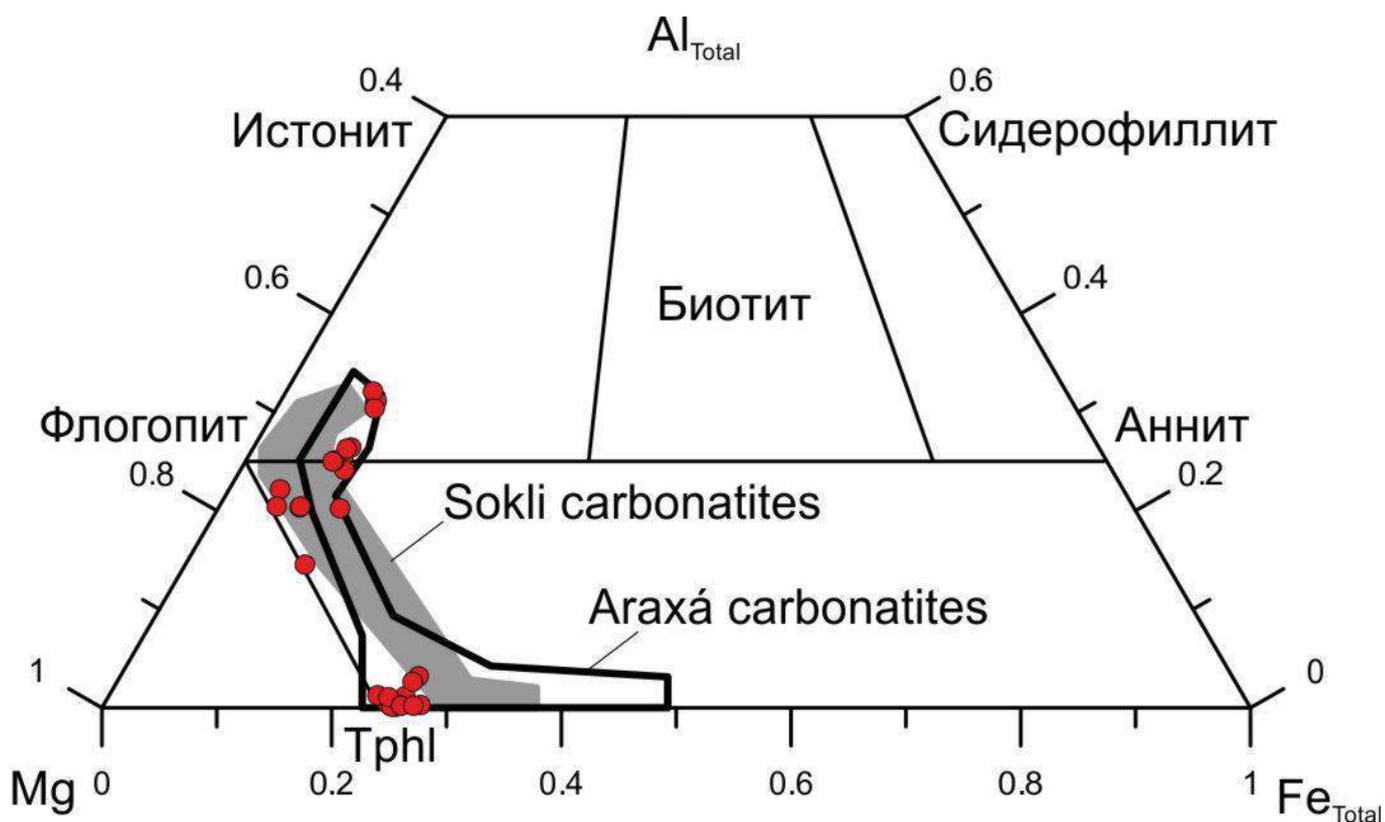


Рисунок 5.38. Вариации состава слюды из расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (красные круги) на тройной диаграмме  $Al_{Total}$ - $Mg$ - $Fe_{Total}$ ; все железо рассчитано как двухвалентное. Вариации состава слюд из карбонатитов комплекса Сокли (Финляндия) из работы [Lee et al., 2003] и слюд из карбонатитов комплекса Аракса (Бразилия) из работы [Traversa et al., 2001].

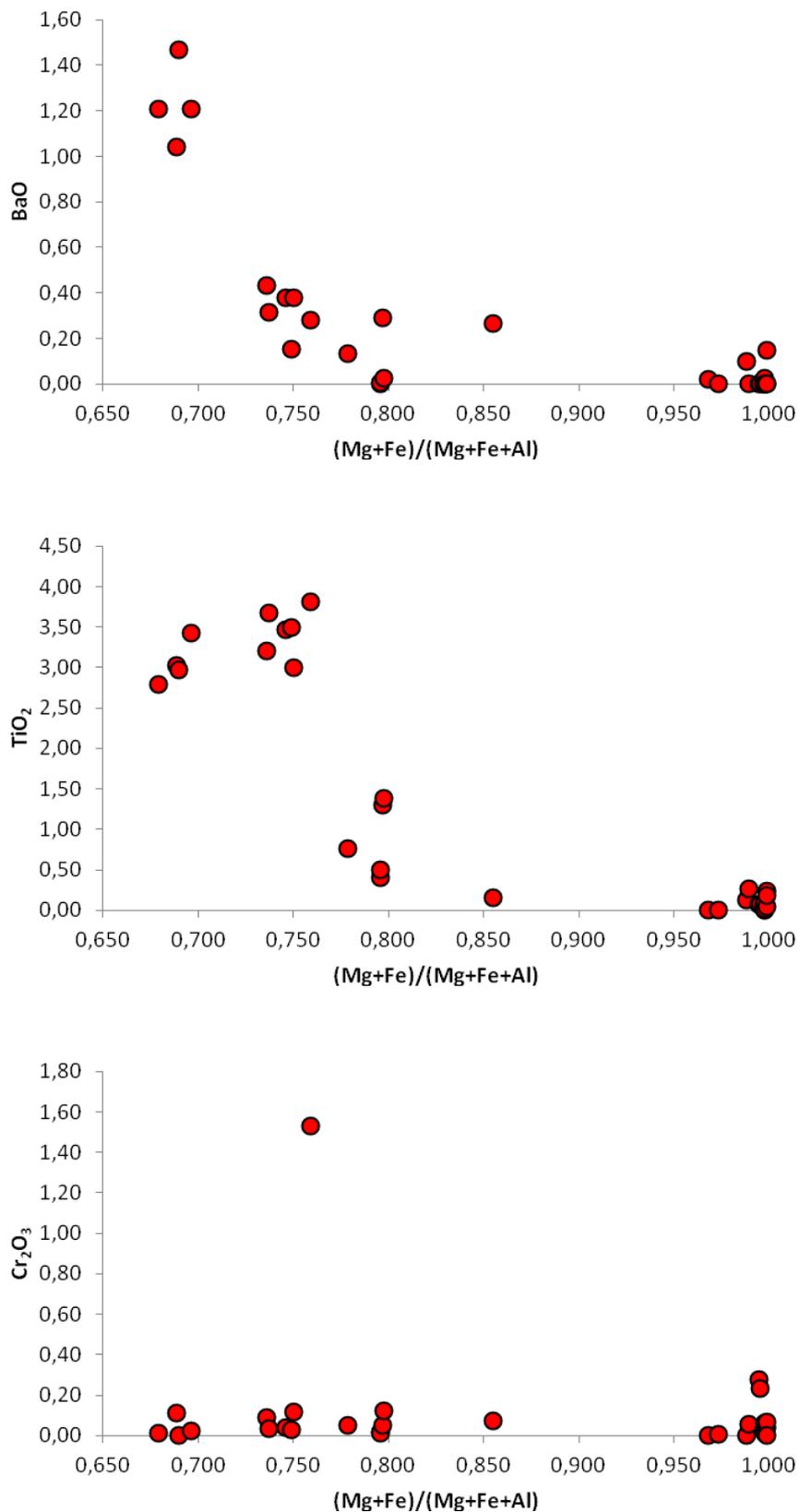


Рисунок 5.39. Вариации состава слюды из расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная.

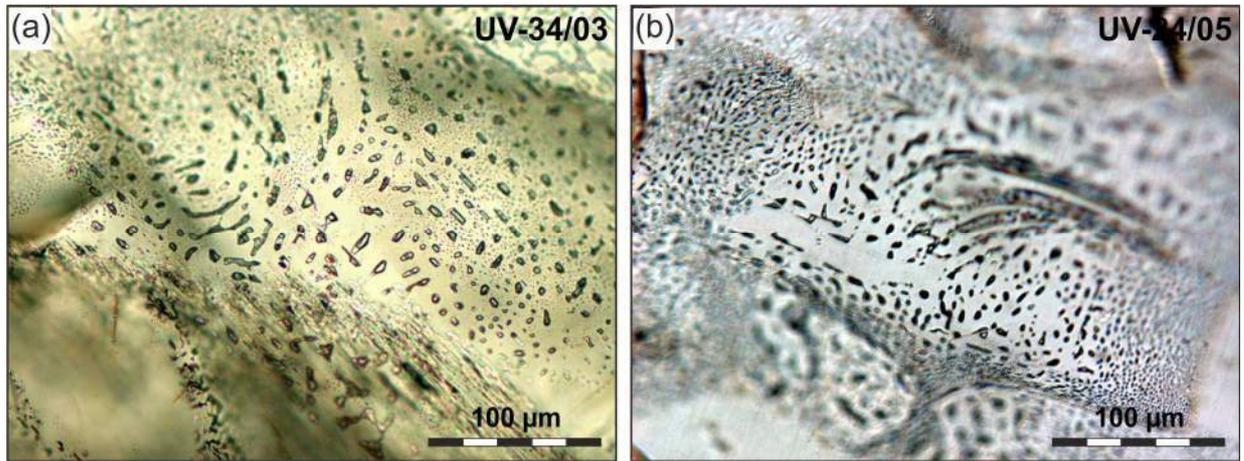


Рисунок 5.40. Вторичные флюидные включения в ортопироксене ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Проходящий свет.

При замораживании включений в ортопироксене удалось зафиксировать фазовые изменения во флюидном обособлении расплавных (Рис. 5.41). При температуре около  $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$  во флюидном пузырьке происходило образование кристаллической фазы. Повышение температуры приводило к исчезновению кристаллической фазы при  $T = -56,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что близко к температуре тройной точки газ-жидкость-твердое тело на диаграмме  $\text{CO}_2$  ( $T = -56,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Таким образом, результаты экспериментов указывают на практически чистый углекислотный состав флюидного обособления. Переход углекислоты из кристаллического состояния при нагревании визуально происходит в одну фазу (газ), что указывает на низкую плотность  $\text{CO}_2$  во флюидном обособлении. Об этом свидетельствуют и объемные соотношения размеров кристалла углекислоты и остального пространства во флюидном обособлении (примерно 1:9).

Исследование дочерних кристаллических фаз во флюидных включениях из ортопироксена методом КР-спектроскопии показало, что одни фазы не дают никаких пиков на КР-спектрах, а другие характеризуется наличием пика  $1080\text{ см}^{-1}$  на КР-спектрах (Рис. 5.42 а). Пик  $1080\text{ см}^{-1}$  является самым интенсивным пиком, отвечающим колебаниям  $\text{CO}_3^{2-}$  группы в *натрите*  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  [Buzgar, Arporei, 2009] и грегориите из натрокарбонатитов Олдоиньо-Ленгаи [Зайцев и др., 2008], что позволяет предположить, что и дочерние кристаллы флюидных включений в ортопироксене также являются натритом или грегориитом. Грегориит из натрокарбонатитов Олдоиньо-Ленгаи имеет формулу практически близкую к формуле натрита, но с небольшим количеством примесей К и Са. Дочерние фазы флюидных включений в ортопироксене, не дающие ни каких пиков на КР-спектрах, вероятно, представлены хлоридами.

КР-спектры пузырька включений характеризуются наличием пиков  $1285$  и  $1388\text{ см}^{-1}$  (Рис. 5.42 b), отвечающих колебаниям молекулярной  $\text{CO}_2$  [Burke, 2001]. Полосы в области колебаний молекулярной воды на КР спектрах не установлены. Таким образом, результаты исследования пузырька включений в ортопироксене методом КР-спектроскопии свидетельствуют о его углекислотном составе, что согласуется с результатами криометрических экспериментов.

### 5.3. Заключение

Все работы, посвященные изучению вторичных расплавных включений в минералах мантийных ксенолитов, были проведены по ксенолитам из базальтоидов (см., например, [Schiano, Clocchiatti, 1994; Frezzotti et al., 1994, 2001; Wulff-Pedersen et al., 1996; Andersen, Neumann, 2001; Головин, Шарыгин, 2007]). В целом, среди вторичных включений в мантийных ксенолитах из пород основного и среднего состава выделяют флюидные (жидкие и газовой-жидкие) и расплавные включения. Фазовый состав расплавных включений – флюидное обособление + стекло  $\pm$  кристаллические фазы  $\pm$  ксеногенные минералы. При этом, было выявлено, что такие расплавные

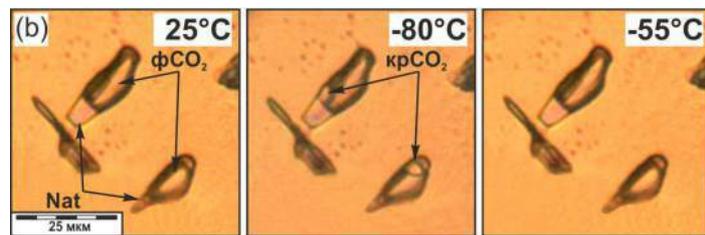
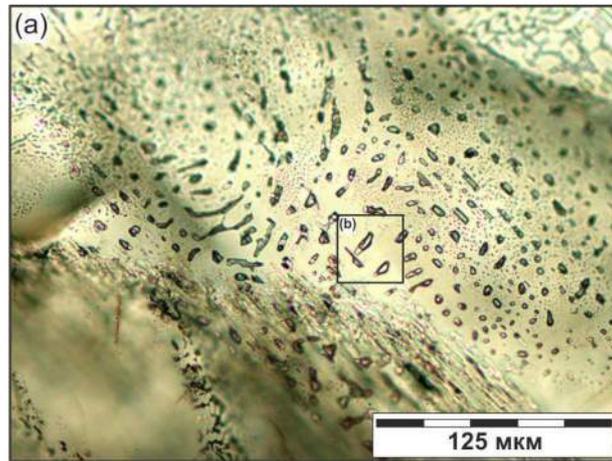


Рисунок 5.41. Поведение флюидных включений в ортопироксене при криометрическом эксперименте. При комнатной температуре флюидное обособление является гомогенным (фСО<sub>2</sub>). При -80 °С в нем присутствует кристалл (крСО<sub>2</sub>). Исчезновение кристалла происходит при температуре -56.8 °С. Nat – натрит.

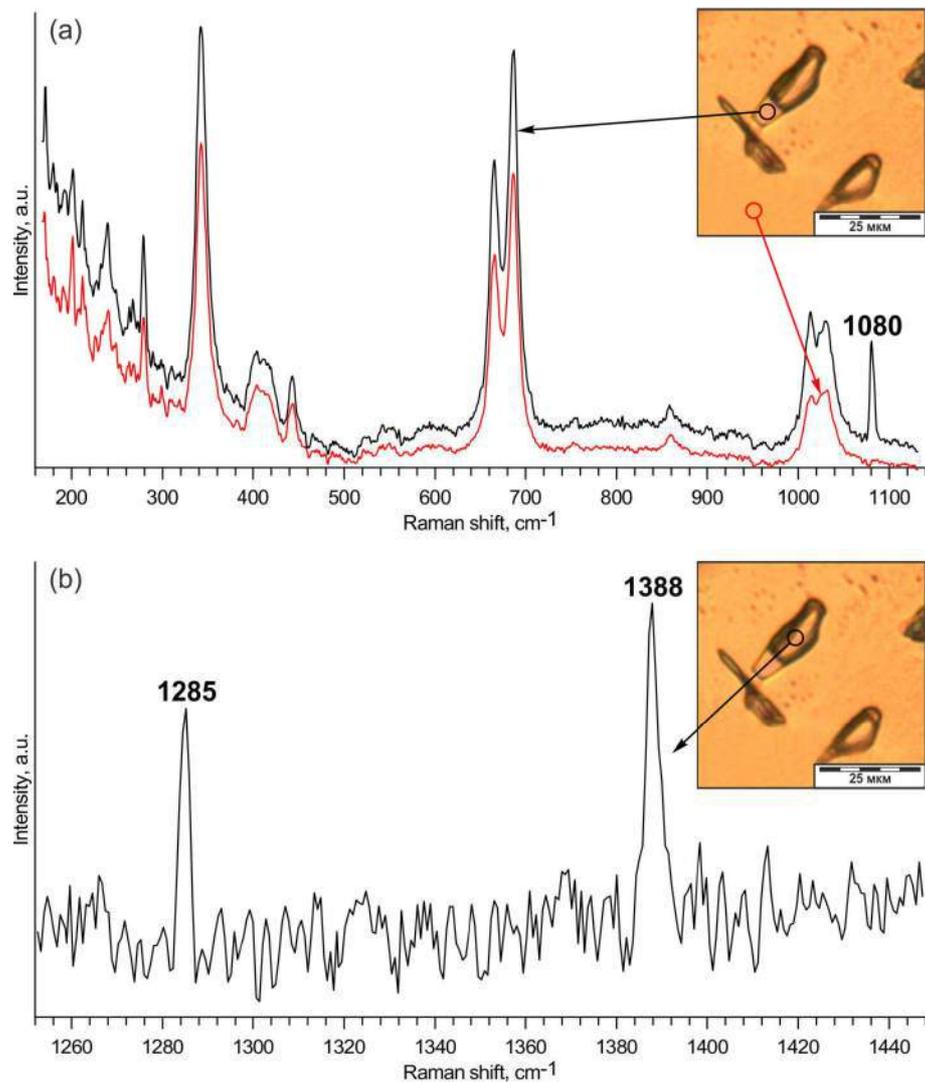


Рисунок 5.42. (а) КР-спектр дочерней минеральной фазы во вторичном флюидном включении в ортопироксене (красный) и спектр ортопироксена-хозяина (черный). Дочерняя минеральная фаза характеризуется наличием пика  $1080\text{ см}^{-1}$ , который является самым интенсивным пиком, отвечающим колебаниям  $\text{CO}_3^{2-}$  группы, в *натрите*  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  [Buzgar, Aronci, 2009]. (б) КР-спектр вещества внутри флюидного обособления; пики  $1285$  и  $1388\text{ см}^{-1}$  отвечают колебаниям молекулярной  $\text{CO}_2$  [Burke, 2001]. Круги на фотографиях – место фокусировки лазера. Это же включения показано на Рис. 5.42.

включения имеют силикатный состав.

Следует отметить, что упоминание о присутствии карбонат-содержащих вторичных расплавных включений в оливине и ортопироксене ксенолитов деформированных перидотов из кимберлитов трубки Bultfontein (Южная Африка) можно найти в работе Дж.Д. Пастерис [Pasteris, 1987], где автор, к сожалению, дал очень краткое описание этих включений. Характеристика этих включений ограничивается несколькими фотографиями (в скрещенных николях видны многочисленные сильно двупреломляющие карбонатные фазы) и КР-спектрами в интервале 1080-1200 см<sup>-1</sup>, где по главным линиям диагностируются карбонат кальция и доломит во включениях в оливине. Однако в этой работе эти включения не рассматривались как расплавные включения, а были описаны как "fluid and solid inclusions". Несмотря на то, что работа Дж.Д. Пастерис [Pasteris, 1987] опубликована в широко известном сборнике "Mantle Xenoliths" под редакцией не менее известного П.Х. Никсона [Nixon, 1987], упоминание этих включений было практически не замечено научным сообществом. С 1987 г. дальнейшее детальное изучение этих включений не вызывало какого-либо интереса исследователей, включая самого автора, впервые отметившего присутствие таких объектов в породообразующих минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов.

Таким образом, в настоящей диссертационной работе приводятся результаты первых детальных исследований вторичных расплавных включений в минералах ксенолитов из кимберлитов, выполненных с применением комплекса методов. Фазовые соотношения в таких включениях в оливине из неизмененных деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, а именно присутствие пузырька, тонкораскристаллизованного агрегата (аналог стекла в силикатных включениях) и достаточно крупных (до 20 мкм) кристаллических фаз) идентично таковым во вторичных включениях расплава в минералах мантийных ксенолитов из базальтоидов. Включения из перидотитов трубки Bultfontein (Южная Африка), описанные в работе Дж.Д. Пастерис [Pasteris, 1987], судя по микрофотографиям, возможно, подобны включениям, описанным в настоящей работе.

Вторичные расплавные включения в породообразующем оливине ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная состоят преимущественно из карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов (см., например, Рис. 5.4) тогда как силикаты находятся в подчиненном количестве, что свидетельствует о преимущественно щелочно-карбонатном составе расплава, проникавшего в оливин. Поведение вещества включений во время термометрических опытов является еще одним признаком преимущественно карбонатного состава вещества включений. Вещество включений после гомогенизации не закаливается в стекло, а раскристаллизовывается. Такое поведение характерно для карбонатных и карбонатно-силикатных расплавов сложного состава [например, Сафонов и др., 2009; Литасов и др., 2010; Safonov et al.,

2011; Jones et al., 2013; Shatskiy et al., 2013; Шарыгин и др., 2013]. О щелочно-карбонатном составе расплавных включений в оливине из ксенолитов деформированных перидотитов также свидетельствует их схожесть с первичными расплавными щелочно-карбонатными включениями в оливине карбонатитов Ковдорского массива (см. Таблица 7.1), а именно распространенность таких минералов как кальцит, шортит и джерфишерит. Кроме того, вариации состав слюд из расплавных включений в оливине перидотитов трубки Удачная-Восточная идентичны вариациям состава слюд из карбонатитов (Рис. 5.38). Таким образом, совокупность приведенных выше фактов свидетельствует о щелочно-карбонатитовом составе расплава, проникавшего вдоль трещин в оливин ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная.

Во включениях в оливине ксенолитов деформированных перидотитов присутствуют щелочные сульфаты, хлориды и сульфиды, что указывает на значительные концентрации Cl и S, а также делает дополнительный вклад в щелочную составляющую включений. Слюда является главным концентратором воды (до 4 мас. %) во включениях. Следовательно, для максимального оцененного количества 20 об. % слюды во включениях валовые содержание воды в расплавных включениях не должны превышать 1 мас. %. О низких концентрациях воды в расплавных включениях также может свидетельствовать, отсутствие полосы в области частот колебаний O–H связей на КР-спектрах хондродита/норбергита. Таким образом, можно сделать вывод о маловодном характере расплава, законсервированного в виде включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов.

Среди минералов расплавных включений было диагностировано более 30 минеральных видов, причем 10 из них впервые обнаружены в ксенолитах мантийных пород. Для таких минералов как беркеит  $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$  [Korsakov et al., 2009b] и тихит  $\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$  впервые были получены свидетельства о возможности их кристаллизации в магматических системах. До этого беркеит был известен как минерал засоленных почв, эвапоритов и гидротермальных образований [Korsakov et al., 2009b], а тихит был описан только в озерных отложениях как минерал эвапоритов [Anthony et al., 1990].

## Глава 6. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В МЕЖЗЕРНОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ КСЕНОЛИТОВ

В ксенолитах деформированных перидотитов помимо породообразующих оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната присутствует большое количество минеральных фаз, находящихся в их межзерновом пространстве. Акцессорные минералы находятся в виде одиночных зерен или скоплений в интерстициях между породообразующими минералами, слагают микрожилы, а также образуют каймы вокруг породообразующих минералов.

### *6.1. Первичные Fe-Ni-Cu-сульфиды в межзерновом пространстве ксенолитов*

В пространстве между породообразующими минералами ксенолитов выявлены крупные (до 300 мкм) обособления сульфидов. Внутренняя часть таких обособлений сложена пирротинном, пентландитом и иногда халькопиритом. Ламели пентландита в пирротине образуют характерные структуры распада высокотемпературного моносульфидного твердого раствора (Рис. 6.1). Сходство минералогии центральных частей этих обособлений с минералогией изолированных полиминеральных сульфидных глобул в порфирокластах породообразующих минералов ксенолитов позволяет предположить, что ассоциация Fe-Ni-Cu-сульфидов в межзерновом пространстве ксенолитов являются первичной.

Первичные Fe-Ni-Cu сульфиды в интерстициях всегда окружены каймой джерфишерита. Джерфишерит образует как каймы вокруг (Рис. 6.1 а-с), так и выделения неправильной формы внутри (Рис. 6.1 d), обособлений. Толщина кайм джерфишерита варьирует от нескольких до 25 мкм. В каймах джерфишерита иногда присутствуют кристаллические включения магнетита (Рис. 6.1 с), кальциевого карбоната, тетраферрифлогопита. Взаимоотношения между сульфидными минералами в полисульфидных обособлениях указывают на замещение и/или обрастание более ранних Fe-Ni-Cu-сульфидов джерфишеритом (рис. 6.6). Джерфишерит, окаймляющий первичные сульфиды имеет широкие вариации состава даже в пределах одной каймы, мас. % (Приложение 4.4): Fe 37.5-44.9; Ni 8.0-16.9; Co до 0.4; Cu 0.4-7.0; K 8.9-9.5; Na до 0.2; S 31.8-34.4; Cl 1.2-1.5.

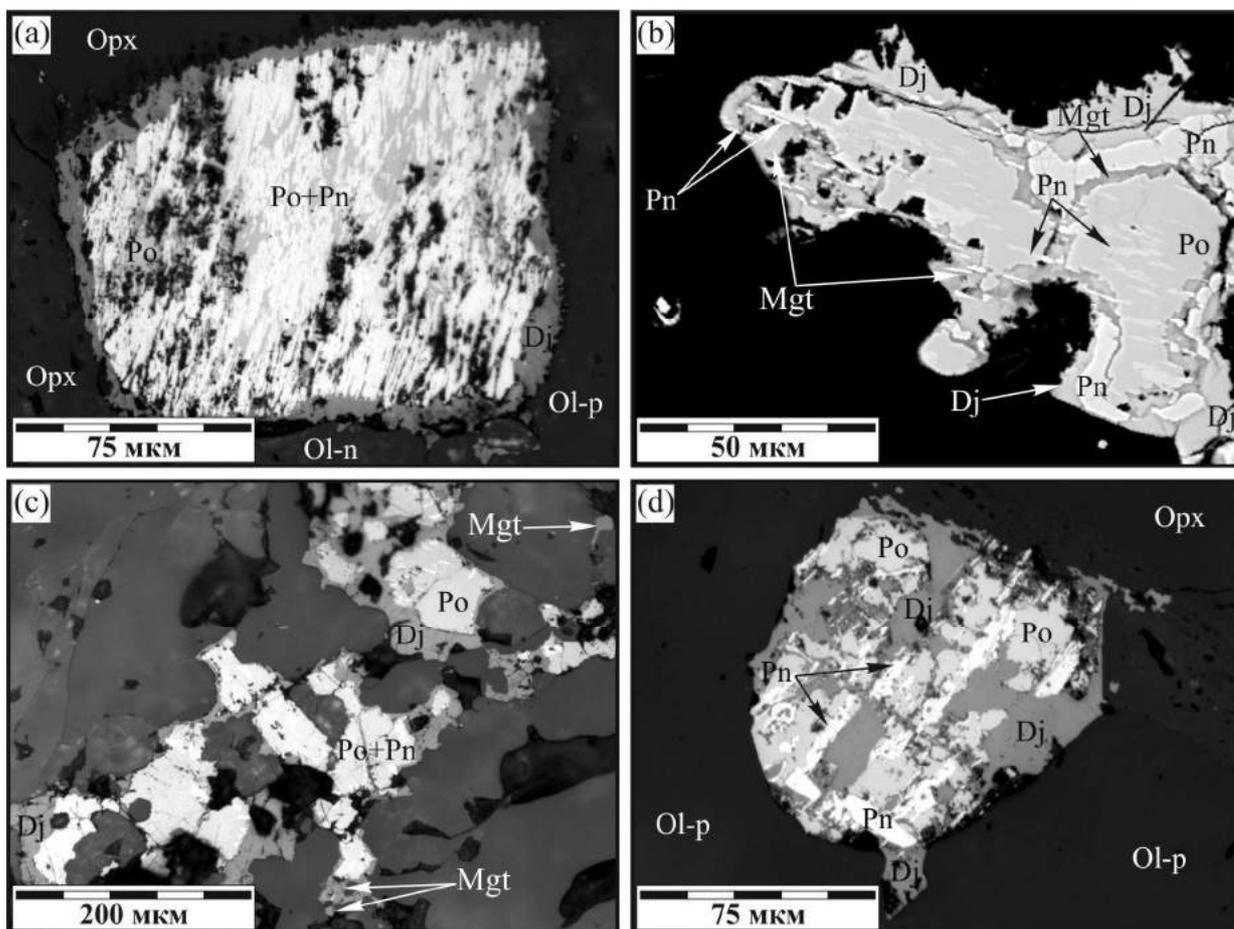


Рисунок 6.1. Полисульфидные обособления в интерстициях ксенолитов деформированных перидотитов. а-с – каймы джерфшерита вокруг более ранних Fe-Ni-сульфидов в интерстициях. Джерфшерит обрастает и/или замещает более ранние Fe-Ni-S-сульфиды. а – обр. UV-3/05; б – обр. UV-32/04; в – обр. UV-87/03. д – замещение пентландита джерфшеритом, обр. UV-17/04. а-д – отраженный свет. Po – пирротин; Pn – пентландит; Dj – джерфшерит; Mgt – магнетит; Opx – ортопироксен; Ol-p – порфирокласты оливина; Ol-n – необласты оливина.

## **6.2. Наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил**

### **6.2.1. Общая характеристика**

Кроме первичных Fe-Ni-Cu-сульфидов выявлены интерстиционные обособления минералов среди которых идентифицированы пирротин, пентландит (ламели распада в пирротине), джерфшерит, перовскит, зональные шпинелиды (центр хромит, край магнетит), апатит, оливин, слюда (флогопит, тетраферрифлогопит), монтчеллит, содалит, клинопироксен, фторсодержащий магнезиальный силикат, кальцит и арагонит (Рис. 6.2-6.4). О наложенном характере этих минералов свидетельствует то, что они также слагают и микрожилы (Рис. 6.5), которые иногда хорошо видны в бинокулярный микроскоп даже при небольшом увеличении. Мощность микрожил не превышает 200 мкм. Далее по тексту эта ассоциация наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов для удобства будет называться как ассоциация минералов интерстиционные обособления и микрожилы, а ассоциация первичных сульфидов с джерфшеритом – крупные интерстиционные сульфидные обособления.

Наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил в большинстве случаев имеют ксеноморфную форму, обусловленную ростом в замкнутом пространстве между породообразующими минералами. Реже встречаются полуограненные и ограненные зерна (например, Рис. 6.3 b). Ограненные зерна чаще характерны для микрожил. Взаимоотношение всех описанных минералов (например, зональность (Рис. 6.3 b), взаимоотношение границ (Рис. 6.3 d), кристаллические включения одних минералов в других (Рис. 6.3e) свидетельствует о том, что они, вероятно, образовались в результате единого процесса. Сложно установить точную последовательность кристаллизации наложенных акцессорных минералов интерстиционных обособлений и микрожил. Однако, исходя из изученных взаимоотношений, можно предположить, что одними из первых кристаллизовались оливин, хромит, флогопит. Следует отметить, что в интерстиционных обособлениях и микрожилах монтчеллит пространственно не встречается одновременно с клинопироксеном и оливином.

### **6.2.2 Состав минералов**

*Пирротин* встречается как с ламелями пентландита, так и без них. Этот сульфид характеризуется слабыми вариациями состава, (Приложение 6.1): Fe 60.9-63.4; Ni до 0.99; Co до 0.19; Cu до 0.13; S 35.4-37.9. По соотношению Me/S некоторые составы близки к стехиометричному троилиту FeS (Me/S=0.97-1.02), другие – соответствуют гексапирротину Fe<sub>9</sub>S<sub>10</sub>

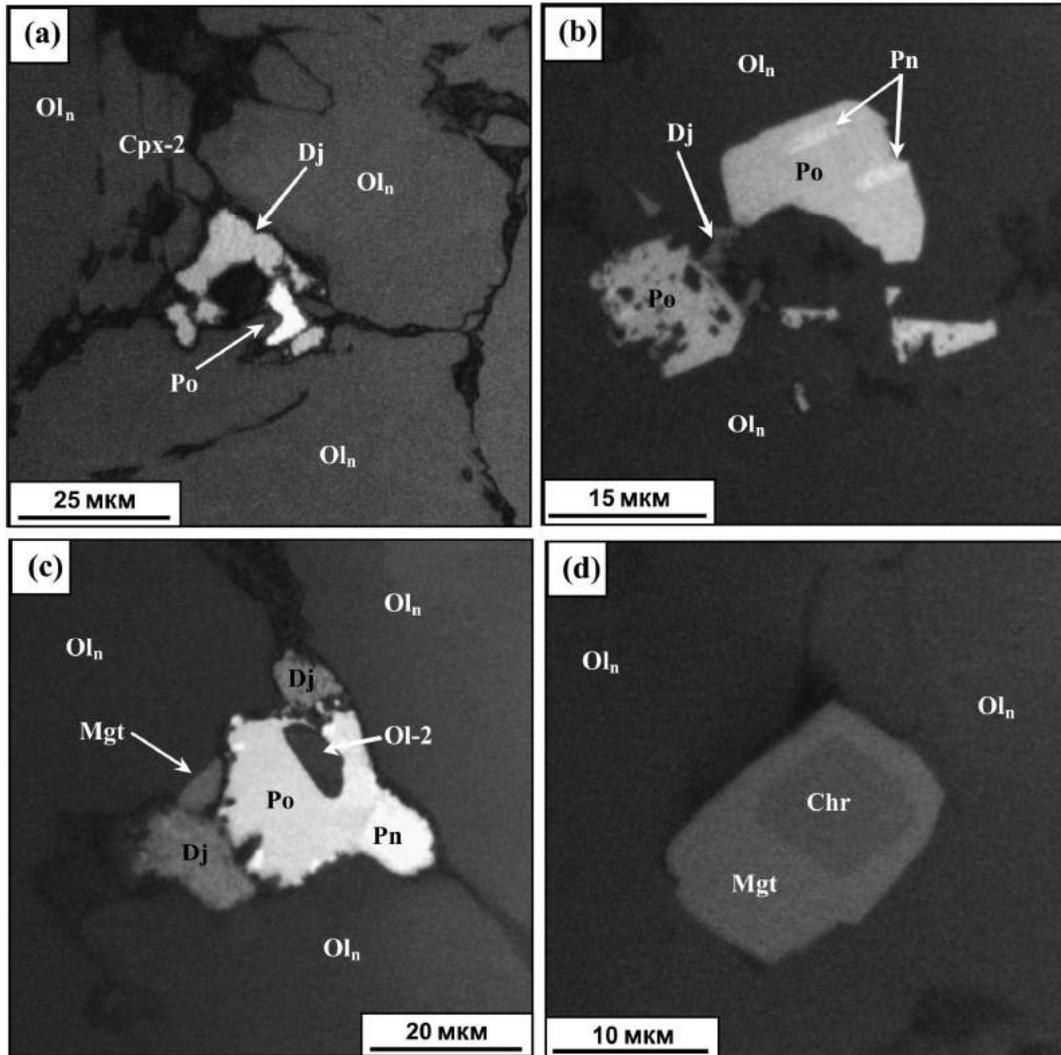


Рисунок 6.2. Интерстиционные обособления аксессуарных минералов в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Отраженный свет.

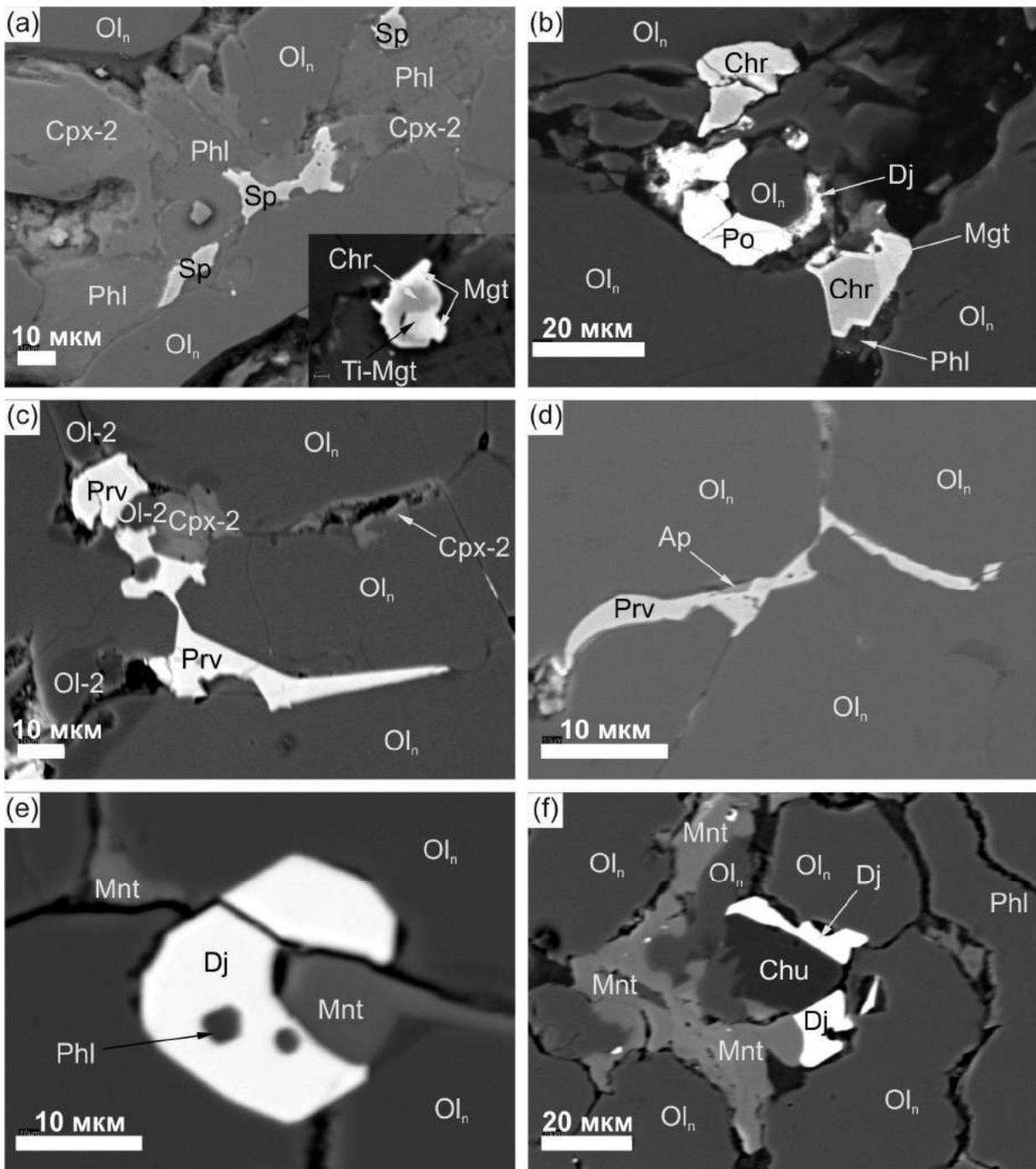


Рисунок 6.3. Интерстиционные обособления аксессуарных минералов в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

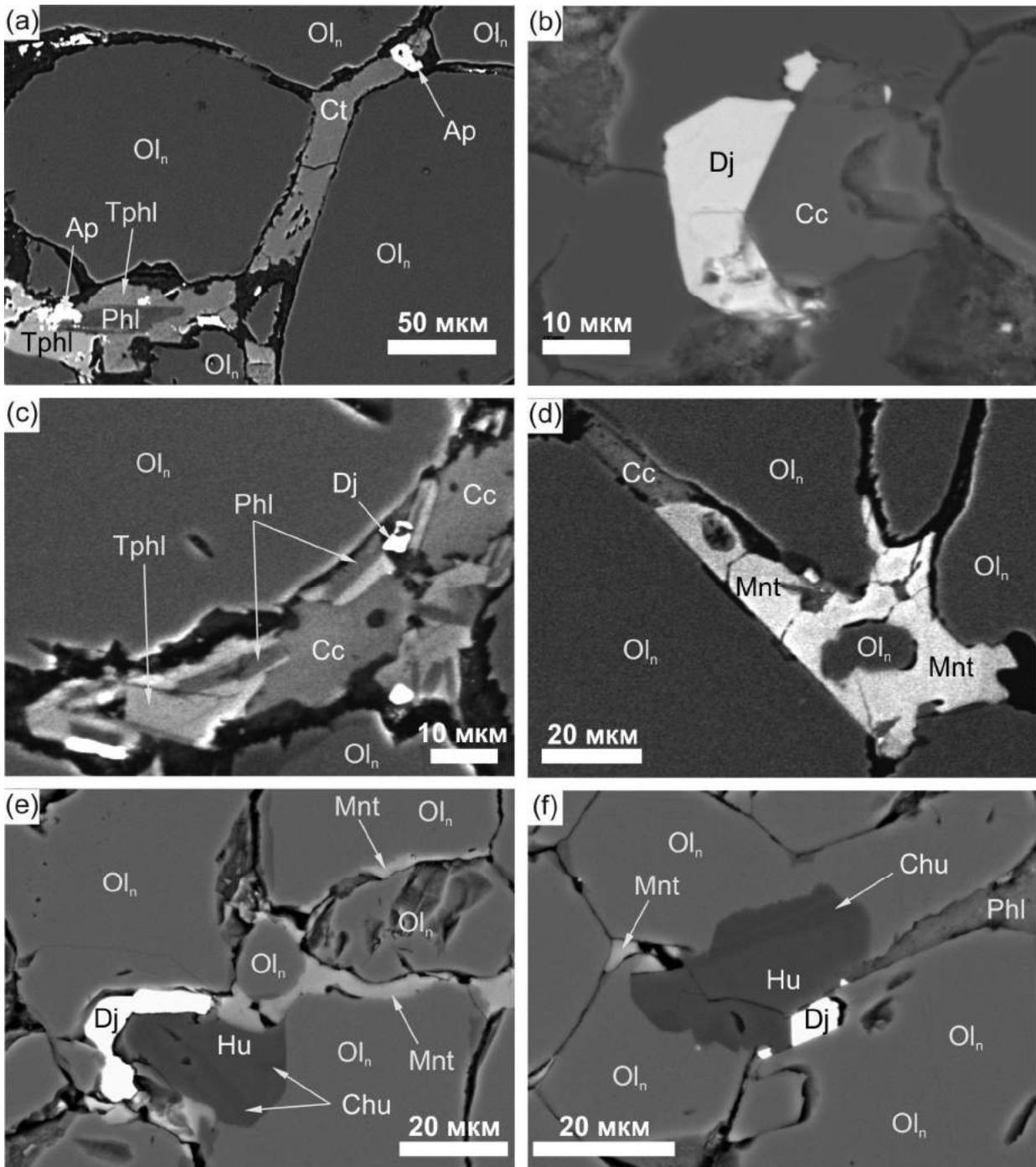


Рисунок 6.4. Интерстиционные обособления аксессуарных минералов в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

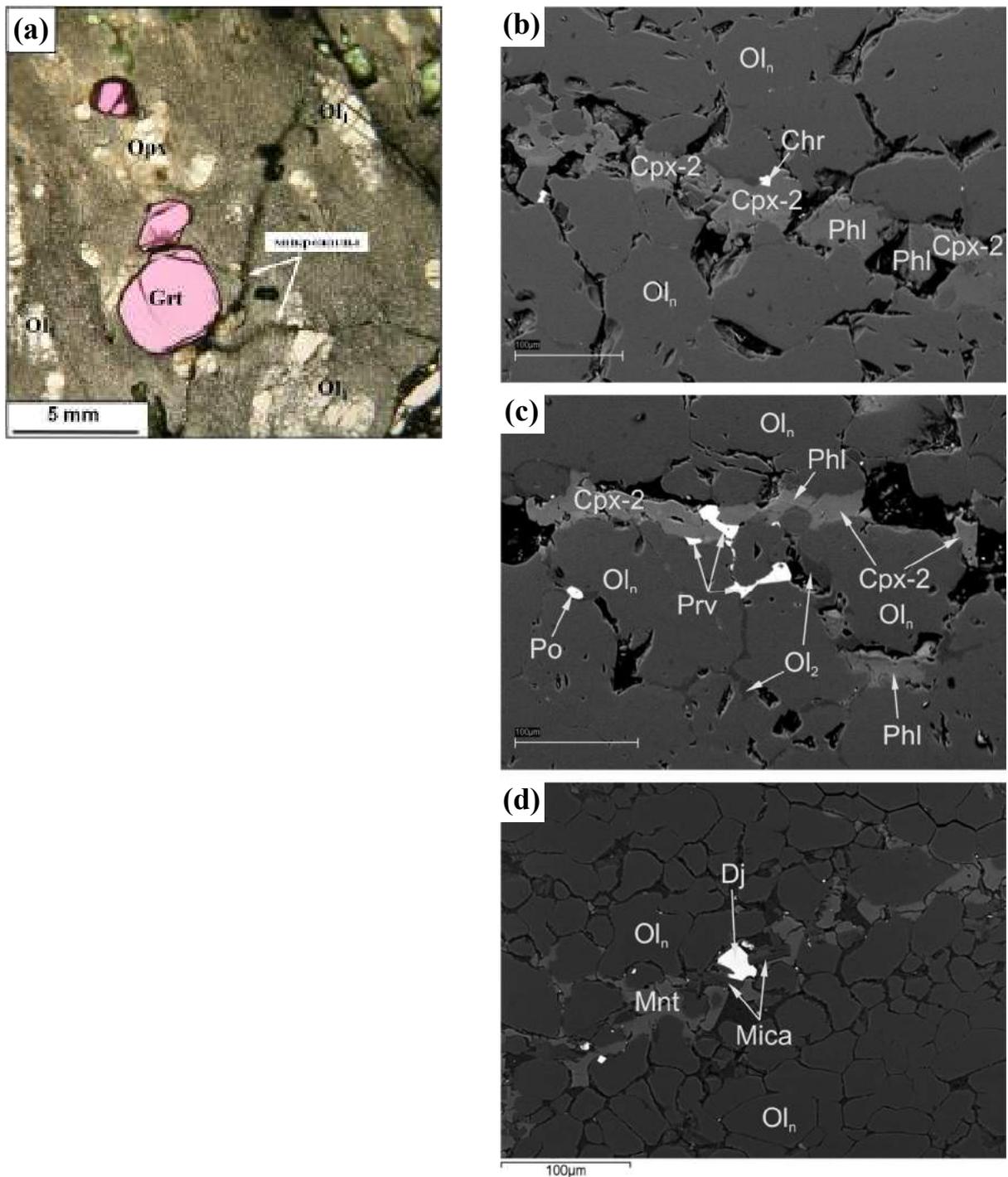


Рисунок 6.5. Микрожилы, сложенные акцессорными минералами, в ксенолитах неизмененных деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. (a) проходящий свет (b-d) изображения в обратно-рассеянных электронах.

(Me/S=0.93-0.94). Пирротин и ламели пентландита в нем представляют собой распавшийся высокотемпературный моносulfидный твердый раствор

*Джерфшиерит.* Для джерфшиерита по содержанию меди выделяются две группы составов (Приложение 4.3): с высокими концентрациями меди (Cu 7.4-10.2; Fe 39.7-42.6; Ni 4.5-6.5; Co до 0.2, в мас. %) и низкими (Cu 0.1-3.7; Fe 41.6-47.4; Ni 4.6-12.2; Co 0.1-0.9, в мас. %). В пределах одного зерна (центр-край) изменения концентраций Fe, Ni и Cu незначительны (Приложение 4.3).

*Шпинелиды* представлены либо зональными, либо гомогенными зернами. Представительные анализы шпинелидов приведены в приложении 6.2, вариации составов проиллюстрированы на Рис. 6.6 и 6.7. Шпинелиды представлены хромитом и магнетитом, однако в магнетитах иногда отмечаются повышенные содержания  $TiO_2$  до 9.4 мас. %. В зональных шпинелидах, центральные части сложены, как правило, хромитом, а краевые магнетитом. От центра к краю в зональных шпинелидах содержания  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$  уменьшается, а железа – увеличиваются (Рис. 6.7). Характер зональности по  $TiO_2$  и  $MgO$  от образца к образцу меняется (Рис. 6.7).

*Перовскит* (91.5-95.9 мол. %  $CaTiO_3$ ) характеризуется высокими концентрациями легких редкоземельных и высокозарядных элементов (Приложение 6.2). Состав перовскитов варьирует в следующих пределах, в мас. %:  $Nb_2O_5$  0.7-2.7;  $Ta_2O_5$  до 0.15;  $TiO_2$  51.9-56.8;  $SiO_2$  до 1.2;  $ZrO_2$  до 0.48;  $ThO_2$  до 0.56;  $La_2O_3$  0.6-1.1;  $Ce_2O_3$  0.8-2.6;  $Pr_2O_3$  до 0.32;  $Nd_2O_3$  0.72;  $Cr_2O_3$  до 0.45;  $Al_2O_3$  до 0.23;  $Fe_2O_3$  1.4-2.6;  $MnO$  менее 0.5;  $MgO$  до 0.34;  $CaO$  35.6-38.4;  $BaO$  до 0.86;  $SrO$  0.16-1.2;  $Na_2O$  до 0.53. Вариации состава перовскита приведены на Рис. 6.8.

*Апатит.* Состав апатита варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 6.3):  $La_2O_3$  0.01-0.9;  $Ce_2O_3$  0.02-0.09;  $Pr_2O_3$  до 0.90;  $Nd_2O_3$  до 1.1;  $FeO$  до 3.4;  $MnO$  менее 0.01;  $CaO$  53.2-56.9;  $Na_2O$  до 0.18;  $P_2O_5$  37.4-40.6; F 1.6-2.8; Cl до 0.27.

*Карбонат кальция.* КР-спектроскопия показала присутствие как арагонита, так и кальцита в интерстиционных обособлениях и микрожилах. К сожалению, карбонат кальция интерстиционных обособлений и микрожил не был так подробно изучен как карбонат кальция в расплавных включениях. Для зерен, проанализированных с помощью EMPA, исследование методом КР-спектроскопии с целью определения минерального вида не проводилось. Состав карбоната кальция ( $CaCO_3$ ) варьирует в следующих пределах, мас. % (Приложение 6.4):  $CaO$  51.3-55.1;  $FeO$  0.16-0.59;  $MnO$  до 0.64;  $MgO$  0.07-3.38;  $BaO$  до 0.14;  $SrO$  0.65-1.65;  $Na_2O$  0.12-1.59;  $K_2O$  до 0.10;  $SO_3$  менее 0.11;  $P_2O_5$  0.12-0.91.

*Оливин* ( $Fo_{92.8-94.1}$ ) характеризуется незначительными вариациями состава, в мас. % (Приложение 6.4):  $SiO_2$  41.1-41.7;  $FeO$  5.3-6.5;  $MnO$  0.26-0.39;  $MgO$  51.1-52.3;  $CaO$  0.07-0.49;  $NiO$  0.06-0.13. В целом, его состав близок к составу оливина из расплавных включений; от

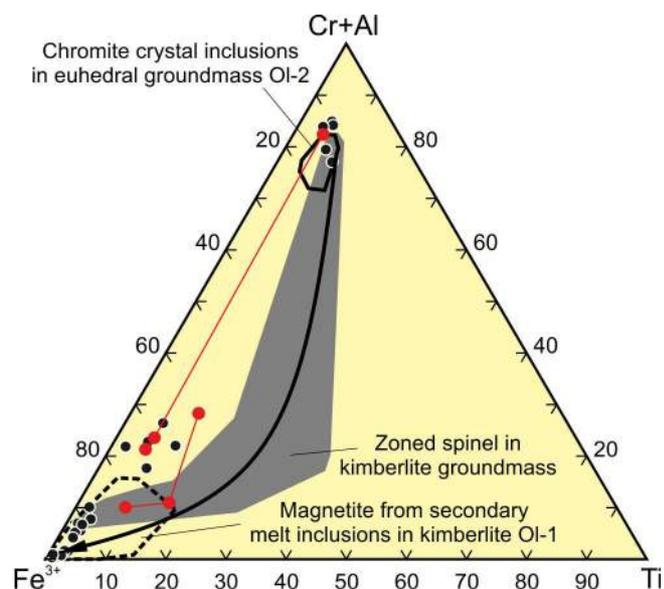


Рисунок 6.6. Вариации составов шпинелидов (в формульных единицах) в интерстиционных обособлениях и микрожилах в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (черные круги; красными кругами, соединенными линиями, показаны составы представительных зональных шпинелидов). Также показаны поля составов кристаллических включений хромита из ограненного оливина основной массы (Ol-2) кимберлита трубки Удачная-Восточная [Головин, 2004; Головин и др., 2007], зональных шпинелидов из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная [Головин, 2004; Головин и др., 2007] и магнетита из включений расплава в макрокристаллах оливина кимберлитов (Ol-1) [Головин, 2004; Головин и др., 2007]. Стрелкой показано направление эволюции состава шпинелидов при кристаллизации кимберлитов трубки Удачная-Восточная: от хромитов к магнетитам по [Головин, 2004; Головин и др., 2007].

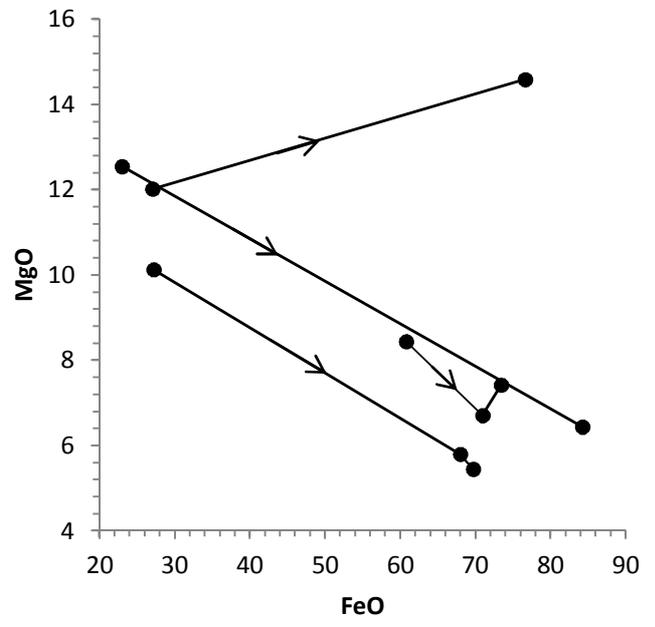
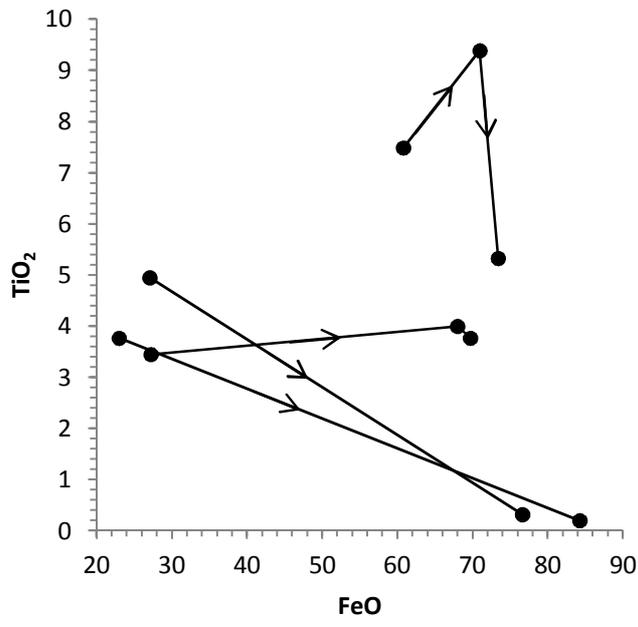
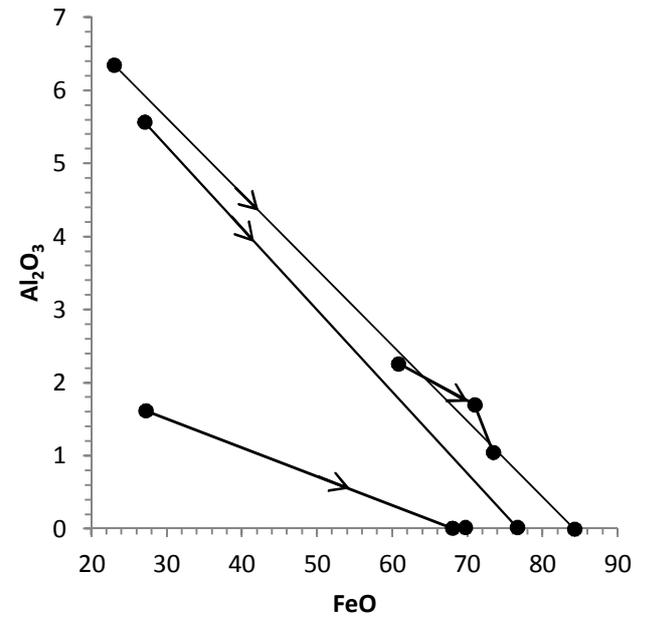
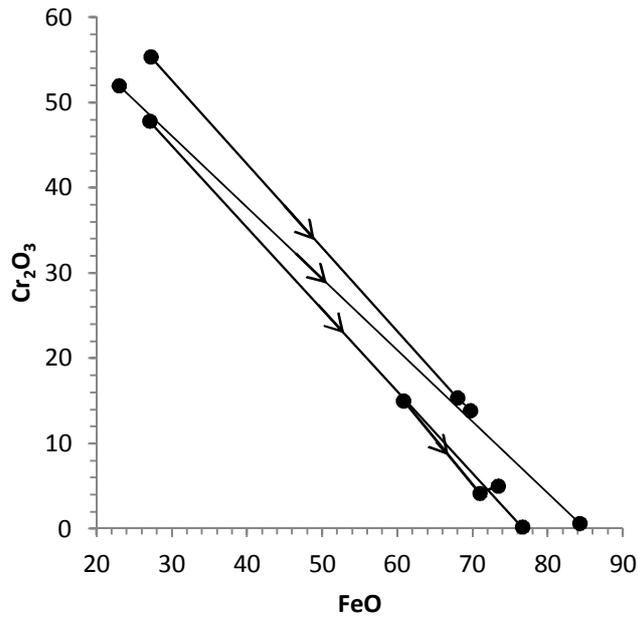


Рисунок 6.7. Изменение состава зональных шпинелидов от центра к краю в интерстиционных обособлениях и микрожилах в ксенолитах деформированных перidotитов.

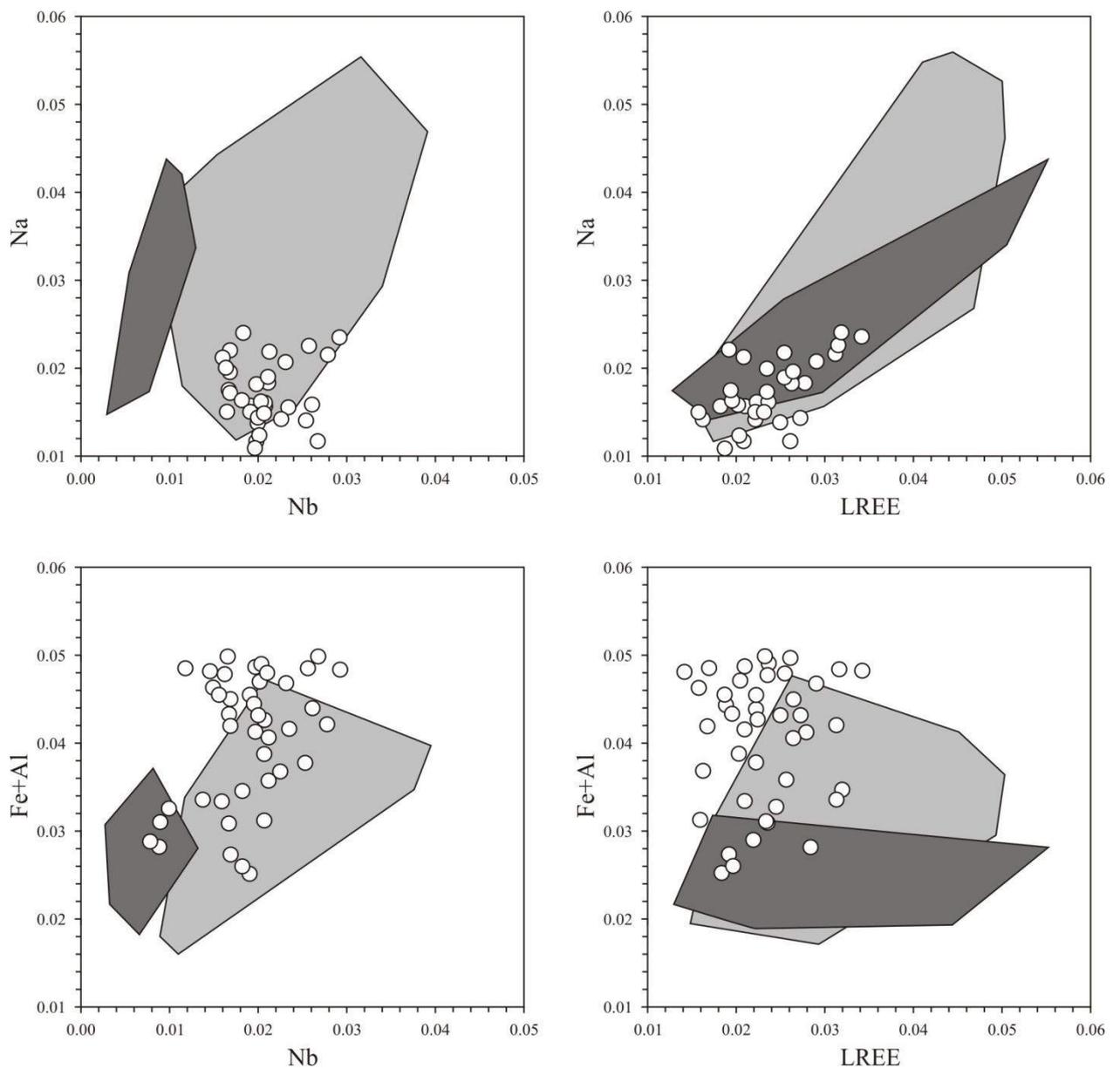


Рисунок 6.8. Вариации состава (в ф.е.) перовскита (белые круги) в интерстиционных обособлениях и микрожилах в ксенолитах деформированных перидотитов. LREE =  $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Pr}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$ . Для сравнения приведены поля составов перовскита из основной массы неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (светло серое поле) [Головин, 2004] и некоторых трубок Австралии и Южной Африки (темно-серое поле) [Nowicki et al., 2008].

породообразующего оливина он отличается повышенной магнезиальностью, повышенными содержаниями CaO и MnO, и пониженным – NiO (Рис. 5.37).

*Монтичеллит* характеризуется следующими вариациями состава, в мас. % (Приложение 6.5, Рис. 6.9): SiO<sub>2</sub> 36.7-39.1; FeO 1.4-7.1; MnO 0.20-0.47; MgO 21.2-24.9; CaO 33.4-35.8; NiO до 0.12; Mg# = 85-97; Ca# = 51-54.

*Клинотироксен* представлен диопсидом, его состав варьирует в следующих пределах, в мас. % (Приложение 5.6): SiO<sub>2</sub> 52.2-55.1; TiO<sub>2</sub> 0.21-1.0; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.03-1.4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.06-1.9; FeO 1.2-4.2; MnO до 0.16; MgO 19.5-24.9; CaO 19.5-24.9; Na<sub>2</sub>O 0.18-1.6; K<sub>2</sub>O до 0.89. Вариации состава приведены также на рисунке 6.10.

*Содалит*. Примесные компоненты содалита не удалось проанализировать из-за его малых размеров: содалит был диагностирован по полуколичественному анализу с помощью EDS.

*Фторсодержащий магнезиальный силикат*. В интерстиционных обособлениях и микрожилах были диагностированы два фторсодержащих магнезиальных силиката, вероятно, принадлежащие минералам группы гумита [Воробьев, 1972]. Эти два минерала отличаются по концентрациями кремния и фтора (Приложение 6.7, Рис. 6.11). Один из них может быть отнесен к гумиту (34.4-35.0 SiO<sub>2</sub>, 56.9-58.3 MgO, 4.2-5.4 F, в мас. %), другой – клиногумиту (38.9 SiO<sub>2</sub>, 57.6 MgO, 2.5 F, в мас. %). Последний по составу близок к фторсодержащему магнезиальному силикату из расплавных включений в макрокристаллах оливина (Ol-1) из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Рис. 6.11) [Головин и др., 2007]. Суммы микрозондовых анализов (Приложение 6.7.) позволяют предполагать, что фторсодержащие магнезиальные силикаты из расплавных включений в оливине деформированных перидотитов практически не содержат воды.

*Слюды* интерстиционных обособлений и микрожил представлены двумя сериями твердых растворов (Рис. 6.12): истонит-флогопит и флогопит-тетраферрифлогопит. Также присутствует небольшое количество аннитового компонента (Рис. 6.12). Слюды серии истонит-флогопит ( $[Mg+Fe]/[Mg+Fe+Al] < 0.75$ ) имеют следующие вариации состава, в мас.% (Приложение 5.8): SiO<sub>2</sub> 35.6-41.2; TiO<sub>2</sub> 1.3-3.2; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.58 (один анализ с 1.63); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11.9-15.8; FeO 3.4-7.7; MgO 21.6-26.6; BaO 0.23-2.5; Na<sub>2</sub>O до 0.29; K<sub>2</sub>O 9.0-10.2; F 0.50-2.1; Cl до 0.05. Слюды серии флогопит-тетраферрифлогопит можно разделить на флогопит ( $[Mg+Fe]/[Mg+Fe+Al] < 0.875$ ) и тетраферрифлогопит ( $[Mg+Fe]/[Mg+Fe+Al] > 0.875$ ). Состав флогопита варьирует в следующих пределах, в мас.% (Приложение 5.8): SiO<sub>2</sub> 40.1-42.3; TiO<sub>2</sub> 0.13-1.5; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.23; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6.6-11.5; FeO 3.5-8.6; MgO 25.6-26.7; BaO до 0.71; Na<sub>2</sub>O до 0.46; K<sub>2</sub>O 9.5-11.0; F 0.89-1.6; Cl до 1.1. Тетраферрифлогопит имеет следующий состав, в мас.% (Приложение 5.8): SiO<sub>2</sub> 38.4-42.6; TiO<sub>2</sub> до 0.42; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.53; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 5.4; FeO 10.8-16.2; MgO 25.9-29.9; BaO до 0.32; Na<sub>2</sub>O до 0.57;

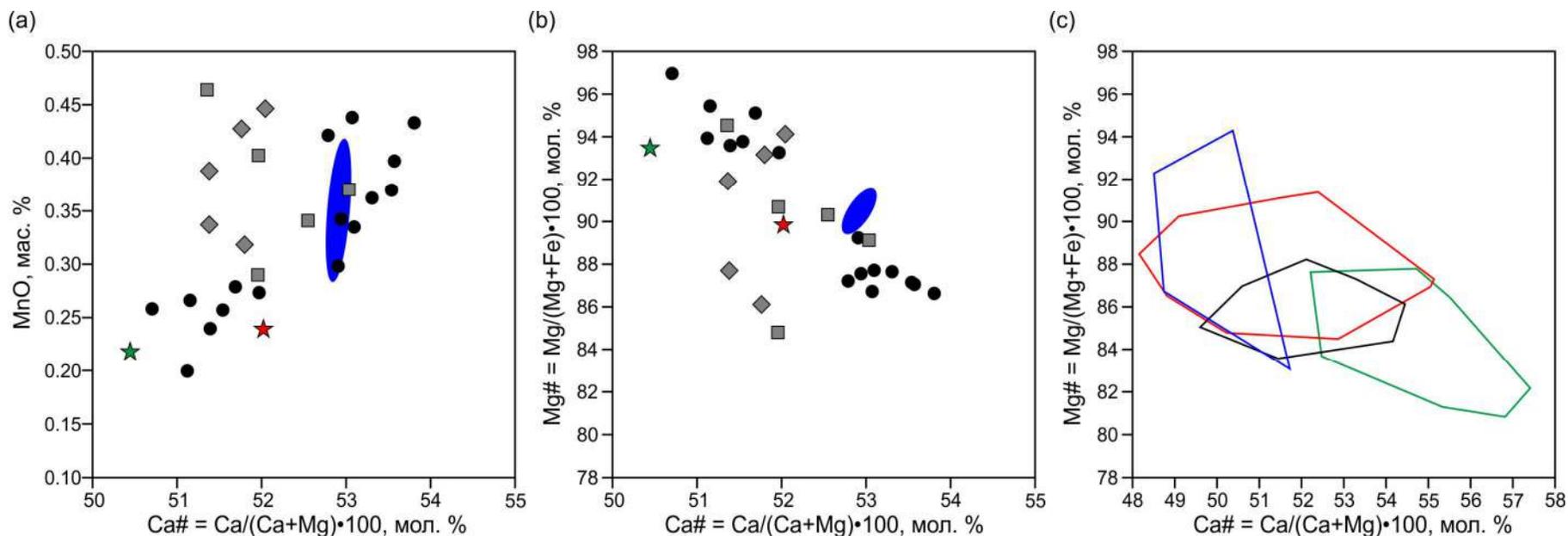


Рисунок 6.9. (а) и (б) Вариации составов монтichelлита в интерстиционных обособлениях и микрожилах (серые квадраты для образца UV-268/02, черные круги – для всех остальных) и в каймах вокруг ортопироксена (серые ромбы для образца UV-268/02) в деформированных перидотитах трубки Удачная-Восточная на диаграммах Ca#-MnO и Ca#-Mg# в сопоставление с составами монтichelлита в межзерновом пространстве зернистого перидотита (красная звезда) [Boyd et al., 1997], вторичных включений в O1-2 из кимберлитов (зеленая звезда) [Головин и др., 2007] и основной массы неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (синее поле) [Kamenetsky, 2005]. На рисунке (с) приведена диаграмма Ca#-Mg# с полями составов монтichelлита из основной массы для четырех различных образцов кимберлита из трубки Удачная-Восточная по [Егоров, Богданов, 1991; Корнилова и др., 1998], демонстрирующая широкие вариации состава монтichelлита, кристаллизующегося из кимберлитового расплава.

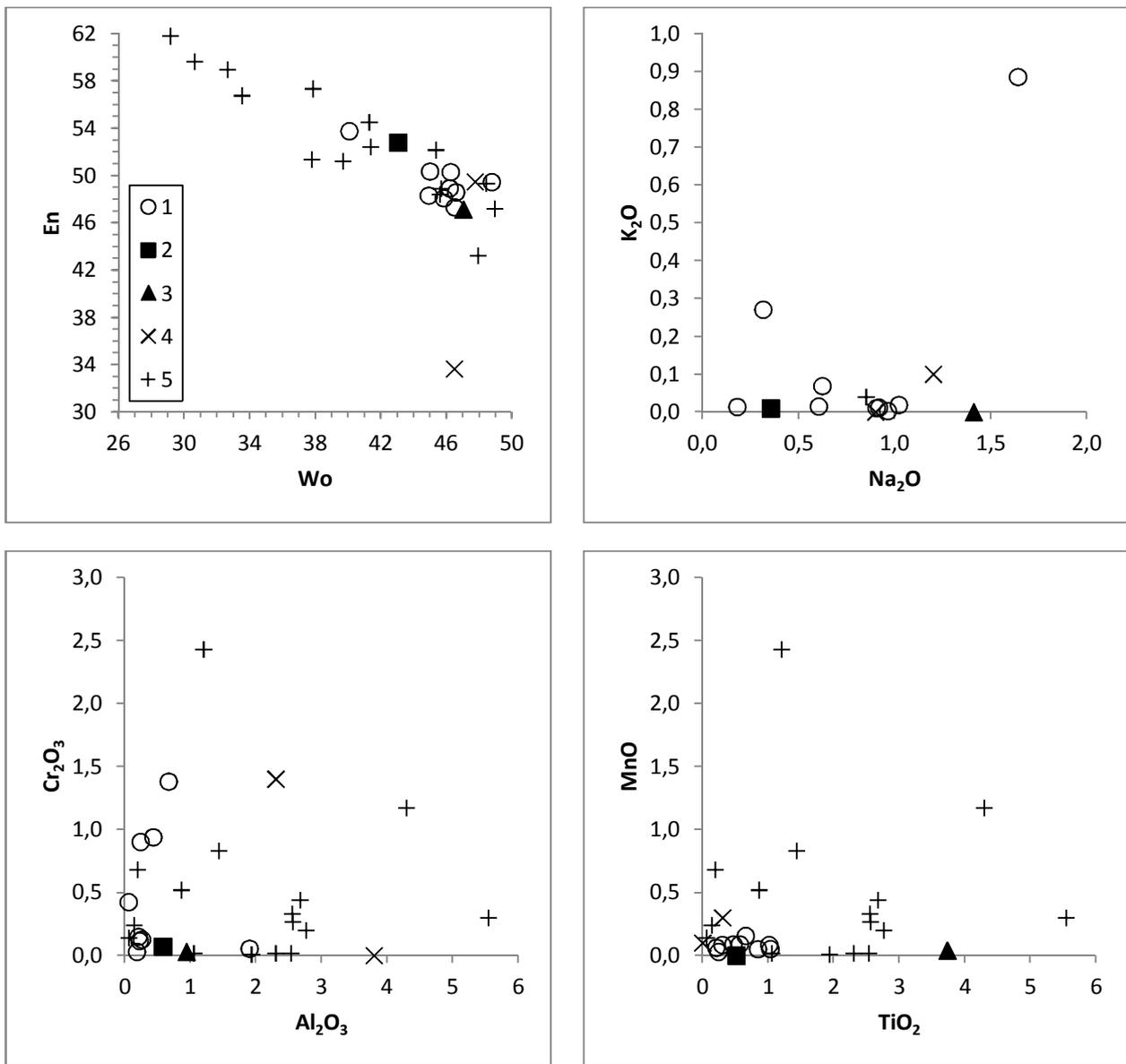


Рисунок 6.10. Вариации состава (в мас. %) клинопироксена (1) в интерстиционных обособлениях и микрожилах в ксенолитах деформированных перидотитов. Для сравнения приведены составы клинопироксена из вторичных расплавных включений в оливине деформированных перидотитах трубки Удачная-Восточная (2), клинопироксена из интерстиционных ассоциаций в зернистом перидотите из трубки Удачная-Восточная (3) [Boyd et al., 1997], клинопироксенов из основной массы неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (4) [Kamenetsky, 2005], а также фенокристаллов клинопироксена [Mitchell, 1986] и клинопироксенов из основной массы некоторых кимберлитов мира [Caro et al., 2004] (5).

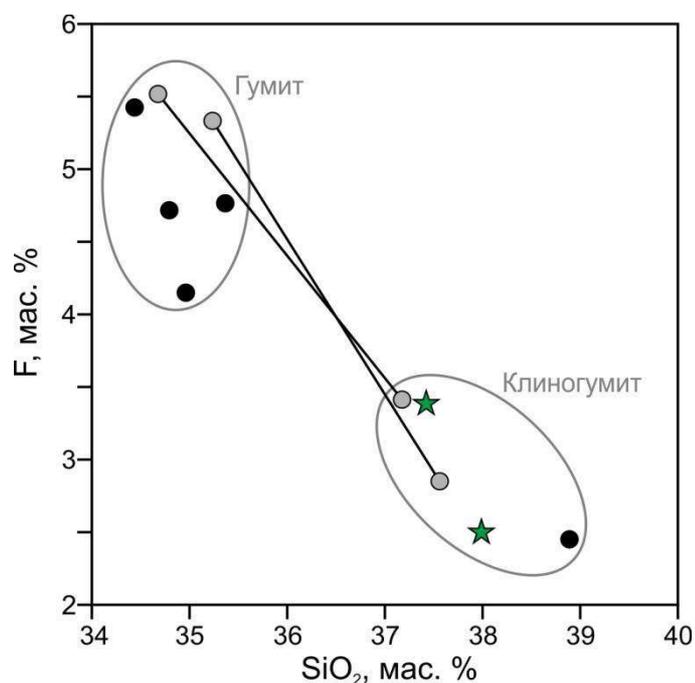


Рисунок 6.11. Вариации составов фторсодержащего магнезиального силиката в интерстиционных обособлениях и микрожилах (черные круги) и фторсодержащего магнезиального силиката, замещающего породообразующий оливин (серые круги, линиями соединены гумит и ламели клиногумита в нем для одного зерна) в деформированных перидотитах из трубки Удачная-Восточная. Для сравнения приведены составы фторсодержащего магнезиального силиката из вторичных включений расплава в ОI-2 из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (зеленые звезды) [Головин и др., 2007].

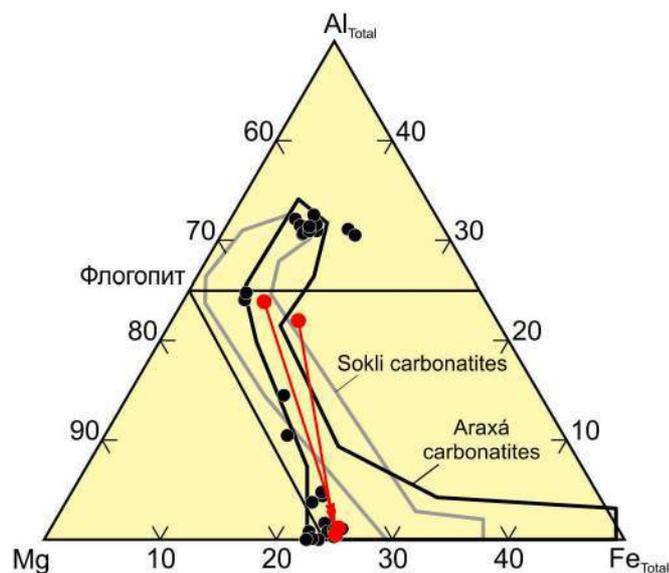
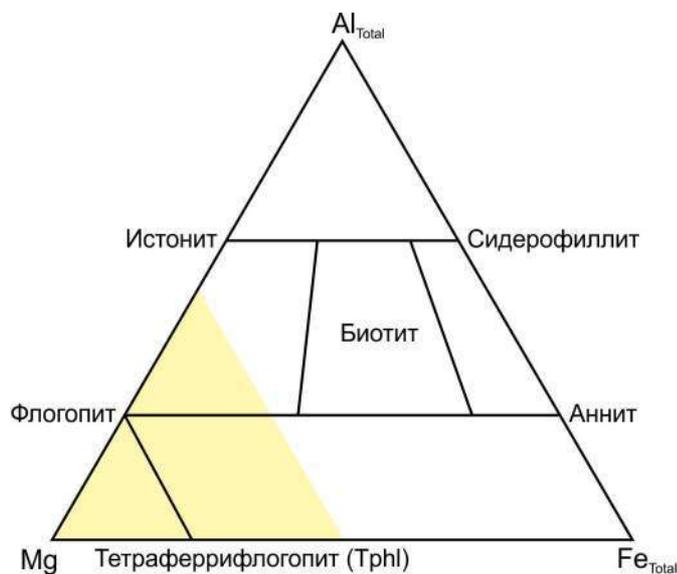


Рисунок 6.12. Вариации состава слюды в интерстиционных обособлениях и микрожилах ксенолитов в деформированных перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (красной стрелкой соединены край и центр одного зерна) на тройной диаграмме  $Al_{Total}$ -Mg- $Fe_{Total}$ ; все железо рассчитано как двухвалентное. Вариации состава слюд из карбонатитов комплекса Сокли (Финляндия) из работы [Lee et al., 2003] и слюд из карбонатитов комплекса Аракса (Бразилия) из работы [Traversa et al., 2001].

$K_2O$  9.9-10.9; F до 0.53; Cl до 0.07. Главной закономерностью изменения состава слюд являются увеличения концентраций BaO,  $Cr_2O_3$  и  $TiO_2$  с увеличением содержания Al (Рис. 6.13).

### **6.3. Реакционные каймы на породообразующих минералах**

Почти всегда породообразующие минералы окружены реакционными каймами, которые сложены акцессорными минералами. Наиболее сильно каймы проявлены в местах интенсивного развития интерстиционных обособлений и микрожил.

#### *6.3.1. Реакционные каймы на породообразующем оливине*

Реакционные каймы на породообразующем оливине выполнены либо новообразованными минералами, либо выражаются в изменении состава оливина. Оливин, как правило, замещается монтichelлитом, о чем свидетельствует неровная граница (иногда, "зубчатая") между ними (Рис. 6.4 e). Однако, часто между оливином и монтichelлитом наблюдаются резкие ровные границы (Рис. 6.4 d). Это указывает на то, что монтichelлит может как замещать, так и обрастать породообразующий оливин. По составу монтichelлит, замещающий оливин, не отличается от монтichelлита интерстиционных обособлений и микрожил. В некоторых случаях оливин замещается фторсодержащими силикатами (Рис. 6.4 e, f). Зерна фторсодержащих силикатов часто сложены двумя минералами, один из которых, находится в виде ламелей в другом. Возможно, они представляют собой распад изначально гомогенной кристаллической фазы. Ламели сложены гумитом, тогда как основная часть зерен – клиногумитом (Рис. 6.4 e, f). Часто реакционная кайма выражается лишь в изменении состава породообразующего оливина по краю зерен. Краевые части зерен породообразующего оливина имеют более магниальный состав, чем центральные. Мощность зон изменения состава оливина не превышает 20-30 мкм. Следует отметить, что наибольшее развитие краевых изменений состава породообразующего оливина ксенолита наблюдается вблизи интерстиционных обособлений и микрожил, в которых присутствует клинопироксен. В интерстициях с монтichelлитом такие изменения оливина минимальны.

#### *6.3.2. Реакционные каймы на породообразующем гранате*

Реакционные каймы вокруг гранатов представлены типичной келифитовой ассоциацией минералов (Рис. 6.14-6.17) и подобны тем, что описаны в предыдущих публикациях, посвященных, в частности, деформированным перидотитам (например, [Drury, Van Roermund, 1989; Егоров и др., 2004]). В келифитовых каймах на гранатах неизмененных деформированных

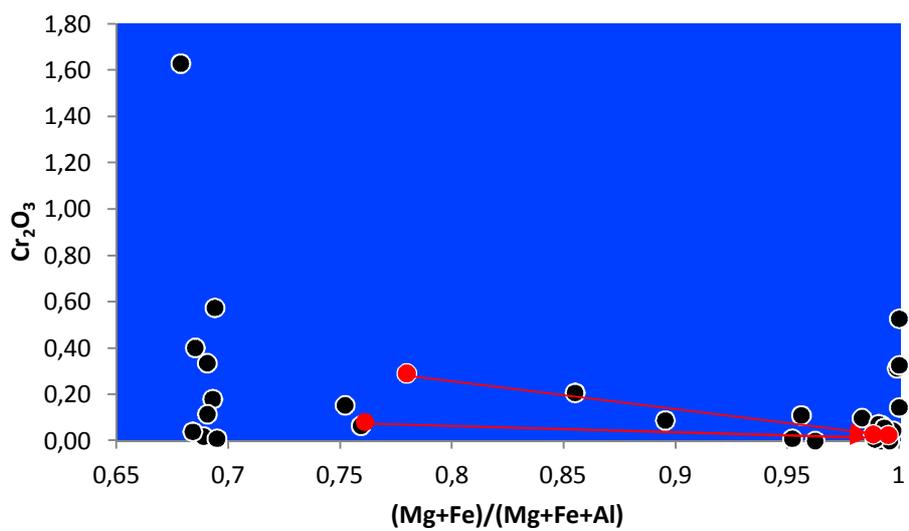
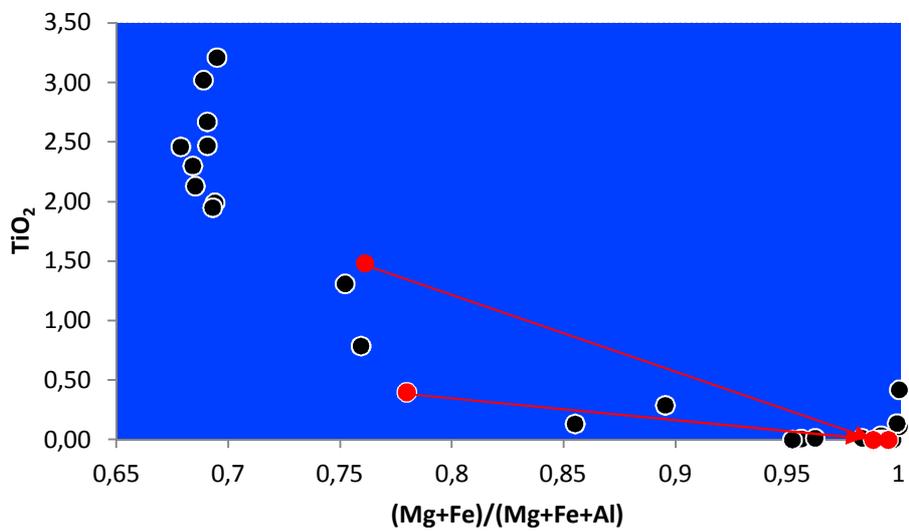
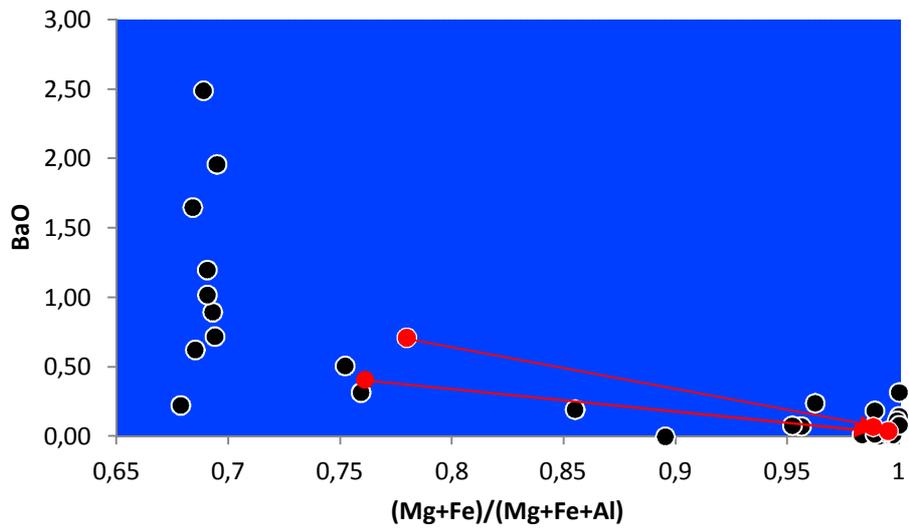
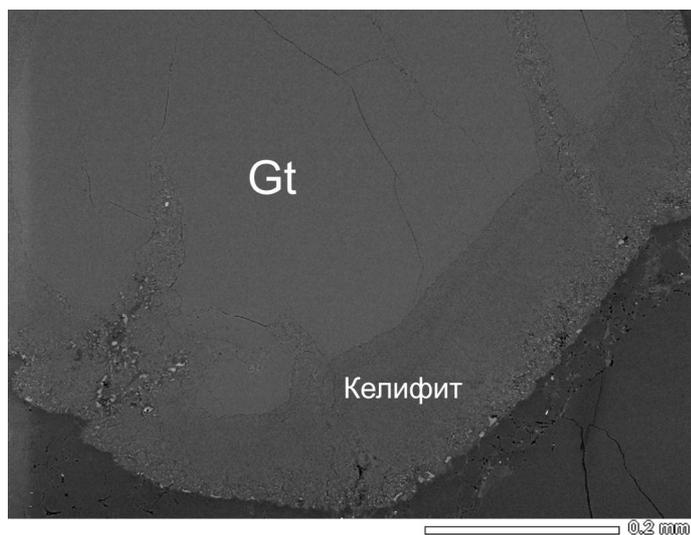


Рисунок 6.13. Вариации состава слюды в интерстиционных обособлениях и микрожилах в ксенолитах деформированных перидотитов, красной стрелкой соединены край и центр одного зерна.



*Рисунок 6.14.* Келифитовая кайма на гранате в ксенолите деформированного перидотита из трубки Удачная-Восточная (обр. UV-34/03); также видно, что келифит развивается внутрь зерна граната вдоль трещин. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

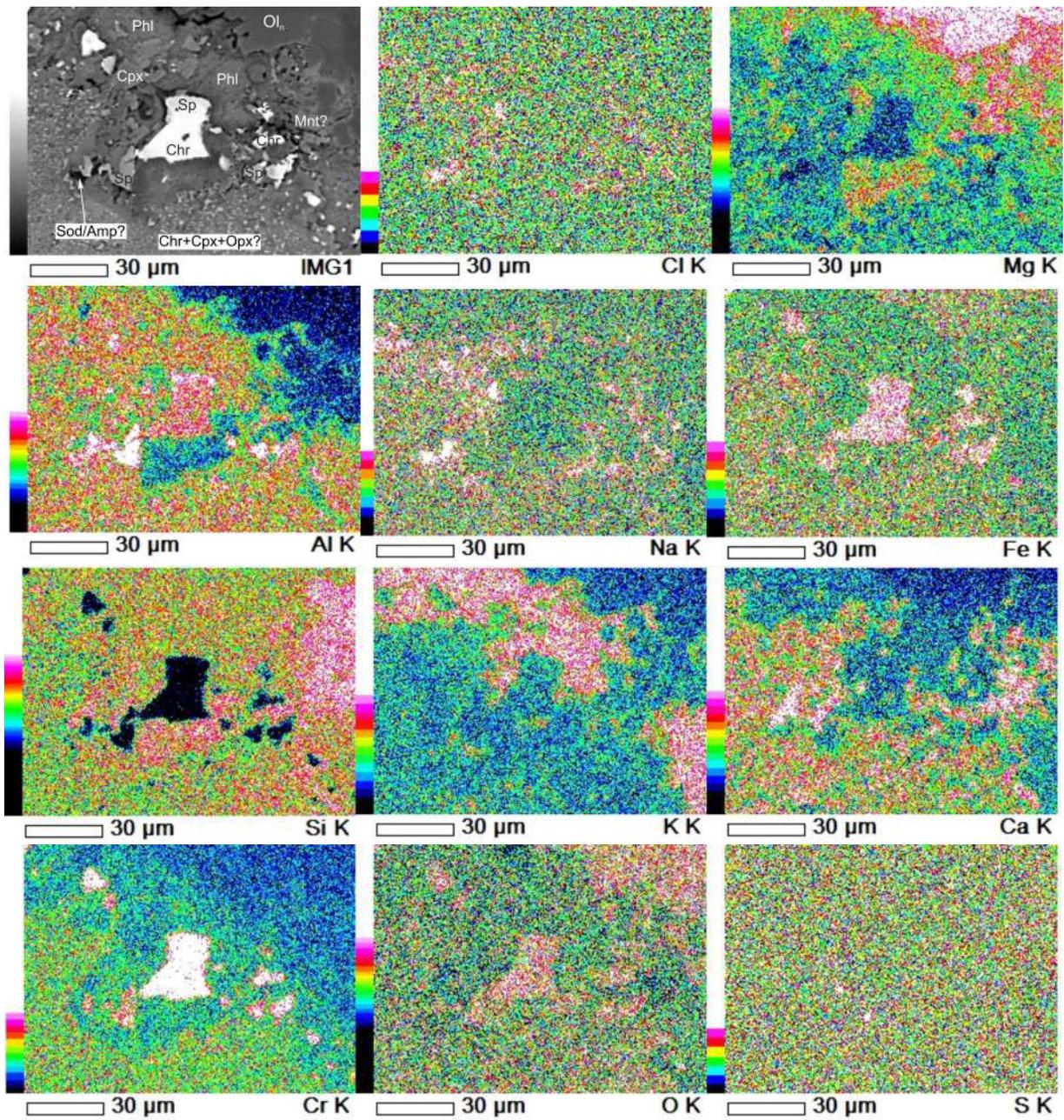


Рисунок 6.15. Фрагмент келифитовой каймы на гранате (обр. UV-34/03). Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображение) и карты распределения элементов.

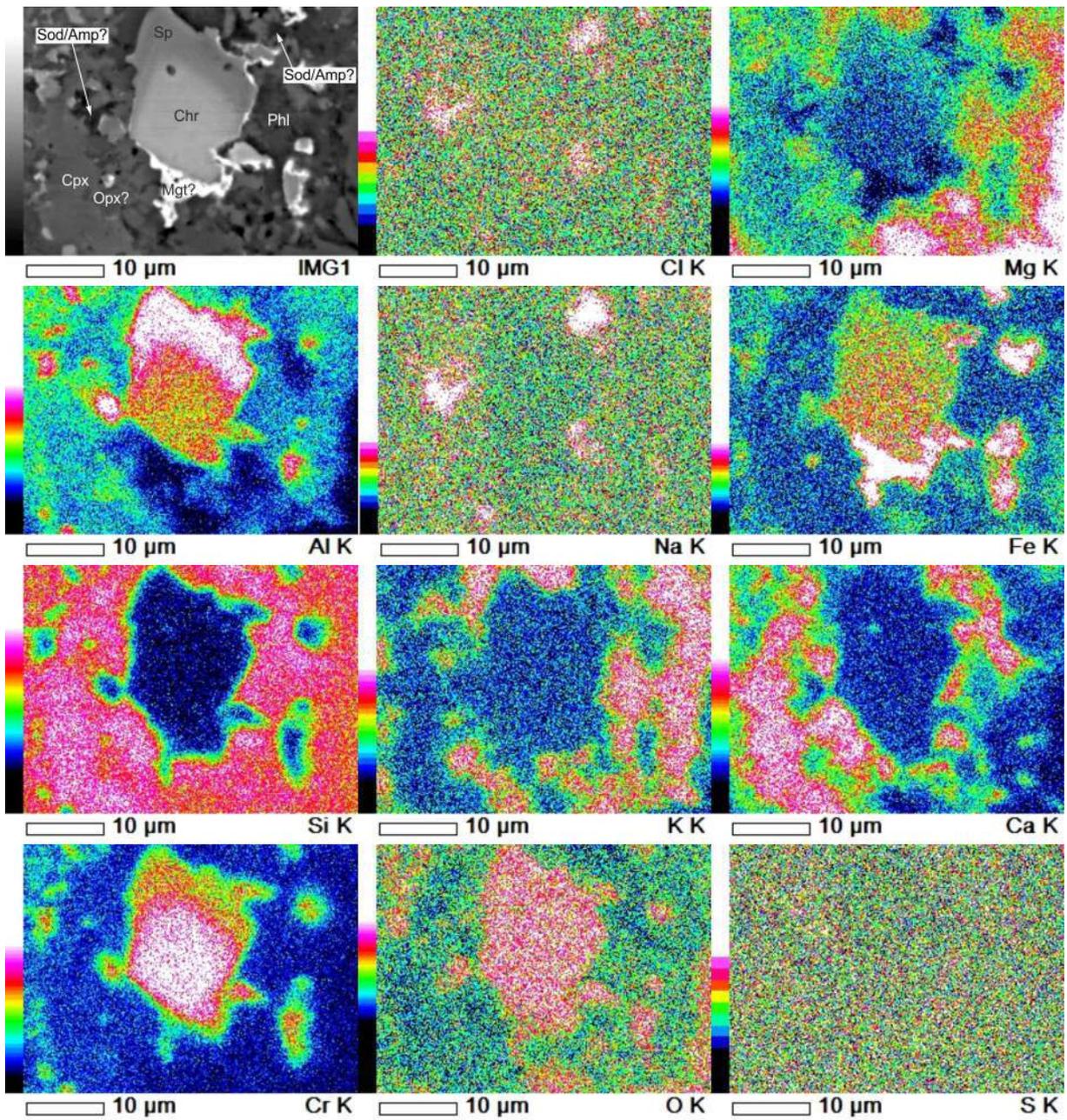


Рисунок 6.16. Фрагмент келифитовой каймы на гранате (обр. UV-34/03). Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображение) и карты распределения элементов.

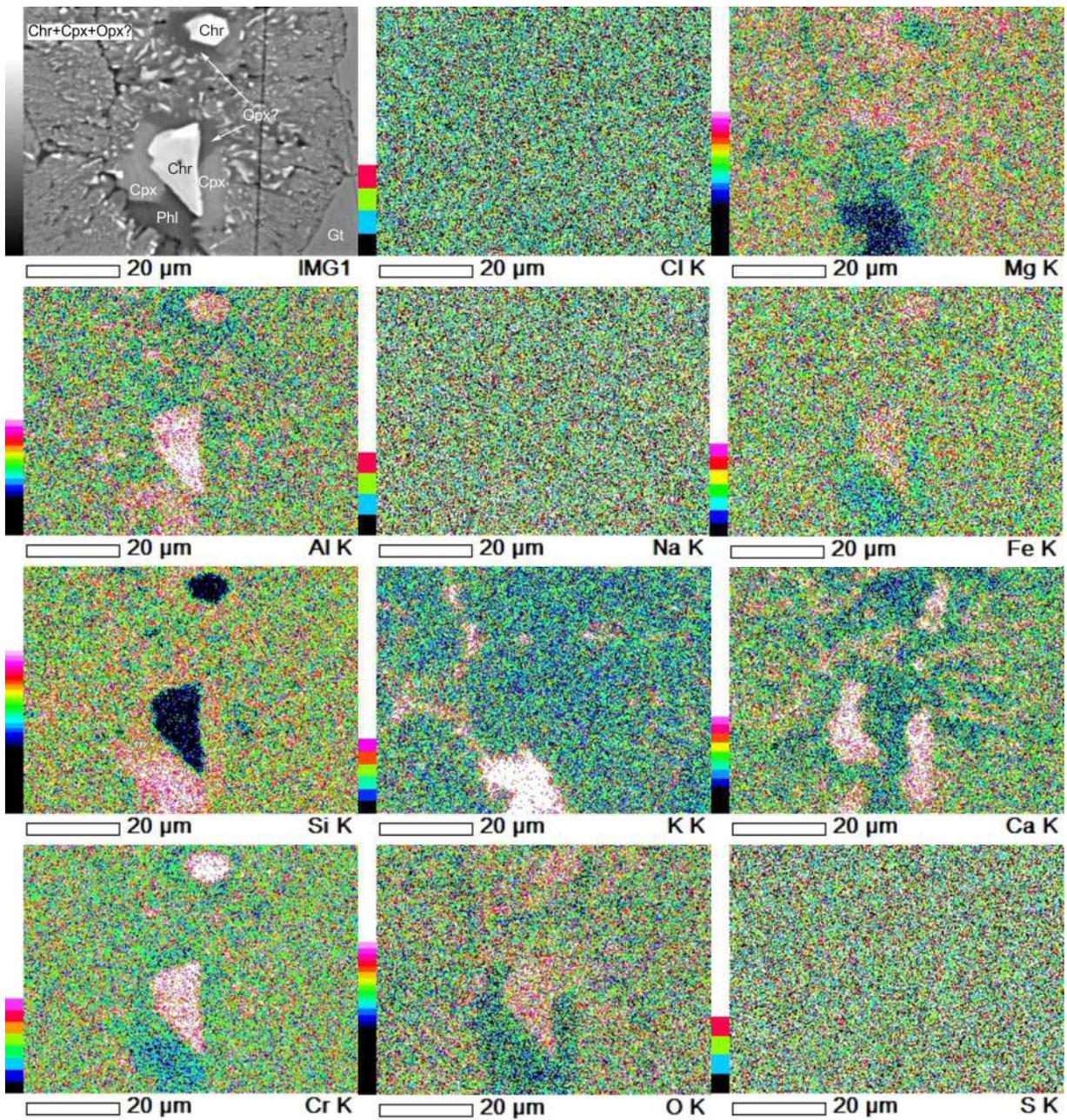


Рисунок 6.17. Жила, выполненная минералами келифитовой ассоциации, вдоль трещины внутри граната (обр. UV-34/03). Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображение) и карты распределения элементов.

перидотитов по текстуре и минералогии можно выделить три зоны (от центра граната к краю): (1) микрокристаллическая зона, состоящая из шпинелида (хромита), диопсида и энстатита (?); (2) симплектитоподобная зона, состоящая из этих же минералов; (3) внешняя зона, сложенная довольно крупными кристаллами зональных шпинелидов (хромит → алюмошпинель → магнетит), диопсида, энстатита (?), флогопита, и Na-Al силиката (содалит или Na-амфибол – паргасит). В некоторых случаях, можно, выделить четвертую зону, представленную преимущественно флогопитом с редкими включениями шпинелидов. Общая ширина келифитовой каймы может достигать 400 мкм. Иногда внутри зерна граната вдоль трещин развиваются жилы, состоящие из минералов подобных слагающим келифитовые каймы (Рис. 6.17).

В целом, три зоны, подобные по текстуре и составу тем, что описаны в настоящей работе, были выделаны для келифитовых кайм на гранатах деформированных перидотитов из кимберлитов Южной Африки [Drury, Van Roermund, 1989]. По минеральному составу эти зоны практически не отличаются от описанных в настоящей работе: (1) и (2) шпинелид, амфибол, ортопироксен и клинопироксен; (3) шпинелид, Ti-амфибол и Ti-флогопит. Среди минералов келифитовой ассоциации в деформированном перидотите трубки Удачная-Восточная [Егоров и др., 2004] были диагностированы следующие минералы: Al-пироксены, оливин, паргасит, Al-шпинель, Ti-флогопит, ильменит, карбонат и содалит, в которых не редко присутствует бурое стекло. Это говорит о том, что список минералов, слагающий келифитовые каймы на гранатах неизмененных деформированных перидотитов, может быть расширен при дальнейшем изучении. Необходимо отметить, что размер минералов келифитовых кайм затрудняет их однозначную диагностику с помощью микрозонда и EDS. Поэтому детальное изучение минералогии келифитовых кайм – это предмет отдельного исследования с применением новейших методов, таких как картирование с помощью конфокальной КР-спектроскопии.

### *6.3.3 Реакционные каймы на пороодообразующем клинопироксене*

*Для простоты дальнейшего изложения обозначим пороодообразующий клинопироксен – Сrx-1; клинопироксен интерстиционных обособлений и микрожил – Сrx-2; клинопироксен, окаймляющий пороодообразующий клинопироксен – Сrx-3; клинопироксен, окаймляющий пороодообразующий ортопироксен – Сrx-4.*

Реакционные каймы вокруг пороодообразующего клинопироксена представлены наложенным клинопироксоном (Сrx-3), в котором присутствуют включения слюды ( $[Mg+Fe]/[Mg+Fe+Al] = 0.74-0.80$ ) и шпинелидов (хромита и магнетита) (Рис. 6.18).

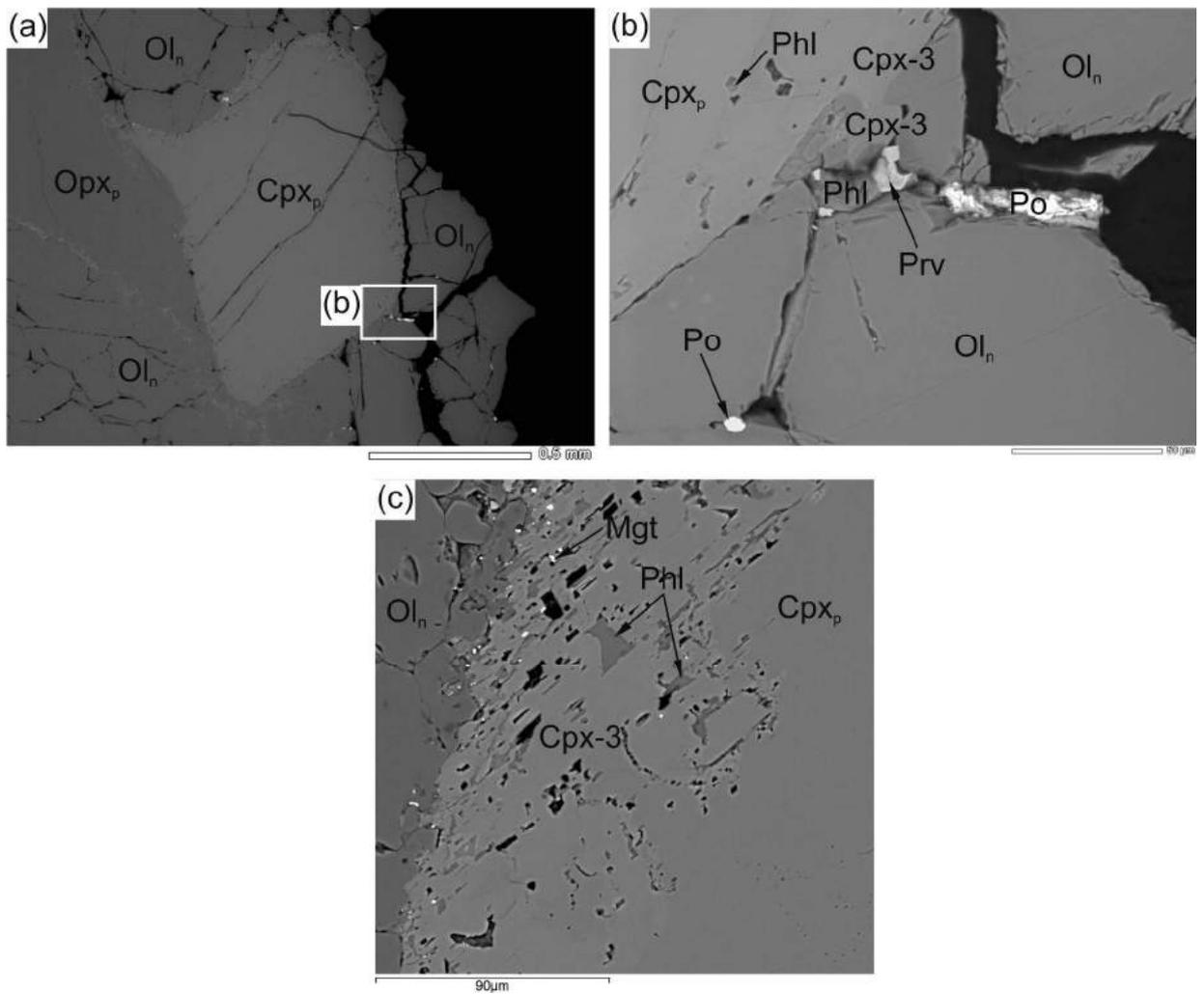


Рисунок 6.18. Реакционные каймы вокруг породообразующего клинопироксена. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Реакционный клинопироксен имеет состав отличный от состава породообразующего клинопироксена. Вариации состава реакционного клинопироксена (Срх-3) приведены на Рис. 6.19.

#### *6.3.4. Реакционные каймы на породообразующем ортопироксене*

Вокруг ортопироксена были установлены каймы двух типов. Общей чертой обоих типов кайм является преимущественное развитие клинопироксена – Срх-4 (клинопироксен непосредственно контактирует с ортопироксеном) (Рис. 6.20). В каймах 1-го типа помимо клинопироксена были диагностированы оливин и флогопит ( $[Mg+Fe]/[Mg+Fe+Al] = 0.78-0.85$ ) с редкими зернами содалита, хромита и сульфидов (Рис. 6.21 d, e, 6.20). Пространство между этими зернами, иногда, заполнено более поздним монтичеллитом (например, Рис. 6.20 а). Клинопироксен в каймах 1-го типа характеризуются губчатой структурой, обусловленной многочисленными порами (Рис. 6.20 а-с). Следует отметить, что трещины в ортопироксене частично залечены клинопироксеном, в котором так же присутствуют пустоты (Рис. 6.21 d, 6.20 а). Флюидные включения в ортопироксене охарактеризованы в главе 5. Они состоят из углекислоты, щелочных карбонатов и, вероятно, хлоридов. Пустоты в окаймляющем клинопироксене и в клинопироксене, залечивающем трещины, вероятно, представляют собой следы вскрытых флюидных включений.

Оливин из кайм 1-го типа вокруг ортопироксена характеризуется повышенным содержанием форстеритового минала ( $Fo_{91.4-93.8}$ ) относительно породообразующего оливина, но близким к оливину из расплавных включений и оливину интерстиционных обособлений и микрожил оливину. Вариации состава клинопироксена из кайм 1-го типа вокруг ортопироксена приведены на Рис. 6.22. Наблюдается некоторая зависимость между содержанием хрома в Срх-4 и ортопироксене (Рис. 6.23 b), тогда как для содержаний алюминия (Рис. 6.23 а), титана (Рис. 6.23 с) и натрия (Рис. 6.23 d) четких корреляций нет.

Каймы 2-типа вокруг ортопироксена представлены клинопироксеном без губчатой структуры. В этом пироксене, иногда встречаются включения оливина.

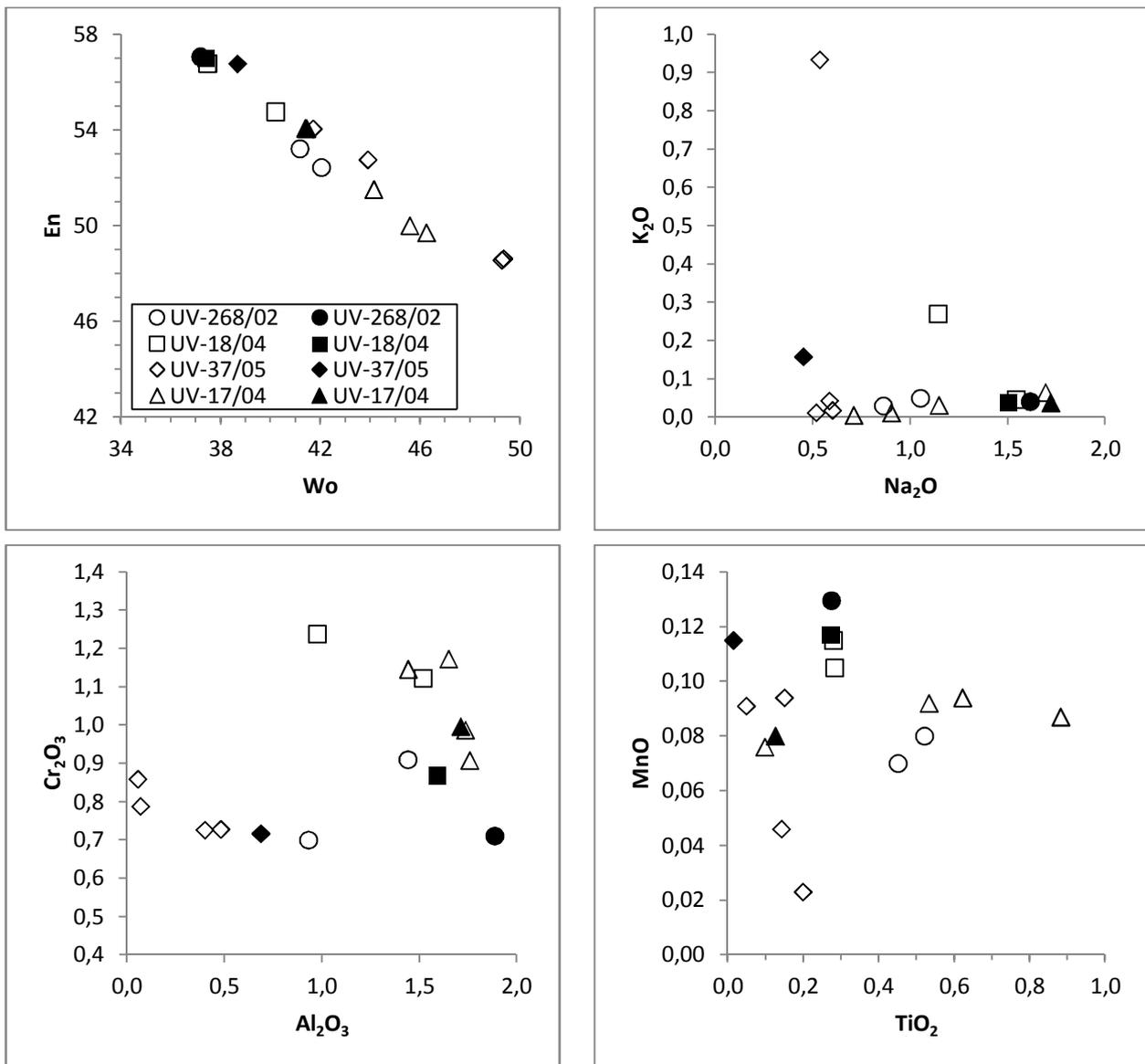


Рисунок 6.19. Вариации состава (в мас. %) клинопироксена Cpx-3, окаймляющего породообразующий клинопироксен деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (открытые символы). Залитыми символами обозначен состав породообразующего клинопироксена.

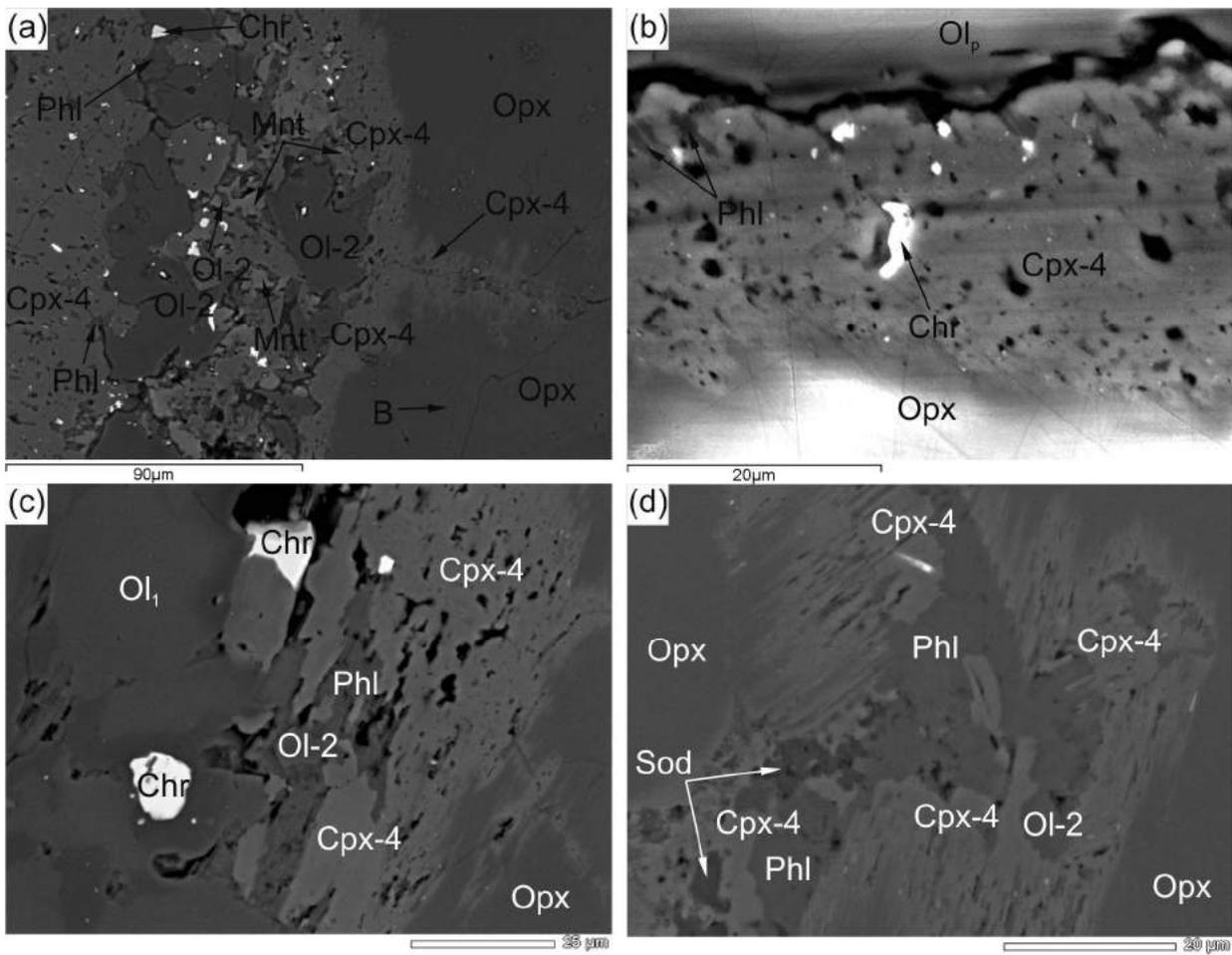


Рисунок 6.20. Реакционные каймы вокруг породообразующего ортопироксена. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

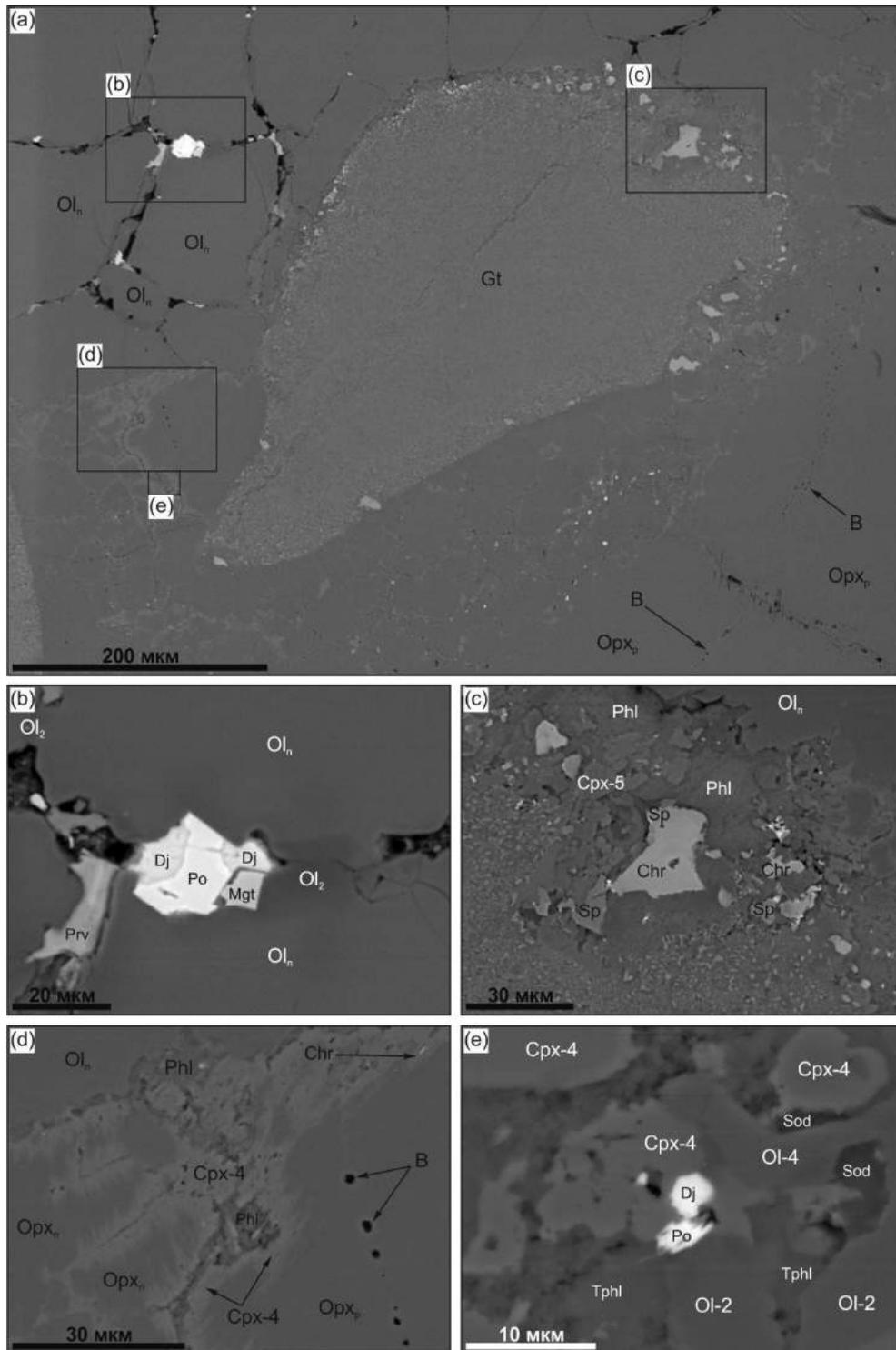


Рисунок 6.21. (а) Акцессорные минералы в межзерновом пространстве породообразующих минералов неизменных ксенолитов деформированных перидотитов. (b) Акцессорные минералы между зернами породообразующего оливина, оливин по краю имеет измененный состав (Ol-2). (c) Акцессорные минералы в пространстве между оливином и гранатом. (d, c) межзерновое пространство между зернами ортопироксена с развитием реакционных кайм вокруг ортопироксена. Также вдоль трещин в ортопироксене видны пустоты (B), которые, вероятно, представляют собой следы вскрытых вторичных флюидных включений; трещины частично залечены клинопироксеном другого состава Cpx-4 (c).

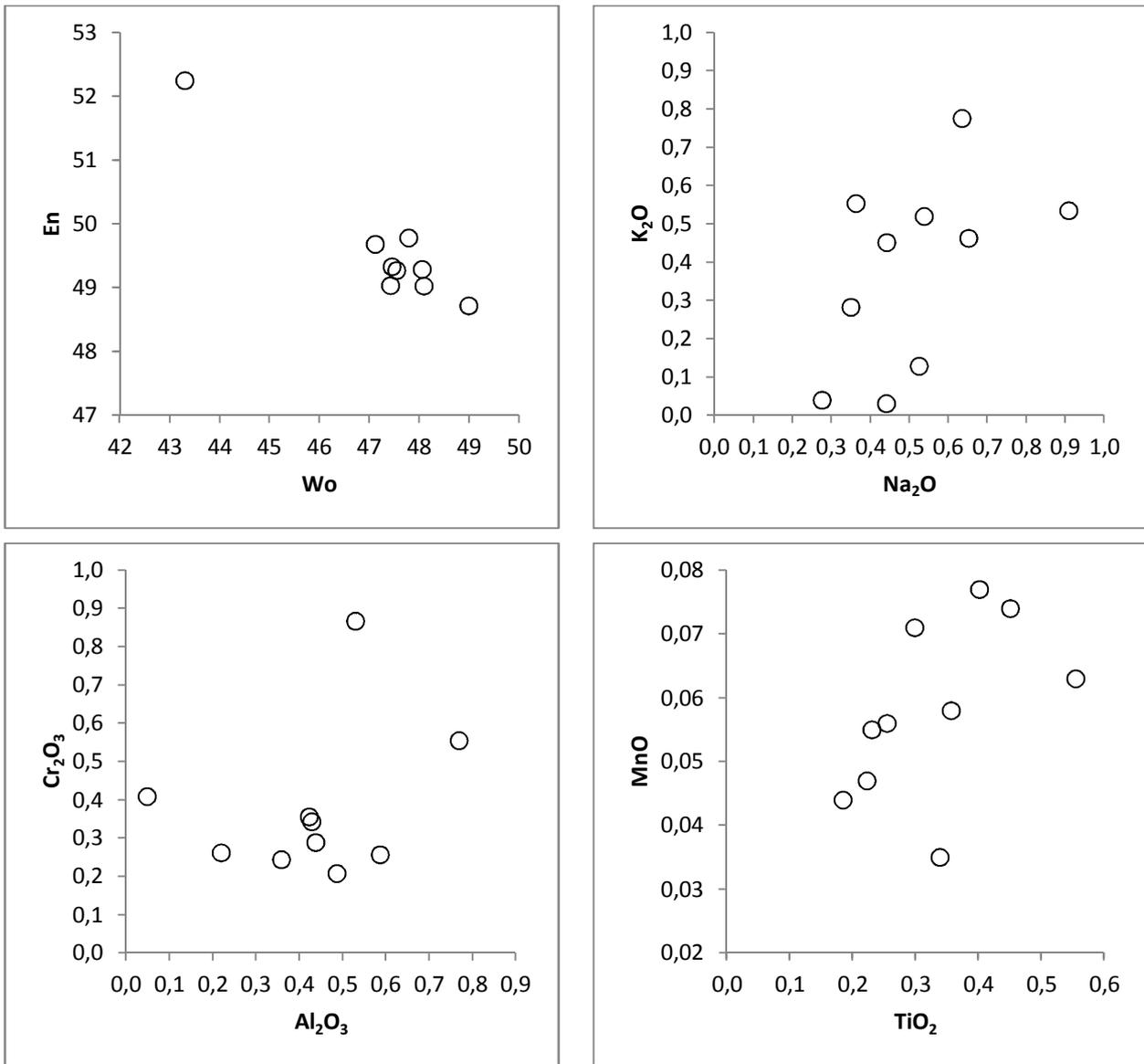


Рисунок 6.22. Вариации состава (в мас. %) клинопироксена Срх-4, окаймляющего породообразующий (первичный) ортопироксен деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (открытые символы).

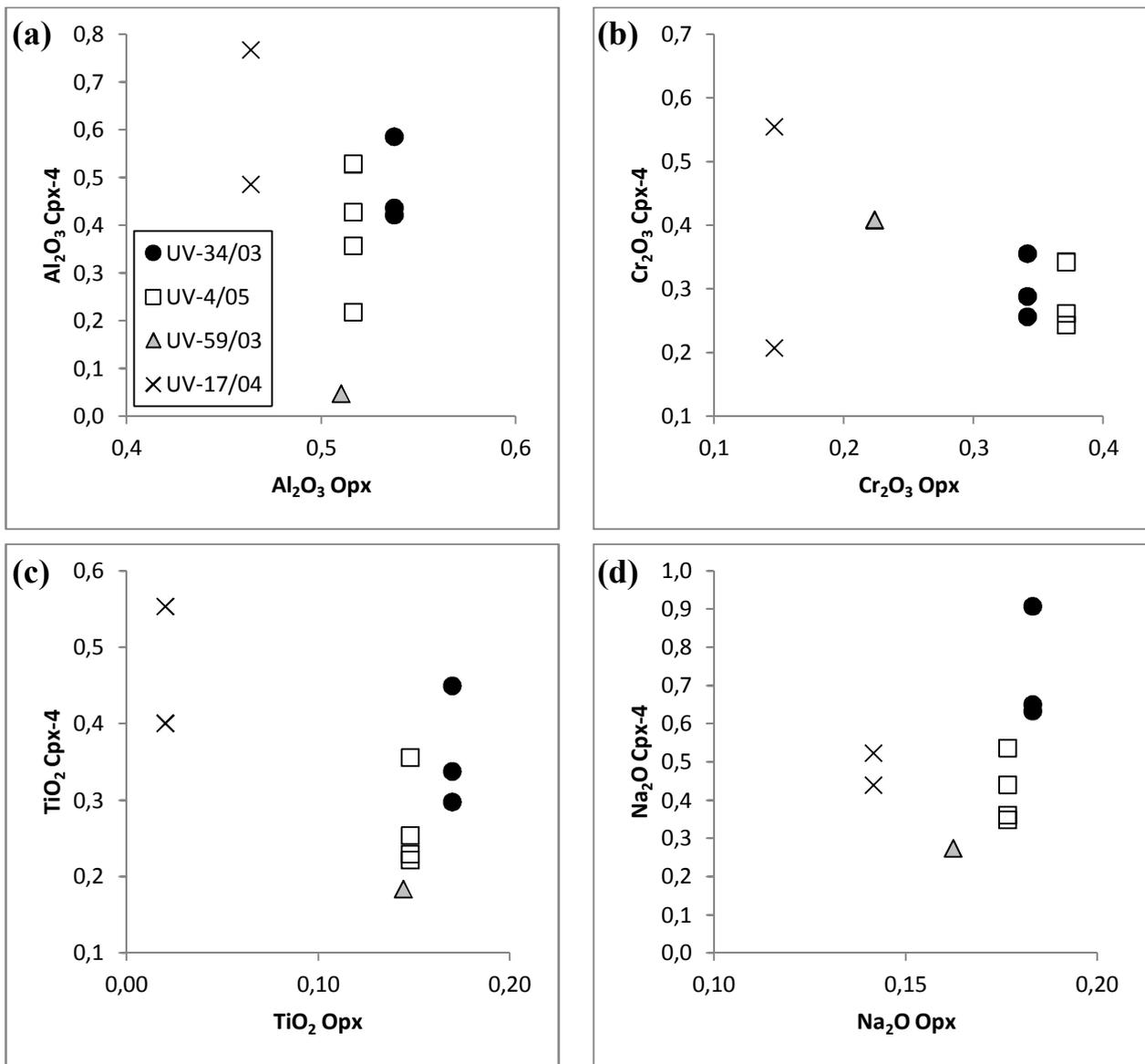


Рисунок 6.23. Зависимость между содержаниями компонентов в ортопироксене и содержаниями компонентов в реакционном клинопироксене Cpx-4.

## Глава 7. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КСЕНОЛИТОВ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

### **7.1. Вторичные расплавные включения: происхождение и петрогенетическое значение**

#### *7.1.1. Происхождение вторичных расплавных включений*

Практически все работы, посвященные изучению вторичных расплавных включений в минералах мантийных ксенолитов, были проведены по ксенолитам из щелочных базальтоидов. В настоящей работе получены результаты первых детальных исследований вторичных расплавных включений в породообразующем оливине ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, выполненные с применением комплекса методов. Фазовый состав этих включений (то есть присутствие пузырька, тонкораскристаллизованного агрегата (аналог стекла в силикатных включениях) и достаточно крупных (до 20 мкм) кристаллов) идентичен фазовому составу вторичных расплавных включений в мантийных ксенолитах из щелочных базальтоидов.

По результатам исследований ксенолитов из щелочных базальтоидов было предложено множество моделей образования вторичных расплавных включений в минералах мантийных пород (например, [Schiano, Clocchiatti, 1994; Frezzotti et al., 1994, 2001; Wulff-Pedersen et al., 1996; Andersen, Neumann, 2001; Головин, Шарыгин, 2007]). Все модели могут быть сведены к следующим основным процессам: 1) взаимодействие ксенолитов и выносящего их расплава (или сосуществующего с ним флюида) в течение подъема ксенолитов на поверхность; 2) разложение мантийных минералов в результате декомпрессии или нагрева во время подъема к поверхности; 3) частичное плавление мантийного парагенезиса ксенолитов в результате декомпрессии и/или нагрева выносящей магмой; 4) *in situ* инфильтрация мантийных расплавов/флюидов в породы, происходящая до их захвата в виде ксенолитов выносящей магмой: расплавы/флюиды могут быть как генетически связаны с выносящей магмой (незадолго до захвата), так и представлять совершенно обособленный этап истории мантийных пород (гипотеза мантийного метасоматоза); 5) *in-situ* частичное плавление пород в мантии (вызванное, например, увеличением величины теплового потока или просачиванием флюида, выполняющего роль флюса).

Минеральный состав вторичных расплавных включений в ксенолитах деформированных перидотитов идентичен минералогии матрикса уникальных по сохранности кимберлитов трубки Удачная-Восточная, а также минеральному составу расплавных включений в оливине кимберлитов (Табл. 7.1). Кроме того, минералогия расплавных включений из оливинов

деформированных перидотитов имеет сходство с расплавленными включениями в оливине кимберлитов из трубок Канады, Гренландии и Южной Африки (Табл. 7.1). Эти факты несомненно свидетельствуют о генетической связи между расплавом, законсервированным в виде расшнурованных вторичных включений в оливине деформированных перидотитах трубки Удачная-Восточная, и кимберлитами.

Присутствие вторичных расплавленных включений как в необластах, так и в порфирокластах оливина, однозначно свидетельствует, что процесс инфильтрации расплава внутрь оливина происходил после деформации перидотитов. В свою очередь, считается, что деформации этих пород происходили незадолго до их захвата кимберлитовой магмой [Goetze, 1975; Mercier, 1979; Drury, Van Roermund, 1989] – эксперименты по отжигу свидетельствуют, что структуры деформированных перидотитов могут сохраняться только в течение нескольких лет при мантийных температурах. Таким образом, проникновение расплава внутрь оливина ксенолитов перидотитов по времени связано с проявлением кимберлитового магматизма.

Существует два варианта образования трещин в минералах ксенолитов. Первый вариант – это растрескивание минералов в результате декомпрессии во время транспортировки нодулей к поверхности, то есть уже после их захвата кимберлитовой магмой. Теоретические расчеты показывают, что при скоростях подъема 0.1 и 20 м/с (3.6 и 72 км/ч), которые ограничивают интервал оценок скоростей подъема кимберлитовой магмы, растрескивание зерен оливина должно начинаться когда ксенолиты от их положения в разрезе литосферной мантии поднимутся на 19 и 17 км, соответственно [Brett et al., 2012]. Вторым вариантом – это растрескивание породообразующих минералов перидотитов на фронте движения кимберлитовой магмы в результате гидроразрыва (магморазрыва) (см. подробнее в разделе 7.2.7). Таким образом, оба варианта подразумевают, что растрескивание оливина сопряжено с извержением кимберлитовой магмы, и могло происходить как *in situ* на глубинах залегания пород, так и при их подъеме.

Расплав, проникавший по трещинам в оливин деформированных перидотитов являлся щелочно-карбонатным. Так как карбонатные расплавы имеют колоссально низкую вязкость и высокую смачиваемую способность [Hammouda, Laporte, 2000; Shatskiy et al., 2014], то проникновение расплава внутрь зерен оливина деформированных перидотитов должно было происходить сразу после образования трещин, за счет капиллярных сил [Lämmlein, 1929].

Сразу после проникновения расплава в трещину начинается формирование включений. Рассмотрим процесс образования вторичных включений. Консервация расплава в виде включений путем залечивания трещин (обычно этот процесс называется расшнуровыванием)

Таблица 7.1. Перечень минералов, диагностированных в расплавных включениях (РВ) в оливине и в интерстиционных обособлениях и микрожилах (ИОиМ) в ксенолитах деформированных перидотитах, основной массе (ОМ) кимберлитов и расплавных включениях в оливинах из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, а также в РВ в фенокристаллах оливина и шпинели из кимберлитов Канады, Гренландии и Южной Африки, в РВ в ильмените полимиктового ксенолита из трубки Бултфонтейн (Южная Африка), в ОМ кимберлитов Аппер Канада Голд Майн (Канада) и в РВ в оливине из карбонатитов, фоскоритов, перидотитов и Phl-Di-Fo пегматоидных пород Ковдорского массива (Кольский п-ов), а также в расплавных/флюидных микровключениях в "супер" глубинных алмазах из района Джуина (Бразилия).

Объект	Сульфиды	Хлориды	Сульфаты	Сульфат-карбонаты, карбонаты	Фосфаты	Оксиды	Силикаты	Комментарий
Вторичные РВ в оливине ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная	Po, Pn, Dj, К-сульфид без Cl	Hlt, Slv, хлоро-магнезит	Aph	Burk, Tych, Nye, Sht, Nrt, Eit, Dol, Arg, Cal	Ap	Prv, Ilm, Mgt, Chr, Ru	Ol, Phl, Tphl, Di, Mnt, Sod, Hu	Пузырек усадки
Первичные щелочно-карбонатные РВ в оливине фоскоритов и карбонатитов Ковдорского массива [Veksler et al., 1998; Veksler, Lentz, 2006]	Dj			Ney, Sht, Nrt, Eit, Dol, Cal, бредлиит, Sr-Ba-карбонат	Ap	Mgt	Tphl Chu	Валовый состав включений: 7.8 SiO <sub>2</sub> , 3.6 FeO, 16.1 MgO, 18.5 CaO, 16.2 Na <sub>2</sub> O, 1.2 K <sub>2</sub> O, 4.2 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , 0.4 Cl, 30.4 CO <sub>2</sub>
Первичные щелочно-карбонатные РВ в оливине перидотитов Ковдорского массива [Veksler et al., 1998; Veksler, Lentz, 2006]	Dj			Ney, Sht, Cal	Ap	Mgt	Phl, Chu, Mnt, Di, Sod, амфибол	Валовый состав включений: 10.7 SiO <sub>2</sub> , 3.5 FeO, 6.9 MgO, 36.3 CaO 5.7 Na <sub>2</sub> O, 1.4 K <sub>2</sub> O 2.0 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , 0.4 Cl, 33.6 CO <sub>2</sub>
Первичные щелочно-карбонатные РВ в оливине из Phl-Di-Fo пегматоидных пород Ковдорского массива [Соколов и др., 2006]				Ney, Sht, Cal	Ap	Mgt	Ol, Di, Tphl, Chu	
Вторичные щелочно-карбонатные РВ в оливине из Phl-Di-Fo пегматоидных пород Ковдорского массива [Соколов и др., 2006]	Dj			Sht, Nrt, Eit, Dol, бредлиит, баритокальцит, бербанкит			Ol, Di, Tphl, Chu, серпентин	
ОМ кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Kamenetsky et al., 2004, 2007, 2012; Головин, 2004, 2007; Kamenetsky и др., 2007; Шарыгин и др., 2007; Sharygin et al., 2007, 2008; Kamenetsky et al., 2012]	Po, Pn, Dj, К-сульфид без Cl (расвумит)	Hlt, Slv	Aph	Nye, Sht, Nrt, Cal, земкорит	Ap	Prv, Ilm, Mgt, Chr, Ti-Mgt, Ru	Ol, Phl, Mnt, Sod, Cpx	
РВ в оливине из кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Головин и др., 2003, 2004, 2007; Kamenetsky et al., 2004, 2009b; Mernagh et al., 2011]	Po, Pn, Dj	Hlt, Slv	Aph	Burk, Nye, Sht, Nrt, Dol, Cal, земкорит*, грегориит (?)	Ap	Prv, Ilm, Chr, Mgt, Ti-mgt	Phl, Tphl, Mnt, Ol, Sod, Chu	Пузырек усадки или пузырек состоит из низкоплотной CO <sub>2</sub>

Таблица 7.1. (продолжение)

Объект	Сульфиды	Хлориды	Сульфаты	Сульфат-карбонаты, карбонаты	Фосфаты	Оксиды	Силикаты	Комментарий
ИОиМ ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная	Po, Pn, Dj			Cal, Arg	Ap	Prv, Mgt, Chr, Ti-Mgt	Ol, Phl, Mnt, Cpx, Sod, Hu, Chu	
РВ в оливине и шпинели из кимберлитов трубки Коала (Канада) [Kamenetsky et al., 2013]		Hlt, Slv	Aph	Nye, Sht, Eit, Dol, земкорит, фэйрчилдит, бредлиит		Chr	Tphl	
РВ в оливине из кимберлитов трубки Аарон (Канада) [Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]			Aph, целестин, бассанит	Sht, Arg (?), Cal (?), нахколит		Sp, Mgt	Phl, Tphl, Mnt	
РВ в оливине кимберлитов трубки Джериго (Канада) [Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]				Nye				
РВ в оливине кимберлитов трубки Гака Ку (Канада) [Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]				Sht, Nrt, гидромагнезит				
РВ в оливине кимберлитов дайки Мейджуагаа (Гренландия) [Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]	Dj	Hlt, Slv		Burk, Nye, Sht, Dol, Cal, пирссонит, грегориит, гидромагнезит, витерит, стронцианит, бредлиит, Са-Ва-карбонат	Ap, нахпоит	Cr-Ti-Fe-шпинель, пирохлор	Phl, Tphl	
РВ в оливине кимберлитов трубки Весселтон (Южная Африка) [Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]			BaSO <sub>4</sub> – барит, буссенготит	Arg (?), Cal (?), пирссонит, грегориит				
РВ в ильмените полимиктового ксенолита из кимберлитовой трубки Булфонтейн (Южная Африка) [Giuliani et al., 2012]	Dj, Pn, Po	Hlt, Slv	Aph, SrSO <sub>4</sub> – целестин, когаркоит	Ney, Sht, Nrt, Eit, Dol, магнезит, земкорит, бредлиит, фэйрчилдит, нахколит, грегориит, Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> – натрит	Ap	Mgt, Ru, придерит, Al-шпинель, фрейденбергит	Ol, Phl, кальсилит	
Расплавные/флюидные микровключения в волокнистом алмазе PAN2 из кимберлитовой трубки Панда (Канада) [Smith et al., 2011]		Slv, BaCl <sub>2</sub> ·H <sub>2</sub> O – бариевый хлорид		Eit			Ol, гекторит	
Расплавные/флюидные микровключения в "супер" глубоких алмазах, район Джуина (Бразилия) [Kaminsky et al., 2009; Wirth et al., 2009; Kaminsky, 2012; Kaminsky, Wirth, 2013]	Fe-Ni-Cu-сульфид, Pn, виоларит миллерит	Hlt, Slv, гидрофиллит, котуннит	CaSO <sub>4</sub> – ангидрит	Cal, Dol, Nye, нахколит, Eit, магнезит	Ap, + два новых фосфата**	SiO <sub>2</sub> , TiO <sub>2</sub> , Al-шпинель, Mgt, Ilm	Mnt, Ol, Phl, Са-гранат, волластонит, куспидин,	+ Фториды: оскарссонит – AlF <sub>2</sub> и Ва-фторид – (Ba,Sr)AlF <sub>5</sub>
ОМ кимберлитов дайки Аппер Канада Голд Майн (Канада) [Watkinson, Chao, 1973]				Sht, Dol, Cal,	Ap	Prv, Mgt	Ol, Phl, серпентин	

*Примечания к таблице 7.1.*

\* Формулы минералов, упомянутых в таблице: земкорит –  $(\text{Na,K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  – этот карбонат был определен как земкорит, однако, может являться и ниеререйтом; грегориит –  $(\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca})\text{CO}_3$ ; файрчилдит –  $\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ ; бредлиит –  $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$ ; баритокальцит –  $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$ ; бербанкит –  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ca,Ba,REE})_3(\text{CO}_3)_5$ ; бассанит –  $\text{CaSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ; нахколит –  $\text{NaHCO}_3$ ; пирссонит –  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; гидромагнезит –  $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ; пирохлор –  $(\text{Na,Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH,F})$ ; нахпойт –  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$ ; гекторит –  $\text{Na}_{0,3}(\text{Mg,Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ; буссенготит –  $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; когаркоит –  $\text{Na}_3(\text{SO}_4)\text{F}$ ; магнезит –  $\text{MgCO}_3$ ; придерит  $(\text{K,Ba})(\text{Ti,Fe}^{3+})_8\text{O}_{16}$ ; фрейденбергит –  $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Ti}_6\text{O}_{16}$ ; кальсилит –  $\text{KAlSiO}_4$ ; гидрофиллит (син. хлорокальцит) –  $\text{CaCl}_2$ ; котуннит –  $\text{PbCl}_2$ ; куспидин –  $\text{Ca}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH,F})_2$ ; расвумит –  $\text{KFe}_2\text{S}_3$ ; виоларит –  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$ ; миллерит –  $\text{NiS}$ .

\*\*  $\text{Na}_4\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2(\text{P}_2\text{O}_7)$  и  $\text{Fe}_2\text{Fe}_5(\text{P}_2\text{O}_7)$ .

может происходить только если минерал-хозяин растворим в растворе или расплаве [Рёддер, 1987]. Г.Г. Леммлейном [Lämmlein, 1929; Леммлейн, 1951] на примере кристаллов водно-растворимых солей было *in situ* показано, что образование вторичных включений раствора вдоль трещины в кристалле является результатом дендритообразного залечивания трещины. Рост залечивающего дендрита начинается мгновенно в выклинивающейся части трещины, где ее толщина минимальна или на входящих углах микроступеней поверхности трещины [Lämmlein, 1929; Леммлейн, 1951]. Важно, что процесс залечивания трещины протекает эффективно как в изотермических условиях, так и при повышении температуры [Lämmlein, 1929; Леммлейн, 1951]. Главной движущей силой этого процесса является уменьшение поверхностной энергии системы раствор-кристалл в капиллярной трещине: площадь поверхности открытой трещины на порядки превышает минимальную площадь поверхности включений с отрицательной огранкой для того же объема. Материал для залечивания трещин берется со стенок трещины, а необходимая для этой перестройки кристалла энергия есть часть освобождающегося избытка поверхностной энергии раствор-кристалл в капиллярной трещине. Поскольку процесс дендритообразного залечивания трещины идет во многих частях трещин, весь объем трещины разбивается на ряд малых объемов – вторичных включений растворов. В результате дендритообразного залечивания трещины образуются изолированные объемы растворов, которые продолжают стремиться уменьшить свою поверхность и приобрести форму отрицательного кристалла, что наблюдается в виде ограненных и полуограненных включений. Исследования процессов залечивания трещин в кристаллах *in situ* показало, что главным фактором, лимитирующим скорость образования вторичных включений является не диффузия, а растворимость минерала-хозяина в растворе или расплаве [Рёддер, 1987]. Карбонатитовые расплавы характеризуется высокой растворимостью Si и Mg, то есть компонентов оливина [Hammouda, Laporte, 2000; Shatskiy et al., 2014]. Следовательно, консервация карбонатитового расплава, проникавшего в зерна оливина деформированных перидотитов, в виде включений могла происходить очень быстро. Таким образом, вероятно, вторичные расплавные включения в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восочная представляют собой расплав, захваченный на мантийном уровне. Минимальные оценки *P-T* параметров формирования включений приводятся в следующем разделе. В случае, если растрескивание зерен оливина происходило в результате магморазрыва, образование включений возможно *in situ* на глубинах залегания пород.

Очевидно предположить, что расплав, проникавший по трещинам в оливине деформированных перидотитов, является кимберлитовым расплавом, который просачивался в перидотиты во время подъема магмы. Однако, существуют предпосылки к тому, что деформация и рекристаллизация перидотитов происходила уже в присутствии расплава [Drury, Van Roermund, 1989]. Этим расплавом мог быть протокимберлитовый расплав, отделившийся от источника

кимберлитовой магмы, поскольку области интенсивных деформаций в мантии являются предпочтительными для миграции расплава [Kohlstedt, Holtzman, 2009], а деформация перидотитов происходила не за долго до извержения магмы. Таким образом, расплав, проникавший в оливин, являлся либо кимберлитовым, то есть выносившим ксенолиты, либо протокимберлитовым, то есть просачивавшимся через перидотиты на этапе деформаций.

### 7.1.2. Оценка минимальных $P$ - $T$ параметров формирования расплавных включений

Раскристаллизация расплава внутри включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов происходила уже в процессе остывания кимберлитовой магмы. Быстрый подъем кимберлитовой магмы позволяет предполагать ее адиабатическое остывание во время декомпрессии, то есть при подъеме [Kavanagh, Sparks, 2009; Sparks et al., 2009]. Минимальные  $P$ - $T$  параметры кимберлитовой магмы в источнике ( $>7.5$  ГПа и  $> 1400$  °C) [Ionov et al., 2005; Korsakov et al., 2009b; Шарыгин и др., 2012; Agashev et al., 2013; Sharygin et al., 2013], оцененные по ксенолитам деформированных перидотитов, и оценки максимальной температуры кимберлитовой магмы в приповерхностных условиях ( $>900$ - $1100$  °C) [Fedortchouk, Canil, 2004; Головин, 2004; Головин et al., 2007], позволяют реконструировать адиабатический  $P$ - $T$  профиль подъема кимберлитовой магмы, схематически показанный на Рис. 7.1 (см. работы [Kavanagh, Sparks, 2009; Sparks et al., 2009]). Согласно экспериментальным данным по плавлению систем щелочных карбонатитов, кимберлитов, перидотита+CO<sub>2</sub> и эклогита+CO<sub>2</sub> при высоких давлениях, кристаллизация слюды, карбонатов, сульфатов и хлоридов происходит при температурах ниже температуры кимберлитовой магмы во время подъема (Рис.7.1). Их кристаллизация возможна только при остывании кимберлитовой магмы. Магма могла остывать как в приповерхностных условиях после внедрения, так и в промежуточной камере, существование которой вблизи границы кора-мантия предполагается некоторыми исследователями [Franz et al., 1996; Ziberna et al., 2013] (см. подробнее в разделе 7.2.7). Тем не менее, кристаллизацию некоторых кристаллических фаз (например, силикатов и оксидов) во время подъема все таки нельзя исключать. Также в данной модели не рассматривается ликвации расплава после формирования включений на ряд жидкостей разного состава, которая возможна в щелочно-карбонатных расплавах при высоких давлениях и температурах [например, Панина, Моторина, 2008].

Попытаемся оценить  $P$ - $T$  параметры формирования расплавных включений в оливине деформированных перидотитов. Индивидуальные расплавные включения являются аномальными в результате расшнуровывания, и поэтому имеют широкий диапазон температур гомогенизации. Гомогенизация индивидуальных включений начинается при  $620$  °C, что свидетельствует об их формировании выше этой температуры. Температура начала плавления вещества включений

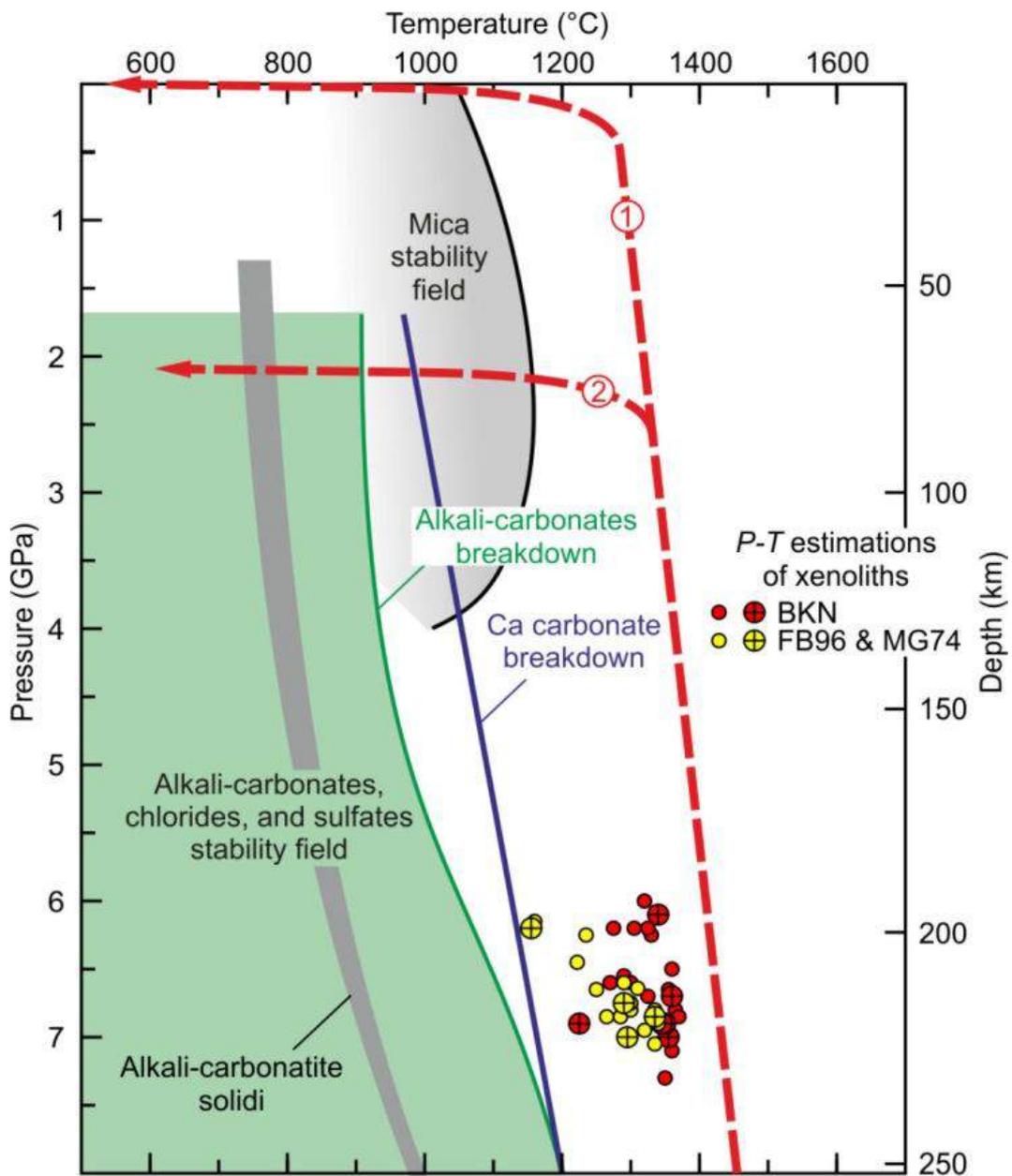


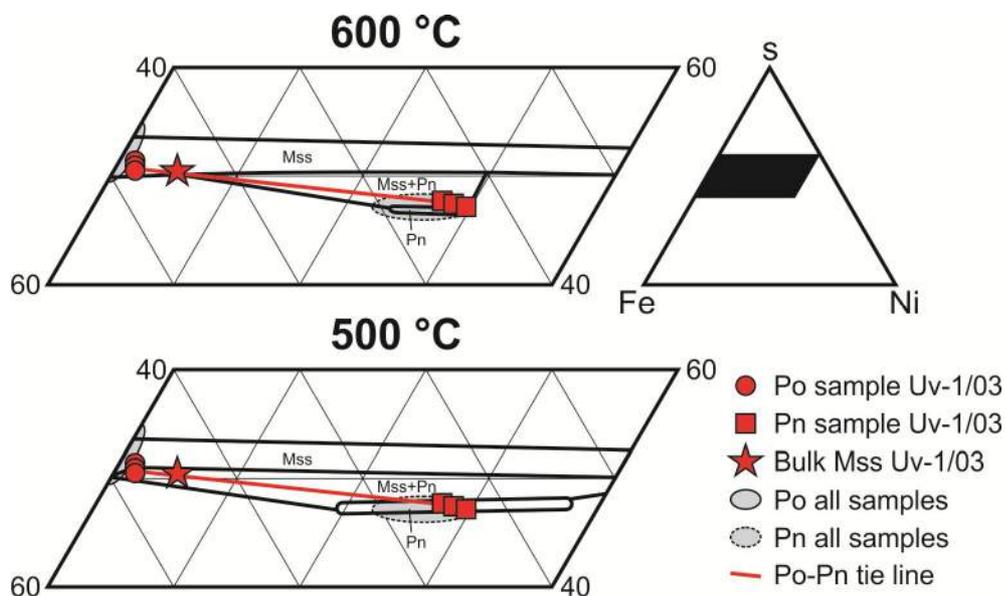
Рисунок. 7.1.  $P$ - $T$  диаграмма, показывающая область стабильности карбонатов, хлоридов и сульфатов в системах щелочных карбонатитов, кимберлитов, перидотита+ $\text{CO}_2$  и эклогита+ $\text{CO}_2$  [Litasov, Ohtani, 2009; Сафонов et al., 2009; Литасов и др., 2010; Litasov et al., 2010; Safonov et al., 2011; Litasov et al., 2013; Шарыгин и др., 2013], а также поле стабильности слюды в системах кимберлитов и перидотита+ $\text{CO}_2$  [Sweeney, 1994; Ulmer, Sweeney, 2002; Литасов и др., 2010]. Сolidус щелочных карбонатитов из работы [Litasov et al., 2013]. Красные и желтые круги – оцененные различными методами  $P$ - $T$  параметры залегания деформированных перидотитов в разрезе мантии. Круги с крестиком – образцы в которых был диагностирован арагонит. Красные штриховые линии: 1 –  $P$ - $T$  профиль кимберлитовой магмы при подъеме без остановок; 2 –  $P$ - $T$  профиль кимберлитовой магмы при подъеме в случае остановки и остывания в промежуточной камере.

(490-560 °C), то есть эвтектика системы включений, является наименьшей возможной температурой их формирования. Минимальную температуру формирования включений можно оценить и другим способом. Ламели пентландита в пирротине являются результатом распада моносльфидного твердого раствора, который первоначально кристаллизовался из расплава. Сопоставление состава пентландита, пирротинна и моносльфидного твердого раствора и фазовых диаграмм показывает, что распад моносльфидного твердого раствора произошел между 500 и 600 °C (Рис. 7.2). Очевидно, что температура формирования включений была выше 600. Минимальная оцененная температура формирования первичных включений расплава подобного состава в оливине фоскоритов и карбонатитов Ковдорского массив составляет 740-900 °C, а в оливине перидотитов – 1220-1300 °C. Таким образом,  $T = 600$  °C может быть обосновано принята в качестве минимальной температуры формирования вторичных расплавных включений в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Минимальные давления формирования индивидуальных включений могут быть оценены с помощью проецирования минимальной температуры формирования включений на кривую реакции или фазового перехода, которые могут быть рассмотрены как барометр. Потенциальным барометром является линия фазового перехода кальциевого карбоната. Арагонит широко используется исследователями метаморфических комплексов как индикатор высоких давлений [например, Korsakov et al., 2009a]. Эксперименты по плавлению неизменного кимберлита трубки Удачная-Восточная показали, что арагонит кристаллизуется из щелочно-карбонатитового расплава при давлениях более 4 ГПа (Рис. 7.3).

Сопоставление  $P$ - $T$  профиля кимберлитовой магмы с экспериментальными данными по плавлению систем щелочных карбонатитов, кимберлитов, перидотита+CO<sub>2</sub> и эклогита+CO<sub>2</sub> при высоких давлениях показывает, что карбонат кальция мог кристаллизоваться только при остывании магмы, которое имело место либо в приповерхностных условиях, либо в промежуточной камере (Рис. 7.1). В первом случае, кристаллизация арагонита в расплавных включениях возможна только при сохранении остаточного давления внутри включений. Проецирование температуры 600 °C на кривую кальцит-арагонит, установленную различными методами, дает давление 1.5 ГПа (Рис. 7.3). Это позволяет предположить остаточное давление внутри включений с арагонитом более 1.5 ГПа. О высоком остаточном давлении внутри включений также свидетельствует их декрипитация при термометрических опытах. Второй случай будет рассмотрен в разделе 7.2.7 на примере арагонита в межзерновом пространстве ксенолитов.

Действительно, оливин мантийных ксенолитов способен сохранять высокие остаточные давления внутри включений, о чем свидетельствуют результаты определений плотности углекислоты во флюидных включениях в оливине из ксенолитов шпинелевых лерцолитов,



*Рисунок 7.2.* Составы пирротина (Po), пентландита (Pn) и рассчитанного состава первоначального моносulfидного твердого раствора (Mss) из расплавного включения в оливине из образца Uv-1/03, нанесенные на тройную диаграмму Fe-Ni-S (ат.%). Изотермические сечения при 600 и 500 °C из работ [Косяков et al., 2003] и [Shewman, Clark, 1970], соответственно. При 600 °C состав Mss лежит в поле стабильности Mss. При 500 °C состав Mss уже не лежит в поле стабильности, однако находится на Po-Pn конноде (в данном случае Po также является Mss, но имеет другой состав). Эта ситуация означает, что первоначальный Mss распался на Po и Pn во время остывания между 500 и 600 °C.

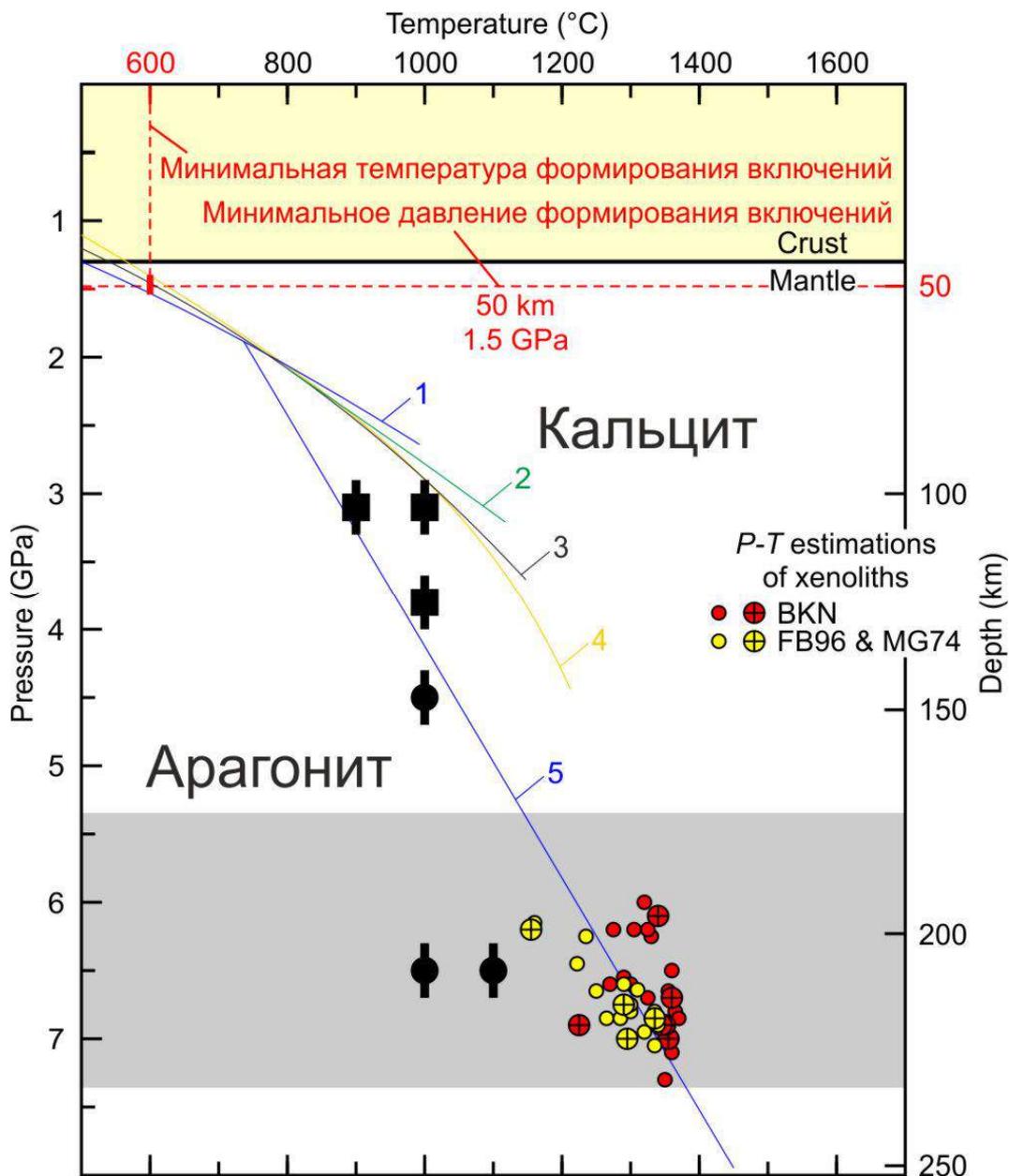
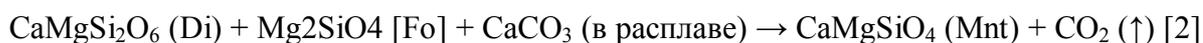


Рисунок. 7.3. P-T диаграмма, иллюстрирующая возможные минимальные давления формирования расплавных включений в деформированных перидотитах. Проекция температуры 600 (минимальная температура формирования включений) на фазовую границу кальцит-арагонит дает минимальное давление. Граница фазового переходов кальцит-арагонит по разным авторам (обозначены цифрами): 1 – [Redfern et al., 1989]; 2 – [Irving, Wyllie, 1975]; 3 – [Matas et al., 2000]; 4 – [Mirwald, 1976]; 5 – [Suito et al., 2001]. Черными квадратами и кругами показаны условия синтеза кальцита и арагонита, соответственно, в экспериментах по плавлению неизменного кимберлита трубки Удачная-Восточная [Шарыгин и др., 2013]. Серым полем обозначены глубины на которых возможно начало проникновения расплава по трещинам (см. текст). Красные и желтые круги – оцененные различными методами P-T параметры залегания деформированных перидотитов в разрезе мантии. Круги с крестиком – образцы в которых был диагностирован арагонит. Глубина границы кора-мантия находится на глубине ~ 49 на основе максимальных оценок давления для коровых ксенолитов ~ 1,3 ГПа [Шацкий и др., 2005] и по геофизическим данным [Суворов и др., 2005] с учетом того, что в с девонского времени мощность эродированных осадков могла составлять до 1 км [Брахфогель, 1984].

вынесенных базальтовыми магмами. Например, в работе [Andersen et al., 1984] авторы определили для шпинелевых перидотитов из базальтов Австралии максимальную плотность  $\text{CO}_2$  во включениях по температуре гомогенизации как  $1.19 \text{ г/см}^3$ . Альтернативный метод определения плотности  $\text{CO}_2$  по смещению полос колебания на КР-спектрах был использован в работе [Yamamoto, Kagi, 2008] для флюидных включений в оливине шпинелевых перидотитов из базальтов Дальнего Востока России. Максимальная плотность составила  $1.04 \text{ г/см}^3$ . Пересчет на магматические температуры (например на  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ ) дает давление захвата включений в первом случае  $1.4 \text{ ГПа}$  и во втором –  $0.9 \text{ ГПа}$ . Таким образом, остаточные давления  $1.4 \text{ ГПа}$  в расплавных включениях в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная являются реалистичными. То есть, за минимальное давление образования включений, содержащих арагонит, может быть взята величина  $1.5 \text{ ГПа}$ , что соответствует  $\sim 50 \text{ км}$ .

Следует отметить, что в расплавных включениях в оливине из изученных ксенолитов помимо арагонита был диагностирован и кальцит. Этот факт может иметь двойное объяснение. Первое – инфильтрация расплава и формирование включений могли начинаться в мантии при подъеме ксенолитов и продолжаться до поверхности. Второе – не во всех включениях сохранилось остаточное давление, достаточное для кристаллизации арагонита.

Кроме того, барометром для расплавных включений в оливине деформированных перидотитов может служить присутствие монтichelлита или диопсида. Диопсид в данном случае является высокобарической фазой, которая с понижением давления переходит в монтichelлит согласно реакциям:



Давление при котором происходит реакция [1] зависит как от температуры (Рис 7.4а), так и от активности  $\text{SiO}_2$  в расплаве [Luth, 2009]. Поскольку расплавные включения в исследованных ксенолитах имеют карбонатитовый состав, они должны характеризоваться низкой активностью  $\text{SiO}_2$ . Максимальное значение активности  $\text{SiO}_2$  в расплавных включениях может быть оценено по самому присутствию монтichelлита (Рис. 7.4а): при увеличении активности  $\text{SiO}_2$  монтichelлит должен сменяться акерманитом при низких давлениях (акерманит не был идентифицирован во включениях) или клинопироксеном при высоких. Таким образом, минимальное давление внутри включений, в которых диагностирован диопсид как дочерняя фаза, оно же минимальное давление формирования включений, равняется  $\sim 7 \text{ кбар}$  при  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ . Линия перехода Mnt-Di хорошо определена в интервале температур  $1000\text{-}1300 \text{ }^\circ\text{C}$  в системе кимберлита из трубки Вессельтон

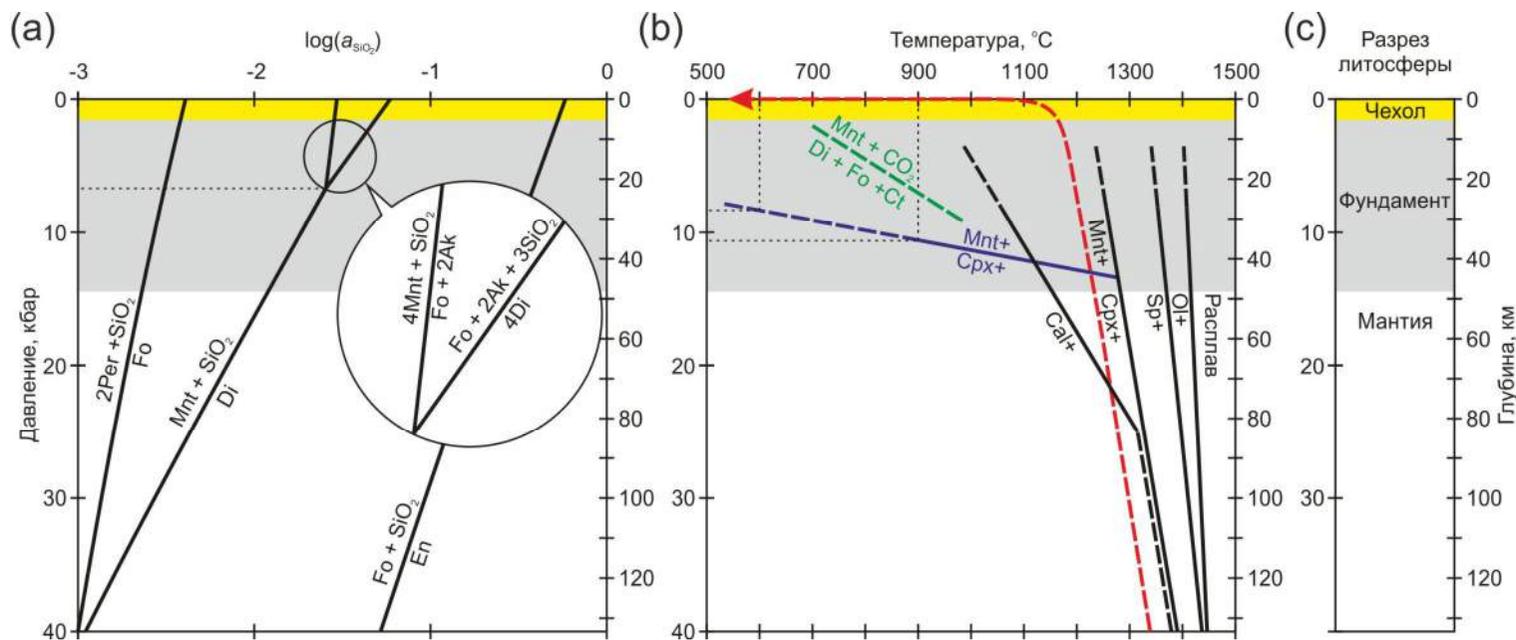


Рисунок. 7.4. (а) Изотермическое сечение  $P - \log(a_{\text{SiO}_2})_{\text{расплав}}$  для системы  $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$  при  $1000\text{ }^\circ\text{C}$  и положение реакции [1] [Luth, 2009]. Ак – акерманит. Максимальное значение активности  $\text{SiO}_2$  в расплавных включениях может быть оценено по самому присутствию монтчеллита. Таким образом, минимальное давление внутри включений, в которых диагностирован диопсид в расплавных включениях, оно же минимальное давление формирования включений, равняется  $\sim 7$  кбар при  $1000\text{ }^\circ\text{C}$  согласно данной диаграмме. (б) Фазовая диаграмма систем кимберлита из трубки Вессельтон (черные линии, синяя линия – реакция Mnt-Di) [Edgar et al., 1988]. Проекция температур  $600$  и  $900\text{ }^\circ\text{C}$  (минимальные температуры формирования включений) на кривую реакции Mnt-Di дают величину остаточного давления внутри включений, т.е. минимальную глубину захвата расплава,  $0.8$  и  $1.1$  ГПа, соответственно. Зеленым также показано положение реакции [2] по [Eggler, 1988]. Красная штриховая линия –  $P$ - $T$  профиль адиабатического подъема кимберлитовой магмы. (в) Схематичный разрез литосферы под трубкой Удачная-Восточная на девонское время ( $\sim 370$  Ма). Мощность современного осадочного чехла для Далдынского района  $\sim 2.3$ - $2.6$  км по геофизическим данным [Суворов и др., 2005] и данным бурения АК АЛРОСА [«Опорная легенда Айхальской серии листов масштаба 1:200000», Зуева Т.В. Изд-во ПГО «Якутскгеология», 1991]. Мощность эродированного осадочного чехла с девонского времени для Далдынского района может составлять до  $1$  км [Брахфогель, 1984]. Таким образом мощность осадочного чехла в районе трубки Удачная-Восточная на девонское время может быть оценена как  $3.3$ - $3.6$  км. Глубина границы кора-мантия находится на глубине  $\sim 49$  на основе максимальных оценок давления для коровых ксенолитов  $\sim 1,3$  ГПа [Шацкий и др., 2005] и по геофизическим данным [Суворов и др., 2005] с учетом того, что в с девонского времени мощность эродированных осадков могла составлять до  $1$  км [Брахфогель, 1984].

[Edgar et al., 1988]. Согласно этим данным, присутствие диопсида в расплавных включениях указывает на давление формирования включений выше 0.8 ГПа (для 600 °С) или 1.1 ГПа (для 900 °С) (Рис. 7.4b). Следует отметить, что во включениях монтichelлит и диопсид не встречаются совместно. Это может говорить о том, что в каких то включениях сохранилось остаточное давление, а в каких то – нет, или включения формировались при разных *P-T* параметрах.

Минимальное давление формирования включений может быть оценено еще одним способом. Поскольку расплавные включения содержат в виде дочерних кристаллических фаз как Са-, так и Mg-карбонаты, в том числе доломит, то расплав также должен был содержать значительную часть растворенного доломита. Согласно экспериментальным данным доломит с понижением давления разлагается с выделением CO<sub>2</sub> (Рис. 7.5). Следовательно, если давление внутри включений было ниже реакции разложения доломита, то должно быть наличие углекислоты в виде отдельной фазы. Однако результаты исследования порядка 80 включений методами криометрии и КР-спектроскопии показали, что пузырек расплавных включений является пузырьком усадки и не содержит диагностируемых концентраций CO<sub>2</sub>. Таким образом, остаточное давление внутри расплавных включений в оливине должно быть выше линии разложения доломита (Рис. 7.5), то есть 1.2 ГПа.

Невозможно точно ответить когда именно происходила инфильтрация расплава по трещинам оливина ксенолитов деформированных перидотитов и формирование включений. Это могло иметь место как *in situ*, так и во время извержения кимберлитовой магмы (см. раздел 7.1.1). Однако присутствие арагонита свидетельствует о том, что включения захватывались при давлениях более 1.5 ГПа, что соответствует мантийным глубинам более 50 км.

### 7.1.3. Значение расплавных включений для петрогенезиса кимберлитов

Кимберлиты представляют собой калиевую ультраосновную породу (25-35 мас. % SiO<sub>2</sub>, MgO >20 мас. %) с высокими содержаниями CO<sub>2</sub> (> 3 мас. %) и H<sub>2</sub>O (>3 мас. %) (например, [Mitchell, 1986; Price et al., 2000; le Roex et al., 2003; Kopylova et al., 2007; Nielsen, Sand, 2008; Kjarsgaard et al., 2009]). Поскольку реконструкции состава родительского кимберлитового расплава, то есть расплава, из которого кристаллизовались кимберлиты, основаны на валовых характеристиках пород, общепринято считать, что он являлся калиевым ультраосновным и был обогащен летучими компонентами (причем, H<sub>2</sub>O > CO<sub>2</sub>). Однако, исследования кимберлитов, проведенные в последнее десятилетие показали, что состав кимберлитов не соответствует составу расплавов, из которых они кристаллизовались [Kamenetsky et al., 2008; Mitchell, 2008; Brett et al., 2009; Sparks et al., 2009; Kamenetsky et al., 2012; Sparks, 2013]. Во-первых, кимберлиты загрязнены

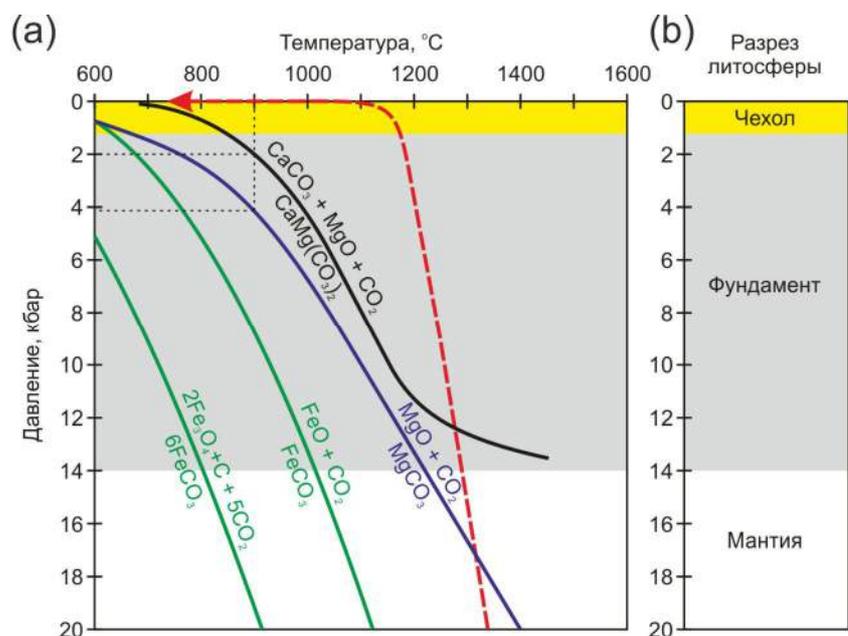


Рисунок 7.5. (а) Кривые разложения доломита [Goldsmith, Heard, 1961; Goldsmith, 1980], магнезита [Goldsmith, Heard, 1961; Irving, Wyllie, 1975] и сидерита [Tao et al., 2013]. Красная штриховая линии –  $P$ - $T$  профиль адиабатического подъема кимберлитовой магмы. Согласно этой диаграмме при магматических температурах должно происходить разложение  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  и  $\text{MgCO}_3$  компонентов и выделения свободного  $\text{CO}_2$ . Однако этого не наблюдается во включениях, что свидетельствует в пользу высокого остаточного давления. То есть глубины захвата включений по крайней мере были больше мощности осадочного чехла. (б) Схематичный разрез литосферы под трубкой Удачная-Восточная на девонское время (~370 Ma) (см. подпись к Рис. 7.4с).

значительным количеством ксеногенного материала, представленного ксенолитами и их обломками – ксенокристаллами. Во-вторых, большинство кимберлитов мира в различной степени подверглись постмагматическим изменениям в приповерхностных условиях. Состав расплавов, из которых кристаллизовались кимберлиты, в свою очередь, далек от состава примитивных кимберлитовых расплавов, что является следствием растворения части ксеногенного материала в процессе подъема и формирования кимберлитовых тел и потери значительного количества летучих в результате дегазации, о чем свидетельствует взрывной характер извержения кимберлитов. *Таким образом, главной проблемой петрогеозиса кимберлитов является реконструкция состава как родительского кимберлитового расплава, так и примитивного.*

Кимберлиты трубки Удачная-Восточная являются уникальным примером неизменных постмагматическими процессами пород, химический состав основной массы которых может рассматриваться как наиболее близкий к исходному составу кимберлитового расплава в момент массовой кристаллизации и формирования кимберлитового тела. Основная масса неизменных кимберлитов обогащена щелочными карбонатами, сульфатами, сульфидами и хлоридами (до 30 об. %), что позволило выдвинуть предположение о богатом хлором щелочно-карбонатитовом составе родительского кимберлитового расплава [Головин и др. 2003; Шарыгин и др., 2003; Kamenetsky et al. 2004, 2007a, 2007b, 2008, 2009b, 2009c; Maas et al., 2005; Каменецкий и др., 2006; Головин и др., 2007; Sharygin et al., 2007, 2008]. Однако, эта гипотеза противоречит устоявшимся взглядам об ультраосновном составе кимберлитовых расплавов.

Кроме того, в некоторых работах предполагается, что обогащение неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная щелочами и хлором является либо результатом ассимиляции кимберлитовым расплавом соленосных отложений осадочного чехла Сибирской платформы, либо следствием взаимодействия кимберлитов с рассолами, наличие которых установлено в осадочных породах, вмещающих трубку Удачная (см., например, [Kostrovitsky et al., 2012; Korylova et al., 2013]). Именно поэтому гипотеза о богатом хлором щелочно-карбонатитовом составе родительского кимберлитового расплава по большей части игнорируется научным сообществом, несмотря на то, что в работах [Kamenetsky et al. 2004, 2009c; Maas et al., 2005] показаны отличия в изотопном составе Sr основной массы кимберлитов трубки Удачная-Восточная от соленосных отложений Сибирской платформы и рассолов в районе трубки, исключаящие контаминацию кимберлитовых расплавов материалом осадочного чехла.

Главным достижением настоящей работы является то, что в уникальных неизменных ксенолитах, вынесенных с глубин 190-230 км кимберлитовой магмой трубки Удачная-Восточная, удалось идентифицировать и детально изучить вторичные расплавные включения, в которых совместно с арагонитом присутствуют щелочные карбонаты, сульфаты, сульфиды и хлориды. Расплав, проникавший по трещинам в оливине являлся либо кимберлитовым, то есть выносящим

ксенолиты, либо протокимберлитовым. Минимальные глубины формирования расплавных включений, где был идентифицирован арагонит (и следовательно, минимальные глубины инфильтрации расплава) составляют 50 км, что свидетельствует в пользу гипотезы мантийного источника щелочей и хлора в кимберлитах трубки Удачная-Восточная. Несмотря на то, что не возможно точно определить глубины инфильтрации расплава, принципиальным является тот факт, что включения формировались на глубинах больших, чем залегает осадочный чехол, что однозначно исключает ассимиляцию осадочных пород или влияние рассолов (Рис. 7.3).

Независимым доказательством щелочно-карбонатитовой природы протокимберлитовых расплавов являются карбонатитовые расплавные/флюидные включения в волокнистых алмазах из трубки Удачная с высокими концентрациями щелочей и хлора [Zedgenizov et al., 2007a; Zedgenizov et al., 2007b; Klein-BenDavid et al., 2009; Weiss et al., 2011]. Считается, что расплавы/флюиды, из которых кристаллизовались эти алмазы, генетически связаны с кимберлитовым магматизмом. Об этом свидетельствует ряд фактов: 1) низкая степень агрегации азотных центров (только в А-форме) в алмазах, содержащих микровключения, свидетельствует об их относительно коротком времени пребывания в мантии [Reutsky, Zedgenizov, 2007]; 2) волокнистые алмазы имеют изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -4.5 \pm 1.1 \text{ ‰}$ ) [Reutsky, Zedgenizov, 2007] близкий таковому неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная ( $\delta^{13}\text{C} = -3.4 \pm 0.7 \text{ ‰}$ ) [Kamenetsky et al., 2012]; 3) расплавные/флюидные включения в волокнистых алмазах имеют изотопный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{363} = 0.7030-0.7036$ ) [Klein-BenDavid et al., 2014] подобный таковому в перовските из основной массы кимберлитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{363} = 0.7030-0.7031$ ) [Kamenetsky et al., 2009c] и близкий к изотопному составу самих неизмененных кимберлитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{363} = 0.7047-0.7049$ ) [Maas et al., 2005]; 4) расплавные/флюидные включения в волокнистых алмазах имеют изотопный состав гелия подобный таковому в расплавных включениях из оливина кимберлитов [Sumino et al., 2010]; 5) расплавные/флюидные включения в волокнистых алмазах и кимберлиты имеют подобные спектры распределения редких и редкоземельных элементов [Zedgenizov et al., 2007b; Weiss et al., 2011; Klein-BenDavid et al., 2014]. Описанные в настоящей работе щелочно-карбонатитовые включения являются еще одним возможным свидетельством генетической связи волокнистых алмазов и кимберлитовых расплавов, поскольку расплавы щелочных карбонатов являются эффективной средой для кристаллизации алмазов при  $P$ - $T$  параметрах литосферной мантии (5-6 GPa, 900-1400 °C) [Pal'yanov et al., 1999; Palyanov, Sokol, 2009]. Кроме того, эйтелит, описанный как кристаллическая фаза в расплавных включениях в оливине деформированных перидотитов [Sharygin et al., 2013], также был обнаружен в расплавных/флюидных включениях в волокнистых алмазах из кимберлитовой трубки Панда (Канада) [Smith et al., 2011].

Возможность астеносферного происхождения расплавов, законсервированных в виде вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки

Удачная-Восточная, может быть основана на схожести их минерального состава с составом флюидных/расплавных микровключений в "супер" глубинных алмазах из района Джуина (Бразилия), в которых были диагностированы щелочные карбонаты и хлориды [Kaminsky et al., 2009; Wirth et al., 2009; Kaminsky, 2012; Kaminsky, Wirth, 2013] (см. Табл. 7.1).

Итак, результаты исследования расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная позволяют сформулировать первое защищаемое положение:

*Идентичность минералогии раскристаллизованных вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов и минералогии основной массы уникальных по сохранности кимберлитов трубки Удачная-Восточная свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и магмой, формировавшей трубку. Присутствие арагонита – высокобарической полиморфной модификации карбоната кальция, совместно с щелочными карбонатами, сульфатами, сульфидами и хлоридами во включениях свидетельствует об обогащении кимберлитовых расплавов щелочами и хлором на мантийных глубинах (> 50 км).*

## **7.2. Генезис наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов**

В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов деформированных перидотитов можно выделить несколько типов наложенных акцессорных минералов: 1) наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил (раздел 6.2); 2) реакционные каймы на породообразующем оливине; 3) реакционные каймы на породообразующем ортопироксене; 4) реакционные каймы на породообразующем клинопироксене; 5) реакционные каймы на гранате; 6) каймы вокруг первичных акцессорных Fe-Ni-Cu сульфидов. Ниже рассмотрим генезис наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов деформированных перидотитов.

### *7.2.1. Наложённые акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил*

В разделе 7.1 было показано, что в ксенолиты деформированных перидотитов, проникал расплав, генетически связанный с кимберлитами, который сейчас законсервирован в виде расшнурованных вторичных расплавных включений. *Этот расплав, являлся либо кимберлитовым, то есть выносившим ксенолиты, либо протокимберлитовым, то есть просачивавшимся через перидотиты незадолго до извержения магмы.*

Все наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил были установлены среди минералов матрикса вмещающих их кимберлитов, расплавных включений в оливине из кимберлитов и вторичных расплавных включений в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Табл. 7.1). То есть, минералогия интерстиционных обособлений и микрожил в целом подобна, минералогии ассоциаций, кристаллизовавшихся из кимберлитовых/протокимберлитовых расплавов. Кроме того, составы некоторых минералов идентичны составу соответствующих минералов основной массы кимберлитов и расплавных включений. Причем тренды эволюции составов некоторых минералов совпадают (Рис. 7.6). Эти факты свидетельствуют о том, что наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов кристаллизовались из расплава близкого тому, что проникал по трещинам в оливин ксенолитов. Различия в минералогии расплавных включений и интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов могут объясняться либо различными

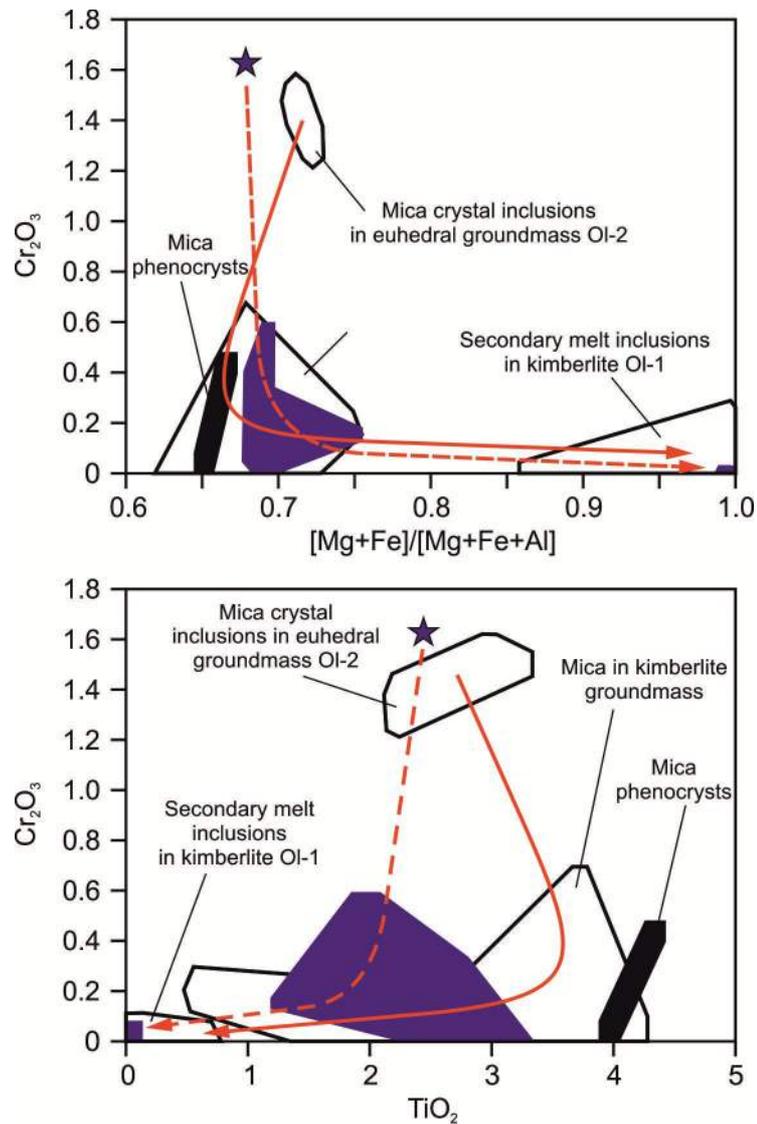


Рисунок 7.6. Вариации состава слюды интерстиционных обособлений и микрожил в обр. UV-34/03 (синие поля, синей звездой показан состав слюды в ассоциации с хромитом и клинопироксеном). Также показаны поля составов кристаллических включений слюды из ограненного оливина основной (Ol-2) массы кимберлита трубки Удачная-Восточная, фенокристаллов слюды, слюды из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная и слюды из включений расплава в макрокристаллах оливина кимберлитов (Ol-1) [Головин, 2004; Головин и др., 2007]. Красной сплошной стрелкой показано направление эволюции составов слюды при кристаллизации кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Головин, 2004; Головин и др., 2007]. Красной штриховой линией показано возможное направление эволюции состава слюды при кристаллизации в интерстиционных ассоциациях ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

глубинами образования, либо изменением состава кимберлитового/протокимберлитового расплава в результате реакций с породообразующими минералами и акцессорными Fe-Ni-Cu сульфидами ксенолитов.

Инфильтрация кимберлитового расплава и его взаимодействие с первичными минералами перидотита может начинаться в мантии еще до захвата ксенолитов и продолжаться в течении всего подъема до поверхности. Растрескивание ксенолитов может начаться еще *in situ* на фронте движения магмы в результате магморазрыва (см. разделе 7.2.7) и должно продолжаться во время подъема в результате декомпрессии. *P-T* параметры образования минералов интерстиционных обособлений и микрожил могут также широко варьировать от высоких мантийных до низких приповерхностных. Присутствие арагонита свидетельствует о кристаллизации при высоком давлении так же, как и ассоциация клинопироксена и оливина. Снова следует отметить, что монтчеллит никогда не встречается в ассоциации с оливином и клинопироксеном: в кимберлитовых системах монтчеллит сменяет высокобарическую ассоциацию клинопироксена и оливина (см. раздел. 7.1.2). Кристаллизация монтчеллита после оливина задокументирована в основной массе кимберлитов [например, Kampata et al., 1994]. Таким образом, присутствие высокобарических (арагонит и клинопироксен+оливин) и низкобарических минералов (кальцит и монтчеллит) свидетельствуют о широких вариациях *P-T* условий кристаллизации наложенных минералов интерстиционных обособлений и микрожил. *P-T* параметры кристаллизации минералов интерстиционных обособлений и микрожил будут подробно рассмотрены в разделе 7.2.7.

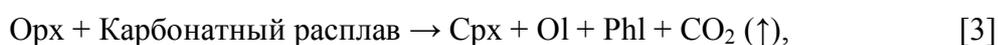
Ассоциация минералов в интерстициях, подобная той, что была изучена в деформированных перидотитах, ранее была кратко описана в ксенолите шпинелевого перидотита из трубки Удачная-Восточная [Sharygin et al., 2007]. Среди акцессорных минералов в ксенолите шпинелевого перидотита были установлены оливин, клинопироксен, Cr-шпинель, флогопит, пирротин и джерфишерит. Авторами отмечалось, что такая ассоциация интерстиционных минералов более характерна для внешних частей ксенолитов и, часто, скопление таких минералов соединяется с вмещающим кимберлитом. Таким образом, был сделан вывод, что это ассоциация является продуктом раскристаллизации кимберлитового расплава, проникшего в ксенолит. Очевидно, что в случае шпинелевого перидотита, инфильтрация кимберлитового расплава и кристаллизация интерстиционных минералов имели место быть на глубинах не ниже залегания пород шпинелевой фации – 31-33 кбар. Также на высокие давления образования указывает ассоциация клинопироксена и оливина вместо монтчеллита. Так как интерстиционная ассоциация наложенных минералов шпинелевого перидотита подобна изученной нами, то вероятно, что кристаллизация минералов интерстиционных обособлений и микрожил в деформированных перидотитах происходила при их подъеме уже после захвата кимберлитовой магмой.

### 7.2.2. Реакционные каймы на оливине

Реакционные каймы на оливине представлены монтichelлитом и гумитом/клиногумитом или просто изменением состава оливина по краю. Составы монтichelлита и гумита/клиногумита из кайм идентичны таковым интерстиционных обособлений и микрожил, что свидетельствует об образовании кайм в результате реакции с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом. Замещение оливина монтichelлитом описано в некоторых кимберлитах [например, Корнилова и др., 1983], однако, бывают случаи и эпитахического нарастания монтichelлита на оливин [например, Kampata et al., 1994]. Внешние зоны породообразующего оливина и оливин из интерстиций характеризуются более высокой магниальностью, чем центральные части породообразующего оливина, что свидетельствует об изменении состава породообразующего оливина по краям в результате реакции переуравновешивания с кимберлитовым расплавом, находившимся в интерстициях. Следует обратить внимание на интересную закономерность. В интерстициях, где присутствует клинопироксен, внешняя зона с высокомагниальным составом породообразующего оливина, как правило, намного шире, чем в интерстициях, где присутствует монтichelлит. Это значит, что в первом случае породообразующий оливин в течении большего времени контактировал с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом. Это свидетельствует о многоэтапном проникновении расплава в ксенолиты, вероятно, в результате многоэтапного растрескивания. Кристаллизация наложенных минералов интерстиционных обособлений и микрожил с клинопироксеном, таким образом, представляют более ранний этап.

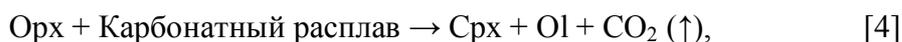
### 7.2.3. Реакционные каймы на ортопироксене

Каймы вокруг ортопироксена 1-го типа состоят из вторичного клинопироксена, который тесно ассоциирует с вторичным оливином, флогопитом, содалитом и хромитом. Так как результаты изучения расплавных включений свидетельствуют о том, что расплав, проникавший в ксенолиты, имел щелочно-карбонатитовый состав, то его взаимодействие с породообразующими силикатами деформированных перидотитов можно рассмотреть в рамках модельной экспериментальной системы карбонатизированного перидотита (перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O). Фазовые отношения в этой системе изучались различными коллективами исследователей. В работе [Thibault et al., 1992] было установлено, что при давлении 2 ГПа и температуре 1000 °С в системе гарцбургит-щелочной карбонатит (перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) существует следующая реакция:



Ассоциация клинопироксена с губчатой структурой, оливина и флогопита, окаймляющая первичный ортопироксен, а также вторичные углекислотные флюидные включения в ортопироксене, вероятно, являются свидетельством реакции [3] в ксенолитах деформированных перидотитов – реакции между ортопироксеном и кимберлитовым расплавом, проникавшим в ксенолиты.

Однако, положение линии реакции [3] в  $P$ - $T$  пространстве не было установлено [Thibault et al., 1992]. Реакция [3] является аналогом следующей реакции в хорошо изученной простой модельной системе перидотит+CO<sub>2</sub> – CaO+MgO+SiO<sub>2</sub>+CO<sub>2</sub> (CMS+CO<sub>2</sub>) [например, Eggler, 1978]:



Кривая реакции [4] в  $P$ - $T$  пространстве субпараллельна оси температуры и располагается в системе CMS+CO<sub>2</sub> между 2.5 и 3 ГПа и 1200 и 1500 °С (Рис. 7.7 а). Добавление в систему дополнительных компонентов, таких как щелочи и вода понижает давление и температуру реакции [4] (Рис. 7.7 б) [Wallace, Green, 1988; Falloon, Green, 1989]. Таким образом, низкие давления при которых протекают реакции [3, 4], свидетельствуют об образовании кайм 1-го типа на ортопироксене в результате его взаимодействия с кимберлитовым расплавом во время подъема. Часть выделившейся CO<sub>2</sub> образовала вторичные включения в трещинах, возникших в результате декомпрессии. Соответственно, редкие каймы клинопироксена (без губчатой структуры) могли формироваться при давлениях выше реакции [3, 4].

#### 7.2.4. Реакционные каймы на клинопироксене

Реакционные каймы вокруг клинопироксена сложены либо ассоциацией флогопита и позднего клинопироксена, либо только поздним клинопироксеном, отличающимся по составу от породообразующего. Вероятнее всего, каймы вокруг клинопироксена также образовались в результате реакции с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом, проникавшим в перидотиты. Во-первых, инфильтрация кимберлитовым/протокимберлитовым расплава в ксенолиты является доказанным фактом (см. раздел 7.1). Во-вторых, если предположить образование кайм вокруг клинопироксеном в результате *in situ* мантийного метасоматоза, не связанного с кимберлитовыми расплавами, то за время нахождения в мантии при  $T = 1200$ - $1400$  °С различие в составе между породообразующим клинопироксеном и окаймляющим клинопироксеном должны были бы стереться в результате переуравновешивания. Различия в составе могли сохраниться только если бы расплавы *in-situ* взаимодействовали с клинопироксеном незадолго до захвата кимберлитовой магмой.

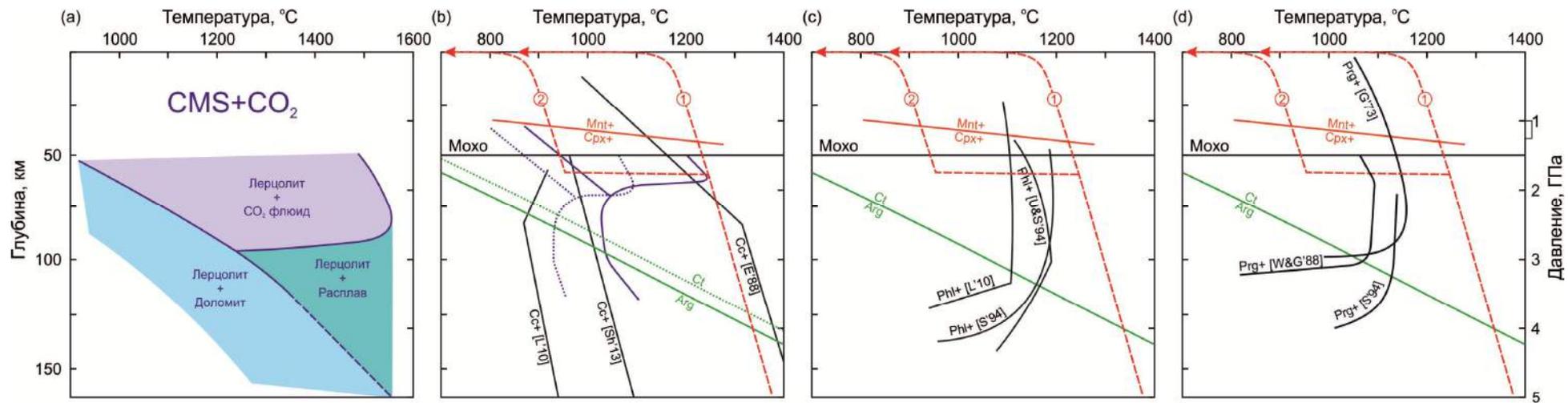


Рисунок 7.7. (а) Солидус и реакции декарбонатизации в упрощенной модельной системе перидотит+CO<sub>2</sub> (CaO+MgO+SiO<sub>2</sub>+CO<sub>2</sub>) [Eggler, 1978], линия между полями Лерцолит+Расплав и Лерцолит+CO<sub>2</sub> флюид соответствует реакции декарбонатизации [3]. (b) Диаграмма, демонстрирующая возможный *P-T* профиль кимберлитовой магмы при подъеме в случае остановки и остывания вблизи границы корамантия – красная штриховая линия с цифрой 2. Красная штриховая линия с цифрой 1 – *P-T* профиль кимберлитовой магмы при подъеме без остановок. Синяя сплошная линия обозначает солидус и реакции декарбонатизации в щелочесодержащем перидотите (пиролите)+CO<sub>2</sub> [Falloon, Green, 1989]; синяя пунктирная линия обозначает то же самое только в присутствии воды CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) = 0.8 [Wallace, Green, 1988]; поля соответствуют тем, что на рисунке 7.7 а. Красная сплошная линия – поля стабильности монтичеллита и клинопироксена в системе кимберлита Wesselton [Edgar et al., 1988]; плюс обозначает появление данной фазы. Зеленая сплошная линия – линия перехода кальцит-арагонит для чистого CaCO<sub>3</sub> [Irving, Wyllie, 1975]; зеленая пунктирная линия – то же для системы, содержащей 10 мол. % SrCO<sub>3</sub> [Carlson, 1980]. Черные линии – ограничивают поле стабильности карбоната кальция (+) в различных по составу системах, моделирующих кимберлит: E'88 – афанитовый кимберлит трубки Wesselton [Edgar et al., 1988]; Sh'13 – неизменный гипабиссальный кимберлит трубки Удачная-Восточная [Шарыгин и др., 2013]; L'10 – неизменный гипабиссальный кимберлит трубки Удачная-Восточная, допированный Cl и водой [Литасов и др., 2010]. (c) Поля стабильности флогопита (+) в различных карбонатно-силикатных системах: S'94 – перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O [Sweeney, 1994]; U&S – кимберлит группы-2 [Ulmer, Sweeney, 2002]; L'10 – неизменный гипабиссальный кимберлит трубки Удачная-Восточная допированный Cl и водой [Литасов и др., 2010]. Поля стабильности паргасита (+) в различных карбонатно-силикатных и силикатных системах: G'73 перидотит+H<sub>2</sub>O; W&G – перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O [Wallace, Green, 1988]; S'94 – перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O [Sweeney, 1994].

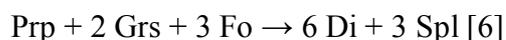
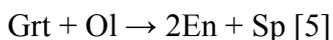
Флогопит в кимберлитовых системах, а также в системе перидотит+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O устойчив при давлениях ниже 5 ГПа (Рис. 7.7 с) [Sweeney, 1994; Ulmer, Sweeney, 2002; Litasov et al., 2006]. Таким образом, можно предположить, что срастания клинопироксена и флогопита вокруг породообразующего клинопироксена образовалась при давлениях менее 5 ГПа, в то время как каймы состоящие из одного клинопироксена могли образовываться при больших давлениях.

#### 7.2.5. Реакционные каймы на гранате

Существует несколько взглядов на причины образования келифитовых кайм вокруг граната в ксенолитах из кимберлитов: 1) твердофазные реакции при декомпрессии во время подъема к поверхности с последующей гидратацией и привнесом щелочей в результате реакции с флюидной фазой кимберлитовой магмы [Franz et al., 1996; Barton, Gerya, 2003]; 2) *in situ* мантийный метасоматоз [Dawson, 1984; Харьков, Вишневский, 1989; Егоров и др., 2004]; 3) кимберлитовый метасоматоз, то есть реакция граната с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом, проникавшим в ксенолиты.

Основываясь как на оригинальных данных, приведенных в настоящей диссертационной работе, так и литературных данных изучения большого количества разнообразных ксенолитов из Южной Африки [Franz et al., 1996; Barton, Gerya, 2003] и Якутии [Dawson, 1984; Харьков, Вишневский, 1989; Егоров и др., 2004], можно констатировать, что основными минералами келифитовых кайм являются ортопироксен, клинопироксен и шпинель. Флогопит и амфибол находятся в подчиненных количествах. А.Д. Харьков и А.А. Вишневский [1989] отмечают, что по масштабам келифитизации нет существенных различий между гранатами зернистых и деформированных перидотитов, хотя по структурно-текстурным особенностям, составу породообразующих минералов и *P-T* условиям образования эти две группы пород существенно различаются. Это свидетельствует о том, что во всех ксенолитах келифитовые каймы на гранатах образовались в результате идентичных процессов.

Рассмотрим возможность каждой модели келифитообразования. В рамках модели 1 Franz et al. [1996] предложили следующие субсолидусные реакции и реакции с кимберлитовым флюидом, которые приводят к образованию ассоциации келифитовых минералов:



Реакции [5, 6] являются низкобарическими и происходят при давлениях ниже 3 ГПа [Franz et al., 1996]. Кроме того паргасит, наиболее распространенный амфибол среди минералов келифитовых кайм, также свидетельствует о низких давлениях образования (Рис. 7.7 d). Однако, образование келифитовых кайм происходит при не слишком низких давлениях, иначе наблюдалось бы присутствие плагиоклаза (анортита) при  $P < 1.3$  ГПа [Franz et al., 1996] согласно реакции:



Таким образом, образование келифитовых кайм на гранате происходило в результате декомпрессии во время подъема кимберлитовой магмы. Franz et al. [1996] считают, что это происходило в промежуточной камере вблизи границы кора-мантия. Субсолидусные реакции граната с оливином [5, 6], то есть без участия флюидной фазы, исключаются поскольку келифитовые каймы развиты равномерно вокруг всего зерна граната, независимо от того контактируют зерна граната с оливином или пироксенами. Кроме того, ассоциации келифитовых кайм развиты и вдоль трещин внутри граната, что свидетельствует о миграции вещества (флюида или расплава) вдоль трещин. Образование келифитовых ассоциаций вдоль трещин возможно только в случае проникновения туда флюидной фазы или расплава. То есть реакции [5, 6] возможны, но оливин может быть растворенным компонентом флюида или расплава.

Однако, в соответствии с моделью 3, предлагаемой в данной работе, это могли быть реакции с расплавом, генетически связанным с кимберлитами. Проникновение кимберлитового/протокимберлитового расплава в деформированные перидотиты доказано в разделе 7.1. Образование флогопита в результате проникновения кимберлитового/протокимберлитового расплава согласно экспериментальным данным в кимберлитовых системах (Рис. 7.7 c) происходит при низких давлениях. Это свидетельствует о том, что келифитовые каймы формировались во время подъема кимберлитовой магмы.

Рассмотрим модель 2 – *in situ* мантийный метасоматоз. Эта модель представляется менее маловероятной в силу нескольких очевидных фактов. Во-первых, ассоциация минералов келифитовых кайм является низкобарической, о чем написано выше. Реакции [5, 6] происходят при переходе из поля Gt-перидотитов в поле Sp-перидотитов, что само собой исключает образования келифита при *P-T* параметрах стабильности Gt-перидотитов, то есть *in situ* в мантии. Во-вторых, келифитовая ассоциация располагается вдоль трещин граната деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, что также отмечают и А.Д. Харьков и А.А. Вишневский [1989]: "В ультрабазитах трубки Удачная келифитовое вещество нередко проникает вдоль зерен граната, слагая в нем тонкие прожилки и их раздувы". Наиболее вероятно образование трещин в

гранате связано с извержением кимберлитовой магмы. В-третьих, минералы в келифитовых каймах имеют тонкие неоднородности состава. А.Д. Харьков и А.А. Вишневский [1989] отмечают, что состав минералов меняется по мере перемещения от внутренних зон каймы к периферийным. Кроме того, в ксенолитах деформированных перидотитов шпинель является зональной: до нескольких зон мощностью первые микрометры. А.Д. Харьков и А.А. Вишневский [1989] полагают, что такие изменчивости состава минералов кайм являются отражением смещения равновесия вследствие либо изменения  $P-T$  условий либо, эволюции химизма флюида, воздействовавшего на гранаты. Первое подразумевает, что мантийный метасоматоз *in situ* исключается. В случае мантийного метасоматоза, не связанного с кимберлитовой магмой, неоднородности состава минералов келифитовых кайм должны были бы стереться при мантийных температурах в течение миллионов лет. То есть, минералы келифитовых кайм должны были бы прийти к текстурному и химическому равновесию с породообразующими минералами ксенолитов, что является признаком мантийного метасоматоза *in situ* согласно [Dawson, 1980].

Таким образом, наиболее вероятной моделью образования келифитовых кайм является реакция граната с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом и/или флюидом, связанным с кимберлитовой магмой. Изменчивость состава минералов кайм является отражением как смещения равновесия вследствие изменения  $P-T$  условий, так и эволюции химизма расплава и/или флюида.

К сожалению, в рамках настоящей работы получено недостаточно данных для того, чтобы сделать однозначный вывод о генезисе келифитовых кайм на гранате. Поэтому рассуждения, приведенные в работе, пока являются больше спекулятивными. Проблема генезиса келифитовых кайм требуют последующих исследований.

#### 7.2.6. Реакционные каймы на первичных Fe-Ni-Cu сульфидах

Джерфишерит, окаймляющий первичные Fe-Ni-Cu-сульфиды в крупных интерстиционных сульфидных обособлениях, образовался за счет их замещения в результате реакции с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом. Подробно этот момент будет рассмотрен в разделе 7.3.1.

*Таким образом, комплекс полученных данных свидетельствует о том, что наложенные акцессорные минералы интерстиционных обособлений и микрожил образовались в результате инфильтрации кимберлитового/протокимберлитового расплава. При этом происходила частичная реакция этого расплава с минералами первичного парагенезиса с образованием реакционных кайм вокруг породообразующих минералов и первичных Cu-Fe-Ni-сульфидов. Вероятно, что инфильтрация расплава и его взаимодействие с минералами ксенолитов могут*

*начинаться в мантии при подъеме магмы и продолжаться до поверхности. P-T параметры образования наложенных интерстиционных минералов могут также широко варьировать от высоких мантийных до низких приповерхностных.*

#### *7.2.7. Реконструкция P-T параметров кристаллизации наложенных минералов интерстиционных обособлений и микрожил*

В интерстиционных обособлениях и микрожилах так же, как и в расплавных включениях был диагностирован арагонит, свидетельствующий о высоких давлениях кристаллизации. Признаком высоких давлений кристаллизации ассоциации наложенных акцессорных минералов интерстиционных обособлений и микрожил является также присутствие клинопироксена, который в системах с низкой активностью кремния с понижением давления сменяется монтичеллитом.

Температура кимберлитовой магмы в случае адиабатического подъема выше температуры кристаллизации кальциевого карбоната в карбонатитовом расплаве (Рис. 7.1). То есть, если допустить непрерывный, то есть без остановки на глубине, подъем магмы, то кристаллизация кальциевого карбоната должна происходить во время остывания магмы в приповерхностных условиях, где устойчив кальцит (Рис. 7.7 b). Таким образом, присутствие арагонита в интерстиционных обособлениях и микрожилах в случае непрерывного подъема магмы является парадоксом, что требует объяснения. Если в расплавных включениях кристаллизацию арагонита во время остывания магмы в приповерхностных условиях можно объяснять остаточным давлением внутри включений (см. раздел 7.1.2), то в случае арагонита интерстиционных обособлений и микрожил требуется другое объяснение.

Присутствие арагонита в интерстиционных обособлениях и микрожилах может объясняться его кристаллизацией в промежуточной камере, существование которой предполагается в некоторых работах [например, Franz et al., 1996; Ziberna et al., 2013], во время остановки и остывания магмы на глубине близкой к границе кора-мантия. Рассмотрим вероятность этого сценария. Реакция декарбонатизации должна происходить при давлениях ниже 2 ГПа (Рис. 7.7 a, b), но выше 1 ГПа, о чем свидетельствует присутствие клинопироксена (Рис. 7.7 b). Однако температура, при которой может протекать реакция декарбонатизации ниже температуры магмы в случае безостановочного подъема кимберлитовой магмы. Это предполагает, что кимберлитовая магма должна была остывать для того чтобы пересечь кривую декарбонатизации. Об этом же свидетельствует и поле стабильности флогопита в кимберлитовых и карбонатитовых системах (Рис. 7.7 c). Таким образом, реакция декарбонатизации могла происходить при давлениях между 1 и 2 ГПа во время остывания, что предполагает существование промежуточной камеры вблизи границы кора-мантия, которая может являться

реологической границей, на время препятствующей продвижению кимберлитовой магмы вверх, как предполагается в некоторых работах [например, Franz et al., 1996]. Во время остывания в промежуточной камере происходит кристаллизация арагонита. Однако, линия перехода арагонит-кальцит находится при более высоких давлениях, чем реакция декарбонатизации (Рис. 7.7 b). Значительно понижать давление перехода арагонит-кальцит может примесь стронция [Carlson, 1980] (Рис. 7.7 b), однако измеренные содержания Sr в арагоните из интерстиционных ассоциаций деформированных перидотитах не превышают 1 мол. %.

Недавно, подобная проблема присутствия арагонита в карбонатитовых и карбонатизированных сиенитовых ксенолитах в щелочных базальтах Словакии была описана в работе [Nuráí et al., 2013]. В ксенолитах из Словакии также был диагностирован кальцит, обрастающий арагонит. По совокупности фактов авторы предположили, что арагонит кристаллизовался не в мантии, а в промежуточной камере на границе кора-мантия. Однако, толщина коры 26 км в регионе не достаточна для того чтобы обеспечить литостатическое давление, достаточное для его кристаллизации. Авторы объяснили кристаллизацию арагонита возникновением кратковременного избыточного давления в магматической камере, которое возникает на фронте подъема расплава благодаря поднимающимся и расширяющимся пузырям флюида, возникающим при дегазации богатой летучими щелочной базальтовой магмы. Избыточное давление в верху камеры существует пока магматическая система является закрытой и не разрешится гидравлическим разрывом и извержением магмы. Авторы оценили необходимое избыточное давление, необходимое для кристаллизации арагонита, в 0.6 ГПа, что соответствует ~186 % от литостатического. Согласно этой концепции, арагонит в интерстиционных ассоциациях в ксенолитах деформированных перидотитов должен кристаллизовался при избыточном давлении в 1.2 ГПа. Однако, трудно оценить возможность повышения давления за счет дегазации на 1.2 ГПа. Кроме того, повышение давления будет останавливать дегазацию.

Кристаллизация арагонита интерстиционных обособлений и микрожил, помимо концепции, представленной в предыдущем абзаце, может быть обоснованна в рамках модели подъема магмы за счет гидростатических сил путем гидроразрыва (магморазрыва) вмещающих пород [Жатнуев, 2010]. Главной движущей силой в этой модели является избыточное давление магмы на фронте магматической колонны. Механизм возникновения избыточного давления представлен на Рис. 7.8. Если принять, что очаг заложения кимберлитовой магмы находится на глубине 250 км, то на границе кора-мантия избыточное давление магмы с плотностью  $3.0 \text{ г/см}^3$  будет составлять 0.47 ГПа, а с плотностью  $2.5 \text{ г/см}^3$  – 1.50 ГПа (Рис. 7.8). Для моделирования возможно предположить, что плотность кимберлитовой магмы находится между  $2.5$  и  $3.0 \text{ г/см}^3$ , так как эти величины примерно соответствуют плотности карбонатных [Liu et al., 2007] и карбонатизированных ультраосновных расплавов [Ghosh et al., 2007], соответственно. Таким образом, действительно,

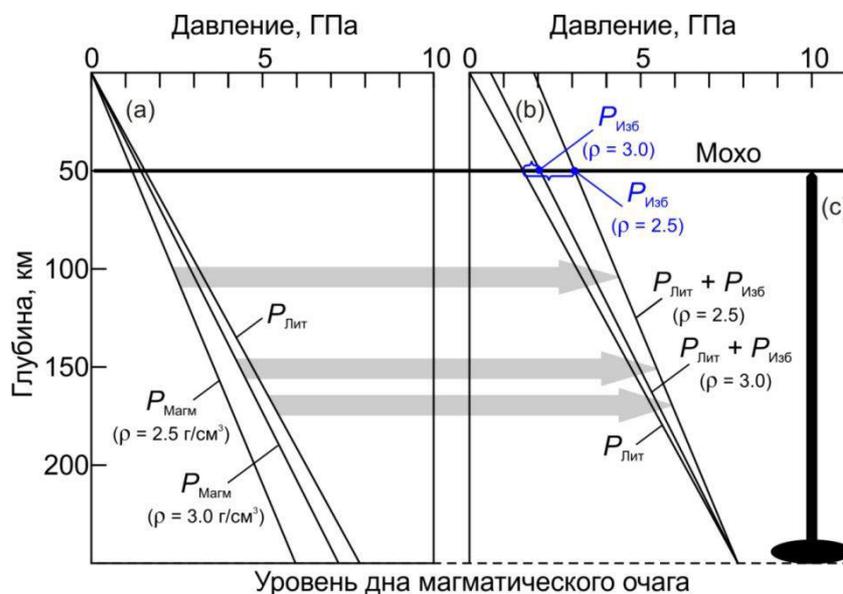


Рисунок 7.8. (а) Литостатическое давление ( $P_{\text{лит}}$ ) и давление магмы ( $P_{\text{магм}}$ ) при высоте колонны от 0 до 250 км и предполагаемых плотностях магмы 2.5 и 3.0 г/см<sup>3</sup> без учета литостатического давления. (б) Давление магмы с плотностью 2.5 и 3.0 г/см<sup>3</sup> ( $P_{\text{лит}} + P_{\text{изб}}$ ) с учетом  $P_{\text{лит}}$ , получаемые путем проекции графиков с рисунка (а) на рисунок (б) (серые стрелки). Синие точки на диаграмме – давление магмы на данном глубинном уровне при соответствующей плотности.  $P_{\text{изб}}$  – избыточные против  $P_{\text{лит}}$  давления магмы на данном глубинном уровне. (с) Модель магматического канала высотой 200 км, в данном случае для кимберлитовой магмы с глубиной очага 250 км и фронтом на границе кора-мантия. Модифицированный рисунок 1 из [Жатнуев, 2010].

кимберлитовая магма в промежуточной камере на границе кора-мантия могла иметь избыточное давление, достаточное для кристаллизации арагонита ( $> 1.2$  ГПа).

Franz et al. [1996] на основании результатов изучения келифитовых кайм в гранатах из деформированных перидотитов предположили, что кимберлитовая магма может иметь промежуточную камеру вблизи границы кора-мантия. О возможной остановке кимберлитовой магмы на глубинах, соответствующих 3 ГПа, также предполагается и в работе [Ziberna et al., 2013]. Об этом также свидетельствует реакция декарбонатизации, задокументированная в исследованных деформированных перидотитах. Предположение о промежуточной камере находит убедительное подтверждение в рамках модели подъема магмы за счет гидростатических сил. На подъем магмы за счет гидроразрыва (магморазрыва) влияет прочность вмещающих пород. При литостатическом режиме твердой мантии, условие для гидроразрыва является следующим:

$$P_{\text{Изб}} > T, \quad [9]$$

где  $P_{\text{Изб}}$  – избыточное давление магмы на фронте магматического канала,  $T$  – предел прочности на разрыв.

Прочность пород литосферной мантии увеличивается с уменьшением глубины и достигает максимальных значений вблизи границы кора-мантия (Рис. 7.9). На Рис. 7.9 графики избыточных давлений магмы совмещены с графиками прочности пород литосферной мантии. Несмотря на высокое избыточное давление на фронте магматической колонны, магма, согласно уравнению [9], должна остановиться на прочностном барьере (синяя точка на Рис. 7.9). Остановка магмы в мантии возможна на уровне  $\sim 70$ -100 км. Согласно Жатнуеву [2010] дальнейшее продвижение магмы к поверхности возможно за счет просачивания и проплавления вышележащих пород, при условии постоянного подпитывания камеры веществом и теплом, пока прочностной барьер не будет прорван и гибридная магма не устремится к поверхности. Кроме того, прочность вышележащих пород должна снижаться за счет повышения их температуры в результате прогрева магмой. Однако в случае кимберлитовой магмы способствовать ее продвижению сквозь прочные породы может еще и увеличение давления магмы за счет уменьшения плотности. Понижение плотности магмы в промежуточной камере возможно за счет свободной фазы  $\text{CO}_2$ , выделяющейся благодаря декарбонатизации при взаимодействии кимберлитового расплава с ксеногенным ортопироксеном согласно реакциям [3, 4].

Таким образом, возможно предположить, что часть минералов нтерстиционных обособлений и микрожил, таких как оливин, флогопит, клинопироксен и арагонит, и минералы реакционных кайм, кристаллизовались в промежуточной камере, а такие минералы, как монтичеллит, тетраферрифлогопит и кальцит в приповерхностных условиях. Арагонит мог кристаллизоваться в нижней части камеры, а декарбонатизация протекать в верхней (Рис. 7.10, 7.12). Franz et al. [1996] считают, что образование келифитовых кайм вокруг граната происходило

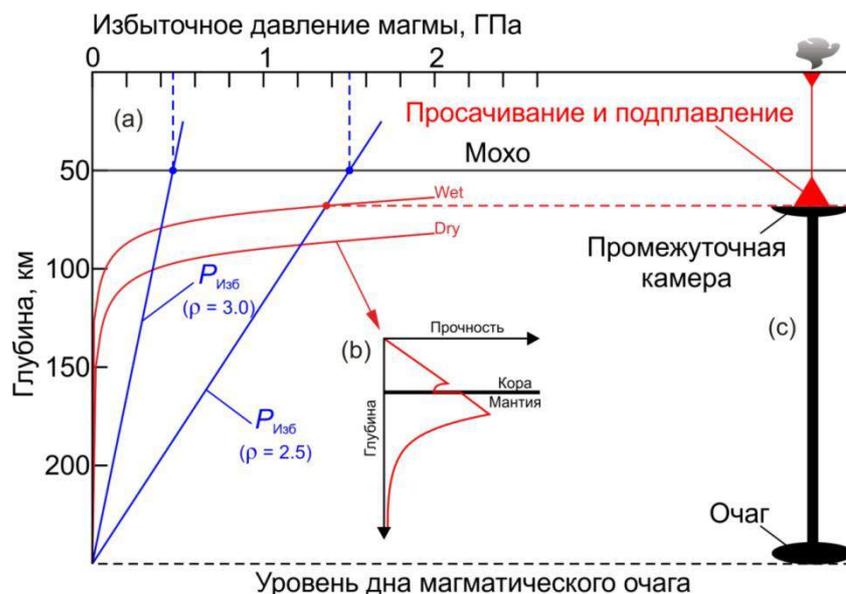


Рисунок 7.9. (а) Диаграмма избыточных давлений в магматической колонне при плотностях магмы 2.5 и 3.0 г/см<sup>3</sup>. Синие точки – давление магмы на уровне границы кора-мантия при соответствующей плотности. Красным схематично показаны диаграммы прочности пород литосферной мантии древних кратонов для сухого (Dry) и мокрого (Wet) перидотита [Michaut et al., 2009]. (б) Схематичная диаграмма изменения прочности пород литосферы древних кратонов с глубиной [например, Michaut et al., 2009]. (в) Модель магматического канала с промежуточной камерой для магмы с плотностью 2.5 г/см<sup>3</sup>. Глубина остановки магмы соответствует пресечению линии избыточного давления с кривой прочности литосферной мантии – красная точка.

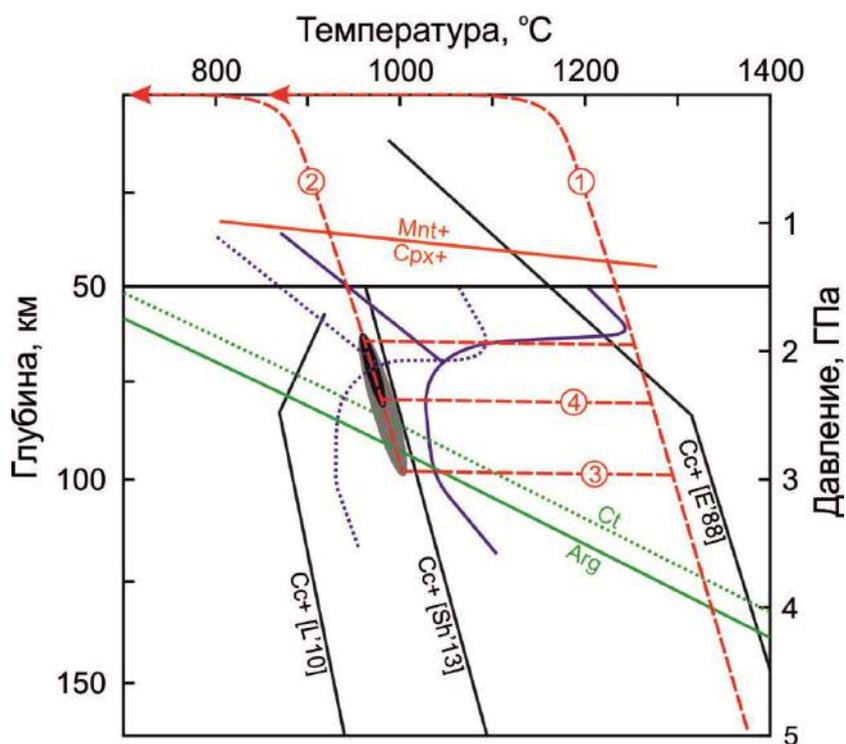


Рисунок 7.10. P-T схема (перерисованный Рис. 7.2.2 b с дополнениями), демонстрирующая возможные P-T профили подъема кимберлитовой магмы при подъеме в случае остановки и остывания вблизи границы кора-мантия (красные штриховые линии 2-4). Серый овал – минимально возможный размер промежуточной камеры, при которой возможно протекание реакций декарбонатизаций вверху камеры и кристаллизация арагонита внизу камеры без учета избыточного давления магмы. Черный овал – минимально возможный размер промежуточной камеры, при которой возможно протекание реакций декарбонатизаций вверху камеры и кристаллизация арагонита внизу камеры с учетом избыточного давления магмы (для плотности магмы  $3.0 \text{ г/см}^3$ ). Красные штриховые линии с цифрами: 1 – P-T профиль магмы при подъеме без остановок (квазиadiaбатическое остывание) [Kavanagh, Sparks, 2009]; 2 – P-T профиль магмы, при котором возможно протекание реакций декарбонатизаций [3, 4]; 3 – P-T профиль магмы, при котором возможна кристаллизация арагонита без учета избыточного давления магмы; 4 – P-T профиль магмы, при котором возможна кристаллизация арагонита с учетом избыточного давления магмы (для плотности магмы  $3.0 \text{ г/см}^3$ ). Синяя сплошная линия обозначает солидус и реакции декарбонатизации в щелочесодержащем перидотите (пиролите)+CO<sub>2</sub> [Falloo, Green, 1989]; синяя пунктирная линия обозначает то же самое только в присутствии воды CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) = 0.8 [Wallace, Green, 1988]; поля соответствуют тем, что на рисунке 7.7 а. Красная сплошная линия – поля стабильности монтичеллита и клинопироксена в системе кимберлита [Edgar et al., 1988]; плюс обозначает появление данной фазы. Зеленая сплошная линия – линия перехода кальцит-арагонит для чистого CaCO<sub>3</sub> [Irving, Wyllie, 1975]; зеленая пунктирная линия – то же для системы, содержащей 10 мол. % SrCO<sub>3</sub> [Carlson, 1980]. Черные линии – ограничивают поле стабильности карбоната кальция (+) в различных по составу системах, моделирующих кимберлит: E'88 – афанитовый кимберлит трубки Wesselton [Edgar et al., 1988]; Sh'13 – неизменный гипабиссальный кимберлит трубки Удачная-Восточная [Шарыгин и др., 2013]; L'10 – неизменный гипабиссальный кимберлит трубки Удачная-Восточная, допированный Cl и водой [Литасов и др., 2010].

в промежуточной камере. Совокупность реакций, описанных в деформированных перидотитах (Рис. 7.7, 7.10) подтверждает этот вывод.

#### *7.2.8. Причина отличия минералогии интерстиционных обособлений и микрожил от минерального состава вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов*

Существуют как сходства, так и отличия в минералогии интерстиционных обособлений и микрожил и минеральном составе расплавных включений. В целом их минералогия подобна (таблица 7.1), что подразумевает их кристаллизацию из близкого по составу кимберлитового/протокимберлитового расплава. Однако, есть и существенное отличие, выраженное в отсутствии щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов среди минералов интерстиционных обособлений и микрожил. Таким образом, необходимо объяснить истощенность натрием и хлором расплавов, из которых кристаллизовались наложенные минералы интерстиционных обособлений и микрожил. Безусловно часть натрия и хлора в интерстиционных обособлениях и микрожилах присутствует в джерфишерите и содалите. Наиболее логичным объяснением отличия в минеральном составе расплавных включений и минералогии интерстиционных обособлений и микрожил то, что состав расплавных включений в оливине наиболее близко отражает состав первоначального кимберлитового/протокимберлитового расплава, проникавшего в перидотиты, а минералы минералогии интерстиционных обособлений и микрожил кристаллизовались из расплава, преобразованного в результате реакций с породообразующими силикатами и первичными Fe-Ni-Cu-сульфидами. В частности, обеднение хлором и натрием могло происходить в результате перераспределения этих компонентов во флюидную фазу, образующуюся при дегазации расплава, проникавшего в перидотиты, в том числе, при его взаимодействии с ортопироксеном по реакциям [3, 4]. Кроме того, возможна и декарбонатизация самого расплава при понижении давления за счет разложения карбонатных компонентов расплава (Рис. 7.5).

Экспериментально показано, что натрий и хлор могут концентрироваться во флюиде при дегазации расплава. Измеренные значения коэффициента распределения хлора между флюидом и расплавом  $D_{Cl}^{fluid/melt}$  для различных систем варьируют от 2 до 250 [Baker, Alletti, 2012]. Кроме того, было показано, что для базальтовых систем хлор влияет на распределения Na, K, Ca и Fe между расплавом и флюидом, увеличивая перераспределение в пользу флюида [Beermann et al., 2006]. Распределение Na между карбонатным расплавом и флюидом было исследовано в работе [Veksler, Keppler, 2000] при  $T = 700-900$  °C и  $P = 0.1-0.2$  GPa. Было показано, что на распределение Na между расплавом и флюидом влияет отношение вода/карбонат в системе, снижение которого способствует перераспределению Na во флюид: так при соотношении вода/карбонат (мас.%) = 1

$D_{\text{Na}}^{\text{fluid/melt}} = 0.4$ , а при вода/карбонат (мас.%) = 0.6  $D_{\text{Na}}^{\text{fluid/melt}} = 0.6$ . Таким образом, отделение флюида обогащенного Na и Cl и одновременная кристаллизация других минералов (например, кальцита, клинопироксена, и флогопита) в интерстициях способствует обеднению расплава этими компонентами. Флюидные углекислотные включения с натритом и хлоридами (?) в ортопироксене, вероятно, являются обогащенным Na и Cl флюидом, отделившимся при декарбонатизации кимберлитового расплава, что подтверждает предложенную модель.

Эта модель также объясняет и низкую плотность углекислоты во вторичных флюидных включениях в породообразующем ортопироксене. Дочерние фазы во флюидных углекислотных включениях в ортопироксене, натрит и хлориды (?), кристаллизовались при снижении температуры уже в приповерхностных условиях. Выпадение высокоплотных кристаллических фаз, натрита ( $\rho = 2.55 \text{ г/см}^3$ ) и хлоридов (например, галита  $\rho = 2.17 \text{ г/см}^3$ ), вызвало снижение плотности изначального флюида, то есть низкая плотность углекислоты не означает низкие давления захвата включений. Флюид при декарбонатизации расплава при взаимодействии с ортопироксеном согласно реакциям [3, 4] был высокоплотный. Давления, при которых происходила, эта реакция в ксенолитах деформированных перидотитов оцениваются в 1-2 ГПа (раздел 7.2.3).

*Итак, отличия минералогии интерстиционных обособлений и микрожил от минерального состава вторичных расплавных включений в оливине ксенолитов объясняется тем, что в первом случае расплав, проникавший в ксенолиты был надежно изолирован минералом-хозяином и находился в закрытой системе, а во втором – в открытой.*

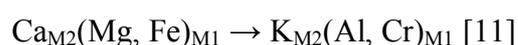
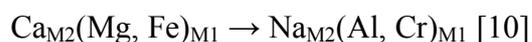
#### 7.2.9. Петрогенетические следствия

Результаты изучения наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная имеют несколько петрогенетических следствий. Во-первых, они дают информацию о составе кимберлитового/протокимберлитового расплава. Во-вторых, они позволяют реконструировать *P-T* путь подъема кимберлитовой магмы.

Результаты изучения расплавных включений в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная показали, что расплав, проникавший в перидотиты имел карбонатитовый состав с низкими содержаниями воды. Результаты исследования наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов подтверждают этот вывод. О карбонатном характере этого расплава свидетельствуют продукты его реакции с ортопироксеном: оливин-клинопироксен-флогопитовые каймы на породообразующем ортопироксене и углекислотные вторичные флюидные включения в ортопироксене – реакции [3, 4]. О низкой

активности SiO<sub>2</sub> в расплаве также свидетельствует смена ассоциации Crx + Ol в интерстиционных обособлениях и микрожил на монтичеллит. Отсутствие воды в гумите и клиногумите в межзерновом пространстве ксенолитов указывает на низкие концентрации воды в расплаве, взаимодействовавшим с перидотитами. Таким образом, кимберлитовый/протокимберлитовый расплав, проникавший в перидотиты, имел карбонатитовый состав с низкими содержаниями воды.

В ксенолитах перидотитов из кимберлитов кратона Слейв поздний клинопироксен, замещающий порообразующий клинопироксен, характеризуется более низкими содержаниями Na, чем порообразующий клинопироксен [Kopylova, Caro, 2004]. На этом основании авторами делается вывод, что кимберлитовый расплав, проникавший в ксенолиты, характеризовался очень низкими содержаниями Na, и таким образом, выносил его из перидотитов [Kopylova, Caro, 2004]. В исследованных перидотитах трубки Удачная-Восточная наблюдается та же тенденция (Рис. 5.19), что и в перидотитах кратона Слейв. Клинопироксен в расплавных включениях в оливине перидотитов также характеризуется низкими концентрациями Na. Однако кимберлитовый/протокимберлитовый расплав, проникавший в ксенолиты, характеризовался высокими концентрациями Na. Если принять, что утверждение в работе [Kopylova, Caro, 2004] верное, то очевиден парадокс. Дело в том, что низкие концентрации Na в клинопироксене не обязательно означают, что и расплав, из которого он кристаллизовался, обеднен натрием. Это связано с тем, что щелочные элементы, такие как K и Na, входят в структуру клинопироксена согласно следующим схемам изоморфизма [Morimoto et al., 1988; Bindi et al., 2002]:



То есть, содержание Na в клинопироксене зависит и от содержания трехвалентных катионов, таких как Al и Cr. В целом, в наложенно клинопироксене как для перидотитов из трубки Удачная-Восточная (Рис. 5.19), так и для перидотитов кратона Слейв [Kopylova, Caro, 2004], наблюдается обеднение Al относительно порообразующего клинопироксена. Действительно, кимберлитовый расплав проникавший в ксенолиты деформированных перидотитов, вероятно характеризовался низкими содержаниями алюминия: из Al-содержащих минералов как в расплавных включениях, так и в интерстиционных обособлениях и микрожилах присутствуют только содалит, шпинель и слюда, причем первые два находятся в незначительных количествах, а последний часто представлен тетраферрифлогопитом. При этом Na-минералы в расплавных включениях в оливине деформированных перидотитов представлены в больших количествах. На диаграмме Na+K - Al+Cr в ф.е. содержания щелочных элементов как в наложенном так и порообразующем клинопироксене коррелирует с содержанием трехвалентных, и общий тренд

эволюции направлен в сторону уменьшения как Na так и Al (Рис. 7.11). Таким образом, вывод, сделанный в работе [Korylova, Caro, 2004] не является верным, а низкие концентрации Na в наложенном клинопироксене, замещающем породообразующий, связаны с низкими концентрациями трехвалентных катионов в кимберлитовом расплаве. Следует отметить, что клинопироксен из расплавных включения богатых Na, имеет практически наименьшие содержания Na, а так же Al (Рис. 7.11).

Л. Франц и др. [Franz et al., 1996] на основании результатов изучения келифитовых кайм, которые широко развиты на гранатах из перидотитов трубки Анис Кубуб в Намибии, предположили, что кимберлитовая магма трубки Анис Кубуб может иметь промежуточную камеру вблизи границы кора-мантия. Авторы оценили длительность такой остановки в 60 ( $\pm$  20 дней). Существование промежуточной камеры, в которой происходило остывание магмы логично объясняет несоответствие прямых низких оценок температуры извержения магмы ( $< 900$  °C) [Nechaev, Khokhryakov, 2013] и высоких оценок ( $>1100$  °C), сделанных на основании предполагаемого одноактного быстрого подъема кимберлитовой магмы [Kavanagh, Sparks, 2009]. Реакции, установленные в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, также подтверждают возможность существования промежуточной камеры вблизи границы (Рис. 7.10). Однако, в другой трубке Намибии, Ханаус, Л. Франц и др. [Franz et al., 1996] установили только тонкие келифитовые каймы на гранатах из перидотитов. Таким образом, авторы предположили, что кимберлитовая магма трубки Ханаус поднималась одноактно без остановки в промежуточной камере. Следовательно, возможно предположить различные сценарии подъема кимберлитовых магм для различных трубок (Рис. 7.12): 1) подъем без остановки; 2) подъем с остановкой в промежуточной камере.

Итак, результаты исследования наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная позволяют сформулировать второе защищаемое положение:

*В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов установлено значительное количество акцессорных минералов ( $\geq 17$  минеральных видов), образование которых является результатом инфильтрации расплава, генетически связанного с кимберлитовым магматизмом. Наложенные акцессорные минералы являются продуктами как реакций этого расплава с первичными минералами ксенолитов, так и непосредственной раскристаллизации расплава, преобразованного в результате реакций.*

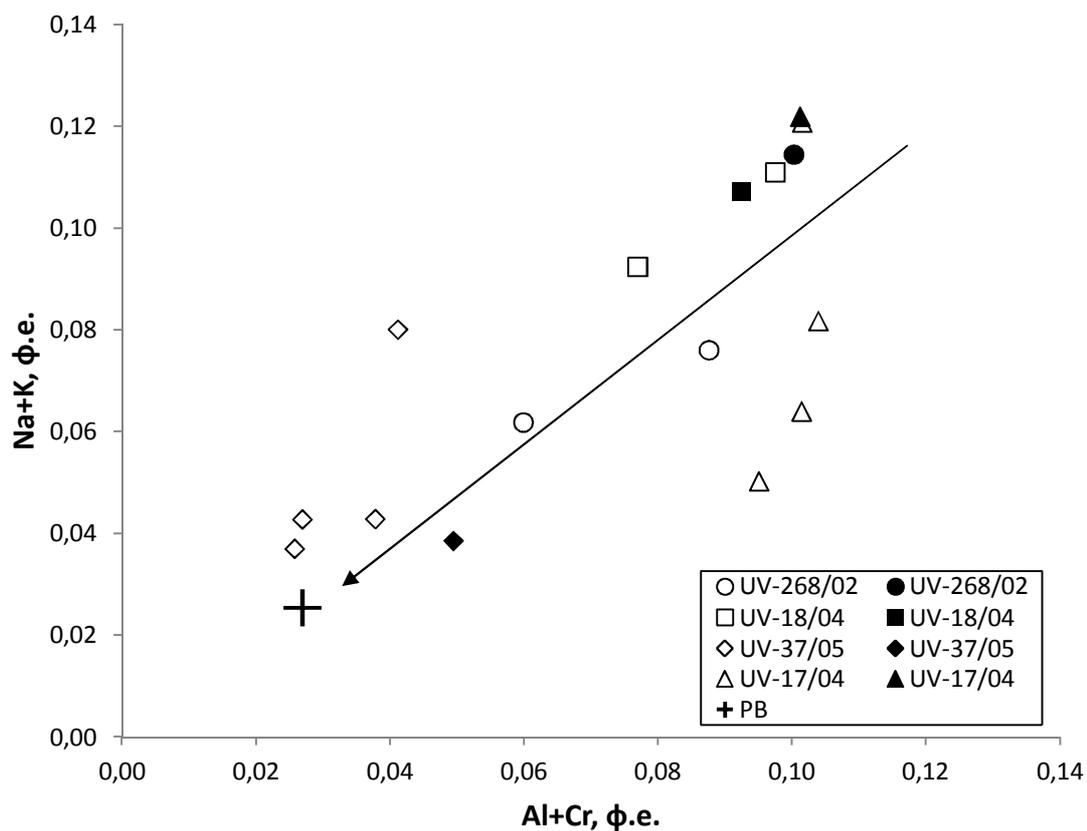


Рисунок 7.11. Вариации состава (в мас. %) клинопироксена  $Sr_{x-3}$  (открытые символы), окаймляющего породообразующий клинопироксен деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная. Залитыми символами обозначен состав породообразующего клинопироксена. Крест - состав клинопироксена из вторичных расплавных включений в оливине исследованных перидотитов.

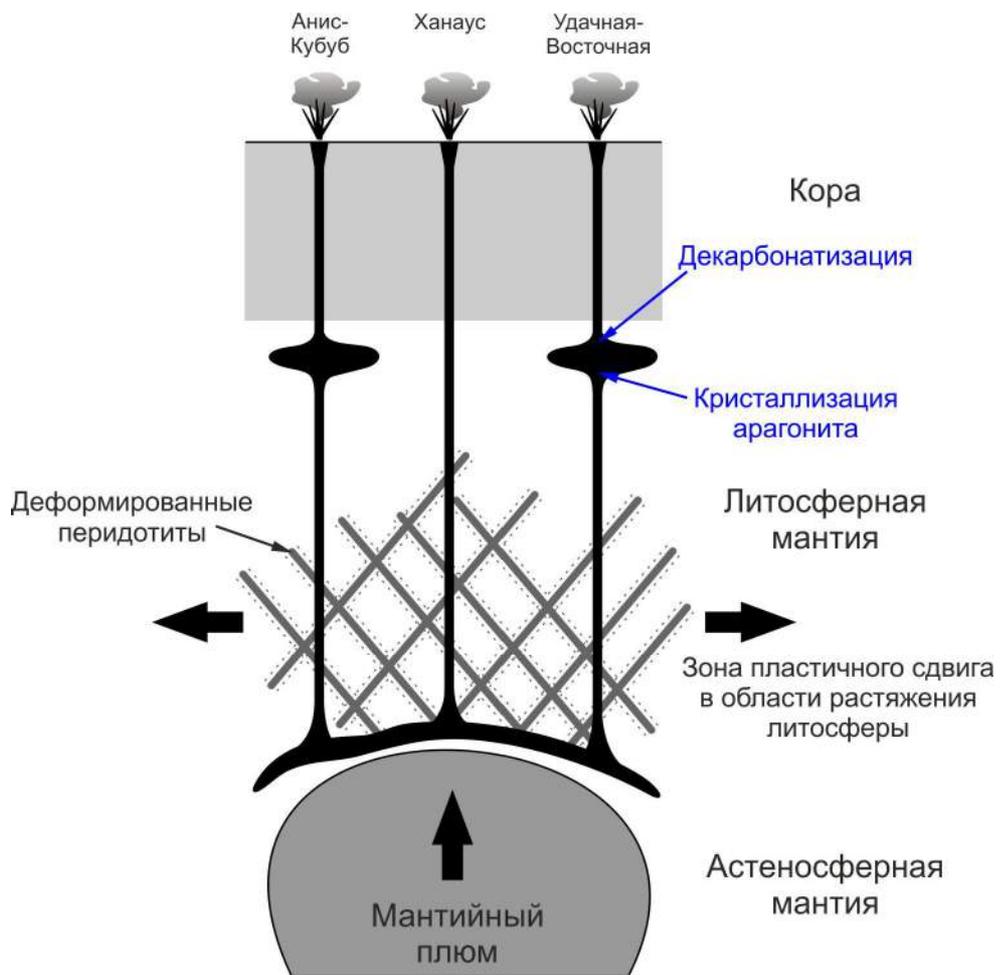


Рисунок 7.12. Тектонические процессы в основании кратонной литосферы и пути подъема кимберлитовых магм для различных трубок (модифицировано из работ [Franz et al., 1996; Франц и др., 1997] (см. текст).

### **7.3. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов: происхождение и петрогенетическое значение**

#### **7.3.1. Происхождение джерфишерита**

Многочисленные исследования мантийных ксенолитов из кимберлитов показали, что джерфишерит – хлорсодержащий калиевый сульфид,  $K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$ , является довольно распространенным среди акцессорных минералов. В мантийных породах джерфишерит формирует каймы вокруг Fe-Ni-Cu-сульфидов в межзерновом пространстве и вокруг сульфидных глобул в породообразующих минералах [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Соловьева и др., 1988; Буланова и др., 1990; Misra et al., 2004; Sharygin et al., 2007]. Кроме того, джерфишерит неоднократно диагностировался в ксенокристаллах/мегакристаллах, где этот минерал был установлен по периферии первичных сульфидных глобул и среди кристаллических фаз в расплавных включениях [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1980; 1990; Гаранин и др., 1984; 1988; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Зедгенизов и др., 1998; Головин и др., 2003; 2007; Logvinova et al., 2008; Kamenetsky et al., 2009c].

В мантийных ксенолитах и ксенокристаллах/мегакристаллах образование джерфишерита в основном связывается с замещением и обрастанием первичных Fe-Ni-Cu-сульфидов в результате воздействия обогащенного K и Cl гипотетического расплава/флюида [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1980; 1990; Гаранин и др., 1988; Соловьева и др., 1988; Sharygin et al., 2007]. Однако состав и источник этого расплава/флюида, а также время и *P-T* параметры его взаимодействия с мантийными породами не определены. С другой стороны, в единичных работах происхождение джерфишерита в мантийных ксенолитах связывается с выносящими их кимберлитовыми расплавами. Присутствие джерфишерита в двух ксенолитах алмазоносных эклогитов из трубки Удачная объясняется метасоматозом, который произошел на глубинах верхней мантии после попадания ксенолитов в кимберлитовый расплав [Misra et al., 2004]. Изучение ксенолита шпинелевого лерцолита из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная показало, что образование джерфишерита в нем связано с инфильтрацией кимберлитового расплава и его реакцией с первичными Fe-Ni-Cu-сульфидами, вероятно, в приповерхностных условиях [Sharygin et al., 2007].

В пользу связи джерфишерита в ксенолитах с кимберлитовыми расплавами свидетельствуют многочисленные находки джерфишерита в основной массе кимберлитов

Канады, России и Финляндии [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Clarke et al., 1994; Chakhmouradian, Mitchell, 2001; Шарыгин и др., 2003; 2011; O'Brien, Tyni, 2005; Sharygin et al., 2007; 2008].

Широкое распространение джерфишерита в мантийных нодулях из кимберлитов различных областей мира (Африки и Восточной Сибири ) (Табл. 7.2) свидетельствует о том, что метасоматические расплавы/флюиды, взаимодействовавшие с мантийными ксенолитами, вероятно, имели близкие составы и характеризовались довольно высокими концентрациями калия и хлора. Необходимо отметить, что анализ литературных данных показывает – джерфишерит встречается только в мантийных минералах и ксенолитах из кимберлитов. Упоминания о находках джерфишерита в мантийных ксенолитах из других магматических пород, например, базальтоидов, отсутствуют. Эти факты не являются случайностью, а также свидетельствуют в пользу связи генезиса джерфишерита в мантийных ксенолитах с кимберлитовым магматизмом.

Таким образом, относительно генезиса джерфишерита в мантийных ксенолитах можно сделать следующие выводы: 1) джерфишерит, по сравнению с породообразующими минералами и Fe-Ni-Cu-сульфидами, является более поздней акцессорной фазой; 2) образование этого сульфида связано с расплавами/флюидами, обогащенными щелочами и хлором.

Представленные в настоящей работе результаты, совместно с полученными ранее данными, показывают, что джерфишерит является типичным акцессорным минералом мантийных ксенолитов из кимберлитов (Табл. 7.2). В ксенолитах деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная джерфишерит является наиболее распространенным сульфидом, присутствующим среди различных акцессорных ассоциаций минералов как внутри породообразующих силикатов нодулей (в составе полисульфидных глобул и в виде кристаллической фазы во вторичных расплавных включениях), так и в межзерновом пространстве мантийных пород. Взаимоотношение джерфишерита и породообразующих минералов деформированных перидотитов указывает на более позднее происхождение этого сульфида, что подтверждается его отсутствием в изолированных полисульфидных глобулах как в порфирокластах, так и в необластах мантийных пород. Вместе с тем, джерфишерит установлен в полисульфидных глобулах, которые пересекаются трещинами, проходящими через весь минерал-хозяин и во вторичных расплавных включениях.

По морфологическим особенностям, пространственному распределению и характеру взаимоотношения с породообразующими и акцессорными минералами ксенолитов было выделено четыре типа джерфишерита: 1) джерфишерит 1-го типа располагается по

периферии полисульфидных глобул в породообразующих минералах (глава 4); 2) джерфишерит 2-го типа формирует каймы вокруг интерстиционных сульфидных обособлений первичных Fe-Ni-Cu сульфидов (раздел 6.1); 3) джерфишерит 3-го типа образует отдельные, размером до 50 мкм, ограненные и полугогранные, реже ксеноморфные зерна в интерстиционных обособлениях и микрожилах (глава 6.1); 4) джерфишерит 4-го типа присутствует в качестве кристаллической фазы во вторичных расплавных включениях в породообразующем оливине ксенолитов (глава 5).

В предыдущих двух разделах (7.1 и 7.2) было показано, что минералы вторичных расплавных включений и интерстиционных обособлений и микрожил являются продуктом раскristализации кимберлитового/протокимберлитового расплава, проникавшего в ксенолиты. Таким образом, джерфишерит в виде отдельных зерен (тип 3 и 4) кристаллизовался непосредственно из кимберлитового/протокимберлитового или гибридного (кимберлитовый/протокимберлитовый расплав + частично растворенные породообразующие силикаты мантийных ксенолитов) расплава. Об этом также свидетельствует идентичность состава 3-го и 4-го типов джерфишерита из ксенолитов составу джерфишерита из основной массы вмещающих кимберлитов (Рис. 7.13). Джерфишерит 1-го типа был диагностирован только в глобулах, которые секутся трещинами. Это свидетельствует о том, что его кристаллизация происходила уже после того, как ксенолиты попали в кимберлитовый расплав: растрескивание породообразующих минералов происходило во время декомпрессии, как это показано в разделе 7.1. Джерфишерит 1-го типа имеет широкие вариации состава и отличается от типов 3 и 4, как повышенными содержаниями Ni, так и Cu. Широкие вариации состава джерфишерита 1-го типа объясняются замещением различных первичных сульфидных минералов: пирротина, пентландита и халькопирита. Наиболее четкая зависимость выражается в изменении содержания Ni. Это, вероятно, связано с преимущественным замещением пентландита джерфишеритом из-за подобия структур этих двух минералов [Evans, Clark, 1981]. Сложно оценить возможные *P-T* параметры образования джерфишерита 1-го типа в ксенолитах деформированных перидотитов в связи со скудностью экспериментальных данных по устойчивости этого минерала. Существуют эксперименты только при атмосферном давлении. Согласно [Clarke, 1979], в системе K-Fe-Ni-S-Cl джерфишерит при атмосферном давлении кристаллизуется в интервале температур 350-650 °C. Однако *P-T* параметры образования джерфишерита можно оценить косвенно. Взаимоотношения минералов указывают на, что в полисульфидных глобулах и в полисульфидных обособлениях в межзерновом пространстве ксенолитов

Таблица 7.2. Распространенность джерфшерита в кимберлитах мира

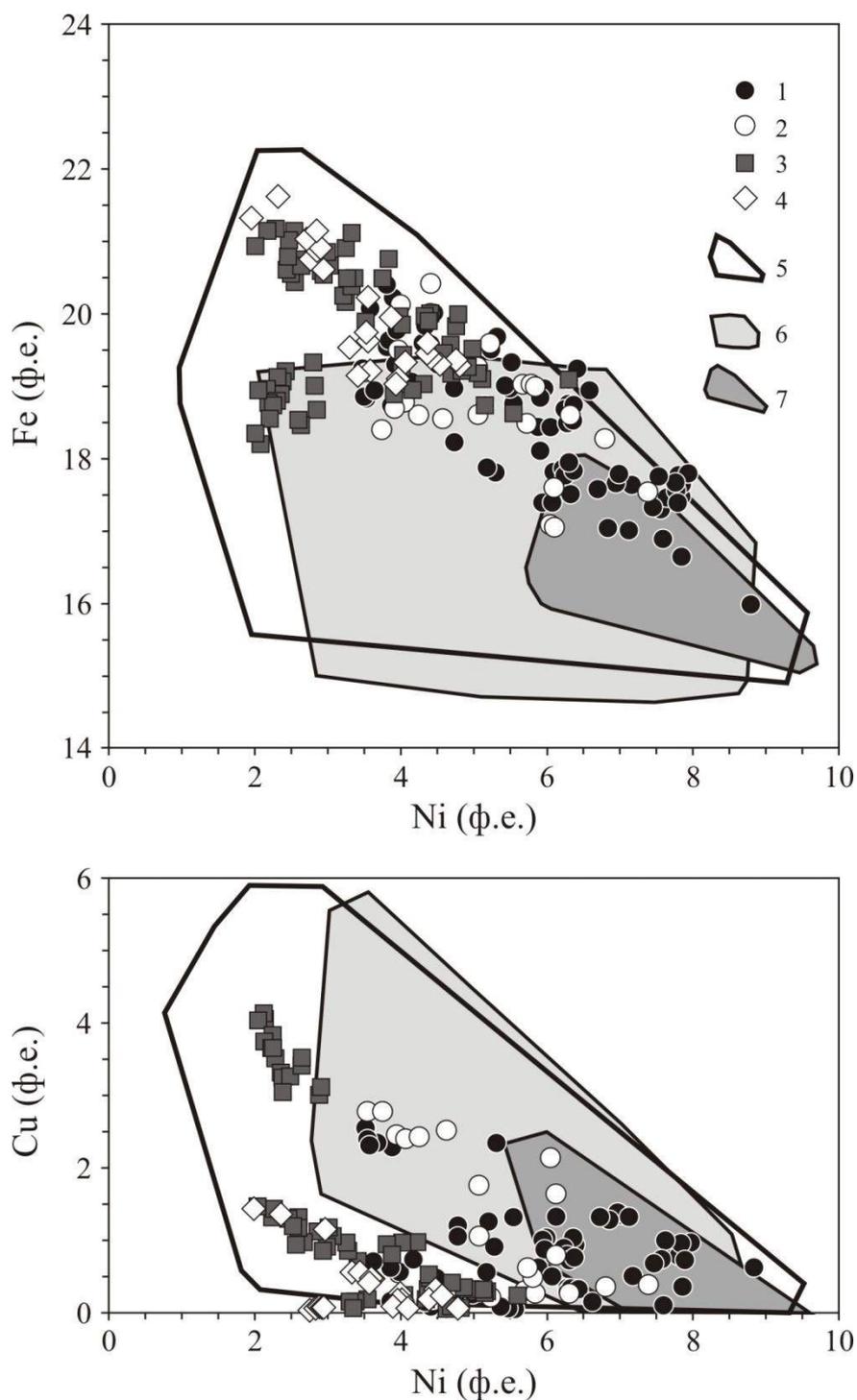
Проявление	Кратон	Поле	Возраст	Порода/Объект	Литературный источник
Трубка Мир	Сибирский (Россия)	Мирнинское	Pz	Включения в алмазе Мантийные ксенолиты Ксенокристы/мегакристы	[Буланова и др., 1980; 1990] [Добровольская и др., 1975; Буланова и др., 1990] [Гаранин и др., 1988]
Трубка Интернациональная	Сибирский	Мирнинское	Pz	Включения в алмазе Основная масса кимберлитов	[Logvinova et al., 2008] [Sharygin et al., 2008]
Трубка Удачная-Восточная	Сибирский	Далдынское	Pz	Включения в алмазе Мантийные ксенолиты Ксенокристы/мегакристы Основная масса кимберлитов Расплавные включения в оливине кимберлита Карбонатно-хлоридные нодулы	[Буланова и др., 1980; 1990; Зедгенизов и др., 1998] См. в примечании под № 1. См. в примечании под № 2. [Шарыгин и др., 2003; Sharygin et al., 2007] См. в примечании под № 3. [Sharygin et al., 2008]
Трубка Трубка Дальняя	Сибирский	Далдынское	Pz	Ксенокристы/мегакристы	[Гаранин и др., 1984]
Комсомольская	Сибирский	Алакит-Мархинское	Pz	Ксенокристы/мегакристы	[Дистлер и др., 1987]
Трубка Комсомольская-Магнитная	Сибирский	Верхнемунское	Pz	Основная масса кимберлитов	[Шарыгин и др., 2012]
Трубка Дружба	Сибирский	Чомурдахское	Pz	Мантийные ксенолиты	[Добровольская и др., 1975]
Трубка Обнаженная	Сибирский	Куойкское	Mz	Мантийные ксенолиты Основная масса кимберлитов	[Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Буланова и др., 1990] [Шарыгин и др., 2011]
Трубка Муза	Сибирский	Куойкское	Mz	Мантийные ксенолиты Основная масса кимберлитов	[Добровольская и др., 1975] [Добровольская и др., 1975]
Трубка Второгодница	Сибирский	Куойкское	Mz	Мантийные ксенолиты Ксенокристы/мегакристы Основная масса кимберлитов	[Добровольская и др., 1975] [Дистлер и др., 1987] [Дистлер и др., 1987; Шарыгин и др., 2011]
Трубка Базовая	Сибирский	Харамайское	Mz	Ксенокристы/мегакристы	[Гаранин и др., 1988]
Трубка Франк Смит	Каапвальский (ЮАР)		Mz	Мантийные ксенолиты	[Clarke et al., 1977; Clarke, 1979]
Трубка Бултфонтейн	Каапвальский		Mz	Расплавные включения в ильмените кимберлита	[Giuliani et al., 2012]
Трубка Элвин Бей	Слейв (Канада)	Сомерсет Айленд	Mz	Основная масса кимберлитов	[Clarke et al., 1994]
Трубки поля Лак де Гра	Слейв	Лак де Гра	Mz-Kz	Основная масса кимберлитов	[Chakhmouradian, Mitchell, 2001]
Трубка 14	Карельский (Финляндия)	Восточно-Финляндская кимберлитовая провинция	Pz	Ксенокристы/мегакристы	[O'Brien, Tyni, 2005]
Дайка Мейджуагаа	Северо-Атлантический (Гренландия)		Pr	Расплавные включения в оливине	[Kamenetsky et al., 2009b; Mernagh et al., 2011]

Примечание к таблице 7.2. Возраст: Pr – протерозой; Pz – палеозой; Mz – мезозой; Kz – кайнозой. Ксенокрист/мегакрист – в данном случае обозначает крупные мономинеральные образования из кимберлитов. Возраст трубки Франк Смит из работы [Field et al., 2008]. Литературные источники: № 1 – [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Соловьева и др., 1988; Буланова и др., 1990; Шарыгин и др., 2003; Misra et al., 2004; Sharygin et al., 2007; Шарыгин и др., 2012]; № 2 – [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Специус и др., 1987; Гаранин и др., 1988; Буланова и др., 1990; Kamenetsky et al., 2009a]; № 3 – [Головин и др., 2003; 2007; Головин, 2004; Шарыгин и др., 2003; Sharygin et al., 2007].

джерфишерит является более поздним минералом относительно первичных Fe-Ni-Cu-сульфидов. Поскольку, содержания халькопирита в полисульфидных ассоциациях незначительны (менее 10 об. %), для оценки температур кристаллизации пентландита и пирротина можно использовать систему Fe-Ni-S, которая хорошо изучена экспериментально при давлениях первые килобары. При низких давлениях пентландит устойчив ниже 650 °С [Kullerud et al., 1969; Raghavan, 2004]. Джерфишерит в полисульфидных глобулах и сульфидных обособлениях в межзерновом пространстве замещает, в первую очередь, пентландит, поэтому в низкобарической области он должен кристаллизоваться при  $T < 650$  °С, что согласуются с экспериментальными данными по устойчивости самого джерфишерита [Clarke, 1979]. Таким образом, экспериментальные данные свидетельствуют о том, что пентландит является низкотемпературной фазой, следовательно и джерфишерит, замещающий его, также является низкотемпературной фазой. На основании проведенного анализа, можно утверждать, что образование джерфишерита 1-го типа происходило во время остывания кимберлитовой магмы и содержащихся в ней ксенолитов, что имело место либо в приповерхностных условиях во время становления кимберлитового тела, либо в промежуточной камере на глубинах более 100-150 км. Поскольку, по морфологии и по составу джерфишерит 2-го типа подобен джерфишериту 1-го типа, то для него, вероятен тот же сценарий. Таким образом, результаты исследования указывают на генетическую связь джерфишерита в ксенолитах с кимберлитовыми расплавами. Кристаллизация джерфишерита в виде отдельных зерен в интерстициях ксенолитов и в расплавных включениях происходила непосредственно из взаимодействовавшего с ксенолитами кимберлитового расплава. Джерфишерит, окаймляющий первичные Fe-Ni-Cu-сульфиды, образовался за счет их замещения в результате реакции с кимберлитовым расплавом. По морфологии и составу джерфишерит в различных мантийных ксенолитах из других трубок мира, как правило, соответствует 1-му и 2-му типам джерфишерита в деформированных перидотитах. В ксенокристаллах (алмазы, в которых диагностирован джерфишерит в составе полисульфидных Fe-Ni-Cu глобул, также являются мегакристаллами) джерфишерит соответствует 1-му типу. Таким образом, по аналогии с джерфишеритом деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, образование джерфишерита в мантийных ксенолитах и ксенокристаллах из других трубок связано с взаимодействием нодулей и кимберлитовых расплавов.

### *7.3.3. Джерфишерит: значение для петрогенезиса кимберлитов*

Главной проблемой петрогенезиса кимберлитов, о чем уже упоминалось в разделе 7.1.3, является определение их первичной минералогии, и, как следствие, истинного состава родительского кимберлитового расплава. Неизменные кимберлиты трубки.



*Рисунок. 7.13.* Вариации состава джерфишерита (в формульных единицах) из ксенолитов деформированных перидотитов. 1 – из полисульфидных глобул в породообразующих минералах (тип 1); 2 – из полисульфидных обособлений в интерстициях (тип 2); 3 – отдельные выделения в интерстициях (тип 3); 4 – из расплавных включений (тип 4); 5 – из основной массы кимберлитов и расплавных включений в оливине кимберлитов трубки Удачная-Восточная [Sharygin et al., 2007; Головин и др., 2007]; 6 – в различных ксенолитах из кимберлитов Сибирской платформы [Добровольская и др., 1975; Гаранин и др., 1984; 1988; Дистлер и др., 1987; Соловьева и др., 1988; Буланова и др., 1990; Misra et al., 2004; Sharygin et al., 2007]; 7 – из сульфидных включений в алмазах Сибирской платформы [Буланова и др., 1980; 1990; Зедгенизов и др., 1998].

Удачная-Восточная представляют собой уникальный объект, позволяющий продвинуться в решении этой проблемы. Эти кимберлиты содержат большое количество щелочных карбонатов и хлоридов в основной массе, характеризуются высокими концентрациями натрия ( $Na > K$ ) и хлора, что позволяет предполагать важность этих компонентов в составе кимберлитового расплава. Однако научным сообществом пока не до конца принимается данное предположение. Помимо того, что многие исследователи предполагают контаминацию соляными отложениями или рассолами кимберлитовых расплавов, существует еще одна причина, по которой это происходит: кимберлиты трубки Удачная-Восточная это единственный пример исключительно свежих кимберлитов с высокими концентрациями натрия и хлора. Причем, натрий преобладает над калием, тогда как в кимберлитах мира концентрации калия намного выше, чем натрия (концентрации Na обычно первые десятые доли процента). В этом разделе будет показано, что изначальное обогащение натрием и хлором родительских расплавов является характерной чертой многих кимберлитов.

В природе существует еще один объект, сопоставимый по уникальности со свежими кимберлитами трубки Удачная-Восточная. Этим объектом является вулкан Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) – единственный активный вулкан, извергающий карбонатитовые лавы, которые возможно изучать *in situ* (Рис. 7.14). Застывшие лавы этого вулкана представляют единственную экзотическую разновидность щелочных карбонатитов (натрокарбонатитов) из 49 известных проявлений вулканических карбонатитов [Dawson, 1962b, a; Dawson et al., 1987; Zaitsev, Keller, 2006; Zaitsev et al., 2008; Зайцев, 2010]. Эти карбонатиты характеризуются высокими содержаниями натрия (до 32 мас. %) и хлора (до 4.5 мас. %). Основными породообразующими минералами пород являются щелочные карбонаты (ньеререит и грегориит) и силвин. Остальные известные вулканические карбонатиты мира представлены кальцитовыми разновидностями (кальциокарбонатиты), обедненными натрием и хлором. Примечательно то, что и соседние с Олдоиньо-Ленгаи палеовулканы и палеолавы самого Олдоиньо-Ленгаи также представлены кальцитовыми разновидностями. Поскольку щелочные карбонаты и хлориды не устойчивы в процессе гидратации, например метеорными водами, J.V. Dawson [1987] предположил, что они вымывались из натрокарбонатитов, оставляя после себя богатый кальцитом остаток. Кальциокарбонатиты, таким образом, могут представлять собой измененные натрокарбонатиты. В отличие от кимберлитов, извержения которых никогда не были задокументированы, Олдоиньо-Ленгаи дает возможность исследовать трансформацию карбонатитов практически *in-situ*. Такое детальное исследование было выполнено А.Н. Зайцевым и его коллегами [Zaitsev, Keller, 2006; Zaitsev et al., 2008; Зайцев, 2010], изучившими более 100 образцов лав Олдоиньо-Ленгаи, извергавшихся на протяжении более 100 лет. Авторами была установлена следующая ключевая цепочка постмагматических минералогических преобразований натрокарбонатитов:

первоначально основной минерал натрокарбонатитов, ньеререит  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ , замещается пирссонитом  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , а затем кальцитом, при этом грегориит и сильвин просто растворяются в воде и выносятся. Таким образом, богатые Na и Cl ньеререит-грегориитовые карбонатиты через пирссонитовые трансформируются в кальцитовые карбонатиты, похожие на другие кальциокарбонатиты мира. Трансформация натрокарбонатитов до кальциокарбонатитов занимает всего несколько лет. Исследователи предположили, что другие кальцитовые карбонатиты могли также быть изначально натрокарбонатитам. Индикатором этого могло бы быть присутствие щелочных карбонатов в виде включений в минералах, не подверженных приповерхностным изменениям. Такие включения были обнаружены в кальциокарбонатитах вулканов Керимаси (Танзания) [Зайцев, 2009], Гендерит (Кения) [Zaitsev et al., 2013] и Вультуре (Италия) [Stoppa et al., 2009]. Итак, извержения щелочно-карбонатитовых лав в досовременную эпоху являлись распространенным явлением, а вулкан Олдоиньо-Ленгаи является не единственным проявлением щелочно-карбонатитового магматизма на Земле.

По аналогии с натрокарбонатитами Олдоиньо-Ленгаи, подобную модель можно предположить и для кимберлитов. Неизменные кимберлиты трубки Удачная-Восточная также являются единственным примером кимберлитов, содержащих большое количество щелочных карбонатов, в то время как практически во всех кимберлитах мира основным карбонатным минералом является кальцит. Однако, кроме трубки Удачная-Восточная щелочные карбонаты были описаны в кимберлитах месторождения Upper Canada Gold Mine (шортит) [Watkinson, Chao, 1973] и трубки Pipe 7 (Индия) (земкорит) [Parthasarathy et al., 2002]. Высокие концентрации щелочей и хлора в кимберлитах трубки Удачная-Восточная находят свое отражение в минералогии основной массы. В настоящий момент в этих породах установлены следующие хлор- и щелочесодержащие минералы: галит, сильвин, содалит  $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}$  (в незначительных количествах), джерфишерит  $\text{K}_6(\text{Fe,Cu,Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$ , шортит  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ , земкорит  $(\text{Na,K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ , афтиталит  $\text{NaK}_3(\text{SO}_4)_2$  (в незначительных количествах), расвумит  $\text{KFe}_2\text{S}_3$  (в незначительных количествах) и флогопит [Головин и др., 2007; Шарыгин и др., 2003, 2007; Kamenetsky et al., 2007; 2008; 2009c; 2012; Sharygin et al., 2007; 2008;]. Все минералы, являющиеся основными концентраторами натрия и хлора в неизменных кимберлитах трубки Удачная-Восточная являются неустойчивыми при постмагматических изменениях (главным образом, гидратации, приводящей к серпентинизации) в приповерхностных условиях. Хлориды и хлорсодержащие щелочные карбонаты являются водорастворимыми минералами, а содалит в приповерхностных условиях обычно разлагается и выщелачивается. Очевидно, что сохранность этих минералов в кимберлитах в приповерхностных условиях в течение десятков и сотен миллионов лет маловероятна. Вместе с тем, главный концентратор калия – флогопит, спорадический минерал кимберлитов, является достаточно устойчивым минералом. Его сохранность, относительно



*Рисунок 7.14.* Извержение натрокарбонатитовой лавы вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Танзания). Фото с интернет-ресурса: [http://www.photovolcanica.com/Pictures\\_V2/Picture\\_v2\\_hp23.html](http://www.photovolcanica.com/Pictures_V2/Picture_v2_hp23.html).

натрий- и хлорсодержащих минералов, таким образом может объяснять преобладание калия над натрием в измененных кимберлитах мира. Другим важным калиевым минералом щелочной сульфатно-хлоридно-карбонатной ассоциации неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная является джерфишерит. Этот минерал может сохраняться в частично измененных породах. Джерфишерит ранее уже был диагностирован в основной массе частично серпентинизированных кимберлитов трубок Сибирского кратона (см. Табл. 7.2) и кратона Слейв (Канада) [Clarke et al., 1994; Chakhmouradian, Mitchell, 2001]. Следовательно, этот хлорсодержащий сульфид может сохраняться в различной степени измененных породах в течение длительного времени. Поскольку образование джерфишерита в ксенолитах/ксенокритах связано с воздействием кимберлитового расплава, следовательно, его присутствие в мантийных ксенолитах является индикатором высоких концентраций хлора в кимберлитовых расплавах, даже если хлорсодержащие минералы в настоящий момент отсутствуют или не определены в кимберлитах, вмещающих эти ксенолиты.

Кроме того, джерфишерит сам по себе является показателем высокой активности хлора в системах, в которых он кристаллизуется. Джерфишерит является обычным позднемагматическим минералом щелочно-ультраосновных и карбонатитовых пород сложных магматических комплексов, где он кристаллизуется из богатых щелочами и хлором остаточных расплавов [Kogarko et al., 1991; Veksler et al., 1998; Панина и др., 2001; Sokolov et al., 2006; Veksler, Lentz, 2006; Sharygin et al., 2007; Sharygin et al., 2008].

Таким образом, присутствие джерфишерита как в основной массе кимберлитов, так и в ксенолитах/ксенокритах в разновозрастных трубках из различных регионов мира (Табл. 7.2, Рис. 7.15, 7.16), вероятно, указывает на то, что в кимберлитах были существенные концентрации хлора и этот элемент являлся важным компонентом значительной части кимберлитовых расплавов, а не только трубки Удачная-Восточная.

Находки щелочных хлоридно-карбонатных расплавных включений в минералах основной массы, таких как оливин, шпинель, и ильменит, из кимберлитов Канады, Гренландии и Южной Африки также свидетельствуют о первоначальном обогащении кимберлитовых расплавов щелочно-хлоридным компонентом (Рис. 7.16) [Kamenetsky et al., 2009b; 2013; Mernagh et al., 2011; Giuliani et al., 2012].

Присутствие индикаторов обогащения щелочами и хлором кимберлитовых расплавов в трубках, для которых исключена ассимиляция соленосными осадочными отложениями и рассолами, могло бы подтвердить мантийное происхождение этих компонентов.

На Сибирской платформе трубки, которые находятся за пределами распространения соленосных отложений и рассолов, и, где был диагностирован джерфишерит, принадлежат

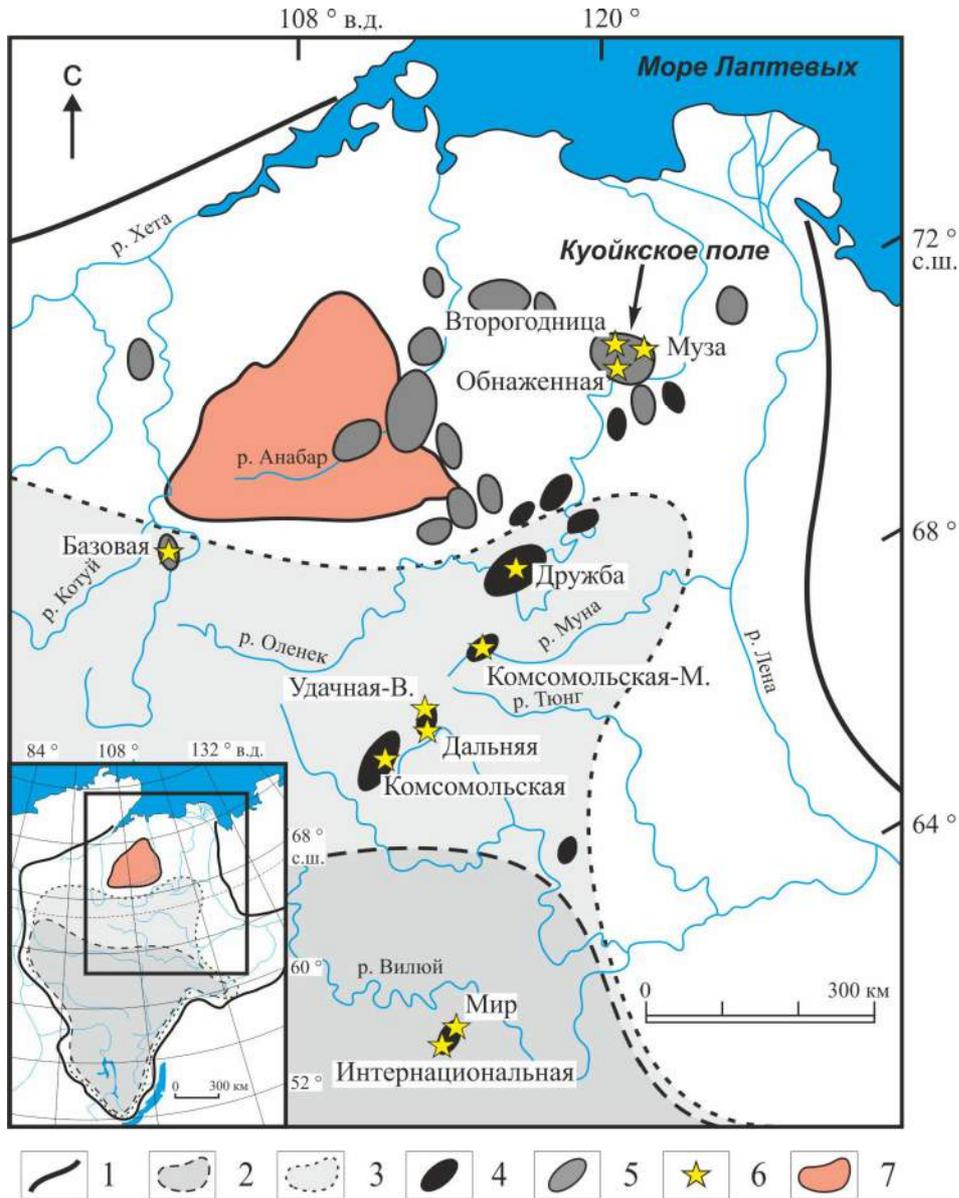


Рисунок. 7.15. Схема расположения кимберлитовых полей Сибирской платформы и контуры распространения соленосных кембрийских отложений и современных рассолов. Условные обозначения: 1 – границы Сибирской Платформы; 2 – область распространения кембрийских соленосных отложений (по [Алексеев и др., 2007; Мельников, 2009]); 3 – область сплошного распространения рассолов (по [Алексеев и др., 2007]); 4 – поля кимберлитов палеозойского возраста; 5 – поля кимберлитов мезозойского возраста; 6 – кимберлитовые трубки, в основной массе кимберлитов и/или мантийных ксенолитах из которых определен джерфишерит (см. Табл. 7.2); 7 – Анабарский щит. Положение и возраст кимберлитовых полей по [Харькив и др., 1998; Griffin et al., 1999; Pokhilenko et al., 1999].

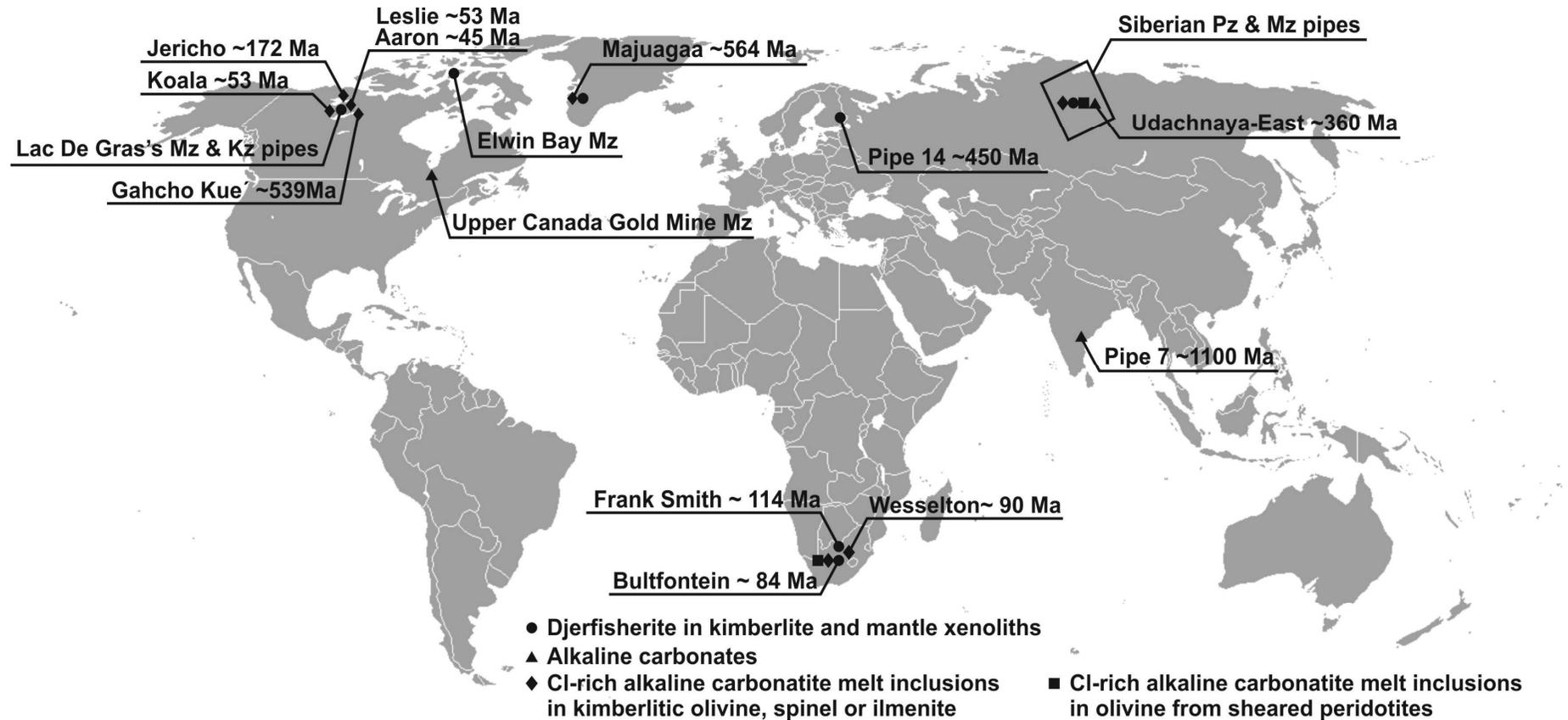


Рисунок 7.16. Схема размещения кимберлитовых трубок мира, где были обнаружены минералы и минеральные ассоциации – индикаторы обогащения кимберлитовых расплавов щелочами и хлором: (●) джерфишерит в основной массе кимберлитов и в мантийных ксенолитах и ксенокристаллах (см. Табл. 7.2); (▲) щелочные карбонаты в самих кимберлитах [Watkinson, Chao, 1973; Parthasarathy et al., 2002]; (◆) расплавные включения, содержащие щелочные карбонаты, сульфаты, хлориды и сульфиды в минералах основной массы кимберлитов [Kamenetsky et al., 2009b; 2013; Mernagh et al., 2011; Giuliani et al., 2012]; (■) расплавные включения, содержащие щелочные карбонаты, сульфаты, хлориды и сульфиды, в оливине из ксенолитов деформированных перидотитов. Размещение кимберлитов с джерфишеритом на Сибирской платформе показано на предыдущем рисунке (Рис. 7.15).

Куойскому полю. Возраст кимберлитов Куойкского поля оценивается как позднеюрский-раннемеловой [Милашев, Шульгина, 1959; Дэвис и др., 1980; Брахфогель, 1984; Кинни и др., 1997]. На уровне современного эрозионного среза кимберлитовые трубки Куойкского поля локализованы в докембрийских и нижнекембрийских породах [Брахфогель, 1984], не содержащих соленосных отложений (рис. 7.15). На момент внедрения кимберлитов рамой также служили породы среднего кембрия, перми, триаса и юры. Об этом свидетельствуют датировки ксеногенного осадочного материала, а также реконструированные эпохи денудации и осадконакопления на Сибирской платформе [Брахфогель, 1984]. В районе Оленекского поднятия и на соседних территориях отсутствуют протерозойские и кембрийские соленосные отложения [Алексеев и др., 2007; Геология Сибирской платформы, 1966], а в пермских и мезозойских толщах соленосные отложения не зафиксированы на всей территории Сибирской платформы [Геология Сибирской платформы, 1966]. Таким образом, для кимберлитов Куойкского поля ассимиляция соленосных отложений кимберлитовыми расплавами исключена. Кроме того, эти трубки находятся за пределами области распространения рассолов, присутствующих в осадочном чехле Сибирской платформы (рис. 7.15).

Джерфишерит в ксенолитах из кимберлитов Куойкского поля описан в работах [Добровольская и др., 1975; Дистлер и др., 1987; Буланова и др., 1990]. Также джерфишерит упоминался как минерал основной массы в трубках Муза [Добровольская и др., 1975] и Второгодница [Дистлер и др., 1987]. Чтобы подтвердить наличие джерфишерита в кимберлитах Куойкского поля, в рамках настоящей диссертационной работы были детально изучены в разной степени измененные образцы кимберлитов из трубок Обнаженная и Второгодница. Проведенные исследования достоверно показали присутствие джерфишерита в качестве минерала основной массы пород этих трубок [Шарыгин и др., 2011]. Таким образом, присутствие джерфишерита в трубках Куойкского поля, для которых ассимиляция соленосных толщ осадочного чехла или взаимодействие с рассолами исключены, свидетельствует о мантийной природе хлора в кимберлитовых расплавах. Следует отметить, что некоторые кимберлиты, в частности Канады и Финляндии [Clarke et al., 1994; Chakhmouradian, Mitchell, 2001; O'Brien, Tyni, 2005], где были обнаружены щелочно-карбонатные включения и джерфишерит, находятся в областях, где осадочный чехол отсутствовал на момент внедрения магмы, что подтверждает сделанный в настоящей работе вывод.

#### *7.4. Влияние наложенных акцессорных минералов на валовые петрохимические и геохимические характеристики ксенолитов*

Валовый редкоэлементный состав ксенолитов перидотитов из кимберлитов используются для реконструкции эволюции вещества субкратонной литосферной мантии (СКЛМ) [Boyd et al., 1997; Kopylova, Russell, 2000; Schmidberger, Francis, 2001; Ionov et al., 2010; Tang et al., 2013]. Считается, что обеднение перидотитов несовместимыми главными элементами, такими как Fe, Al и Ca (так называемыми базальтовыми компонентами), является результатом многократного частичного плавления мантии и экстракции базальтового расплава в архее, то есть перидотиты субкратонной мантии имеют изначально реститовую природу. С другой стороны, многие ксенолиты, в частности, деформированные перидотиты, характеризуются очень высокими концентрациями несовместимых элементов-примесей (например, крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ) и легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ)) относительно примитивной мантии. Это обогащение несовместимыми элементами интерпретируется как результат последующей рефертилизации (возможно, многократной) мантии под воздействием мигрирующих расплавов или флюидов (мантийный метасоматоз).

Исследование несовместимых элементов в валовых пробах и в отдельных минералах ксенолитов перидотитов из кимберлитов показали существование одной проблемы. С.С. Шмидбергер и Д. Фрэнсис в 2001 году опубликовали статью [Schmidberger, Francis, 2001], где на примере как зернистых, так и деформированных перидотитов из кимберлитов Никос (Сомерсет Айленд, Канада), показали, что валовый состав ксенолитов, рассчитанный исходя из составов породообразующих минералов и их модальных количеств, характеризуется дефицитом РЗЭ относительно измеренных валовых концентраций этих элементов. Например, рассчитанные концентрации ЛРЗЭ в 7-100 меньше, чем измеренные. Авторы предположили, что такая разность может объясняться присутствием интерстиционных минералов, которые кристаллизовались из проникавшего кимберлитового расплава [Schmidberger, Francis, 2001]. Таким образом, добавление от 0.4 до 2 мас. % вмещающего кимберлита к рассчитанным валовым концентрациям РЗЭ позволило получить РЗЭ-спектр, идентичный спектру для измеренных валовых концентраций РЗЭ (Рис. 7.17). В качестве вероятного кандидата на роль минерала, влияющего на геохимические характеристики пород, С.С. Шмидбергер и Д. Фрэнсис предложили апатит, который может содержать до нескольких

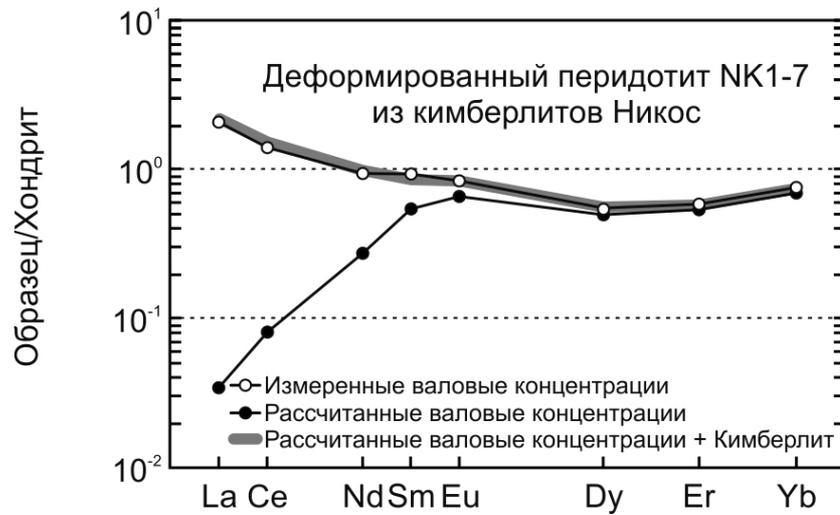


Рисунок 7.17. Иллюстрация эффекта контаминации кимберлитовым расплавом валовой геохимии ксенолитов деформированных перидотитов на примере перидотита NK1-7 из кимберлитов Никос [Schmidberger, Francis, 2001]. Нормированные к хондриту РЗЭ-спектры измеренных валовых содержаний в сравнении с рассчитанными, а также в сравнении со спектром рассчитанных концентраций + кимберлит.

тысяч г/т ЛРЗЭ (например до 3000 г/т Ce) [Schmidberger, Francis, 2001]. Однако, ни апатит, ни другие минералы не были обнаружены в перидотитах из кимберлитов Сомерсет Айленд [Schmidberger, Francis, 2001].

Исследование ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная также показало, что рассчитанные концентрации большинства редких элементов в ксенолитах всегда в разы (РЗЭ) и на порядки (КИЛЭ, ВЗЭ) меньше чем измеренные (Рис. 7.18 а). Это свидетельствует о том, что, помимо породообразующих минералов, значительный вклад в баланс редких элементов вносят наложенные акцессорные минералы. В ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная в настоящей работе были диагностированы наложенные акцессорные минералы, образование которых является результатом инфильтрации расплава, генетически связанного с кимберлитовым магматизмом. Эти наложенные минералы находятся не только в межзерновом пространстве породообразующих минералов, но так же присутствуют в раскристаллизованных расплавных включениях вдоль залеченных трещин в породообразующем оливине.

Добавление 0.6-1.8 мас. % вмещающего кимберлита к рассчитанным валовым концентрациям редких элементов дает спектр распределения редких элементов, идентичный спектру для измеренных валовых концентраций, за исключением Rb, Ba, K и Pb. На рисунке Рис. 7.18 b в качестве примера приведены расчеты для образца UV-24/05. Такая сходимость результатов расчетов с использованием состава неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная свидетельствует о том, что расплав, проникший в ксенолиты, мог являться родственным вмещающим кимберлитам.

Следует обратить внимание, что спектры распределения для валовых концентраций редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная идентичны по форме спектру для вмещающих кимберлитов (Рис. 7.18 c). Это означает, что редкоэлементный состав ксенолитов контролируется наложенными минералами, образование которых является результатом инфильтрации расплавов, генетически связанных с кимберлитами. Главным концентратом РЗЭ ( $\text{La}_2\text{O}_3$  0.7-1.1 мас.%,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  0.9-2.6 мас.%,  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  0.1-0.3 мас.%,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  0.3-0.7 мас.%) и ВЗЭ ( $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0.9-2.6 мас.%,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  до 0.1 мас.%) среди наложенных минералов, диагностированных в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, является перовскит (Рис. 7.18 d). Главным концентратом стронция является карбонат кальция (в арагоните до 5.1 мас. %, в кальците до 0.7 мас.%), K, Rb и Ba – флогопит (до 11.0 мас. % K, до 2.5 мас. % Ba), K и Rb – джерфеширит (до 9.5 мас. % K). Кроме того, свой вклад в

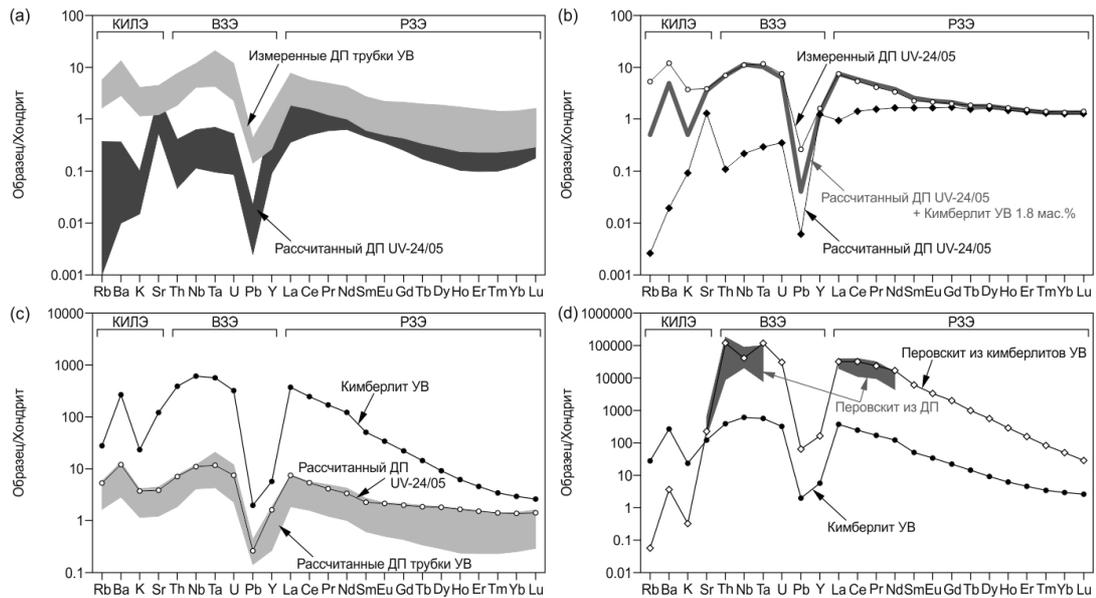


Рисунок 7.18. (а). Спектры распределения редких элементов, нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995]. (а). Сравнение спектров для измеренных (светло-серое поле) и рассчитанных (темно-серое поле) валовых содержаний редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов. (b) Иллюстрация эффекта контаминации кимберлитовым расплавом валового редкоэлементного состава ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная на примере образца UV-24/05 – добавлено 1.8 мас.% кимберлита к рассчитанным валовым содержаниям. Данные для исследованных ксенолитов опубликованы в работе [Agashev et al., 2013]. (с) Сравнение спектров для измеренных валовых концентраций редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов и спектра для вмещающих кимберлитов (средние концентрации) [Kamenetsky et al., 2012]. (d) Сравнение спектров распределения для вмещающего кимберлита [Kamenetsky et al., 2012], перовскита из матрикса кимберлитов (средние концентрации) [Chakmouradian et al., 2013] и перовскита интерстиционных обособлений и микрожил ксенолитов деформированных перидотитов.

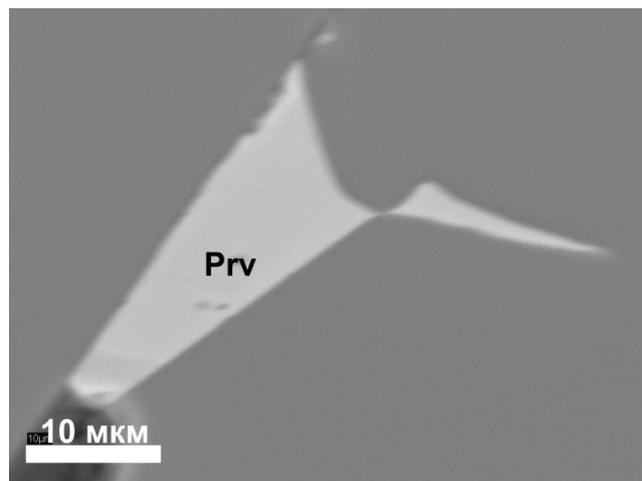


Рисунок 7.19. Перовскит в интерстициях ксенолитов деформированных перидотитов из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная.

баланс редких элементов могут вносить щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды из расплавных включений.

Однако, добавление вмещающего кимберлита не полностью компенсирует дефицит рассчитанных концентраций Rb, Ba, K и Pb в деформированных перидотитах относительно измеренных (Рис. 7.18 b). Эти элементы, могут концентрироваться во флогопите келифитовых кайм на гранатах. Таким образом, образование, по крайней мере, части минералов келифитовых кайм, вероятно, связано с более ранним мантийным метасоматозом, не имеющим отношения к кимберлитовому магматизму.

Обычно предполагается, что кимберлитовые расплавы не контаминируют ксенолиты перидотитов, особенно их центральные части [Kopylova and Russell, 2000; Ionov et al., 2010]. Однако, в настоящей работе было показано, что даже в центральных частях крупных ксенолитов присутствуют интерстиционные скопления наложенных минералов, связанных с кимберлитовым/протокимберлитовым расплавом. Как следует из Рис. 7.18 d, перовскит является главным минералом-концентратором РЗЭ и ВЗЭ в кимберлитах трубки Удачная-Восточная: их содержания в перовските на 1-4 порядка выше, чем в кимберлите. Содержание РЗЭ и ВЗЭ в перовските интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов такое же, как в перовските из кимберлитов (Рис. 7.18 d). Это позволяет заключить, что перовскит в исследованных ксенолитах действительно является основным концентратором РЗЭ и ВЗЭ. Расчеты с использованием среднего состава перовскитов показывают, что добавление всего 30 его зерен размером 30 мкм (примерно таких, как на Рис. 7.19) на 1 см<sup>2</sup> шлифа толщиной 0.03 мм (что соответствует примерно 0.03 мг перовскита на 1 г породы) в несколько раз увеличивает валовые концентрации РЗЭ и ВЗЭ в ксенолитах деформированных перидотитов. Расплав, проникший в ксенолиты, как было показано в главе 5 и разделе 7.1, имели карбонатитовый состав. Поскольку карбонатитовые расплавы обладают низкой вязкостью и высокой смачиваемостью [Hammouda, Laporte, 2000; Shatskiy et al., 2014], их проникновение по межзерновому пространству вероятно даже в центральные части более крупных ксенолитов.

Таким образом, при использовании валовых геохимических характеристик ксенолитов перидотитов для реконструкции процессов преобразования вещества СКЛМ необходимо учитывать высокую вероятность контаминации нодулей кимберлитовым расплавом. Для реконструкции докимберлитовой истории преобразования вещества СКЛМ достоверно могут быть использованы геохимические характеристики породообразующих минералов, как это, например, показано на Рис. 7.20 для граната. Спектры распределения РЗЭ в гранатах и клинопироксенах из деформированных перидотитов свидетельствуют, по крайней мере, о двух метасоматических процессах, приведших к рефertilизации перидотитов в докимберлитовую эпоху [Agashev и др., 2013].

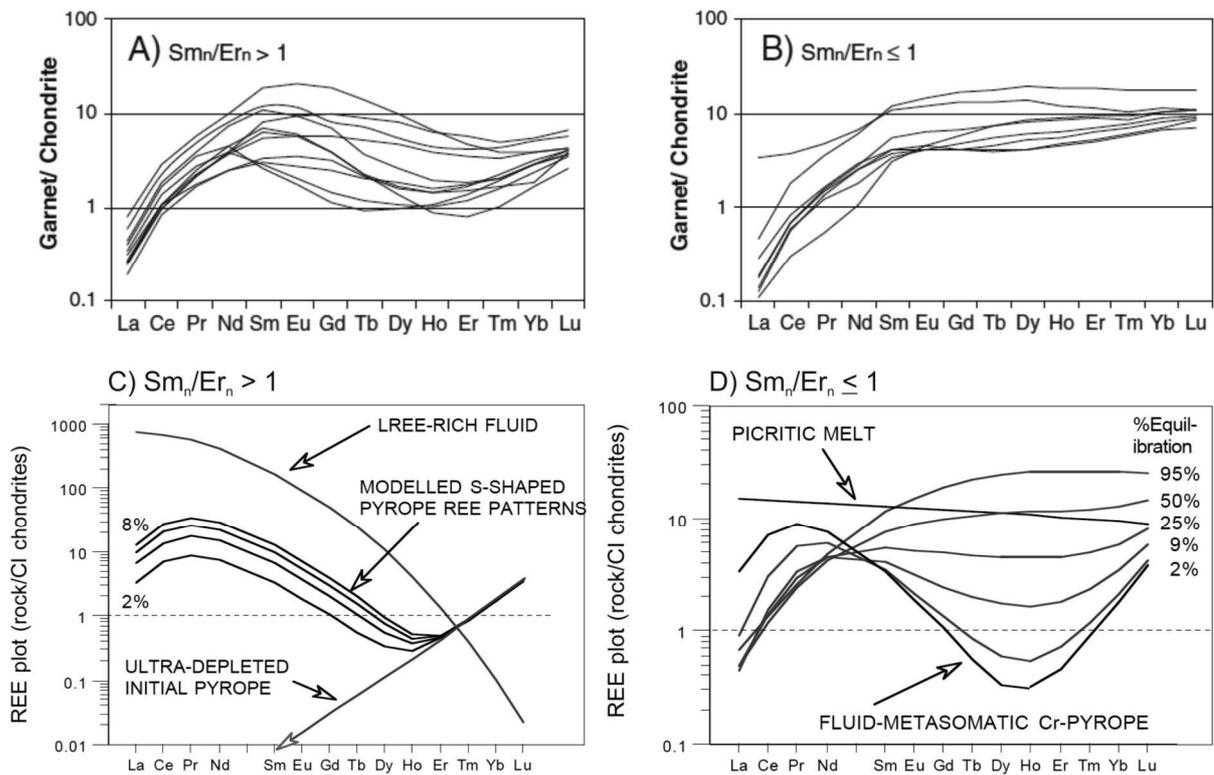


Рисунок 7.20. РЗЭ-спектры граната, нормированные к хондриту [McDonough, Sun, 1995]. (a) Гранаты из деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная с  $Sm_n/Er_n > 1$  (S-образные РЗЭ-спектры) [Agashev et al., 2013]; (b) Гранаты из деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная с  $Sm_n/Er_n \leq 1$  [Agashev et al., 2013]; (c) Смоделированные РЗЭ-спектры граната с  $Sm_n/Er_n > 1$ . S-образные спектры могут быть смоделированы как продукт реакции между исходным деплетированным гранатом и флюидом, обогащенным ЛРЗЭ [Taylor, Richardson, 2000]. Возможно допустить что это первый этап мантийного метасоматоза. (d) РЗЭ-спектр граната с  $Sm_n/Er_n < 1$  могут быть смоделированы как продукт реакции между метасоматизированным гранатом с S-образным спектром и пикритовым расплавом, возможно связанным с плюмом [Taylor, Richardson, 2000]. Второй этап метасоматоза.

Итак, приведенные выше факты позволяют сформулировать третье защищаемое положение:

*Генетически связанные с кимберлитовым магматизмом наложенные акцессорные минералы, такие как перовскит, апатит, слюда, джерфишерит, арагонит и кальцит, являются главными концентраторами редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов. Присутствие этих минералов оказывает существенное влияние на валовые содержания редких элементов в ксенолитах, увеличивая концентрации РЗЭ, Pb и Sr – в разы, а Rb, Ba, K, Th, U, Nb и Ta – на один-два порядка.*

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований автора можно сформулировать следующим образом:

1) Первичный парагенезис ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная представлен порообразующими силикатами (оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом) и акцессорными Fe-Ni-Cu-сульфидами (пирротин, пентландитом и халькопиритом). Оцененные  $P$ - $T$  параметры последнего равновесия ассоциации порообразующих минералов составляют 1150-1400 °C и 6-7.5 ГПа, что соответствует глубинам 180-230 км.

2) В ксенолитах помимо минералов первичного парагенезиса диагностировано значительное количество наложенных акцессорных минералов, представленных 34 минеральными видами, из которых 11 (расвумит, галит, сильвин, афтиталит, беркеит, тихит, ньеререйт, шортит, нортупит, эйтелит и арагонит) впервые установлены в мантийных породах.

3) В порообразующем оливине ксенолитов найдены и изучены раскристаллизованные вторичные расплавные включения, располагающиеся вдоль залеченных трещин. Эти включения состоят из пузырька усадки, тонкораскристаллизованного агрегата и кристаллических фаз. Кристаллические фазы представлены 30 минеральными видами, среди которых присутствуют различные по составу карбонаты, сульфаты, хлориды, сульфиды, фосфаты, оксиды и силикаты. Минимальные  $P$ - $T$  параметры формирования включений оценены в 600 °C и 1.5 ГПа. Минеральный состав включений идентичен минералогии матрикса уникальных по сохранности кимберлитов трубки Удачная-Восточная, что свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и магмой, формировавшей трубку.

4) В межзерновом пространстве порообразующих минералов ксенолитов деформированных перидотитов выделено несколько типов ассоциаций наложенных акцессорных минералов:

- Интерстиционные обособления и микрожилы, состоящие из пирротина, пентландита, джерфшерита, перовскита, зональных шпинелидов (хромит → магнетит), апатита, оливина, монтичеллита, клинопироксена, содалита, гумита, клиногумита, флогопита, тетраферрифлогопита, кальцита и арагонита.
- Реакционные каймы на порообразующем оливине, состоящие из монтичеллита, гумита и клиногумита.
- Реакционные каймы на порообразующем ортопироксене, сложенные клинопироксеном, оливином и флогопитом.
- Реакционные каймы на порообразующем клинопироксене, состоящие из клинопироксена другого состава, в котором присутствуют включения флогопита, хромита и магнетита.

- Каймы джерфишерита вокруг крупных интерстиционных обособлений первичных Fe-Ni-Cu сульфидов.
- Реакционные каймы на гранатах, состоящие из зональных шпинелидов (хромит → алюмошпинель → магнетит), клинопироксена, ортопироксена, флогопита и Na-Al-силиката (содалита или Na-амфибола).

Установлено, что образование наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов является результатом инфильтрации расплава, генетически связанного со среднепалеозойским кимберлитовым магматизмом. Наложённые акцессорные минералы являются продуктами как реакций этого расплава с первичными минералами ксенолитов, так и непосредственной раскristализации расплава, преобразованного в результате реакций. Однако генезис келифитовых кайм на гранатах может быть связан и с более ранним мантийным метасоматозом.

5) В ортопироксене были диагностированы вторичные флюидные включения, состоящие из углекислоты и дочерних кристаллических фаз, представленных натритом и, возможно, хлоридами. Присутствие таких включений свидетельствуют о дегазации расплава, проникавшего в ксенолиты, в результате его реакции с породообразующим ортопироксеном. Подобные реакции были установлены ранее экспериментально для систем карбонатизированного перидотита при давлениях 2-3 ГПа.

6) Установлено, что главными концентраторами редких элементов в изученных ксенолитах являются наложенные акцессорные минералы, генетически связанные со среднепалеозойским кимберлитовым магматизмом, такие как перовскит (PЗЭ, Th, Nb, Ta, U, Pb, Y), апатит (PЗЭ), слюда (K, Rb, Ba, Pb), джерфишерит (K, Rb), арагонит (Sr) и кальцит (Sr). Присутствие этих минералов оказывает существенное влияние на валовые содержания редких элементов в ксенолитах, увеличивая концентрации PЗЭ, Pb и Sr – в разы, а Rb, Ba, K, Th, U, Nb и Ta – на один-два порядка.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) Агашев А. М., Похиленко Н. П., Толстов А. В., Поляничко В. В., Мальковец В. Г., Соболев Н. В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 399. – № 1. – С. 95-99.
- 2) Алексеев С. В., Алексеева Л. П., Борисов В. Н., Шоуакар-Сташ О., Фрейп Ш., Шабо Ф., Кононов А. М. Изотопный состав (Н, О, Сl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 3. – С. 291-304.
- 3) Алмазные месторождения Якутии. / Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.; Под ред. Соболев В. С. – Москва: Госгеолтехиздат, 1959. – 527 с.
- 4) Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-дистеновой породы (гросспидита) из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. – 1960. – № 3. – С. 18-24.
- 5) Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. / Брахфогель Ф. Ф. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. – 126 с.
- 6) Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. / Буланова Г. П., Специус З. В., Лескова Н. В. – Новосибирск: Наука, 1990. – 120 с.
- 7) Буланова Г. П., Шестакова О. Е., Лескова Н. В. Джерфишерит в сульфидных включениях из алмаза // Доклады Академии Наук СССР. – 1980. – Т. 255. – № 2. – С. 430-433.
- 8) Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. / Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. – М.: Наука, 1976. – 284 с.
- 9) Воробьев Ю. К. Группа гумита // Минералы (Справочник). Том 3. Выпуск 1. Силикаты с одиночными и сдвоенными кремнекислородными тетраэдрами / Чухров Ф. В. и др. – Москва: Наука, 1972. – С. 295-324.
- 10) Сульфидные включения в минералах из кимберлитов. Ч. 2. / Гаранин В. К., Крот А. Н., Кудрявцева Г. П. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 176 с.
- 11) Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Перминова М. С. Практические аспекты методики модального анализа на электронно-зондовых приборах для изучения минералов и горных пород // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1981. – Т. 110. – № 5. – С. 613-624.
- 12) Ильменит из кимберлитов. / Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 240 с.
- 13) Головин А. В. Особенности эволюции расплавов при кристаллизации кимберлитов (трубка Удачная-Восточная, Якутия) и базанитов (трубка Беле, Хакасия) по данным изучения расплавных

включений // Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., на правах рукописи. – ИМП СО РАН, Новосибирск, 2004, 240 с., 2004.

14) Головин А. В., Шарыгин В. В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 10. – С. 1043-1060.

15) Головин А. В., Шарыгин В. В., Похиленко Н. П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 2. – С. 178-195.

16) Головин А. В., Шарыгин В. В., Похиленко Н. П., Мальковец В. Г., Колесов Б. А., Соболев Н. В. Вторичные включения расплава в оливине неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная // Доклады Академии Наук. – 2003. – Т. 388. – № 3. – С. 369-372.

17) Готовцев В. В. Геология и структура кимберлитового поля трубки Удачная // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 91-98.

18) Дистлер В. В., Илупин И. П., Лапутина И. П. Глубинные сульфиды кимберлитов и некоторые особенности медно-никелевого рудообразования // Известия Академии Наук СССР. – 1987. – № 4. – С. 78-87.

19) Добрецов Н. Л., Ащепков И. В., Симонов В. А., Жмодик С. М. Взаимодействие пород верхней мантии с глубинными флюидами и расплавами в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. – 1992. – № 5. – С. 3-21.

20) Добровольская М. Г., Цепин А. И., Илупин И. П., Пономаренко А. И. Джерфишерит из кимберлитов Якутии // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. – Л.: Наука, 1975. – С. 3-11.

21) Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные по соотношению изотопов свинца и урана в цирконах // Доклады Академии Наук СССР. – 1980. – Т. 254. – № 1. – С. 175-179.

22) Егоров К. Н., Богданов Г. В. Монтичеллит из кимберлитов Якутии // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1991. – № 2. – С. 78-87.

23) Егоров К. Н., Соловьева Л. В., Симакин С. Г. Мегакристаллический катаклазированный лерцолит из трубки Удачная: минералогия, геохимические особенности, генезис // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 397. – № 1. – С. 88-92.

24) Егоров К. Н., Ущাপовская З. Ф., Кашаев А. А., Богданов Г. В., Сизых Ю. И. Земкорит – новый карбонат из кимберлитов Якутии // Доклады Академии Наук СССР. – 1988. – Т. 301. – № 1. – С. 188-193.

- 25) Ефимова Э. С., Соболев Н. В., Поспелова Л. Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1983. – Т. 112. – № 3. – С. 300-310.
- 26) Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // Доклады Академии Наук. – 2010. – Т. 430. – № 6. – С. 787-791.
- 27) Зайцев А. Н. Ньеререйт из кальцитового карбонатита вулкана Керимаси, северная Танзания // Записки Российского минералогического общества. – 2009. – № 5. – С. 63-77.
- 28) Зайцев А. Н. Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори: Дис. ... д.г.-м.н. Санкт-Петербург, СПбГУ, 2010, 451 с., 2010.
- 29) Зайцев А. Н., Келлер Й., Спратт Д., Джеффрис Т. Е., Шарыгин В. В. Химический состав ньеререйта и грегориита из натрокарбонатов вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания // Записки Российского минералогического общества. – 2008. – Т. 137. – № 4. – С. 101-111.
- 30) Зедгенизов Д. А., Логвинова А. М., Шацкий В. С., Соболев Н. В. Включения в микроалмазах из некоторых кимберлитовых трубок Якутии // Доклады Академии Наук. – 1998. – Т. 359. – № 1. – С. 74-78.
- 31) Кимберлитовая трубка «Удачная». / Зинчук Н. Н., Специус З. В., Зуенко В. В., Зуев В. М. – Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1993. – 147 с.
- 32) Кинни П. Д., Гриффин Б. Д., Хеамен Л. М., Брахфогель Ф. Ф., Специус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 91-99.
- 33) Корнилова В. П., Егоров К. Н., Сафронов А. Ф., Филипов Н. Д., Зайцев А. И. Монтичеллитовый кимберлит из трубки «Удачная-Восточная» и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов // Отечественная геология. – 1998. – Т. № 6. – С. 48-51.
- 34) Корнилова В. П., Никишов К. Н., Филиппов Н. Д., Махотко В. М. Ассоциация монтичеллита и рудных минералов в некоторых кимберлитовых телах Якутии // Доклады Академии Наук СССР. – 1983. – Т. 270. – № 3. – С. 696-700.
- 35) Косяков В. И., Синякова Е. Ф., Шестаков В. А. Зависимость фугитивности серы от состава фазовых ассоциаций системы Fe-FeS-NiS-Ni при 873 К // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 730-740.
- 36) Лазько Е. Е., Серенко В. П. Перидотиты с зональными гранатами из кимберлитов Якутии: свидетельство высокотемпературного глубинного метасоматоза и внутремантийного диапиризма? // Известия Академии Наук СССР. – 1983. – № 12. – С. 41-53.
- 37) Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразования формы полостей вторичных жидких включений // Доклады Академии Наук СССР. – 1951. – Т. 78. – № 4. – С. 685-688.

- 38) Леммлейн Г. Г., Клия М. О. Особенности залечивания трещины в кристалле в режиме снижающейся температуры // Доклады Академии Наук СССР. – 1952. – Т. 87. – № 6. – С. 957-960.
- 39) Литасов К. Д., Симонов В. Ф., Ковязин С. В., Литасов Ю. Д., Шарыгин В. В. Взаимодействие мантийных ксенолитов с глубинными расплавами по данным изучения расплавных включений и интерстиционных стекол в перидотитах из базанитов Витимского вулканического поля // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 436-450.
- 40) Литасов К. Д., Шарыгин И. С., Шацкий А. Ф., Отани Е., Похиленко Н. П. Роль хлоридов в образовании и эволюции кимберлитовой магмы по данным экспериментальных исследований // Доклады Академии Наук. – 2010. – Т. 435. – № 5. – С. 667-672.
- 41) Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. / Маршинцев В. К. – Новосибирск: Наука, 1986. – 239 с.
- 42) Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). / Мельников Н. В. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009.
- 43) Меляховецкий А. А., П. П. Н. Исследование пластического течения в деформированных перидотитах из ксенолитов в кимберлитах трубки "Удачная" в связи с оценкой его физических и геологических условий // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. – С. 98-101.
- 44) Милашев В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы // Доклады Академии Наук СССР. – 1959. – Т. 126. – № 6. – С. 1320-1322.
- 45) Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. / Мокшанцев К. Б., Еловых В. В., Ковальский В. В. – Новосибирск: Наука, 1974. – 97 с.
- 46) Панина Л. И., Моторина И. В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. – 2008. – № 5. – С. 487-504.
- 47) Панина Л. И., Сазонов А. М., Усольцева Л. М. Мелилитовые и монтичеллитсодержащие породы Крестовской интрузии (север Сибирской платформы) и их генезис // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1314-1322.
- 48) Пономаренко А. И., Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Соболев В. С. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки "Удачная", Якутия // Доклады Академии Наук СССР. – 1976. – Т. 226. – № 4. – С. 927-930.
- 49) Похиленко Л. П., Головин А. В., Шарыгин И. С., Похиленко Н. П. Акцессорные минералы мантийных ксенолитов: первые находки К-Fe сульфидов, не содержащих Cl // Доклады Академии Наук. – 2011. – Т. 440. – № 4. – С. 1-6.
- 50) Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Бойд Ф. Р., Пирсон Г. Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия,

геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 1. – С. 71-84.

51) Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Соболев В. С., Лаврентьев Ю. Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Доклады Академии Наук СССР. – 1976. – Т. 231. – № 2. – С. 438-441.

52) Флюидные включения в минералах. / Рёддер Э. – Москва: Мир, 1987. – 560 с.

53) Сафонов О. Г., Перчук Л. Л., Япаскурт В. О., Литвин Ю. А. Несмесимость карбонатно-силикатных и хлоридно-карбонатных расплавов в системе кимберлит- $\text{CaCO}_3$ - $\text{Na}_2\text{CO}_3$ - $\text{KCl}$  при 4.8 ГПа // Доклады Академии Наук. – 2009. – Т. 424. – № 3. – С. 388-392.

54) Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады Академии Наук СССР. – 1969. – Т. 189. – № 1. – С. 162-165.

55) Соболев Н. В., Похиленко Н. П. Ксенолиты катаклазиронных перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского района Якутии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 48-55.

56) Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Ефимова Э. С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 63-80.

57) Соболев Н. В., Харьков А. Д. Глубинные включения в кимберлитах // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 26-47.

58) Соболев Н. В., Харьков А. Д., Похиленко Н. П. Кимберлиты, лапроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и геофизика. – 1986. – Т. 7. – С. 18-27.

59) Соколов С. В., Ярмишко С. А., Чистякова Н. И. Генетическое и геммологическое значение включений в хризолите Ковдорского массива // Геохимия. – 2006. – № 6. – С. 633-642.

60) Соловьева Л. В., Баранкевич В. Г., Завьялова Л. Л., Липская В. И. Метасоматические изменения в магнезиально-железистых эклогитах из трубки «Удачная» // Доклады Академии Наук СССР. – 1988. – Т. 303. – № 6. – С. 1450-1454.

61) Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. / Соловьева Л. В., Егоров К. Н., Маркова М. Е., Харьков А. Д., Пополитов К. Э., Баранкевич В. Г. – Новосибирск: Наука, Сибирская издательская группа, 1994. – 256 с.

62) Соловьева Л. В., Егоров К. Н., Маркова М. Е., Харьков А. Д., Пополитов К. Э., Баранкевич В. Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 172-193.

63) Соловьева Л. В., Ясныгина Т. А., Егоров К. Н. Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная – индикаторы переноса

- флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 12. – С. 1698-1721.
- 64) Специус З. В., Буланова Г. П., Лескова Н. В. Джерфишерит и его генезис в кимберлитовых породах // Доклады Академии Наук СССР. – 1987. – Т. 293. – № 1. – С. 199-202.
- 65) Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. / Специус З. В., Серенко В. П. – М.: Наука, 1990. – 272 с.
- 66) Суворов В. Д., Мельник Е. А., Манаков А. В. Глубинное строение Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным ГСЗ и гравитационного моделирования (Западная Якутия) // Физика Земли. – 2005. – № 5. – С. 35-47.
- 67) Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. / Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. – М.: Наука, 1988. – 288 с.
- 68) Франц Л., Брай Г. П., Окруш М. Смещение минерального равновесия при метасоматозе в мантийных ксенолитах из кимберлитовой провинции Гибсон (Намибия) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 245-259.
- 69) Харьков А. Д., Вишневский А. А. Особенности келифитизации граната из ксенолитов глубинных пород в кимберлитах // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1989. – Т. 118. – № 4. – С. 27-37.
- 70) Коренные месторождения алмазов мира. / Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. – М.: Недра, 1998.
- 71) Петрохимия кимберлитов. / Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н. – М.: Недра, 1991. – 304 с.
- 72) Харьков А. Д., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Крупные ксенолиты катаклазированных лерцолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика. – 1983. – № 1. – С. 74-80.
- 73) Шарыгин В. В., Головин А. В., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Джерфишерит в неизмененных кимберлитах трубки Удачная-Восточная, Якутия // Доклады Академии Наук. – 2003. – Т. 390. – № 2. – С. 242-246.
- 74) Шарыгин В. В., Каменецкий В. С., Каменецкая М. Б., Серёткин Ю. В., Похиленко Н. П. Расвумит трубки Удачная-Восточная, Якутия: первая находка в кимберлитах // Доклады Академии Наук. – 2007. – Т. 415. – № 5. – С. 667-672.
- 75) Шарыгин И. С., Головин А. В., Похиленко Н. П. Джерфишерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // Доклады Академии Наук. – 2011. – Т. 436. – № 6. – С. 820-826.

- 76) Шарыгин И. С., Головин А. В., Похиленко Н. П. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, Якутия: проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 3. – С. 321-340.
- 77) Шарыгин И. С., Литасов К. Д., Шацкий А. Ф., Головин А. В., Отани Е., Похиленко Н. П. Экспериментальное исследование плавления кимберлита трубки Удачная-Восточная при 3–6.5 ГПа и 900–1500 °С // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 448. – № 4. – С. 452-457.
- 78) Шацкий В. С., Бузлукова Л. В., Ягоутц Э., Козьменко О. А., Митюхин С. И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 12. – С. 1273-1289.
- 79) Шимизу Н., Похиленко Н. П., Бойд Ф. Р., Пирсон Г. Д. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 194-205.
- 80) Agashev A. M., Ionov D. A., Pokhilenko N. P., Golovin A. V., Cherepanova Y., Sharygin I. S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. – 2013. – V. 160-161. – P. 201-215.
- 81) Alifirova T. A., Pokhilenko L. N., Ovchinnikov Y. I., Donnelly C. L., Riches A. J. V., Taylor L. A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // International Geology Review. – 2012. – V. 54. – № 9. – P. 1071-1092.
- 82) Anand M., Taylor L. A., Misra K. C., Carlson W. D., Sobolev N. V. Nature of diamonds in Yakutian eclogites: views from eclogite tomography and mineral inclusions in diamonds // Lithos. – 2004. – V. 77. – № 1-4. – P. 333-348.
- 83) Andersen T., Neumann E.-R. Fluid inclusions in mantle xenoliths // Lithos. – 2001. – V. 55. – № 1-4. – P. 301-320.
- 84) Andersen T., O'Reilly S., Griffin W. L. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – V. 88. – № 1-2. – P. 72-85.
- 85) Anthony J. W., Bideaux R. A., Bladh K. W., Nichols M. C. Borates, Carbonates, Sulfates // Handbook of Mineralogy. Vol.5. – Tucson, Arizona: Mineral Data Publishing, 1990.
- 86) Araújo D. P., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. Mantle melts, metasomatism and diamond formation: Insights from melt inclusions in xenoliths from Diavik, Slave Craton // Lithos. – 2009. – V. 112. – P. 675-682.
- 87) Baker D. R., Alletti M. Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models // Earth-Science Reviews. – 2012. – V. 114. – № 3-4. – P. 298-324.

- 88) Bali E., Szabo C., Vaselli O., Torok K. Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary // *Lithos.* – 2002. – V. 61. – № 1-2. – P. 79-102.
- 89) Ballhaus C., Tredoux M., Spath A. Phase relations in the Fe-Ni-Cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex // *Journal of Petrology.* – 2001. – V. 42. – P. 1911-1926.
- 90) Barton J. M., Gerya T. V. Mylonitization and decomposition of garnet: Evidence for rapid deformation and entrainment of mantle garnet-harzburgite by kimberlite magma, K1 Pipe, Venetia Mine, South Africa // *South African Journal of Geology.* – 2003. – V. 106. – № 2-3. – P. 231-246.
- 91) Beard A. D., Downes H., Mason P. R. D., Vetrin V. R. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from spinel lherzolite and wehrlite xenoliths // *Lithos.* – 2007. – V. 94. – № 1-4. – P. 1-24.
- 92) Beermann O., Stelling J., Nowak M., Botcharnikov R. Partitioning of chlorine between H<sub>2</sub>O-bearing fluid and basaltic melt of Mt. Etna // Abstractband “Arbeitskreis nichtkristalline und partiellkristalline Strukturen der DGK“ (XXVII Tagung) –, 2006. –
- 93) Bindi L., Safonov O. G., Litvin Y. A., Perchuk L. L., Menchetti S. Ultrahigh potassium content in the clinopyroxene structure: an X-ray single-crystal study // *European Journal of Mineralogy.* – 2002. – V. 14. – P. 929-934.
- 94) Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting // *Science.* – 2004. – V. 305. – № 5692. – P. 1951-1953.
- 95) Boullier A. M., Nicolas A. Classification of texture and fabric of peridotite xenoliths from South African kimberlites // *Physics and Chemistry of the Earth.* – 1975. – V. 9. – P. 467-476.
- 96) Boyd F. R. A pyroxene geotherm // *Geochimica Et Cosmochimica Acta.* – 1973. – V. 37. – P. 2533-2546.
- 97) Boyd F. R. Siberian geotherm based on lherzolite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, USSR // *Geology.* – 1984. – V. 12. – № 9. – P. 528-530.
- 98) Boyd F. R., Nixon P. H. Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe // *Carnegie Institution Year Book V. 71.* – Washington, 1972. – P. 278-282.
- 99) Boyd F. R., Nixon P. H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // *Physics and Chemistry of the Earth.* – 1975. – V. 9. – P. 432-454.
- 100) Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Mertzman S. A., Sobolev N. V., Finger L. W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1997. – V. 128. – № 2-3. – P. 228-246.

- 101) Brett R. C., Russell J. K., Andrews G. Kimberlite ascent: Chronicles of olivine // Book Kimberlite ascent: Chronicles of olivine / Editor. – Bangalore, India, 2012. – abstract no. 10IKC-163.
- 102) Brett R. C., Russell J. K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 201-212.
- 103) Brey G. P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. – 1990. – V. 31. – № 6. – P. 1353-1378.
- 104) Burke E. A. J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // *Lithos*. – 2001. – V. 55. – № 1-4. – P. 139-158.
- 105) Buzgar N., Apopei A. I. The Raman study on certain carbonates // *Analele Stiintifice ale Universitatii “Al. I. Cuza” din Iasi*. – 2009. – V. 55. – № 2. – P. 97-112.
- 106) Carlson W. D. The calcite-aragonite equilibrium: effects of Sr substitution and anion orientational disorder // *American Mineralogist*. – 1980. – V. 65. – P. 1252-1262.
- 107) Caro G., Kopylova M. G., Creaser R. A. The hypabyssal 5034 kimberlite of the Gahcho Kue cluster, southeastern Slave craton, Northwest Territories, Canada: A granite-contaminated Group-I kimberlite // *Canadian Mineralogist*. – 2004. – V. 42. – P. 183-207.
- 108) Chakhmouradian A. R., Mitchell R. H. Three compositional varieties of perovskite from kimberlites of the Lac de Gras field (Northwest Territories, Canada) // *Mineralogical Magazine*. – 2001. – V. 65. – № 1. – P. 133-148.
- 109) Chakhmouradian A. R., Reguir E. P., Kamenetsky V. S., Sharygin V. V., Golovin A. V. Trace-element partitioning in perovskite: Implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks // *Chemical Geology*. – 2013. – V. 353. – № 0. – P. 112-131.
- 110) Clarke D. B. Synthesis of nickeloan djerfisherites and the origin of potassic sulphides at the Frank Smith mine // *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. Second Int. Kimberlite Conf. / Boyd F. R., Meyer H. O. A.* – Washington D.C.: AGU, 1979. – P. 300-308.
- 111) Clarke D. B., Mitchell R. H., Chapman C. A. T., Mackay R. M. Occurrence and origin of djerfisherite from the Elwin Bay kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories // *Canadian Mineralogist*. – 1994. – V. 32. – № 4. – P. 815-823.
- 112) Clarke D. B., Pe G. G., Mackay R. M., Gill K. R., O'Hara M. J., Gard J. A. A new potassium-iron-nickel sulfide from a nodule in kimberlite // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1977. – V. 1977. – № 35. – P. 421-428.
- 113) Dawson J. B. The geology of Oldoinyo Lengai // *Bulletin of Volcanology*. – 1962a. – V. 24. – P. 349-387.
- 114) Dawson J. B. Sodium carbonatite lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika // *Nature*. – 1962b. – V. 195. – P. 1075-1076.

- 115) Kimberlites and Their Xenoliths. / Dawson J. B. – Berlin: Springer-Verlag, 1980.
- 116) Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites, II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships / Kornprobst J. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 289-294.
- 117) Dawson J. B., Garson M. S., Roberts B. Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania - Inferences for calcite carbonatite lavas // *Geology*. – 1987. – V. 15. – № 8. – P. 765-768.
- 118) Doucet L. S., Ionov D. A., Golovin A. V., Pokhilenko N. P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2012. – V. 359-360. – P. 206-218.
- 119) Drury M. R., Van Roermund H. L. M. Fluid assisted recrystallization in upper mantle peridotite xenoliths from kimberlites // *Journal of Petrology*. – 1989. – V. 30. – P. 133-152.
- 120) Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1981. – V. 25. – P. 297-356.
- 121) Edgar A. D., Arima M., Baldwin D. K., Bell D. R., Shee S. R., Skinner E. M. W., Walker E. C. High-pressure–high-temperature melting experiments on a SiO<sub>2</sub>-poor aphanitic kimberlite from the Wesselton mine, Kimberley, South Africa // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – № 5-6. – P. 524-533.
- 122) Egglar D. H. The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system // *American Journal of Science*. – 1978. – V. 278. – № 3. – P. 305-343.
- 123) Egglar D. H. Kimberlites: how do they form? // *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference 1988*. – P. 489-504.
- 124) Ehrenberg S. N. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field // *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference / Boyd F. R., Meyer H. O. A.* – Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1979. – P. 330-344.
- 125) Evans H. T., Clark J. R. The crystal structure of bartonite, a potassium iron sulfide, and its relationship to pentlandite and djerfisherite // *American Mineralogist*. – 1981. – V. 66. – P. 376-384.
- 126) Falloon T. J., Green D. H. The solidus of carbonated, fertile peridotite // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1989. – V. 94. – № 3-4. – P. 364-370.
- 127) Fedortchouk Y., Canil D. Intensive variables in kimberlite magmas, Lac de Gras, Canada and implications for diamond survival // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – № 9. – P. 1725-1745.
- 128) Field M., Stiefenhofer J., Robey J., Kurszlaukis S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – V. 34. – № 1-2. – P. 33-75.

- 129) Finnerty A. A., Boyd F. R. Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. // *Mantle Xenoliths* / Nixon P. H. – Chichester: John Wiley & Sons, 1987. – P. 381-402.
- 130) Franz L., Brey G. P., Okrusch M. Reequilibration of ultramafic xenoliths from Namibia by metasomatic processes at the mantle boundary // *Journal of Geology*. – 1996. – V. 104. – № 5. – P. 599-615.
- 131) Frezzotti M.-L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // *Lithos*. – 2001. – V. 55. – № 1-4. – P. 273-299.
- 132) Frezzotti M.-L., Touret J. L. R., Lustenhouwer W. J., Neumann E.-R. Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary Islands: Tracking the mantle metasomatic fluids // *European Journal of Mineralogy*. – 1994. – V. 6. – № 6. – P. 805-817.
- 133) Ghosh S., Ohtani E., Litasov K., Suzuki A., Sakamaki T. Stability of carbonated magmas at the base of the Earth's upper mantle // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – V. 34. – P. L22312 (1-5).
- 134) Giuliani A., Kamenetsky V. S., Phillips D., Kendrick M. A., Wyatt B. A., Goemann K. Nature of alkali-carbonate fluids in the sub-continental lithospheric mantle // *Geology*. – 2012. – V. 40. – № 11. – P. 967-970.
- 135) Goetze C. Sheared lherzolites: From the point of view of rock mechanics // *Geology*. – 1975. – V. 3. – P. 172-173.
- 136) Goldsmith J. R. Thermal stability of dolomite at high temperatures and pressures // *Journal of Geophysical Research*. – 1980. – V. 85. – P. 6949-6954.
- 137) Goldsmith J. R., Heard H. C. Subsidiary phase relations in the system  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$  // *Journal of Geology*. – 1961. – V. 69. – P. 45-74.
- 138) Green D. H., Gueguen Y. Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle // *Nature*. – 1974. – V. 249. – P. 617-620.
- 139) Green H. W., Gueguen Y. Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite: A case history documented by fluid and solid precipitates in olivine // *Tectonophysics*. – 1983. – V. 92. – № 1-3. – P. 71-92.
- 140) Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. – 1999. – V. 310. – № 1-4. – P. 1-35.
- 141) Haggerty S. E., Sautter V. Ultradeep (Greater Than 300 Kilometers), Ultramafic Upper Mantle Xenoliths // *Science*. – 1990. – V. 248. – № 4958. – P. 993-996.
- 142) Hammouda T., Laporte D. Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts // *Geology*. – 2000. – V. 28. – № 3. – P. 283-285.

- 143) Harte B. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths // *Journal of Geology*. – 1977. – V. 85. – P. 279-288
- 144) Harte B. Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample // *Continental Basalts and Their Xenoliths* / Hawkesworth C. J., Norry, M. J. – Nantwich: Shiva, 1983. – P. 49-61.
- 145) Hurai V., Huraiová M., Milovský R., Luptáková J., Konečný P. High-pressure aragonite phenocrysts in carbonatite and carbonated syenite xenoliths within an alkali basalt // *American Mineralogist*. – 2013. – V. 98. – № 5-6. – P. 1074-1077.
- 146) Ionov D. A., Doucet L. S., Ashchepkov I. V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 51. – № 11. – P. 2177-2210.
- 147) Ionov D. A., Prikhodko V. S., Bodinier J. L., Sobolev A. V., Weis D. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 149. – № 6. – P. 647-665.
- 148) Irving A. J., Wyllie P. J. Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and the join  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$  to 36 kbar // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1975. – V. 39. – P. 35-53.
- 149) Jambor L. J., Grew E. S. New mineral names // *American Mineralogist*. – 1990. – V. 75. – P. 931-937.
- 150) Jones A. P., Genge M., Carmody L. Carbonate melts and carbonatites // *Carbon in Earth* / Hazen R. M. et al., 2013. – P. 289-322.
- 151) Kamenetsky M. New identity of the kimberlite melt: Constraints from unaltered diamondiferous Udachnaya-East pipe kimberlite, Siberia, Russia. Ph.D. Thesis.: University of Tasmania. – Australia, 2005.
- 152) Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Kamenetsky V. S., Maas R., Danyushevsky L. V., Thomas R., Pokhilenko N. P., Sobolev N. V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*. – 2004. – V. 32. – № 10. – P. 845-848.
- 153) Kamenetsky V. S., Grütter H., Kamenetsky M. B., Gömann K. Parental carbonatitic melt of the Koala kimberlite (Canada): Constraints from melt inclusions in olivine and Cr-spinel, and groundmass carbonate // *Chemical Geology*. – 2013. – V. 353. – P. 96-111.
- 154) Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Golovin A. V., Sharygin V. V., Maas R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. – 2012. – V. 152. – P. 173-186.
- 155) Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sharygin V. V., Golovin A. V. Carbonate-chloride enrichment in fresh kimberlites of the Udachnaya-East pipe, Siberia: A clue to physical properties of kimberlite magmas? // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – V. 34. – № 9. – P. L09316 <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029389>.

- 156) Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Golovin A. V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V. V., Kuzmin D. V. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): Types, compositions and origins // *Journal of Petrology*. – 2008. – V. 49. – № 4. – P. 823-839.
- 157) Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Golovin A. V., Sharygin V. V., Pokhilenko N. P., Sobolev N. V. Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? // *Lithos*. – 2009a. – V. 112. – P. 213-222.
- 158) Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T. F. D., Mernagh T. P. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. – 2009b. – V. 112. – P. 334-346.
- 159) Kamenetsky V. S., Maas R., Kamenetsky M. B., Paton C., Phillips D., Golovin A. V., Gornova M. A. Chlorine from the mantle: Magmatic halides in the Udachnaya-East kimberlite, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009c. – V. 285. – № 1-2. – P. 96-104.
- 160) Kaminsky F. Mineralogy of the lower mantle: A review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond // *Earth-Science Reviews*. – 2012. – V. 110. – № 1-4. – P. 127-147.
- 161) Kaminsky F., Wirth R. New minerals in the primary, deep-seated carbonatitic association // *Mineralogical Magazine*. – 2013. – V. 77. – № 5. – P. 1424.
- 162) Kaminsky F., Wirth R., Matsyuk S., Schreiber A., Thomas R. Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas // *Mineralogical Magazine*. – 2009. – V. 73. – № 5. – P. 797-816.
- 163) Kampata D. M., Nixon P. H., Salemink J., Demaiffe D. Monticellite in the Gwena kimberlite (Shaba, Zaire): Evidence of late-magmatic crystallization // *Mineralogical Magazine*. – 1994. – V. 58. – № 392. – P. 496-500.
- 164) Katayama I., Michibayashi K., Terao R., Ando J. I., Komiya T. Water content of the mantle xenoliths from Kimberley and implications for explaining textural variations in cratonic roots // *Geological Journal*. – 2011. – V. 46. – № 2-3. – P. 173-182.
- 165) Kavanagh J. L., Sparks R. S. J. Temperature changes in ascending kimberlite magma // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – V. 286. – № 3-4. – P. 404-413.
- 166) Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *Journal of Geophysical Research*. – 1976. – V. 81. – P. 2467-2470.
- 167) Kennedy L. A., Russell J. K., Kopylova M. G. Mantle shear zones revisited: The connection between the cratons and mantle dynamics // *Geology*. – 2002. – V. 30. – № 5. – P. 419-422.
- 168) Kinny P. D., Griffin B. J., Heaman L. M., Brakhfogel F. F., Spetsius Z. V. SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // *Geologiya i Geofizika*. – 1997. – V. 38. – № 1. – P. 91-99.

- 169) Kjarsgaard B. A., Pearson D. G., Tappe S., Nowell G. M., Dowall D. P. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: Comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 236-248.
- 170) Klein-BenDavid O., Logvinova A. M., Schrauder M., Spetius Z. V., Weiss Y., Hauri E. H., Kaminsky F. V., Sobolev N. V., Navon O. High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds – a new type of diamond-forming fluid // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 648-659.
- 171) Klein-BenDavid O., Pearson D. G., Nowell G. M., Ottley C., McNeill J. C. R., Logvinova A., Sobolev N. V. The sources and time-integrated evolution of diamond-forming fluids - Trace elements and isotopic evidence // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 125. – P. 146-169.
- 172) Klügel A. Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 131. – № 2-3. – P. 237-257.
- 173) Kogarko L. N., Plant D. A., Henderson C. M. B., Kjarsgaard B. A. Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1991. – V. 109. – № 1. – P. 124-129.
- 174) Kohlstedt D. L., Holtzman B. K. Shearing melt out of the Earth: An experimentalist's perspective on the influence of deformation on melt extraction // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2009. – V. 37. – P. 561-593.
- 175) Kopylova M. G., Caro G. Mantle xenoliths from the Southeastern Slave craton: Evidence for chemical zonation in a thick, cold lithosphere // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – № 5. – P. 1045-1067.
- 176) Kopylova M. G., Kostrovitsky S. I., Egorov K. N. Salts in southern Yakutian kimberlites and the problem of primary alkali kimberlite melts // *Earth-Science Reviews*. – 2013. – V. 119. – P. 1-16.
- 177) Kopylova M. G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2007. – V. 71. – № 14. – P. 3616-3629.
- 178) Kopylova M. G., Russell J. K. Chemical stratification of cratonic lithosphere: constraints from the Northern Slave craton, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 181. – № 1-2. – P. 71-87.
- 179) Korsakov A. V., De Gussem K., Zhukov V. P., Perraki M., Vandenabeele P., Golovin A. V. Aragonite-calcite-dolomite relationships in UHPM polycrystalline carbonate inclusions from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *European Journal of Mineralogy*. – 2009a. – V. 21. – № 6. – P. 1301-1311.
- 180) Korsakov A. V., Golovin A. V., De Gussem K., Sharygin I. S., Vandenabeele P. First finding of burkeite in melt inclusions in olivine from sheared lherzolite xenoliths // *Spectrochimica Acta Part a-Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. – 2009b. – V. 73. – № 3. – P. 424-427.

- 181) Kostrovitsky S. I., Kopylova M. G., Egorov K. N., Yakovlev D. A., Kalashnikova T. V., Sandimirova G. P. The “exceptionally fresh” Udachnaya-East kimberlite: Evidence for brine and evaporite contamination // Book The “exceptionally fresh” Udachnaya-East kimberlite: Evidence for brine and evaporite contamination / Editor. – Bangalore, India, 2012. – abstract no. 10IKC-84.
- 182) Kullerud G., Yund R. A., Moh G. H. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S and Fe-Ni-S systems // *Magmatic Ore Deposits* / Wilson H. D. B., 1969. – P. 323-343.
- 183) Lämmlein G. G. Sekundäre flüssigkeitseinschlüsse in mineralien // *Zeitschrift für Kristallographie*. – 1929. – V. 71. – № 3. – P. 237-256.
- 184) le Roex A. P., Bell D. R., Davis P. Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from bulk-rock geochemistry // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – № 12. – P. 2261-2286.
- 185) Lee M. J., Garcia D., Moutte J., Lee J. I. Phlogopite and tetraferriphlogopite from phoscorite and carbonatite associations in the Sokli massif, Northern Finland // *Geosciences Journal*. – 2003. – V. 7. – № 1. – P. 9-20.
- 186) Litasov K., Litasov Y., Malkovets V., Taniguchi H. Mineralogical study of interstitial phase assemblages in titaniferous peridotite xenoliths from Pliocene basanites of Vitim volcanic field (Transbaikalia, Russia) // *Northeast Asian studies*. – 2006. – V. 10. – P. 161-175.
- 187) Litasov K. D., Ohtani E. Phase relations in the peridotite-carbonate-chloride system at 7.0-16.5 GPa and the role of chlorides in the origin of kimberlite and diamond // *Chemical Geology*. – 2009. – V. 262. – № 1-2. – P. 29-41.
- 188) Litasov K. D., Safonov O. G., Ohtani E. Origin of Cl-bearing silica-rich melt inclusions in diamonds: Experimental evidence for an eclogite connection // *Geology*. – 2010a. – V. 38. – № 12. – P. 1131-1134.
- 189) Litasov K. D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G. M. Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*. – 2013. – V. 41. – P. 79-82.
- 190) Liu Q., Tenner T. J., Lange R. A. Do carbonate liquids become denser than silicate liquids at pressure? Constraints from the fusion curve of K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> to 3.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – V. 153. – P. 55-66.
- 191) Logvinova A. M., Wirth R., Fedorova E. N., Sobolev N. V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // *European Journal of Mineralogy*. – 2008. – V. 20. – № 3. – P. 317-331.
- 192) Luth R. W. The activity of silica in kimberlites, revisited // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – V. 158. – № 2. – P. 283-294.

- 193) Maas R., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Kamenetsky V. S., Sobolev N. V. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Geology*. – 2005. – V. 33. – № 7. – P. 549-552.
- 194) MacGregor I. D. The system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>: solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *American Mineralogist*. – 1974. – V. 59. – P. 110-119.
- 195) Matas J., Gillet P., Ricard Y., Martinez I. Thermodynamic properties of carbonates at high pressures from vibrational modelling // *European Journal of Mineralogy*. – 2000. – V. 12. – № 4. – P. 703-720.
- 196) McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – № 3-4. – P. 223-253.
- 197) Mercier J.-C. Peridotite xenoliths and the dynamics of kimberlite intrusion // *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference / Boyd F. R., Meyer H. O. A.* – Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1979. – P. 197-212.
- 198) Mernagh T. P., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B. A Raman microprobe study of melt inclusions in kimberlites from Siberia, Canada, SW Greenland and South Africa // *Spectrochimica Acta Part a-Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. – 2011. – V. 80. – № 1. – P. 82-87.
- 199) Michaut C., Jaupart C., Mareschal J. C. Thermal evolution of cratonic roots // *Lithos*. – 2009. – V. 109. – P. 47-60.
- 200) Mirwald P. W. A differential thermal analysis study of the high-temperature polymorphism of calcite at high pressure // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1976. – V. 59. – P. 33-40.
- 201) Misra K. C., Anand M., Taylor L. A., Sobolev N. V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 146. – № 6. – P. 696-714.
- 202) *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology.* / Mitchell R. H. – New York: Plenum Press, 1986. – 442 p.
- 203) Mitchell R. H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2008. – V. 174. – № 1-3. – P. 1-8.
- 204) Moine B., Gregoire M., O'Reilly S. Y., Delpech G., Sheppard S., Lorand J., Renac C., Giret A., Cottin J. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago // *Lithos*. – 2004. – V. 75. – № 1. – P. 239-252.
- 205) Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – № 9-10. – P. 1123-1133.
- 206) Nechaev D. V., Khokhryakov A. F. Formation of epigenetic graphite inclusions in diamond crystals: experimental data // *Russian Geology and Geophysics*. – 2013. – V. 54. – P. 399-405.

- 207) Nielsen T. F. D., Sand K. K. The Majuagaa kimberlite dike, Maniitsoq Region, West Greenland: constraints on an Mg-rich silicocarbonatitic melt composition from groundmass mineralogy and bulk compositions // *Canadian Mineralogist*. – 2008. – V. 46. – P. 1043-1061.
- 208) *Mantle Xenoliths*. / Nixon P. H. – WileyJohn Wiley & Sons: Chichester, 1987.
- 209) Nowicki A. V., Galloway M., le Roex A., Gurney J., Smith C., Canil D. Iron-in-perovskite oxygen barometry and diamond resorption in kimberlites and lamproites from southern Africa, Russia and Australia // 9th International Kimberlite Conference. – T. CD-volume abstract no. 9IKC-A-00301 – Frankfurt, Germany, 2008. – abstract no. 9IKC-A-00301.
- 210) O'Brien H., Tyni M. Eastern Finland Kimberlite Province // Fifth International Dyke Conference, Preconference Field Trip a Guidebook, 2005. – P. 30-36.
- 211) O'Reilly S. Y., Griffin W. L. The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? // *Lithos*. – 2010. – T. 120. – № 1-2. – P. 1-13.
- 212) Pal'yanov Y. N., Sokol A. G., Borzdov Y. M., Khokhryakov A. F., Sobolev N. V. Diamond formation from mantle carbonate fluids // *Nature*. – 1999. – V. 400. – № 6743. – P. 417-418.
- 213) Palyanov Y. N., Sokol A. G. The effect of composition of mantle fluids/melts on diamond formation processes // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 690-700.
- 214) Parthasarathy G., Chetty T. R. K., Haggerty S. E. Thermal stability and spectroscopic studies of zemkorite: A carbonate from the Venkatampalle kimberlite of Southern India // *American Mineralogist*. – 2002. – V. 87. – № 10. – P. 1384-1389.
- 215) Pasteris J. D. Fluid inclusions in mantle xenoliths // *Mantle Xenoliths* / Nixon P. H. – Chichester: WileyJohn Wiley & Sons:, 1987.
- 216) Pearson D. G., Shirey S. B., Canil D. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochemistry, Vol. 2: Geochemistry of the Mantle and Core* / Carlson R. W. et al. – Amsterdam: Elsevier, 2003. – P. 171-275.
- 217) Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Kuligin S. S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // 7th International Kimberlite Conference / Под ред. Gurney J. J. et al. – V. 2 – Cape Town, 1999. – P. 689-698.
- 218) Pollack H. N., Chapman D. S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness // *Tectonophysics*. – 1977. – V. 38. – P. 279-296.
- 219) Price S. E., Russell J. K., Kopylova M. G. Primitive magma from the Jericho Pipe, NWT, Canada: Constraints on primary kimberlite melt chemistry // *Journal of Petrology*. – 2000. – V. 41. – № 6. – P. 789-808.
- 220) Raghavan V. Fe-Ni-S (Iron-nickel-sulfur) // *Journal of Phase Equilibria and Diffusion*. – 2004. – V. 25. – № 4. – P. 373-381.

- 221) Redfern S. A. T., Salje E., Navrotsky A. High-temperature enthalpy at the orientational order-disorder transition in calcite: implications for the calcite/aragonite phase equilibrium // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1989. – V. 101. – P. 749-484.
- 222) Reutsky V. N., Zedgenizov D. A. Some specific features of genesis of microdiamonds of octahedral and cubic habit from kimberlites of the Udachnaya pipe (Yakutia) inferred from carbon isotopes and main impurity defects // *Russian Geology and Geophysics*. – 2007. – V. 48. – № 3. – P. 299-304.
- 223) Safonov O. G., Kamenetsky V. S., Perchuk L. L. Links between carbonatite and kimberlite melts in chloride-carbonate-silicate systems: Experiments and application to natural assemblages // *Journal of Petrology*. – 2011. – V. 52. – № 7-8. – P. 1307-1331.
- 224) Schiano P., Clocchiatti R. Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals // *Nature*. – 1994. – V. 368. – № 6472. – P. 621-624.
- 225) Schmidberger S. S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – № 6. – P. 1095-1117.
- 226) Sharygin I. S., Golovin A. V., Korsakov A. V., Pokhilenko N. P. Eitelite in sheared peridotite xenoliths from Udachnaya-East kimberlite pipe (Russia) – a new locality and host rock type // *European Journal of Mineralogy*. – 2013. – V. 25. – № 5. – P. 825-834.
- 227) Sharygin V. V., Golovin A. V., Pokhilenko N. P., Kamenetsky V. S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha-Yakutia, Russia): paragenesis, composition and origin // *European Journal of Mineralogy*. – 2007. – V. 19. – № 1. – P. 51-63.
- 228) Sharygin V. V., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B. Potassium sulfides in kimberlite-hosted chloride-“nyerereite” and chloride clasts of Udachnaya-East pipe, Yakutia, Russia // *Canadian Mineralogist*. – 2008. – V. 46. – P. 1079-1095.
- 229) Shatskiy A., Gavryushkin P. N., Sharygin I. S., Litasov K. D., Kupriyanov I. N., Higo Y., Borzdov Y. M., Funakoshi K., Palyanov Y. N., Ohtani E. Melting and subsolidus phase relations in the system  $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-MgCO}_3\pm\text{H}_2\text{O}$  at 6 GPa and the stability of  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$  in the upper mantle // *American Mineralogist*. – 2013. – V. 98. – P. 2172-2182.
- 230) Shatskiy A., Litasov K. D., Borzdov Y. M., Katsura T., Yamazaki D., Ohtani E. Silicate diffusion in alkali-carbonatite and hydrous melts at 16.5 and 24 GPa: Implication for the melt transport by dissolution-precipitation in the transition zone and uppermost lower mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2014. – V. 225. – P. 1-11.
- 231) Shewman R. W., Clark L. A. Pentlandite phase relations in the Fe-Ni-S system and notes on the monosulfide solid solution // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1970. – V. 7. – P. 67-85.

- 232) Шимизу Н., Похиленко Н. П., Бойд Ф. Р., Пирсон Г. Д. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика. – 1997. – Т38. – № 1. – С. 194-205.
- 233) Smith E. M., Kopylova M. G., Dubrovinsky L., Navon O., Ryder J., Tomlinson E. L. Transmission X-ray diffraction as a new tool for diamond fluid inclusion studies // Mineralogical Magazine. – 2011. – V. 75. – № 5. – P. 2657-2675.
- 234) Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1973. – V. 40. – P. 39-52.
- 235) Sparks R. S. J. Kimberlite volcanism // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2013. – V. 41. – № 1. – С. 497-528.
- 236) Sparks R. S. J., Brooker R. A., Field M., Kavanagh J., Schumacher J. C., Walter M. J., White J. The nature of erupting kimberlite melts // Lithos. – 2009. – V. 112. – P. 429-438.
- 237) Stoppa F., Jones A. P., Sharygin V. V. Nyerereite from carbonatite rocks at Vulture volcano: implications for mantle metasomatism and petrogenesis of alkali carbonate melts // Central European Journal of Geosciences. – 2009. – V. 1. – № 2. – P. 131-151.
- 238) Suito K., Namba J., Horikawa T., Taniguchi Y., Sakurai N., Kobayashi M., Onodera A., Shimomura O., Kikegawa T. Phase relations of CaCO<sub>3</sub> at high pressure and high temperature // American Mineralogist. – 2001. – V. 86. – № 9. – P. 997-1002.
- 239) Sumino H., Tago S., Matsufuji K., Kagi H., Kaneoka I., Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Zedgenizov D. A. Noble gas study of inclusions in diamonds and olivines in Udachnaya kimberlite, Siberia // Abstracts of 3rd Biennial Conference of Asian Current Research on Fluid Inclusions and 14th International Conference on Thermobarogeochemistry / In ed. Sharygin V. V. – Novosibirsk, Russia: Publishing House of SB RAS, 2010. – P. 226-227.
- 240) Sweeney R. J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – V. 128. – P. 259-270.
- 241) Tang Y.-J., Zhang H.-F., Ying J.-F., Su B.-X. Widespread refertilization of cratonic and circumcratonic lithospheric mantle // Earth-Science Reviews. – 2013. – V. 118. – P. 45-68.
- 242) Tao R., Fei Y., Zhang L. Experimental determination of siderite stability at high pressure // American Mineralogist. – 2013. – V. 98. – P. 1565-1572.
- 243) Taylor L. A., Liu Y. Sulfide inclusions in diamonds: not monosulfide solid solution // Russian Geology and Geophysics. – 2009. – V. 50. – № 12. – P. 1201-1211.
- 244) Geochemistry of mantle xenoliths and xenocrysts from the Skerring kimberlite pipe – evidence for lithosphere refertilization / Research School of Earth Sciences, The Australian National University. – Canberra, 2000.

- 245) Thibault Y., Edgar A. D., Lloyd F. E. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle // *American Mineralogist*. – 1992. – V. 77. – № 7-8. – P. 784-794.
- 246) Traversa G., Gomes C. B., Brotzu P., Buraglini N., Morbidelli L., Principato M. S., Ronca S., Ruberti E. Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brazil) // *Anais Da Academia Brasileira De Ciencias*. – 2001. – V. 73. – № 1. – P. 71-98.
- 247) Ulmer P., Sweeney R. J. Generation and differentiation of group II kimberlites: Constraints from a high-pressure experimental study to 10 GPa // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – № 12. – P. 2139-2153.
- 248) Veksler I. V., Keppler H. Partitioning of Mg, Ca, and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1–0.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 138. – № 1. – P. 27-34.
- 249) Veksler I. V., Lentz D. Parental magmas of plutonic carbonatites, carbonate-silicate immiscibility and decarbonation reactions: Evidence from melt and fluid inclusions // *Melt Inclusions in Plutonic Rocks / Webster J. D.* – Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2006. – P. 123-150.
- 250) Veksler I. V., Nielsen T. F. D., Sokolov S. V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: Implications for carbonatite genesis // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – № 11-12. – P. 2015-2031.
- 251) Wallace M. E., Green D. H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*. – 1988. – V. 335. – № 6188. – P. 343-346.
- 252) Watkinson D. H., Chao G. Y. Shortite in kimberlite from Upper Canada gold mine, Ontario // *Journal of Geology*. – 1973. – V. 81. – № 2. – P. 229-233.
- 253) Weiss Y., Griffin W. L., Bell D. R., Navon O. High-Mg carbonatitic melts in diamonds, kimberlites and the sub-continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – V. 309. – № 3-4. – P. 337-347.
- 254) Winterburn P. A., Harte B., Gurney J. J. Peridotite xenoliths from the Jagersfontein kimberlite pipe: I. Primary and primary metasomatic mineralogy // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1990. – V. 54. – № 2. – P. 329-341.
- 255) Wirth R., Kaminsky F., Matsyuk S., Schreiber A. Unusual micro- and nano-inclusions in diamonds from the Juina Area, Brazil // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – V. 286. – № 1-2. – P. 292-303.
- 256) Wirth R., Matsyuk S. Nanocrystalline (Mg, Fe, Cr)TiO<sub>3</sub> perovskite inclusions in olivine from a mantle xenolith, Udachnaya-East kimberlite pipe, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – V. 233. – № 3-4. – P. 325-336.

- 257) Wulff-Pedersen E., Neumann E.-R., Jensen B. The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 125. – № 2-3. – P. 113-139.
- 258) Yamamoto J., Kagi H. Application of densimetry using micro-Raman spectroscopy for CO<sub>2</sub> fluid inclusions: a probe for elastic strengths of mantle minerals // *European Journal of Mineralogy*. – 2008. – V. 20. – P. 529-535.
- 259) Zaitsev A. N., Keller J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // *Lithos*. – 2006. – V. 91. – № 1-4. – P. 191-207.
- 260) Zaitsev A. N., Keller J., Spratt J., Perova E. N., Kearsley A. Nyerereite-pirssonite-calcite-shortite relationships in altered natrocarbonatites, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Canadian Mineralogist*. – 2008. – V. 46. – P. 843-860.
- 261) Zaitsev A. N., Wenzel T., Vennemann T., Markl G. Tinderet volcano, Kenya: an altered natrocarbonatite locality? // *Mineralogical Magazine*. – 2013. – V. 77. – P. 213-226.
- 262) Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Shatsky V. S. Chloride-carbonate fluid in diamonds from the eclogite xenolith // *Doklady Earth Sciences*. – 2007a. – V. 415. – № 6. – P. 961-964.
- 263) Zedgenizov D. A., Rege S., Griffin W. L., Kagi H., Shatsky V. S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis // *Chemical Geology*. – 2007b. – V. 240. – № 1-2. – P. 151-162.
- 264) Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N. V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: Evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *Journal of Petrology*. – 2013. – V. 54. – № 11. – P. 2379-2409.

ПРИЛОЖЕНИЯ К ГЛАВЕ 2

Приложение 2.1. Химический состав (мас. %) ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная-Восточная.

Образец №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Сумма	п.п.п.
<i>Uv-24/05</i>	43.12	0.15	1.32	9.43	0.13	42.48	1.85	0.15	0.25	0.01	0.62	0.28	99.81	0.13
<i>Uv-33/04</i>	43.62	0.12	0.95	11.04	0.14	42.65	0.99	0.10	0.13	0.00	0.31	0.29	100.32	-0.45
<i>Uv-3/05</i>	44.57	0.17	1.53	10.67	0.14	39.82	2.63	0.24	0.18	0.01	0.31	0.24	100.52	-0.15
<i>Uv-18/04</i>	43.00	0.08	0.70	8.61	0.12	46.08	0.81	0.05	0.08	0.00	0.27	0.33	100.14	-0.19
<i>Uv-32/04</i>	42.65	0.10	0.62	12.14	0.14	43.47	0.75	0.06	0.10	0.00	0.18	0.23	100.46	-0.33
<i>Uv-38/02</i>	44.16	0.06	1.22	7.75	0.12	44.18	1.42	0.06	0.23	0.00	0.41	0.30	99.90	0.57
<i>Uv-268/02</i>	44.50	0.14	2.49	8.05	0.13	41.00	2.63	0.20	0.20	0.01	0.37	0.28	99.99	0.08

н.о. - не определялся.

п.п.п. - потери при прокаливании.

Приложение 2.2. Состав породообразующего оливина ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец №	Мас. %								Формула рассчитана на 3 катиона						Миналы, мол. %					Mg#			
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>		Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>		
UV-87/03	р		40,93	0,047	8,89	0,120	49,40	0,070	0,378	99,84	1,002	0,001	0,182	0,002	1,803	0,002	0,007	90,29	9,12	0,12	0,09	0,37	90,82
UV-87/03	р		41,32	0,051	8,97	0,096	49,80	0,059	0,367	100,66	1,004	0,001	0,182	0,002	1,803	0,002	0,007	90,33	9,14	0,10	0,08	0,36	90,82
UV-87/03	р	ц	40,71	0,039	8,83	0,111	49,23	0,066	0,374	99,36	1,001	0,001	0,182	0,002	1,805	0,002	0,007	90,33	9,10	0,12	0,09	0,37	90,85
UV-87/03	р	к	40,94	0,058	8,91	0,123	49,27	0,069	0,362	99,73	1,004	0,001	0,183	0,003	1,801	0,002	0,007	90,27	9,16	0,13	0,09	0,36	90,79
UV-87/03	п		41,10	0,053	8,87	0,091	49,36	0,077	0,370	99,92	1,006	0,001	0,182	0,002	1,800	0,002	0,007	90,33	9,11	0,09	0,10	0,37	90,84
UV-87/03	п		40,93	0,053	8,78	0,102	49,27	0,063	0,383	99,59	1,005	0,001	0,180	0,002	1,802	0,002	0,008	90,39	9,04	0,11	0,08	0,38	90,91
UV-17/04	р		41,31	0,020	8,10	0,115	49,91	0,043	0,359	99,86	1,008	0,000	0,165	0,002	1,815	0,001	0,007	91,17	8,30	0,12	0,06	0,35	91,65
UV-17/04	п		40,87	0,020	8,14	0,106	49,82	0,031	0,351	99,33	1,002	0,000	0,167	0,002	1,821	0,001	0,007	91,15	8,36	0,11	0,04	0,35	91,60
UV-6/05	р	ц	40,26	0,061	10,18	0,111	48,45	0,061	0,323	99,45	0,994	0,001	0,210	0,002	1,784	0,002	0,006	88,99	10,49	0,12	0,08	0,32	89,46
UV-6/05	р	цл	40,41	0,063	10,10	0,109	48,43	0,064	0,336	99,51	0,998	0,001	0,209	0,002	1,782	0,002	0,007	89,04	10,42	0,11	0,08	0,33	89,52
UV-6/05	р	к	40,38	0,053	10,22	0,122	48,57	0,078	0,347	99,77	0,994	0,001	0,210	0,003	1,783	0,002	0,007	88,93	10,50	0,13	0,10	0,34	89,44
UV-6/05	п		39,92	0,056	10,18	0,121	48,71	0,060	0,330	99,37	0,986	0,001	0,210	0,003	1,792	0,002	0,007	89,03	10,44	0,13	0,08	0,33	89,51
UV-24/05	р		40,57	0,063	10,10	0,142	48,70	0,054	0,340	99,96	0,997	0,001	0,207	0,003	1,783	0,001	0,007	89,08	10,36	0,15	0,07	0,34	89,58
UV-24/05	р		40,48	0,056	10,19	0,121	48,42	0,049	0,328	99,64	0,998	0,001	0,210	0,003	1,780	0,001	0,007	88,98	10,51	0,13	0,06	0,33	89,44
UV-24/05	р	ц	40,56	0,053	10,20	0,132	48,45	0,051	0,305	99,75	0,999	0,001	0,210	0,003	1,779	0,001	0,006	88,98	10,51	0,14	0,07	0,30	89,43
UV-24/05	р	к	40,42	0,049	10,15	0,122	48,51	0,044	0,306	99,60	0,997	0,001	0,209	0,003	1,783	0,001	0,006	89,05	10,46	0,13	0,06	0,30	89,49
UV-24/05	р	ц	40,72	0,054	10,20	0,109	48,98	0,050	0,323	100,43	0,996	0,001	0,209	0,002	1,785	0,001	0,006	89,09	10,41	0,11	0,07	0,32	89,53
UV-24/05	р	к	40,65	0,056	10,05	0,114	48,74	0,045	0,307	99,96	0,999	0,001	0,206	0,002	1,784	0,001	0,006	89,20	10,32	0,12	0,06	0,30	89,63
UV-24/05	вкл в орх		40,72	0,055	10,12	0,124	48,58	0,044	0,322	99,96	1,001	0,001	0,208	0,003	1,780	0,001	0,006	89,08	10,41	0,13	0,06	0,32	89,53
UV-24/05	п		40,64	0,056	10,12	0,113	48,72	0,059	0,342	100,05	0,998	0,001	0,208	0,002	1,783	0,002	0,007	89,08	10,39	0,12	0,08	0,34	89,56
UV-24/05	п		40,35	0,053	10,23	0,135	48,50	0,049	0,309	99,62	0,995	0,001	0,211	0,003	1,783	0,001	0,006	88,96	10,53	0,14	0,06	0,31	89,42
UV-24/05	п	ц	40,54	0,055	10,18	0,126	48,73	0,051	0,337	100,02	0,996	0,001	0,209	0,003	1,784	0,001	0,007	89,03	10,44	0,13	0,07	0,33	89,51
UV-24/05	п	к	40,60	0,057	10,16	0,116	48,66	0,063	0,322	99,98	0,998	0,001	0,209	0,002	1,782	0,002	0,006	89,04	10,44	0,12	0,08	0,32	89,51
UV-37/05	р		40,92	0,033	8,75	0,123	49,44	0,061	0,372	99,70	1,003	0,001	0,179	0,003	1,806	0,002	0,007	90,44	8,99	0,13	0,08	0,37	90,96
UV-37/05	р		40,93	0,050	8,78	0,109	49,53	0,057	0,369	99,83	1,002	0,001	0,180	0,002	1,807	0,001	0,007	90,45	8,99	0,11	0,07	0,36	90,96
UV-37/05	п		40,77	0,038	8,79	0,103	49,19	0,057	0,355	99,30	1,004	0,001	0,181	0,002	1,804	0,002	0,007	90,40	9,06	0,11	0,08	0,35	90,89
UV-8/05	р		41,55	0,060	8,89	0,111	49,90	0,038	0,366	100,91	1,007	0,001	0,180	0,002	1,802	0,001	0,007	90,44	9,04	0,11	0,05	0,36	90,91
UV-8/05	р		41,35	0,074	8,95	0,095	49,89	0,044	0,352	100,75	1,003	0,001	0,182	0,002	1,804	0,001	0,007	90,40	9,10	0,10	0,06	0,34	90,85
UV-8/05	р	ц	41,09	0,060	8,81	0,132	49,60	0,044	0,380	100,11	1,003	0,001	0,180	0,003	1,804	0,001	0,007	90,42	9,01	0,14	0,06	0,37	90,94
UV-8/05	р	к	40,88	0,059	8,83	0,108	49,68	0,046	0,345	99,95	0,999	0,001	0,180	0,002	1,809	0,001	0,007	90,47	9,02	0,11	0,06	0,34	90,93
UV-8/05	вкл в grt		41,28	0,068	8,73	0,129	49,87	0,055	0,368	100,51	1,003	0,001	0,178	0,003	1,807	0,001	0,007	90,54	8,90	0,13	0,07	0,36	91,05
UV-8/05	вкл в grt		41,49	0,079	8,87	0,107	49,41	0,044	0,355	100,36	1,012	0,002	0,181	0,002	1,796	0,001	0,007	90,38	9,10	0,11	0,06	0,35	90,85
UV-8/05	п		41,12	0,056	8,90	0,120	49,66	0,043	0,359	100,26	1,002	0,001	0,182	0,002	1,804	0,001	0,007	90,37	9,09	0,12	0,06	0,35	90,86
UV-8/05	п	ц	41,29	0,067	8,93	0,109	49,81	0,055	0,358	100,61	1,003	0,001	0,181	0,002	1,803	0,001	0,007	90,37	9,09	0,11	0,07	0,35	90,86
UV-8/05	п	к	41,14	0,058	8,93	0,105	49,57	0,050	0,375	100,22	1,004	0,001	0,182	0,002	1,802	0,001	0,007	90,33	9,13	0,11	0,07	0,37	90,82

Приложение 2.2. Продолжение.

Образец №	Мас. %									Формула рассчитана на 3 катиона						Минералы, мол. %					Mg#		
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>			
UV-68/03	р	ц	41,06	0,047	8,36	0,089	50,08	0,056	0,347	100,04	1,000	0,001	0,170	0,002	1,818	0,001	0,007	90,97	8,52	0,09	0,07	0,34	91,43
UV-68/03	р	к	40,89	0,043	8,30	0,100	50,18	0,056	0,353	99,91	0,997	0,001	0,169	0,002	1,823	0,001	0,007	91,03	8,44	0,10	0,07	0,35	91,51
UV-68/03	р		40,90	0,050	8,36	0,080	50,12	0,064	0,355	99,93	0,997	0,001	0,170	0,002	1,821	0,002	0,007	90,97	8,52	0,08	0,08	0,35	91,44
UV-68/03	п		40,84	0,044	8,50	0,111	49,79	0,051	0,355	99,69	0,999	0,001	0,174	0,002	1,815	0,001	0,007	90,77	8,70	0,12	0,07	0,35	91,26
UV-68/03	п	ц	40,86	0,037	8,44	0,111	49,75	0,048	0,370	99,61	1,000	0,001	0,173	0,002	1,815	0,001	0,007	90,81	8,65	0,12	0,06	0,36	91,31
UV-68/03	п	к	40,75	0,039	8,48	0,116	50,04	0,066	0,376	99,87	0,995	0,001	0,173	0,002	1,820	0,002	0,007	90,79	8,63	0,12	0,09	0,37	91,32
UV-68/03	п	ц	40,98	0,055	8,38	0,111	49,93	0,059	0,346	99,87	1,001	0,001	0,171	0,002	1,817	0,002	0,007	90,91	8,56	0,11	0,08	0,34	91,40
UV-68/03	п	к	41,03	0,064	8,30	0,124	50,05	0,057	0,323	99,94	1,000	0,001	0,169	0,003	1,819	0,001	0,006	91,01	8,47	0,13	0,07	0,32	91,49
UV-88/03	р		40,76	0,056	8,47	0,096	49,74	0,055	0,365	99,54	0,999	0,001	0,174	0,002	1,816	0,001	0,007	90,79	8,68	0,10	0,07	0,36	91,28
UV-88/03	р	ц	41,04	0,038	8,53	0,095	49,91	0,053	0,377	100,05	1,001	0,001	0,174	0,002	1,814	0,001	0,007	90,76	8,71	0,10	0,07	0,37	91,25
UV-88/03	р	к	40,90	0,052	8,40	0,100	49,63	0,070	0,353	99,50	1,003	0,001	0,172	0,002	1,813	0,002	0,007	90,83	8,62	0,10	0,09	0,35	91,33
UV-88/03	п		40,90	0,050	8,52	0,120	49,46	0,061	0,365	99,47	1,004	0,001	0,175	0,002	1,809	0,002	0,007	90,67	8,76	0,13	0,08	0,36	91,19
UV-88/03	п		40,97	0,076	8,57	0,107	49,70	0,071	0,367	99,85	1,001	0,001	0,175	0,002	1,811	0,002	0,007	90,66	8,77	0,11	0,09	0,36	91,18
UV-88/03	п		40,80	0,045	8,39	0,112	49,69	0,061	0,374	99,48	1,000	0,001	0,172	0,002	1,815	0,002	0,007	90,83	8,61	0,12	0,08	0,37	91,34
UV-1/03	р		41,18	0,061	8,39	0,106	50,23	0,049	0,410	100,42	1,000	0,001	0,170	0,002	1,817	0,001	0,008	90,91	8,52	0,11	0,06	0,40	91,43
UV-1/03	р		41,17	0,056	8,33	0,116	50,41	0,048	0,381	100,51	0,998	0,001	0,169	0,002	1,821	0,001	0,007	91,01	8,44	0,12	0,06	0,37	91,51
UV-1/03	р		41,52	0,055	8,36	0,113	50,11	0,061	0,380	100,59	1,007	0,001	0,170	0,002	1,811	0,002	0,007	90,92	8,51	0,12	0,08	0,37	91,44
UV-1/03	р	ц	41,49	0,063	8,21	0,118	50,39	0,055	0,385	100,71	1,004	0,001	0,166	0,002	1,817	0,001	0,007	91,11	8,33	0,12	0,07	0,38	91,63
UV-1/03	р	к	41,48	0,065	8,19	0,134	50,27	0,050	0,395	100,58	1,005	0,001	0,166	0,003	1,816	0,001	0,008	91,08	8,33	0,14	0,07	0,39	91,62
UV-1/03	вкл в срх		40,91	0,059	8,20	0,100	50,17	0,048	0,382	99,86	0,998	0,001	0,167	0,002	1,823	0,001	0,007	91,10	8,36	0,10	0,06	0,37	91,60
UV-1/03	п		41,29	0,061	8,22	0,091	50,27	0,044	0,391	100,37	1,002	0,001	0,167	0,002	1,819	0,001	0,008	91,11	8,36	0,09	0,06	0,38	91,60
UV-1/03	п	ц	40,83	0,046	8,31	0,111	50,03	0,051	0,387	99,76	0,997	0,001	0,170	0,002	1,821	0,001	0,008	90,96	8,48	0,11	0,07	0,38	91,47
UV-1/03	п	к	40,84	0,065	8,17	0,119	49,99	0,043	0,384	99,62	0,999	0,001	0,167	0,002	1,822	0,001	0,008	91,09	8,36	0,12	0,06	0,38	91,60
UV-67/03	р		40,67	0,023	9,00	0,097	49,35	0,044	0,353	99,55	0,999	0,000	0,185	0,002	1,806	0,001	0,007	90,25	9,24	0,10	0,06	0,35	90,71
UV-67/03	п		40,47	0,017	8,93	0,098	48,93	0,053	0,343	98,84	1,001	0,000	0,185	0,002	1,804	0,001	0,007	90,24	9,24	0,10	0,07	0,34	90,71
UV-89/03	р		40,53	0,027	9,51	0,104	49,05	0,037	0,342	99,60	0,996	0,001	0,196	0,002	1,798	0,001	0,007	89,74	9,76	0,11	0,05	0,34	90,19
UV-89/03	р	ц	40,72	0,029	9,56	0,104	48,91	0,047	0,337	99,72	1,001	0,001	0,197	0,002	1,792	0,001	0,007	89,66	9,84	0,11	0,06	0,33	90,11
UV-89/03	р	к	40,80	0,040	9,42	0,102	49,03	0,042	0,361	99,80	1,002	0,001	0,193	0,002	1,794	0,001	0,007	89,80	9,68	0,11	0,06	0,36	90,27
UV-89/03	п		40,67	0,025	9,48	0,096	48,68	0,041	0,342	99,34	1,004	0,000	0,196	0,002	1,790	0,001	0,007	89,70	9,81	0,10	0,05	0,34	90,14
UV-89/03	п	ц	40,53	0,022	9,46	0,122	48,73	0,047	0,335	99,24	1,001	0,000	0,195	0,003	1,793	0,001	0,007	89,71	9,77	0,13	0,06	0,33	90,18
UV-89/03	п	к	40,74	0,026	9,43	0,122	48,83	0,058	0,350	99,55	1,003	0,001	0,194	0,003	1,792	0,002	0,007	89,73	9,72	0,13	0,08	0,35	90,23
UV-89/03	п	ц	40,88	0,030	9,48	0,103	48,96	0,035	0,336	99,83	1,004	0,001	0,195	0,002	1,791	0,001	0,007	89,76	9,76	0,11	0,05	0,33	90,20
UV-89/03	п	к	40,55	0,027	9,56	0,080	48,86	0,054	0,355	99,49	0,999	0,001	0,197	0,002	1,794	0,001	0,007	89,65	9,84	0,08	0,07	0,35	90,11
UV-89/03	п	ц	41,01	0,034	9,63	0,114	49,11	0,038	0,338	100,27	1,003	0,001	0,197	0,002	1,790	0,001	0,007	89,64	9,86	0,12	0,05	0,33	90,09
UV-89/03	п	к	41,23	0,043	9,78	0,122	49,04	0,057	0,349	100,62	1,006	0,001	0,200	0,003	1,783	0,001	0,007	89,45	10,01	0,13	0,07	0,34	89,94

Приложение 2.2. Продолжение.

Образец №	Мас. %								Формула рассчитана на 3 катиона						Миналы, мол. %					Mg#		
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>		Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	
UV-30/04	p	40,78	0,014	8,78	0,092	49,37	0,039	0,404	99,47	1,002	0,000	0,180	0,002	1,807	0,001	0,008	90,43	9,02	0,10	0,05	0,40	90,93
UV-30/04	n	40,45	0,031	8,87	0,089	49,78	0,041	0,348	99,61	0,991	0,001	0,182	0,002	1,817	0,001	0,007	90,47	9,05	0,09	0,05	0,34	90,91
UV-30/04	n	40,83	0,046	8,91	0,111	49,45	0,049	0,375	99,77	1,000	0,001	0,182	0,002	1,805	0,001	0,007	90,32	9,13	0,12	0,06	0,37	90,82
UV-33/04	p	40,40	0,028	12,00	0,119	47,43	0,039	0,323	100,34	0,997	0,001	0,248	0,002	1,745	0,001	0,006	87,14	12,37	0,12	0,05	0,32	87,57
UV-33/04	n	40,41	0,025	12,04	0,130	47,29	0,049	0,364	100,30	0,998	0,000	0,249	0,003	1,741	0,001	0,007	87,01	12,43	0,14	0,06	0,36	87,50
UV-50/04	p	40,57	0,041	10,02	0,109	48,43	0,041	0,326	99,54	1,001	0,001	0,207	0,002	1,781	0,001	0,006	89,16	10,35	0,11	0,05	0,32	89,60
UV-50/04	n	40,67	0,032	9,83	0,104	48,26	0,063	0,334	99,29	1,006	0,001	0,203	0,002	1,779	0,002	0,007	89,27	10,21	0,11	0,08	0,33	89,74
UV-50/04	n	40,51	0,039	9,99	0,108	48,38	0,036	0,339	99,40	1,001	0,001	0,206	0,002	1,782	0,001	0,007	89,17	10,33	0,11	0,05	0,34	89,61
UV-50/04	n	40,56	0,036	10,12	0,128	48,43	0,043	0,333	99,65	1,000	0,001	0,209	0,003	1,780	0,001	0,007	89,04	10,44	0,13	0,06	0,33	89,51
UV-3/05	p	39,96	0,029	12,14	0,141	47,41	0,051	0,307	100,03	0,989	0,001	0,251	0,003	1,749	0,001	0,006	86,98	12,50	0,15	0,07	0,30	87,44
UV-3/05	p	39,73	0,026	12,08	0,117	47,41	0,048	0,313	99,72	0,986	0,001	0,251	0,002	1,753	0,001	0,006	87,05	12,45	0,12	0,06	0,31	87,49
UV-3/05	p	39,80	0,025	12,02	0,118	47,17	0,052	0,289	99,48	0,990	0,000	0,250	0,002	1,749	0,001	0,006	87,07	12,45	0,12	0,07	0,29	87,49
UV-3/05	n	39,96	0,017	11,99	0,108	47,12	0,066	0,326	99,59	0,994	0,000	0,249	0,002	1,746	0,002	0,007	87,04	12,43	0,11	0,09	0,32	87,50
UV-4/05	p	41,00	н. о.	9,16	0,136	49,55	0,054	0,346	100,25	1,000	0,000	0,187	0,003	1,802	0,001	0,007	90,10	9,35	0,14	0,07	0,34	90,60
UV-4/05	p	40,96	н. о.	9,23	0,144	49,42	0,058	0,337	100,15	1,001	0,000	0,189	0,003	1,800	0,002	0,007	90,01	9,43	0,15	0,08	0,33	90,51
UV-4/05	p	40,75	н. о.	9,06	0,154	49,23	0,076	0,349	99,62	1,001	0,000	0,186	0,003	1,801	0,002	0,007	90,09	9,30	0,16	0,10	0,34	90,64
UV-4/05	n	40,73	н. о.	9,35	0,154	49,19	0,057	0,346	99,83	0,999	0,000	0,192	0,003	1,798	0,001	0,007	89,84	9,58	0,16	0,07	0,34	90,36
UV-4/05	n	40,91	0,049	9,27	0,100	49,25	0,059	0,356	99,99	1,002	0,001	0,190	0,002	1,797	0,002	0,007	89,97	9,50	0,10	0,08	0,35	90,45
UV-4/05	n	40,61	0,057	9,19	0,111	49,14	0,069	0,360	99,54	0,998	0,001	0,189	0,002	1,800	0,002	0,007	89,99	9,44	0,12	0,09	0,36	90,50
UV-4/05	n	40,77	0,057	9,20	0,114	49,26	0,057	0,356	99,81	1,000	0,001	0,189	0,002	1,800	0,001	0,007	90,02	9,43	0,12	0,07	0,35	90,51
UV-4/05	n	40,86	0,052	9,03	0,112	49,43	0,053	0,346	99,88	1,000	0,001	0,185	0,002	1,803	0,001	0,007	90,22	9,25	0,12	0,07	0,34	90,70
UV-4/05	n	40,67	н. о.	9,39	0,159	49,07	0,047	0,335	99,67	0,999	0,000	0,193	0,003	1,797	0,001	0,007	89,80	9,64	0,17	0,06	0,33	90,30
UV-4/05	n	40,67	н. о.	9,40	0,130	48,95	0,058	0,341	99,55	1,001	0,000	0,193	0,003	1,795	0,002	0,007	89,78	9,67	0,14	0,08	0,34	90,27
UV-27/05	p	40,89	0,035	8,54	0,104	49,75	0,051	0,344	99,72	1,000	0,001	0,175	0,002	1,814	0,001	0,007	90,74	8,74	0,11	0,07	0,34	91,21
UV-27/05	n	40,67	0,033	8,56	0,109	49,80	0,039	0,350	99,56	0,996	0,001	0,175	0,002	1,818	0,001	0,007	90,74	8,75	0,11	0,05	0,34	91,20
UVK-10/05	n	40,71	0,055	9,24	0,116	49,05	0,046	0,315	99,53	1,001	0,001	0,190	0,002	1,798	0,001	0,006	89,99	9,51	0,12	0,06	0,31	90,44
UVK-10/05	n	41,01	0,048	9,30	0,121	49,38	0,059	0,363	100,29	1,001	0,001	0,190	0,003	1,797	0,002	0,007	89,93	9,51	0,13	0,08	0,36	90,44
UV-34/03	p	40,96	н. о.	9,35	0,170	49,50	0,081	0,356	100,42	0,998	0,000	0,191	0,004	1,798	0,002	0,007	89,85	9,52	0,18	0,11	0,35	90,42
UV-34/03	p	40,81	н. о.	9,38	0,147	49,24	0,062	0,334	99,97	0,999	0,000	0,192	0,003	1,797	0,002	0,007	89,83	9,60	0,15	0,08	0,33	90,34
UV-34/03	p	41,04	н. о.	9,39	0,121	49,48	0,056	0,366	100,45	1,000	0,000	0,191	0,002	1,797	0,001	0,007	89,87	9,57	0,12	0,07	0,36	90,38
UV-34/03	p	40,85	н. о.	9,30	0,153	49,15	0,064	0,339	99,86	1,002	0,000	0,191	0,003	1,796	0,002	0,007	89,88	9,54	0,16	0,08	0,33	90,40
UV-34/03	n	40,58	н. о.	9,41	0,129	48,97	0,054	0,369	99,51	0,999	0,000	0,194	0,003	1,796	0,001	0,007	89,75	9,68	0,13	0,07	0,36	90,27
UV-34/03	n	41,02	н. о.	9,31	0,145	49,53	0,046	0,356	100,41	1,000	0,000	0,190	0,003	1,799	0,001	0,007	89,95	9,49	0,15	0,06	0,35	90,46
UV-34/03	n	40,85	н. о.	9,29	0,143	49,19	0,054	0,349	99,88	1,001	0,000	0,190	0,003	1,797	0,001	0,007	89,91	9,53	0,15	0,07	0,34	90,42
UV-34/03	n	40,92	н. о.	9,16	0,160	49,34	0,061	0,344	99,99	1,001	0,000	0,187	0,003	1,799	0,002	0,007	90,04	9,38	0,17	0,08	0,34	90,56

Приложение 2.2. Продолжение.

Образец №	Мас. %								Формула рассчитана на 3 катиона						Минералы, мол. %					Mg#		
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>		Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	
UV-34/03	n	41,01	н. о.	9,33	0,146	49,52	0,061	0,350	100,42	1,000	0,000	0,190	0,003	1,799	0,002	0,007	89,92	9,51	0,15	0,08	0,34	90,44
UV-34/03	n	40,91	н. о.	9,45	0,143	49,39	0,058	0,357	100,31	0,999	0,000	0,193	0,003	1,797	0,002	0,007	89,79	9,64	0,15	0,08	0,35	90,30
UV-34/03	n	40,53	0,054	9,51	0,125	48,62	0,069	0,332	99,24	1,001	0,001	0,196	0,003	1,790	0,002	0,007	89,61	9,84	0,13	0,09	0,33	90,11
UV-34/03	n	40,50	0,038	9,42	0,131	48,57	0,078	0,337	99,07	1,002	0,001	0,195	0,003	1,791	0,002	0,007	89,66	9,76	0,14	0,10	0,34	90,18
UV-34/03	n	40,84	0,068	9,40	0,115	49,18	0,052	0,342	100,00	1,000	0,001	0,193	0,002	1,795	0,001	0,007	89,84	9,64	0,12	0,07	0,34	90,31
UV-34/03	n	41,01	0,047	9,12	0,156	49,64	0,071	0,343	100,39	0,999	0,001	0,186	0,003	1,802	0,002	0,007	90,12	9,29	0,16	0,09	0,34	90,65
UV-34/03	n	40,78	0,068	9,39	0,108	49,09	0,060	0,343	99,84	1,001	0,001	0,193	0,002	1,795	0,002	0,007	89,83	9,64	0,11	0,08	0,34	90,31
UV-34/03	n	40,86	0,046	9,45	0,129	48,86	0,057	0,364	99,77	1,004	0,001	0,194	0,003	1,789	0,002	0,007	89,69	9,74	0,13	0,08	0,36	90,21
UV-34/03	n	41,09	н. о.	9,54	0,140	49,49	0,053	0,385	100,70	1,000	0,000	0,194	0,003	1,794	0,001	0,008	89,71	9,70	0,14	0,07	0,38	90,24
UV-34/03	n	41,23	н. о.	9,52	0,149	49,73	0,057	0,345	101,03	0,999	0,000	0,193	0,003	1,796	0,001	0,007	89,79	9,65	0,15	0,07	0,34	90,30
UV-34/03	n	40,68	н. о.	9,36	0,144	49,02	0,054	0,352	99,61	1,000	0,000	0,192	0,003	1,796	0,001	0,007	89,81	9,62	0,15	0,07	0,35	90,32
UV-34/03	n	40,67	н. о.	9,27	0,155	49,06	0,054	0,365	99,57	1,000	0,000	0,191	0,003	1,798	0,001	0,007	89,88	9,53	0,16	0,07	0,36	90,41
UV-34/03	n	41,07	н. о.	9,31	0,147	49,55	0,054	0,355	100,49	1,000	0,000	0,190	0,003	1,799	0,001	0,007	89,95	9,48	0,15	0,07	0,35	90,46
UV-34/03	n	41,05	н. о.	9,30	0,143	49,43	0,055	0,338	100,32	1,002	0,000	0,190	0,003	1,798	0,001	0,007	89,95	9,50	0,15	0,07	0,33	90,45
UV-34/03	n	40,74	н. о.	9,46	0,151	49,11	0,051	0,339	99,85	0,999	0,000	0,194	0,003	1,795	0,001	0,007	89,74	9,70	0,16	0,07	0,33	90,24
UV-34/03	n	40,88	н. о.	9,36	0,150	49,24	0,065	0,348	100,04	1,001	0,000	0,192	0,003	1,796	0,002	0,007	89,83	9,58	0,16	0,09	0,34	90,36
UV-18/04	p	40,70	0,040	8,86	0,112	49,18	0,046	0,378	99,31	1,002	0,001	0,182	0,002	1,804	0,001	0,007	90,32	9,13	0,12	0,06	0,37	90,82
UV-18/04	n	40,56	0,035	8,94	0,110	49,50	0,038	0,357	99,54	0,995	0,001	0,183	0,002	1,810	0,001	0,007	90,33	9,15	0,11	0,05	0,35	90,80
UV-32/04	p	40,28	0,012	12,89	0,125	46,94	0,049	0,267	100,56	0,995	0,000	0,266	0,003	1,729	0,001	0,005	86,25	13,29	0,13	0,06	0,26	86,65
UV-32/04	n	40,61	0,000	12,89	0,109	46,56	0,055	0,219	100,43	1,006	0,000	0,267	0,002	1,719	0,001	0,004	86,20	13,39	0,11	0,07	0,22	86,55
UV-38/02	n	41,13	0,031	8,44	0,115	49,60	0,047	0,395	99,76	1,006	0,001	0,173	0,002	1,809	0,001	0,008	90,76	8,67	0,12	0,06	0,39	91,28
UV-38/02	n	40,98	0,038	8,49	0,083	49,71	0,055	0,376	99,73	1,002	0,001	0,174	0,002	1,813	0,001	0,007	90,77	8,70	0,09	0,07	0,37	91,26
UV-38/02	n	41,01	0,039	8,45	0,114	49,56	0,052	0,340	99,56	1,005	0,001	0,173	0,002	1,811	0,001	0,007	90,79	8,68	0,12	0,07	0,34	91,27
UV-268/02	p	40,74	0,028	9,09	0,116	49,25	0,038	0,371	99,63	1,000	0,001	0,187	0,002	1,802	0,001	0,007	90,13	9,34	0,12	0,05	0,37	90,61
UV-268/02	p	40,73	0,020	9,00	0,104	49,50	0,043	0,359	99,75	0,998	0,000	0,184	0,002	1,807	0,001	0,007	90,28	9,21	0,11	0,06	0,35	90,75
UV-268/02	n	40,59	0,023	9,09	0,110	49,37	0,053	0,355	99,59	0,996	0,000	0,187	0,002	1,806	0,001	0,007	90,15	9,31	0,11	0,07	0,35	90,64
UV-268/02	n	40,67	0,035	9,06	0,089	49,11	0,059	0,348	99,37	1,001	0,001	0,186	0,002	1,801	0,002	0,007	90,15	9,33	0,09	0,08	0,34	90,62
UV-268/02	n	41,06	0,063	9,06	0,095	49,37	0,058	0,344	100,05	1,004	0,001	0,185	0,002	1,799	0,002	0,007	90,20	9,29	0,10	0,08	0,34	90,66
UV-268/02	n	40,70	0,031	9,12	0,107	49,15	0,092	0,335	99,54	1,000	0,001	0,187	0,002	1,800	0,002	0,007	90,06	9,38	0,11	0,12	0,33	90,57
UV-268/02	n	40,68	0,026	9,04	0,109	49,43	0,050	0,352	99,69	0,997	0,001	0,185	0,002	1,806	0,001	0,007	90,21	9,26	0,11	0,07	0,35	90,69
UV-268/02	n	40,55	0,038	9,11	0,124	49,27	0,053	0,368	99,51	0,996	0,001	0,187	0,003	1,804	0,001	0,007	90,09	9,35	0,13	0,07	0,36	90,60
UV-268/02	n	40,60	0,028	8,97	0,090	49,22	0,046	0,357	99,31	0,999	0,001	0,185	0,002	1,805	0,001	0,007	90,26	9,23	0,09	0,06	0,35	90,72
UV-268/02	n	40,97	0,020	8,98	0,104	49,04	0,047	0,329	99,49	1,008	0,000	0,185	0,002	1,797	0,001	0,007	90,23	9,28	0,11	0,06	0,33	90,68

Приложение 2.2. Продолжение.

Образец №	Мас. %													Формула рассчитана на 3 катиона										Минералы, мол. %					Mg#
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>									
UV-59/03 p	40,76	0,033	8,98	0,109	49,32	0,036	0,363	99,60	1,000	0,001	0,184	0,002	1,804	0,001	0,007	90,26	9,22	0,11	0,05	0,36	90,73								
UV-59/03 p	40,68	н. о.	8,97	0,139	49,24	0,034	0,353	99,42	1,000	0,000	0,184	0,003	1,804	0,001	0,007	90,24	9,22	0,14	0,04	0,35	90,73								
UV-59/03 p	40,59	н. о.	9,03	0,119	49,22	0,039	0,342	99,34	0,999	0,000	0,186	0,002	1,805	0,001	0,007	90,20	9,29	0,12	0,05	0,34	90,67								
UV-59/03 п	40,74	н. о.	9,34	0,147	49,09	0,063	0,351	99,73	1,000	0,000	0,192	0,003	1,796	0,002	0,007	89,83	9,59	0,15	0,08	0,35	90,35								
UV-59/03 п	40,88	0,040	9,13	0,094	49,57	0,046	0,367	100,13	0,998	0,001	0,186	0,002	1,804	0,001	0,007	90,16	9,32	0,10	0,06	0,36	90,63								
UV-59/03 п	40,52	н. о.	9,09	0,150	48,85	0,040	0,359	99,01	1,001	0,000	0,188	0,003	1,799	0,001	0,007	90,03	9,40	0,16	0,05	0,36	90,55								
UV-59/03 п	40,72	н. о.	9,07	0,125	49,32	0,048	0,344	99,63	0,999	0,000	0,186	0,003	1,804	0,001	0,007	90,16	9,30	0,13	0,06	0,34	90,65								
UV-59/03 п	40,80	н. о.	8,98	0,130	49,40	0,060	0,360	99,73	1,000	0,000	0,184	0,003	1,805	0,002	0,007	90,23	9,20	0,13	0,08	0,35	90,74								
UV-2/05 п	41,02	0,034	9,60	0,117	49,03	0,055	0,396	100,25	1,004	0,001	0,196	0,002	1,788	0,001	0,008	89,57	9,84	0,12	0,07	0,39	90,10								
UV-2/05 п	40,82	0,015	9,57	0,119	48,80	0,048	0,345	99,71	1,004	0,000	0,197	0,002	1,789	0,001	0,007	89,61	9,86	0,12	0,06	0,34	90,09								
UV-2/05 п	41,04	0,021	9,55	0,115	48,97	0,066	0,378	100,14	1,005	0,000	0,196	0,002	1,787	0,002	0,007	89,61	9,81	0,12	0,09	0,37	90,13								

Примечание:

p - порфирокласт

п - необласт

ц, ц1, к - центр и край одного зерна

вкл в ol - включение в породообразующем оливине

вкл в grt - включение в породообразующем гранате

вкл в срх - включение в породообразующем клинопироксене

вкл в орх - включение в породообразующем ортопироксене

н. о. - не определялся

Mg# =  $Mg/(Mg+Fe) * 100$

Fo - форстерит

Fa - фаялит

Приложение 2.3. Состав породообразующего ортопироксена ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец №	Mac. %											Формула рассчитана на 4 катиона								Миналы, мол. %				
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	En	Fs	Wo	Mg#
UV-87/03	р	57,07	0,02	0,29	0,59	5,08	0,07	35,43	1,15	0,08	99,79	1,959	0,001	0,008	0,024	0,146	0,002	1,813	0,042	0,005	90,26	7,37	2,37	92,55
UV-87/03	р	57,24	0,00	0,28	0,56	5,15	0,09	35,39	1,16	0,11	99,98	1,962	0,000	0,008	0,023	0,148	0,002	1,808	0,042	0,008	90,04	7,47	2,49	92,45
UV-87/03	р	57,44	0,02	0,28	0,61	5,18	0,13	35,20	1,18	0,08	100,12	1,969	0,001	0,008	0,025	0,148	0,004	1,798	0,043	0,005	89,94	7,62	2,44	92,37
UV-17/04	р	57,90	0,03	0,16	0,45	4,77	0,12	35,33	0,54	0,13	99,44	1,994	0,001	0,004	0,018	0,137	0,003	1,813	0,020	0,009	91,46	7,10	1,44	92,96
UV-17/04	р	57,98	0,01	0,13	0,47	4,76	0,11	35,23	0,53	0,15	99,37	1,998	0,000	0,003	0,019	0,137	0,003	1,809	0,020	0,010	91,40	7,09	1,51	92,95
UV-6/05	р	57,67	0,14	0,35	0,60	6,03	0,13	33,81	0,98	0,22	99,91	1,993	0,004	0,009	0,024	0,174	0,004	1,741	0,036	0,015	88,39	9,03	2,58	90,91
UV-6/05	р	57,21	0,14	0,36	0,61	6,00	0,15	33,63	0,97	0,23	99,31	1,989	0,004	0,010	0,025	0,174	0,004	1,742	0,036	0,016	88,30	9,06	2,64	90,90
UV-24/05	р	57,86	0,14	0,37	0,62	5,94	0,13	33,96	1,02	0,24	100,28	1,991	0,004	0,010	0,025	0,171	0,004	1,742	0,038	0,016	88,42	8,87	2,71	91,06
UV-24/05	р	56,97	0,15	0,38	0,59	5,94	0,12	33,73	1,00	0,19	99,08	1,984	0,004	0,010	0,024	0,173	0,004	1,751	0,037	0,013	88,53	8,93	2,53	91,00
UV-24/05	р	57,36	0,14	0,35	0,58	5,94	0,14	33,92	0,99	0,22	99,65	1,986	0,004	0,010	0,024	0,172	0,004	1,750	0,037	0,015	88,49	8,91	2,60	91,05
UV-24/05	р	58,12	0,16	0,35	0,64	5,92	0,09	33,88	1,00	0,24	100,40	1,998	0,004	0,010	0,026	0,170	0,003	1,736	0,037	0,016	88,50	8,82	2,69	91,07
UV-24/05	р	58,03	0,17	0,37	0,57	5,93	0,12	33,61	0,99	0,25	100,04	2,004	0,005	0,010	0,023	0,171	0,004	1,730	0,037	0,017	88,35	8,93	2,72	90,99
UV-37/05	р	57,89	0,02	0,27	0,49	5,15	0,16	34,82	1,06	0,05	99,92	1,992	0,000	0,007	0,020	0,148	0,005	1,785	0,039	0,004	90,13	7,71	2,16	92,34
UV-37/05	р	57,80	0,00	0,29	0,52	5,17	0,13	34,70	1,06	0,07	99,73	1,992	0,000	0,008	0,021	0,149	0,004	1,782	0,039	0,005	90,07	7,73	2,21	92,29
UV-68/03	р	58,60	0,01	0,25	0,47	4,90	0,11	35,09	1,05	0,00	100,48	2,004	0,000	0,007	0,019	0,140	0,003	1,788	0,039	0,000	90,77	7,27	1,96	92,73
UV-68/03	р	58,60	0,00	0,22	0,45	4,93	0,11	34,99	1,08	0,00	100,38	2,006	0,000	0,006	0,018	0,141	0,003	1,785	0,040	0,000	90,65	7,33	2,02	92,67
UV-68/03	р	56,57	0,02	0,26	0,49	4,85	0,13	35,85	1,09	0,02	99,26	1,948	0,000	0,007	0,020	0,140	0,004	1,840	0,040	0,001	90,88	7,09	2,03	92,94
UV-68/03	р	57,27	0,00	0,25	0,47	4,85	0,12	35,06	1,06	0,00	99,08	1,982	0,000	0,007	0,019	0,140	0,003	1,808	0,039	0,000	90,79	7,23	1,98	92,79
UV-68/03	р	58,43	0,01	0,28	0,46	4,74	0,12	35,06	1,07	0,00	100,18	2,003	0,000	0,008	0,019	0,136	0,004	1,791	0,039	0,000	90,93	7,08	2,00	92,95
UV-88/03	р	57,81	0,00	0,23	0,48	4,99	0,13	35,22	1,07	0,00	99,93	1,985	0,000	0,006	0,020	0,143	0,004	1,802	0,039	0,000	90,62	7,40	1,98	92,63
UV-88/03	р	57,64	0,01	0,26	0,46	5,04	0,13	35,03	1,06	0,01	99,63	1,986	0,000	0,007	0,019	0,145	0,004	1,799	0,039	0,001	90,49	7,49	2,02	92,53
UV-88/03	р	57,58	0,00	0,27	0,47	5,03	0,13	34,99	1,07	0,01	99,56	1,986	0,000	0,007	0,019	0,145	0,004	1,798	0,040	0,001	90,48	7,49	2,03	92,53
UV-88/03	р	58,26	0,01	0,26	0,47	5,06	0,14	35,34	1,09	0,05	100,66	1,987	0,000	0,007	0,019	0,144	0,004	1,796	0,040	0,003	90,38	7,46	2,17	92,56
UV-88/03	р	57,06	0,01	0,25	0,51	4,92	0,09	35,80	1,08	0,00	99,73	1,958	0,000	0,007	0,021	0,141	0,003	1,831	0,040	0,000	90,89	7,14	1,97	92,84
UV-88/03	р	56,61	0,00	0,26	0,46	4,96	0,13	36,16	1,09	0,06	99,74	1,939	0,000	0,007	0,019	0,142	0,004	1,846	0,040	0,004	90,66	7,16	2,17	92,85
UV-88/03	р	57,60	0,01	0,25	0,46	5,07	0,13	34,85	1,08	0,00	99,44	1,990	0,000	0,007	0,019	0,146	0,004	1,794	0,040	0,000	90,42	7,56	2,02	92,46
UV-88/03	р	57,55	0,00	0,23	0,46	4,94	0,12	34,94	1,03	0,00	99,28	1,990	0,000	0,006	0,019	0,143	0,004	1,801	0,038	0,000	90,70	7,38	1,93	92,65
UV-88/03	р	58,16	0,02	0,25	0,47	5,04	0,10	34,99	1,04	0,04	100,11	1,996	0,000	0,007	0,019	0,145	0,003	1,789	0,038	0,002	90,48	7,46	2,06	92,52
UV-88/03	р	58,65	0,00	0,25	0,48	5,07	0,11	35,08	1,11	0,00	100,74	2,002	0,000	0,007	0,019	0,145	0,003	1,784	0,040	0,000	90,45	7,50	2,05	92,49
UV-88/03	р	58,02	0,00	0,24	0,48	5,05	0,14	34,98	1,07	0,00	99,99	1,994	0,000	0,007	0,020	0,145	0,004	1,792	0,039	0,000	90,48	7,52	2,00	92,51
UV-88/03	р	58,18	0,02	0,25	0,50	5,09	0,11	34,87	1,07	0,02	100,10	1,998	0,000	0,007	0,020	0,146	0,003	1,785	0,039	0,001	90,37	7,57	2,06	92,43
UV-1/03	р	57,63	0,02	0,33	0,49	4,94	0,11	36,10	0,86	0,04	100,51	1,962	0,001	0,009	0,020	0,141	0,003	1,831	0,031	0,002	91,16	7,16	1,68	92,87
UV-1/03	р	57,79	0,01	0,32	0,49	4,78	0,14	36,37	0,88	0,02	100,79	1,960	0,000	0,009	0,019	0,135	0,004	1,839	0,032	0,001	91,41	6,93	1,65	93,14
UV-1/03	р	57,21	0,01	0,35	0,45	4,67	0,11	34,17	0,89	0,10	97,94	2,006	0,000	0,010	0,018	0,137	0,003	1,786	0,033	0,007	90,84	7,13	2,03	92,88
UV-1/03	р	57,60	0,01	0,34	0,45	4,92	0,11	35,03	0,86	0,05	99,37	1,989	0,000	0,009	0,018	0,142	0,003	1,803	0,032	0,003	90,91	7,33	1,77	92,69
UV-1/03	р	57,20	0,00	0,36	0,47	4,67	0,16	35,26	0,89	0,03	99,04	1,979	0,000	0,010	0,019	0,135	0,005	1,818	0,033	0,002	91,23	7,01	1,76	93,08
UV-1/03	р	57,34	0,00	0,32	0,44	4,75	0,15	35,77	0,87	0,05	99,68	1,968	0,000	0,009	0,018	0,136	0,004	1,830	0,032	0,003	91,23	7,01	1,75	93,06
UV-1/03	р	57,44	0,00	0,32	0,45	4,81	0,15	35,76	0,88	0,01	99,83	1,970	0,000	0,009	0,018	0,138	0,004	1,828	0,032	0,001	91,24	7,10	1,66	92,98
UV-1/03	р	57,62	0,02	0,31	0,48	4,85	0,14	36,16	0,88	0,05	100,50	1,961	0,001	0,008	0,019	0,138	0,004	1,834	0,032	0,004	91,18	7,06	1,77	93,00
UV-1/03	р	57,39	0,00	0,35	0,48	4,74	0,13	36,41	0,87	0,03	100,39	1,953	0,000	0,009	0,019	0,135	0,004	1,846	0,032	0,002	91,45	6,86	1,69	93,20

Приложение 2.3. Продолжение.

Образец №	Мас. %														Формула рассчитана на 4 катиона										Минералы, мол. %			
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	En	Fs	Wo	Mg#					
UV-67/03	57,78	0,08	0,19	0,68	5,34	0,12	34,28	0,92	0,23	99,61	1,995	0,002	0,005	0,028	0,154	0,004	1,764	0,034	0,015	89,49	8,01	2,50	91,96					
UV-67/03	57,82	0,09	0,21	0,68	5,32	0,13	34,59	0,89	0,34	100,07	1,984	0,002	0,006	0,028	0,153	0,004	1,769	0,033	0,023	89,31	7,89	2,49	92,06					
UV-67/03	57,75	0,08	0,22	0,67	5,36	0,13	34,53	0,91	0,22	99,88	1,987	0,002	0,006	0,027	0,154	0,004	1,771	0,033	0,015	89,57	8,00	2,43	91,98					
UV-89/03	58,36	0,16	0,22	0,62	5,61	0,12	34,06	0,87	0,25	100,26	2,006	0,004	0,006	0,025	0,161	0,003	1,745	0,032	0,017	89,11	8,41	2,49	91,55					
UV-89/03	58,19	0,16	0,23	0,59	5,55	0,13	34,04	0,87	0,22	99,96	2,006	0,004	0,006	0,024	0,160	0,004	1,749	0,032	0,015	89,26	8,35	2,39	91,62					
UV-89/03	57,90	0,17	0,20	0,64	5,65	0,14	34,23	0,86	0,22	100,00	1,994	0,004	0,005	0,026	0,163	0,004	1,757	0,032	0,014	89,19	8,47	2,34	91,52					
UV-89/03	58,09	0,19	0,21	0,64	5,60	0,11	34,28	0,89	0,22	100,22	1,997	0,005	0,006	0,026	0,161	0,003	1,756	0,033	0,015	89,26	8,35	2,40	91,60					
UV-30/04	57,41	0,10	0,21	0,54	5,22	0,13	34,63	0,83	0,16	99,22	1,987	0,003	0,006	0,022	0,151	0,004	1,786	0,031	0,011	90,10	7,80	2,10	92,20					
UV-30/04	57,44	0,10	0,17	0,54	5,19	0,13	34,73	0,76	0,18	99,24	1,987	0,003	0,005	0,022	0,150	0,004	1,790	0,028	0,012	90,21	7,76	2,03	92,26					
UV-30/04	58,04	0,12	0,21	0,56	5,24	0,12	34,64	0,79	0,18	99,89	1,997	0,003	0,006	0,023	0,151	0,003	1,776	0,029	0,012	90,11	7,82	2,08	92,18					
UV-30/04	57,49	0,11	0,25	0,56	5,22	0,11	34,76	0,84	0,16	99,49	1,984	0,003	0,007	0,023	0,151	0,003	1,788	0,031	0,011	90,14	7,76	2,10	92,22					
UV-33/04	57,08	0,18	0,19	0,62	7,05	0,14	33,26	0,94	0,18	99,63	1,985	0,005	0,005	0,025	0,205	0,004	1,724	0,035	0,012	87,06	10,56	2,38	89,37					
UV-33/04	57,43	0,19	0,20	0,64	7,03	0,14	33,30	0,90	0,24	100,08	1,988	0,005	0,006	0,026	0,204	0,004	1,718	0,033	0,016	86,98	10,52	2,51	89,40					
UV-33/04	57,33	0,17	0,18	0,64	6,93	0,14	33,21	0,93	0,23	99,75	1,991	0,004	0,005	0,026	0,201	0,004	1,718	0,035	0,016	87,05	10,40	2,55	89,51					
UV-30/04	56,20	0,14	0,29	0,71	5,69	0,13	34,80	0,99	0,29	99,23	1,943	0,004	0,008	0,027	0,164	0,004	1,793	0,037	0,019	88,88	8,34	2,78	91,60					
UV-30/04	56,48	0,16	0,25	0,68	5,90	0,13	34,76	1,00	0,25	99,61	1,948	0,004	0,007	0,027	0,170	0,004	1,786	0,037	0,017	88,68	8,64	2,68	91,30					
UV-3/05	56,75	0,17	0,19	0,67	7,18	0,15	32,94	0,94	0,25	99,23	1,982	0,004	0,005	0,028	0,210	0,004	1,715	0,035	0,017	86,56	10,81	2,63	89,10					
UV-3/05	56,26	0,18	0,20	0,67	7,10	0,14	32,70	0,99	0,25	98,49	1,980	0,005	0,006	0,028	0,209	0,004	1,715	0,037	0,017	86,52	10,74	2,74	89,14					
UV-3/05	56,85	0,20	0,19	0,66	7,14	0,16	32,96	0,98	0,23	99,37	1,983	0,005	0,005	0,027	0,208	0,005	1,714	0,037	0,015	86,61	10,76	2,62	89,17					
UV-4/05	56,84	0,15	0,36	0,50	5,59	0,14	36,18	1,01	0,19	100,95	1,927	0,004	0,010	0,020	0,159	0,004	1,828	0,037	0,012	89,63	7,97	2,40	92,02					
UV-4/05	57,10	0,14	0,37	0,49	5,40	0,13	35,72	1,00	0,19	100,53	1,946	0,004	0,010	0,020	0,154	0,004	1,814	0,036	0,012	89,79	7,80	2,41	92,18					
UV-4/05	57,84	0,13	0,35	0,54	5,48	0,15	34,85	1,01	0,16	100,51	1,979	0,003	0,009	0,022	0,157	0,004	1,777	0,037	0,011	89,48	8,11	2,41	91,89					
UV-4/05	57,17	0,16	0,33	0,52	5,46	0,14	35,05	0,96	0,18	99,97	1,964	0,004	0,009	0,021	0,157	0,004	1,794	0,035	0,012	89,61	8,04	2,36	91,96					
UV-4/05	57,14	0,14	0,47	0,53	5,54	0,13	35,08	0,97	0,18	100,17	1,959	0,004	0,013	0,021	0,159	0,004	1,793	0,036	0,012	89,50	8,11	2,39	91,86					
UV-4/05	57,92	0,16	0,36	0,52	5,34	0,13	35,22	0,98	0,17	100,79	1,974	0,004	0,010	0,021	0,152	0,004	1,789	0,036	0,011	89,82	7,82	2,36	92,16					
UV-27/05	57,66	0,14	0,25	0,51	5,08	0,13	34,90	0,71	0,17	99,56	1,988	0,004	0,007	0,021	0,146	0,004	1,793	0,026	0,011	90,52	7,59	1,89	92,45					
UV-27/05	57,77	0,16	0,28	0,55	5,03	0,14	34,70	0,80	0,19	99,62	1,992	0,004	0,008	0,022	0,145	0,004	1,783	0,030	0,013	90,31	7,54	2,15	92,48					
UV-27/05	57,88	0,17	0,26	0,55	5,06	0,14	34,59	0,82	0,20	99,66	1,995	0,005	0,007	0,022	0,146	0,004	1,777	0,030	0,013	90,18	7,61	2,21	92,42					
UV-27/05	57,01	0,16	0,27	0,56	5,03	0,14	34,91	0,77	0,16	99,01	1,975	0,004	0,007	0,023	0,146	0,004	1,802	0,029	0,011	90,49	7,52	1,98	92,51					
UVK-10/05	57,46	0,18	0,31	0,68	5,51	0,12	34,31	0,97	0,23	99,78	1,982	0,005	0,009	0,028	0,159	0,004	1,764	0,036	0,016	89,19	8,22	2,59	91,73					
UVK-10/05	57,81	0,19	0,33	0,64	5,58	0,13	34,28	0,97	0,25	100,16	1,988	0,005	0,009	0,026	0,160	0,004	1,756	0,036	0,016	89,03	8,33	2,64	91,63					
UVK-10/05	57,38	0,17	0,32	0,63	5,54	0,12	34,12	0,95	0,21	99,44	1,987	0,004	0,009	0,026	0,160	0,003	1,761	0,035	0,014	89,19	8,31	2,50	91,65					
UV-34/03	58,49	0,17	0,34	0,56	5,47	0,12	33,34	1,04	0,18	99,70	2,028	0,004	0,009	0,023	0,159	0,003	1,723	0,039	0,012	89,02	8,37	2,61	91,57					
UV-34/03	57,95	0,18	0,34	0,53	5,60	0,14	34,54	0,99	0,18	100,45	1,987	0,005	0,009	0,022	0,161	0,004	1,765	0,036	0,012	89,23	8,32	2,45	91,66					
UV-34/03	57,49	0,15	0,33	0,49	5,54	0,16	34,65	1,18	0,20	100,20	1,974	0,004	0,009	0,020	0,159	0,005	1,773	0,043	0,013	88,93	8,22	2,85	91,77					
UV-34/03	56,73	0,18	0,35	0,56	5,51	0,14	35,22	0,99	0,17	99,87	1,949	0,005	0,010	0,023	0,158	0,004	1,803	0,037	0,012	89,54	8,07	2,39	91,93					
UV-18/04	57,50	0,16	0,29	0,62	5,28	0,15	34,39	0,90	0,22	99,49	1,987	0,004	0,008	0,025	0,153	0,004	1,771	0,033	0,014	89,63	7,95	2,42	92,07					
UV-18/04	57,30	0,16	0,29	0,61	5,30	0,12	34,19	0,91	0,25	99,16	1,988	0,004	0,008	0,025	0,154	0,004	1,768	0,034	0,017	89,49	7,97	2,55	91,99					
UV-18/04	57,73	0,15	0,26	0,60	5,25	0,11	34,30	0,93	0,23	99,56	1,994	0,004	0,007	0,024	0,152	0,003	1,766	0,034	0,015	89,62	7,87	2,51	92,09					

Приложение 2.3. Продолжение.

Образец №	Мас. %										Формула рассчитана на 4 катиона								Миналы, мол. %			Mg#			
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	En	Fs		Wo		
UV-32/04	р	56,69	0,18	0,13	0,59	7,52	0,14	32,96	0,90	0,18	99,28	1,981	0,005	0,004	0,024	0,220	0,004	1,716	0,034	0,012	86,40	11,28	2,32	88,64	
UV-32/04	р	56,42	0,19	0,15	0,61	7,44	0,15	33,07	0,84	0,25	99,12	1,973	0,005	0,004	0,025	0,218	0,004	1,723	0,032	0,017	86,44	11,14	2,43	88,79	
UV-32/04	р	ц	57,13	0,19	0,13	0,62	7,45	0,18	32,91	0,91	0,19	99,71	1,989	0,005	0,004	0,025	0,217	0,005	1,708	0,034	0,013	86,38	11,24	2,37	88,72
UV-32/04	р	к	57,14	0,19	0,13	0,61	7,58	0,15	32,70	0,89	0,17	99,56	1,995	0,005	0,004	0,025	0,221	0,004	1,701	0,033	0,011	86,29	11,45	2,27	88,49
UV-38/02	р	ц	57,57	0,06	0,23	0,52	4,92	0,10	35,66	0,86	0,10	100,03	1,970	0,001	0,006	0,021	0,141	0,003	1,819	0,032	0,006	90,91	7,19	1,90	92,82
UV-38/02	р	к	57,24	0,07	0,22	0,54	5,02	0,09	35,53	0,87	0,15	99,74	1,964	0,002	0,006	0,022	0,144	0,003	1,817	0,032	0,010	90,60	7,32	2,09	92,65
UV-268/02	р	ц	57,00	0,16	0,16	0,71	5,25	0,11	34,99	0,96	0,22	99,56	1,962	0,004	0,004	0,029	0,151	0,003	1,796	0,035	0,015	89,77	7,72	2,51	92,23
UV-268/02	р	к	56,80	0,15	0,19	0,69	5,27	0,09	35,15	0,94	0,25	99,53	1,955	0,004	0,005	0,028	0,152	0,003	1,803	0,035	0,017	89,75	7,69	2,56	92,24
UV-59/03	р	ц	57,81	0,14	0,24	0,51	5,18	0,13	35,44	0,77	0,17	100,39	1,974	0,004	0,007	0,021	0,148	0,004	1,804	0,028	0,011	90,44	7,61	1,95	92,42
UV-59/03	р	к	57,30	0,17	0,23	0,53	5,41	0,13	35,12	0,83	0,17	99,90	1,968	0,004	0,006	0,021	0,155	0,004	1,798	0,031	0,011	89,93	7,97	2,10	92,04
UV-59/03	р	ц	58,02	0,08	0,20	0,46	5,24	0,14	35,47	0,70	0,14	100,45	1,981	0,002	0,005	0,019	0,150	0,004	1,805	0,026	0,009	90,54	7,71	1,74	92,34
UV-59/03	р	к	57,00	0,18	0,22	0,54	5,22	0,13	35,47	0,76	0,17	99,69	1,958	0,005	0,006	0,022	0,150	0,004	1,816	0,028	0,012	90,38	7,65	1,97	92,37
UV-2/05	р	ц	57,11	0,18	0,16	0,67	5,68	0,10	35,00	0,91	0,20	100,01	1,961	0,005	0,004	0,027	0,163	0,003	1,791	0,033	0,013	89,39	8,28	2,33	91,65
UV-2/05	р	к	56,90	0,18	0,14	0,65	5,71	0,12	34,87	0,94	0,22	99,73	1,959	0,005	0,004	0,026	0,164	0,003	1,789	0,035	0,015	89,17	8,37	2,46	91,58
UV-2/05	р	ц	57,14	0,21	0,16	0,64	5,70	0,10	34,83	0,91	0,22	99,91	1,965	0,005	0,004	0,026	0,164	0,003	1,785	0,034	0,014	89,25	8,35	2,40	91,58
UV-2/05	р	к	57,51	0,16	0,16	0,67	5,81	0,15	35,06	0,91	0,18	100,61	1,964	0,004	0,004	0,027	0,166	0,004	1,785	0,033	0,012	89,23	8,52	2,25	91,49

Примечание:

р - порфирокласт

п - необласт

ц, к - центр и край одного зерна

вкл в ol - включение в породообразующем оливине

Mg# = Mg/(Mg+Fe)\*100

Fo - форстерит

Fa - фаялит

Приложение 2.4. Состав породообразующего клинопироксена ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец №	Мас. %											Миналы, мол. %			Mg#	Ca#	Cr#
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	En	Fs	Wo			
UV-87/03	55,14	0,02	0,58	1,06	2,99	0,12	19,94	18,47	0,48	0,16	99,49	55,80	4,70	37,17	92,23	39,98	27,02
UV-17/04	55,18	0,12	0,96	1,69	2,67	0,08	17,89	19,01	1,74	0,04	99,37	50,55	4,23	38,61	92,27	43,30	27,52
UV-17/04	55,22	0,13	1,02	1,70	2,65	0,08	17,84	19,00	1,67	0,04	99,36	50,61	4,22	38,76	92,31	43,37	28,66
UV-17/04 ц	55,41	0,13	1,02	1,73	2,70	0,08	17,87	18,99	1,71	0,03	99,66	50,59	4,28	38,64	92,19	43,31	28,38
UV-17/04 к	55,55	0,13	0,99	1,72	2,66	0,08	17,83	19,04	1,76	0,04	99,79	50,40	4,22	38,70	92,28	43,44	27,76
UV-6/05	55,16	0,26	1,39	1,43	3,84	0,13	19,32	16,71	1,60	0,07	99,90	54,11	6,04	33,66	89,96	38,35	39,50
UV-6/05	54,91	0,27	1,38	1,43	3,88	0,13	19,16	16,78	1,53	0,06	99,52	53,95	6,12	33,97	89,81	38,64	39,38
UV-6/05	55,01	0,24	1,42	1,44	3,78	0,13	19,11	16,72	1,58	0,05	99,46	53,96	5,99	33,95	90,02	38,62	39,71
UV-6/05	55,00	0,25	1,44	1,43	3,80	0,14	19,19	16,72	1,58	0,05	99,60	54,03	6,00	33,85	90,00	38,51	40,18
UV-24/05	55,41	0,25	1,42	1,47	3,84	0,11	18,77	16,71	1,55	0,04	99,57	53,54	6,15	34,27	89,70	39,03	39,33
UV-24/05	55,43	0,23	1,46	1,49	3,78	0,12	18,77	16,76	1,53	0,05	99,62	53,55	6,05	34,39	89,84	39,10	39,66
UV-24/05 ц	55,72	0,19	1,48	1,48	3,72	0,13	18,75	16,54	1,60	0,04	99,65	53,70	5,98	34,06	89,97	38,81	40,14
UV-24/05 к	55,63	0,24	1,49	1,42	3,78	0,14	18,70	16,73	1,59	0,07	99,78	53,37	6,05	34,32	89,82	39,14	41,19
UV-37/05	55,59	0,02	0,72	0,68	2,89	0,11	20,20	19,09	0,46	0,16	99,92	55,57	4,47	37,77	92,56	40,46	41,39
UV-37/05	55,71	0,00	0,71	0,72	2,92	0,11	20,15	19,37	0,46	0,16	100,32	55,19	4,48	38,13	92,49	40,86	39,94
UV-37/05	55,49	0,01	0,71	0,66	2,91	0,14	20,24	19,13	0,40	0,16	99,85	55,67	4,48	37,82	92,55	40,45	41,94
UV-37/05	55,53	0,01	0,72	0,68	2,88	0,11	20,42	19,20	0,46	0,15	100,14	55,75	4,41	37,69	92,67	40,33	41,59
UV-37/05	55,59	0,02	0,72	0,68	2,89	0,11	20,20	19,09	0,46	0,16	99,92	55,57	4,47	37,77	92,56	40,46	41,39
UV-67/03	55,50	0,15	0,93	1,91	3,37	0,12	19,08	17,16	1,69	0,05	99,96	53,57	5,30	34,64	91,00	39,27	24,52
UV-67/03	55,44	0,16	0,92	1,91	3,36	0,11	18,96	17,21	1,78	0,04	99,88	53,22	5,29	34,73	90,96	39,49	24,38
UV-67/03	55,61	0,16	0,88	1,93	3,39	0,13	18,97	17,12	1,66	0,04	99,88	53,52	5,36	34,73	90,90	39,35	23,53
UV-89/03 ц	55,36	0,32	1,67	1,78	3,26	0,12	17,81	17,60	1,74	0,16	99,82	51,25	5,26	36,40	90,69	41,53	38,57
UV-89/03 к	55,34	0,32	1,56	1,64	3,39	0,11	17,86	17,51	1,74	0,03	99,50	51,46	5,47	36,27	90,39	41,35	38,87
UV-30/04	55,75	0,18	0,92	1,29	3,03	0,10	18,57	18,73	1,26	0,04	99,86	52,36	4,80	37,98	91,60	42,04	32,19
UV-30/04	55,51	0,19	0,94	1,31	3,01	0,10	18,76	18,67	1,29	0,04	99,81	52,65	4,74	37,67	91,74	41,71	32,42
UV-33/04	55,36	0,32	0,87	1,66	4,50	0,11	18,66	17,07	1,66	0,03	100,25	52,25	7,07	34,36	88,07	39,68	25,95
UV-33/04	55,54	0,32	0,83	1,59	4,45	0,14	18,65	16,95	1,63	0,03	100,12	52,44	7,03	34,27	88,19	39,52	25,90
UV-50/04 ц	54,57	0,29	1,01	1,85	3,89	0,15	19,14	16,62	1,84	0,04	99,41	53,49	6,09	33,39	89,77	38,43	26,85
UV-50/04 к	54,54	0,27	0,99	1,93	3,83	0,11	19,04	16,60	1,73	0,03	99,08	53,68	6,06	33,66	89,85	38,54	25,68
UV-50/04 ц	54,46	0,28	0,90	1,91	3,93	0,11	19,10	16,66	1,77	0,04	99,17	53,53	6,19	33,56	89,64	38,54	23,96
UV-50/04 к	54,58	0,26	0,94	1,97	3,75	0,11	18,97	16,65	1,80	0,03	99,06	53,47	5,94	33,74	90,01	38,69	24,31
UV-3/05	55,24	0,33	0,79	1,75	4,62	0,12	18,90	16,47	1,67	0,05	99,92	53,08	7,27	33,25	87,95	38,52	23,23
UV-3/05	55,28	0,32	0,78	1,74	4,75	0,13	18,91	16,41	1,68	0,05	100,06	53,00	7,47	33,07	87,64	38,43	23,06
UV-3/05	55,35	0,33	0,77	1,79	4,67	0,13	18,82	16,46	1,64	0,03	99,98	52,99	7,39	33,33	87,77	38,61	22,33

Приложение 2.4. Продолжение.

Образец №	Мас. %											Миналы, мол. %			Mg#	Ca#	Cr#
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	En	Fs	Wo			
UV-4/05	54,77	0,22	1,44	1,24	3,41	0,12	19,08	17,70	1,27	0,05	99,30	53,77	5,39	35,86	90,88	40,01	43,78
UV-4/05 ц	54,83	0,20	1,39	1,21	3,38	0,16	19,28	17,73	1,24	0,06	99,47	54,05	5,32	35,73	91,04	39,80	43,52
UV-4/05 к	54,55	0,23	1,51	1,24	3,27	0,13	19,41	17,70	1,22	0,06	99,31	54,40	5,14	35,67	91,36	39,60	44,96
UV-4/05 ц	53,97	0,22	1,52	1,20	3,39	0,15	19,72	17,67	1,32	0,06	99,22	54,51	5,26	35,12	91,20	39,18	45,93
UV-4/05 к	54,22	0,22	1,38	1,17	3,38	0,11	19,91	17,61	1,31	0,06	99,36	54,87	5,23	34,89	91,30	38,87	44,17
UV-27/05	55,49	0,26	1,27	1,42	2,99	0,10	18,58	18,15	1,52	0,04	99,82	52,53	4,75	36,89	91,71	41,25	37,48
UV-27/05	55,31	0,28	1,30	1,43	3,08	0,12	18,74	18,13	1,63	0,04	100,07	52,44	4,84	36,49	91,54	41,03	37,81
UVK-10/05	55,23	0,32	1,23	1,65	3,53	0,11	19,12	16,65	1,75	0,05	99,63	53,92	5,59	33,76	90,60	38,51	33,20
UVK-10/05	55,30	0,34	1,27	1,71	3,50	0,13	19,21	16,59	1,69	0,04	99,78	54,27	5,54	33,69	90,73	38,30	33,25
UV-34/03 ц	55,17	0,28	1,34	1,31	3,29	0,17	19,14	17,75	1,28	0,05	99,77	53,84	5,19	35,90	91,20	40,00	40,69
UV-34/03 к	54,91	0,27	1,30	1,27	3,40	0,13	18,98	17,73	1,27	0,05	99,32	53,60	5,39	36,00	90,87	40,18	40,71
UV-34/03 ц	55,90	0,25	1,42	1,29	3,30	0,11	18,06	17,52	1,20	0,05	99,11	52,84	5,42	36,85	90,70	41,09	42,47
UV-34/03 к	56,32	0,23	1,37	1,32	3,44	0,20	18,05	17,61	1,16	0,05	99,75	52,62	5,63	36,91	90,34	41,23	41,04
UV-18/04	55,02	0,25	0,75	1,58	3,31	0,12	19,13	17,53	1,45	0,03	99,16	53,78	5,22	35,44	91,16	39,72	24,01
UV-18/04	54,61	0,28	0,83	1,59	3,37	0,11	19,17	17,35	1,51	0,05	98,87	53,85	5,31	35,04	91,02	39,42	26,07
UV-18/04	55,18	0,29	1,03	1,60	3,37	0,12	19,03	17,45	1,55	0,04	99,66	53,46	5,31	35,26	90,96	39,74	30,11
UV-32/04	55,17	0,34	0,95	1,69	4,72	0,13	18,28	16,83	1,69	0,05	99,84	51,72	7,49	34,23	87,34	39,83	27,30
UV-32/04	54,92	0,30	0,77	1,50	4,66	0,13	18,26	17,39	1,57	0,03	99,53	51,40	7,36	35,21	87,47	40,65	25,61
UV-38/02	55,50	0,10	0,76	1,04	2,88	0,11	19,37	19,24	1,04	0,04	100,08	53,39	4,46	38,15	92,29	41,67	32,80
UV-38/02 ц	54,73	0,12	0,83	1,19	2,87	0,12	19,30	18,85	1,16	0,05	99,21	53,49	4,47	37,56	92,29	41,25	31,92
UV-38/02 к	55,41	0,15	0,72	1,11	2,81	0,10	19,25	19,17	1,02	0,05	99,78	53,44	4,38	38,26	92,43	41,72	30,30
UV-268/02	54,45	0,28	0,74	1,92	3,56	0,14	19,38	17,38	1,68	0,03	99,55	53,58	5,52	34,55	90,66	39,20	20,52
UV-268/02 ц	54,84	0,28	0,69	1,88	3,50	0,14	19,25	17,28	1,60	0,04	99,49	53,71	5,48	34,67	90,74	39,23	19,70
UV-268/02 к	55,14	0,26	0,71	1,87	3,40	0,10	19,16	17,41	1,59	0,05	99,68	53,59	5,34	35,02	90,94	39,52	20,19
UV-268/02 ц	54,17	0,28	0,71	1,92	3,49	0,09	19,22	17,57	1,56	0,04	99,05	53,50	5,45	35,15	90,75	39,65	19,80
UV-268/02 к	54,22	0,27	0,71	1,83	3,33	0,18	19,23	17,57	1,63	0,04	99,01	53,42	5,19	35,10	91,15	39,65	20,70
UV-59/03 ц	56,16	0,17	1,03	1,19	2,81	0,13	17,83	19,61	1,13	0,03	100,08	50,83	4,50	40,20	91,87	44,16	36,73
UV-59/03 к	55,24	0,23	1,02	1,32	2,97	0,11	18,28	19,25	1,25	0,03	99,70	51,50	4,70	38,99	91,64	43,09	34,14
UV-59/03 ц	56,13	0,15	1,09	1,18	2,76	0,12	17,48	19,72	1,14	0,04	99,81	50,25	4,45	40,75	91,86	44,79	38,25
UV-59/03 к	56,06	0,29	1,03	1,44	3,14	0,13	17,57	18,73	1,29	0,04	99,71	50,81	5,10	38,94	90,89	43,39	32,42
UV-2/05	54,27	0,34	0,75	1,70	3,57	0,09	19,07	17,64	1,59	0,03	99,05	53,10	5,59	35,32	90,48	39,95	22,80
UV-2/05	54,74	0,31	0,69	1,76	3,46	0,12	19,00	17,58	1,63	0,04	99,31	53,09	5,42	35,31	90,73	39,94	20,79
UV-2/05 ц	54,52	0,31	0,74	1,76	3,61	0,08	19,03	17,64	1,57	0,03	99,29	53,09	5,65	35,38	90,37	39,99	21,90
UV-2/05 к	54,35	0,31	0,73	1,74	3,65	0,10	19,00	17,53	1,55	0,04	99,00	53,14	5,73	35,24	90,27	39,88	22,03

Примечание:  
ц, к - центр и край одного зерна  
 $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)*100$   
 $Ca\# = Ca/(Ca+Mg)*100$   
 $Cr\# = Cr/(Cr+Al)*100$   
Ел - энстатит  
Fe - ферросилит  
Wo - волластонит

Приложение 2.5. Состав породообразующего граната ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец №		Мас. %										Mg#	Ca#	Cr#
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Total			
UV-87/03	ц	41,42	0,16	7,88	16,18	7,16	0,25	19,59	6,43	0,03	99,10	82,98	19,10	24,63
UV-87/03	к	41,54	0,14	7,80	16,22	7,22	0,23	19,60	6,40	0,02	99,17	82,88	19,01	24,38
UV-17/04	ц	42,37	0,09	2,70	21,19	7,25	0,34	21,47	4,22	0,03	99,67	84,06	12,39	7,87
UV-17/04	к	42,66	0,09	2,76	21,32	7,16	0,33	21,42	4,17	0,02	99,93	84,21	12,28	7,99
UV-6/05	ц	41,65	1,17	6,15	16,81	8,58	0,32	19,71	5,72	0,07	100,17	80,37	17,26	19,71
UV-6/05	ц1	41,44	1,17	6,26	16,43	8,42	0,30	19,72	5,75	0,07	99,56	80,66	17,32	20,36
UV-6/05	к	41,67	1,18	6,31	16,51	8,49	0,34	19,59	5,72	0,08	99,88	80,44	17,34	20,39
UV-24/05	ц	41,40	1,14	6,17	16,39	8,56	0,36	19,79	5,69	0,12	99,60	80,46	17,13	20,14
UV-24/05	к	41,36	1,19	6,33	16,38	8,50	0,32	19,89	5,72	0,07	99,77	80,66	17,14	20,58
UV-24/05	ц	41,44	1,26	6,79	16,21	8,49	0,34	19,58	5,91	0,10	100,12	80,43	17,84	21,93
UV-24/05	к	41,33	1,27	6,84	16,13	8,56	0,33	19,73	5,85	0,06	100,10	80,43	17,57	22,13
UV-37/05	ц	42,08	0,10	7,09	17,25	6,94	0,30	20,28	5,88	0,01	99,90	83,89	17,24	21,60
UV-37/05	к	41,71	0,12	6,92	17,34	6,85	0,30	20,16	5,94	0,00	99,34	83,99	17,47	21,12
UV-8/05		40,97	1,53	7,37	15,41	7,60	0,31	19,50	6,40	0,15	99,24	82,06	19,10	24,29
UV-8/05		41,22	1,48	7,33	15,64	7,48	0,31	19,69	6,34	0,12	99,61	82,44	18,80	23,92
UV-8/05	ц	40,95	1,42	7,43	15,50	7,48	0,34	19,53	6,33	0,17	99,16	82,30	18,89	24,34
UV-8/05	к	40,85	1,51	7,35	15,58	7,56	0,33	19,60	6,34	0,12	99,24	82,21	18,87	24,03
UV-68/03	ц	41,29	0,04	9,12	15,40	6,99	0,28	19,54	6,92	0,04	99,61	83,29	20,30	28,43
UV-68/03	к	41,63	0,04	8,58	15,75	6,96	0,29	19,69	6,80	0,02	99,76	83,46	19,89	26,76
UV-68/03	ц	41,52	0,05	9,06	15,56	6,94	0,30	19,62	6,95	0,00	100,00	83,43	20,29	28,09
UV-68/03	к	41,34	0,01	8,78	15,54	6,99	0,28	19,83	6,88	0,00	99,66	83,48	19,96	27,47
UV-88/03		41,78	0,01	8,22	15,99	7,12	0,29	19,74	6,71	0,00	99,85	83,17	19,63	25,65
UV-88/03	вкл в орх ц	41,75	0,06	8,26	16,00	6,99	0,30	19,68	6,66	0,01	99,71	83,38	19,57	25,72
UV-88/03	вкл в орх к	41,64	0,05	8,25	16,14	7,04	0,28	19,70	6,76	0,02	99,89	83,29	19,78	25,52
UV-88/03	ц	41,40	0,07	8,23	15,98	7,14	0,29	19,83	6,61	0,02	99,58	83,18	19,34	25,67
UV-88/03	к	41,25	0,07	8,07	15,84	7,05	0,28	19,80	6,63	0,02	99,02	83,35	19,40	25,46
UV-1/03	ц	40,57	0,05	11,28	13,90	6,96	0,36	19,39	6,64	0,03	99,16	83,24	19,76	35,25
UV-1/03	к	40,96	0,08	11,24	13,83	6,91	0,35	19,23	6,69	0,00	99,29	83,23	20,01	35,28
UV-1/03	ц	40,96	0,07	11,00	14,29	6,95	0,33	19,64	6,67	0,07	99,98	83,42	19,62	34,05
UV-1/03	к	41,03	0,06	10,75	14,19	6,85	0,37	19,47	6,54	0,00	99,25	83,52	19,44	33,68
UV-67/03	ц	42,64	0,46	2,91	20,47	7,37	0,32	21,51	4,22	0,07	99,98	83,87	12,37	8,71
UV-67/03	ц1	42,42	0,42	2,72	20,50	7,40	0,29	21,75	4,38	0,07	99,94	83,97	12,63	8,17
UV-67/03	к	42,48	0,42	2,84	20,50	7,35	0,29	21,64	4,29	0,07	99,88	83,99	12,47	8,50
UV-89/03	ц	41,86	0,61	5,53	18,18	7,84	0,32	20,38	4,98	0,09	99,80	82,25	14,95	16,95
UV-89/03	к	41,40	1,14	4,47	18,07	8,20	0,31	20,61	5,29	0,11	99,58	81,75	15,58	14,22
UV-30/04	ц	42,09	0,24	4,22	19,67	7,53	0,31	20,83	4,91	0,03	99,83	83,13	14,50	12,58
UV-30/04	ц1	42,07	0,23	4,01	19,87	7,40	0,34	20,92	4,84	0,06	99,75	83,44	14,26	11,91
UV-30/04	к	42,01	0,22	4,08	19,95	7,36	0,33	20,88	4,83	0,05	99,70	83,48	14,27	12,07
UV-33/04	ц	41,14	0,81	6,90	16,91	9,34	0,35	18,80	5,76	0,08	100,10	78,20	18,05	21,49
UV-33/04	ц1	41,57	0,05	7,18	17,46	7,28	0,33	19,61	6,15	0,03	99,65	82,75	18,41	21,62
UV-33/04	к	41,28	0,07	10,93	13,99	6,90	0,32	19,27	6,55	0,01	99,32	83,26	19,63	34,37
UV-50/04	ц	41,21	1,00	4,77	17,95	8,28	0,31	20,47	5,10	0,10	99,19	81,50	15,19	15,11
UV-50/04	к	41,26	1,01	4,83	18,01	8,26	0,29	20,19	5,08	0,10	99,02	81,33	15,31	15,25
UV-50/04	ц	41,24	0,96	5,39	17,89	7,97	0,28	20,11	5,14	0,11	99,08	81,80	15,51	16,81
UV-50/04	к	41,55	1,07	4,43	18,35	8,40	0,28	20,35	5,08	0,14	99,64	81,19	15,22	13,94
UV-3/05	ц	41,79	0,16	6,00	17,96	8,01	0,31	19,73	5,58	0,04	99,57	81,45	16,89	18,30
UV-3/05	ц1	41,42	0,61	5,76	17,82	9,17	0,35	19,34	5,32	0,05	99,82	78,99	16,51	17,83
UV-3/05	к	41,38	0,80	5,54	17,75	9,45	0,31	19,49	5,27	0,06	100,06	78,61	16,28	17,30
UV-4/05	ц	41,22	1,23	7,82	15,52	7,78	0,36	20,38	6,33	0,09	100,73	82,36	18,25	25,26
UV-4/05	к	41,20	1,18	7,42	15,89	7,97	0,38	20,63	6,23	0,09	100,99	82,18	17,84	23,85
UV-4/05	ц	41,42	1,21	7,91	15,61	7,69	0,32	20,16	6,32	0,09	100,73	82,37	18,39	25,37
UV-4/05	к	41,54	1,19	7,45	15,94	7,77	0,36	20,33	6,26	0,08	100,91	82,34	18,13	23,87

Приложение 2.5. Продолжение.

Образец №		Мас. %										Mg#	Ca#	Cr#
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Total			
UV-27/05	ц	41,66	0,27	5,78	18,39	7,16	0,33	20,44	5,32	0,06	99,41	83,58	15,76	17,42
UV-27/05	ц1	41,82	0,43	5,78	18,46	7,10	0,33	20,41	5,24	0,03	99,60	83,67	15,59	17,36
UV-27/05	к	41,80	0,32	5,72	18,37	7,15	0,34	20,41	5,23	0,05	99,38	83,57	15,55	17,26
UVK-10/05	ц	41,67	1,16	6,30	16,80	7,81	0,32	20,11	5,58	0,09	99,83	82,11	16,63	20,08
UVK-10/05	к	41,33	1,23	5,62	17,10	7,74	0,34	20,20	5,54	0,10	99,20	82,31	16,46	18,07
UV-34/03		42,05	1,33	6,67	16,79	7,71	0,36	18,55	6,12	0,08	99,66	81,09	19,17	21,04
UV-34/03	ц	41,01	1,35	6,86	16,18	7,68	0,38	19,64	6,13	0,10	99,33	82,00	18,33	22,14
UV-34/03	к	41,15	1,32	6,68	16,24	7,94	0,37	20,08	6,06	0,09	99,93	81,84	17,83	21,62
UV-18/04	ц	41,83	0,11	6,96	17,32	7,21	0,30	19,82	5,93	0,00	99,49	83,05	17,71	21,24
UV-18/04	к	41,55	0,57	6,76	17,33	7,22	0,31	20,11	5,68	0,06	99,58	83,23	16,87	20,74
UV-32/04	ц	41,65	0,04	7,50	17,19	7,10	0,37	19,55	6,30	0,02	99,71	83,07	18,82	22,64
UV-32/04	к	41,06	0,52	7,38	16,83	9,50	0,35	18,52	5,99	0,06	100,21	77,65	18,85	22,71
UV-38/02	ц	41,64	0,02	5,94	18,35	7,10	0,32	20,19	5,62	0,05	99,24	83,52	16,67	17,84
UV-38/02	к	41,65	0,10	5,74	18,53	6,82	0,34	20,22	5,62	0,04	99,04	84,09	16,66	17,19
UV-268/02	ц	42,12	0,23	2,74	20,62	7,38	0,26	21,34	4,37	0,02	99,10	83,74	12,84	8,17
UV-268/02	к	41,72	0,25	2,75	20,74	7,33	0,27	21,51	4,43	0,11	99,09	83,95	12,89	8,15
UV-268/02	ц	41,77	0,38	2,74	20,65	7,40	0,30	21,48	4,30	0,06	99,09	83,79	12,59	8,16
UV-268/02	к	41,80	0,49	2,69	20,84	7,48	0,29	21,51	4,38	0,05	99,52	83,68	12,77	7,97
UV-59/03		41,84	0,29	4,63	19,23	7,59	0,36	20,97	4,98	0,06	99,96	83,12	14,58	13,90
UV-59/03	ц	41,61	0,27	4,82	19,32	7,45	0,40	20,60	5,00	0,05	99,51	83,13	14,86	14,33
UV-59/03	к	40,98	0,45	4,66	18,59	7,67	0,39	21,25	5,06	0,07	99,11	83,16	14,62	14,39
UV-2/05	ц	41,99	0,29	2,95	20,49	7,44	0,28	21,33	4,48	0,09	99,35	83,63	13,12	8,81
UV-2/05	к	41,74	0,38	3,02	20,57	7,62	0,31	21,17	4,51	0,08	99,41	83,20	13,28	8,98
UV-2/05	ц	41,88	0,22	2,93	20,52	7,38	0,33	21,32	4,57	0,03	99,17	83,74	13,35	8,73
UV-2/05	к	41,56	0,71	2,83	20,30	7,74	0,31	21,18	4,58	0,07	99,28	82,99	13,44	8,56

Примечание для приложений 2.2-2.5:

ц, ц1, к - центр и край одного зерна

вкл в орх - включение в породообразующем ортопироксене

Mg# = Mg/(Mg+Fe)\*100

Ca# = Ca/(Ca+Mg)\*100

Cr# = Cr/(Cr+Al)\*100

ПРИЛОЖЕНИЯ К ГЛАВЕ 4

*Приложение 4.3.* Представительные анализы отдельных выделений джерфшерита в интерстиционных обособлениях и микрожилах в деформированных перидотитах (мас. %).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	8.98	9.01	9.07	9.19	9.20	9.23	9.29	9.42	9.43	9.38	9.37	9.18
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.02	0.05	0.10	0.08	0.34
Fe	47.35	47.05	44.14	42.65	41.61	43.90	43.39	45.46	41.47	40.67	40.70	40.09
Ni	5.19	4.56	10.88	11.21	12.16	9.49	9.40	8.45	6.44	5.97	5.92	4.80
Co	0.28	0.23	0.13	0.74	0.92	0.09	0.10	0.05	0.12	0.11	0.14	0.13
Cu	3.37	3.73	0.08	0.73	0.58	0.26	2.44	0.44	7.44	8.56	8.69	10.15
S	33.36	33.53	33.89	33.25	33.35	34.68	33.63	34.11	32.60	32.89	32.81	32.88
Cl	1.39	1.47	1.31	1.44	1.44	1.53	1.39	1.36	1.43	1.35	1.36	1.37
Сумма	99.92	99.58	99.50	99.21	99.26	99.18	99.82	99.31	98.98	99.03	99.07	98.94
Формула рассчитана на 26 S												
K	5.739	5.729	5.706	5.893	5.881	5.674	5.889	5.888	6.167	6.080	6.089	5.952
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.194	0.021	0.056	0.110	0.088	0.375
Fe	21.185	20.944	19.440	19.145	18.623	18.894	19.257	19.892	18.987	18.456	18.515	18.199
Ni	2.209	1.931	4.559	4.788	5.178	3.886	3.969	3.518	2.805	2.578	2.562	2.073
Co	0.119	0.097	0.054	0.315	0.390	0.037	0.042	0.021	0.052	0.047	0.060	0.056
Cu	1.325	1.459	0.031	0.288	0.228	0.098	0.952	0.169	2.994	3.414	3.474	4.049
S	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000
Cl	0.980	1.031	0.909	1.018	1.015	1.037	0.972	0.937	1.031	0.965	0.975	0.980

Примечание. 1, 2 – обр. UV-4/05; 3 – обр. UV-34/03; 4, 5 – центр и край одного зерна, обр. UV-34/03; 6 – обр. UV-59/03; 7 – обр. UV-89/03; 8 – обр. UV-17/04; 9 – обр. UV-18/04; 10, 11 – центр и край одного зерна, обр. UV-18/04; 12 – обр. UV-50/04.

*Приложение 4.4.* Представительные анализы джерфшерита из расплавных включений в оливинах ксенолитов деформированных перидотитов (мас. %).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	8.99	9.01	9.50	9.35	9.32	9.46	9.21	9.39	9.29	9.36	9.28	9.31
Na	0.00	0.34	0.00	0.10	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Fe	45.82	47.08	47.90	44.60	44.48	44.45	43.34	47.47	47.42	44.09	44.21	42.28
Ni	6.67	4.49	6.19	8.27	8.42	7.84	11.10	6.81	6.54	9.43	10.26	11.74
Co	0.24	0.11	0.35	0.24	0.33	0.11	0.17	0.18	0.20	0.22	0.14	0.09
Cu	2.86	3.58	0.09	1.20	1.23	1.47	0.18	0.19	0.19	0.54	0.47	1.05
S	33.21	32.95	33.99	33.90	34.55	33.98	33.49	33.88	34.08	34.48	33.70	33.40
Cl	1.38	1.47	1.39	1.50	1.44	1.54	1.38	1.58	1.49	1.40	1.37	1.48
Сумма	99.17	99.02	99.42	99.16	99.77	98.87	98.88	99.50	99.21	99.53	99.43	99.37
Формула рассчитана на 26 S												
K	5.771	5.830	5.959	5.880	5.751	5.935	5.863	5.909	5.812	5.787	5.871	5.943
Na	0.000	0.374	0.000	0.107	0.000	0.043	0.022	0.000	0.000	0.021	0.000	0.026
Fe	20.593	21.326	21.034	19.637	19.216	19.525	19.316	20.913	20.768	19.086	19.581	18.894
Ni	2.852	1.935	2.586	3.464	3.461	3.276	4.707	2.854	2.725	3.884	4.323	4.991
Co	0.102	0.047	0.146	0.100	0.135	0.046	0.072	0.075	0.083	0.090	0.059	0.036
Cu	1.130	1.425	0.035	0.464	0.467	0.567	0.071	0.074	0.073	0.205	0.183	0.412
S	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000
Cl	0.977	1.049	0.961	1.040	0.980	1.066	0.969	1.096	1.028	0.955	0.956	1.042

Примечание. 1, 2 – обр. UV-4/05; 3-6 – обр. UV-8/05; 7-11 – обр. UV-87/03; 12 – обр. UV-89/03.

Приложение 4.1. Представительные анализы джерфишерита из полисульфидных глобул в породообразующих минералах ксенолитов деформированных перидотитов (мас. %).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	9.07	9.18	9.14	9.30	9.21	9.24	9.45	9.50	9.41	9.08	9.16	9.32
Na	0.17	0.00	0.14	0.10	0.12	0.00	0.01	0.11	0.20	0.01	0.22	0.14
Fe	37.65	34.77	40.33	41.34	38.38	41.80	44.37	43.45	40.89	38.10	41.70	41.57
Ni	16.96	19.55	14.15	11.25	16.29	10.97	10.45	11.17	14.80	15.16	7.73	8.12
Co	0.49	0.60	0.15	0.08	0.11	0.05	0.04	0.12	0.18	0.59	0.23	0.32
Cu	1.95	1.52	2.16	2.67	1.24	2.97	0.24	0.21	0.36	3.32	6.26	5.82
S	31.66	32.46	32.15	33.84	32.51	32.87	33.84	33.69	32.21	32.18	32.37	32.79
Cl	1.36	1.25	1.36	1.25	1.39	1.25	1.37	1.47	1.41	1.33	1.37	1.43
Сумма	99.31	99.33	99.58	99.83	99.25	99.15	99.77	99.72	99.46	99.77	99.04	99.51
Формула рассчитана на 26 S												
K	6.108	6.029	6.061	5.859	6.040	5.993	5.954	6.012	6.228	6.016	6.033	6.060
Na	0.195	0.000	0.158	0.107	0.134	0.000	0.011	0.118	0.225	0.011	0.246	0.155
Fe	17.750	15.988	18.723	18.234	17.621	18.981	19.570	19.250	18.948	17.672	19.228	18.922
Ni	7.607	8.553	6.250	4.721	7.115	4.739	4.385	4.708	6.525	6.690	3.391	3.517
Co	0.219	0.261	0.066	0.033	0.048	0.022	0.017	0.050	0.079	0.259	0.100	0.138
Cu	0.808	0.614	0.881	1.035	0.500	1.185	0.093	0.082	0.147	1.353	2.537	2.328
S	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000
Cl	1.010	0.905	0.995	0.868	1.005	0.894	0.952	1.026	1.029	0.972	0.995	1.025

Примечание. 1, 2 – обр. UV-6/05; 3-5 – одна кайма в разных точках, обр. UV-8/05; 6 – обр. UV-8/05; 7, 8 – одна кайма в разных точках, обр. UV-17/04; 9 – обр. UV-17/04; 10 – обр. UV-27/04; 11, 12 – обр. UV-268/02.

Приложение 4.2. Представительные анализы джерфишерита из полисульфидных обособлений в интерстициях ксенолитов деформированных перидотитов (мас. %).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	9.26	9.02	8.91	9.46	9.44	9.28	9.22	9.20	9.45	9.15	9.31	9.43
Na	0.00	0.07	0.04	0.13	0.08	0.06	0.04	0.09	0.00	0.16	0.01	0.09
Fe	38.86	40.08	42.15	44.90	44.67	44.88	40.83	41.10	41.71	40.33	37.50	41.86
Ni	16.91	15.50	13.12	9.42	9.98	9.25	9.75	8.76	7.95	11.41	13.84	11.12
Co	0.21	0.16	0.09	0.19	0.39	0.14	0.04	0.02	0.10	0.12	0.24	0.40
Cu	0.93	0.85	0.70	0.49	0.42	0.38	6.07	6.99	6.82	4.29	4.10	2.59
S	33.04	32.70	33.06	34.38	33.32	33.27	32.73	33.32	32.40	32.37	32.77	32.40
Cl	1.41	1.34	1.25	1.40	1.35	1.33	1.21	1.35	1.48	1.50	1.34	1.42
Сумма	100.63	99.71	99.32	100.37	99.65	98.59	99.87	100.83	99.90	99.31	99.10	99.32
Формула рассчитана на 26 S												
K	5.975	5.877	5.748	5.866	6.041	5.946	6.006	5.885	6.217	6.025	6.057	6.205
Na	0.000	0.077	0.044	0.132	0.086	0.060	0.040	0.096	0.000	0.178	0.013	0.102
Fe	17.554	18.292	19.032	19.492	20.006	20.134	18.617	18.410	19.215	18.600	17.080	19.282
Ni	7.269	6.731	5.637	3.891	4.253	3.947	4.229	3.734	3.485	5.005	5.995	4.875
Co	0.092	0.069	0.039	0.078	0.166	0.061	0.015	0.008	0.044	0.050	0.102	0.174
Cu	0.369	0.339	0.279	0.186	0.166	0.151	2.430	2.753	2.759	1.737	1.639	1.048
S	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000	26.000
Cl	1.001	0.966	0.886	0.957	0.953	0.938	0.867	0.951	1.073	1.086	0.963	1.029

Примечание. 1-3 – одна кайма в разных точках, обр. UV-17/04; 4-6 – одна кайма в разных точках, обр. UV-17/04; 7, 8 – одна кайма в разных точках, обр. UV-32/04; 9, 10 – обр. UV-32/04; 11 – обр. UV-67/03; 12 – обр. UV-268/02.

ПРИЛОЖЕНИЯ К ГЛАВЕ 5

Приложение 5.1. Химические анализы Fe-Ni сульфидов в расплавных включениях в породообразующем оливине из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец №	Минерал	Ассоциация	Мас. %							Ат. % нормализованные на 100 %					Me/S	Ni/Fe
			Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма	Fe	Ni	Co	Cu	S			
01-03-i-8	Po (83)*	po+pn+dj	60,13	1,48	0,14	0,17	37,13	99,05	47,54	1,11	0,10	0,12	51,13	0,96	0,02	
01-03-i-8	Pn (17)	po+pn+dj	30,59	34,36	1,08	0,04	33,49	99,56	24,94	26,65	0,83	0,03	47,55	1,10	1,07	
01-03-i-8	Mss**		55,11	7,07	0,30	0,15	36,51	99,14	43,79	5,34	0,22	0,10	50,53	0,98	0,12	
01-03-i-8	Po (83)	po+pn+dj	59,92	1,55	0,15	0,31	37,21	99,14	47,32	1,16	0,11	0,22	51,19	0,95	0,02	
01-03-i-8	Pn (17)	po+pn+dj	29,87	34,84	1,12	0,16	33,57	99,56	24,34	27,02	0,87	0,12	47,66	1,10	1,11	
01-03-i-8	Mss		54,81	7,21	0,31	0,29	36,59	99,21	43,52	5,45	0,24	0,20	50,60	0,98	0,13	
01-03-i-12	Po (88)	po+pn	60,10	2,04	0,03	0,15	36,60	98,91	47,72	1,54	0,02	0,10	50,62	0,98	0,03	
01-03-i-12	Pn (12)	po+pn	29,42	37,58	1,00	0,03	33,53	101,55	23,62	28,71	0,76	0,02	46,89	1,13	1,22	
01-03-i-12	Mss		56,42	6,30	0,14	0,13	36,23	99,23	44,86	4,77	0,11	0,09	50,18	0,99	0,11	
87-03-30	Po(69)	po+pn+dj	59,23	0,89	0,00	0,12	38,81	99,06	46,35	0,66	0,00	0,09	52,90	0,89	0,01	
87-03-30	Pn(31)	po+pn+dj	35,60	27,83	1,53	0,12	33,68	98,76	29,11	21,65	1,19	0,09	47,97	1,08	0,74	
87-03-30	Mss		51,90	9,24	0,47	0,12	37,22	98,96	41,17	6,97	0,36	0,09	51,42	0,94	0,17	
UV-1/03	Po	po+pn	58,83	0,49	0,02	0,03	39,70	99,07	45,79	0,37	0,01	0,02	53,82	0,86	0,01	
UV-1/03	Po	po+pn	59,27	0,48	0,00	0,02	39,57	99,34	46,06	0,35	0,00	0,01	53,57	0,87	0,01	
UV-1/03	Po	po+pn	59,17	0,46	0,00	0,02	39,45	99,10	46,10	0,34	0,00	0,02	53,54	0,87	0,01	
UV-1/03	Po	po+pn	59,04	0,49	0,01	0,01	39,76	99,31	45,85	0,36	0,01	0,01	53,78	0,86	0,01	
UV-1/03	Po	po+dj	58,43	0,64	0,83	0,00	39,08	98,99	45,68	0,48	0,62	0,00	53,22	0,88	0,01	
UV-1/03	Po	po-pn-dj	58,69	0,64	0,00	0,00	40,50	99,82	45,20	0,47	0,00	0,00	54,33	0,84	0,01	
UV-1/03	Po	po+dj	62,80	0,07	0,03	0,00	36,78	99,69	49,46	0,06	0,03	0,00	50,45	0,98	0,00	
UV-68/03	Po	po+pn	62,35	0,13	0,03	0,05	36,93	99,48	49,15	0,10	0,02	0,03	50,70	0,97	0,00	
UV-68/03	Po	po+pn	62,58	0,24	0,03	0,05	36,37	99,27	49,58	0,18	0,02	0,03	50,19	0,99	0,00	
UV-68/03	Po	po+pn	62,70	0,09	0,00	0,03	36,85	99,67	49,37	0,07	0,00	0,02	50,54	0,98	0,00	
UV-68/03	Po	po+dj	62,80	0,06	0,00	0,03	35,92	98,81	50,06	0,05	0,00	0,02	49,87	1,01	0,00	
UV-88/03	Po	po	61,76	0,64	0,00	0,09	36,22	98,70	49,20	0,48	0,00	0,06	50,26	0,99	0,01	
UV-88/03	Po	po	59,69	0,51	0,01	0,04	39,00	99,26	46,58	0,38	0,01	0,03	53,01	0,89	0,01	
UV-89/03	Po	po+dj+rs?	59,07	0,27	0,02	0,11	40,50	99,97	45,44	0,20	0,01	0,08	54,27	0,84	0,00	
UV-50/04	Po	po-pn	60,81	0,37	0,01	0,71	37,36	99,25	47,94	0,28	0,00	0,49	51,30	0,95	0,01	
UV-87/03	Po	po+dj	59,98	0,83	0,03	0,64	37,74	99,23	47,19	0,62	0,03	0,44	51,72	0,93	0,01	
UV-87/03	Po	po+dj	60,17	0,67	0,02	0,51	37,79	99,17	47,34	0,50	0,02	0,35	51,79	0,93	0,01	

Приложение 5.1. Продолжение.

Образец №	Минерал	Ассоциация	Мас. %						Ат. % нормализованные на 100 %					Me/S	Ni/Fe
			Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма	Fe	Ni	Co	Cu	S		
UV-87/03	Po	po+pn	60,49	0,02	0,01	0,00	38,63	99,15	47,33	0,01	0,01	0,00	52,65	0,90	0,00
UV-87/03	Po	po+pn	60,65	0,04	0,02	0,00	38,36	99,07	47,56	0,03	0,01	0,00	52,39	0,91	0,00
UV-87/03	Po	po+pn	62,41	0,00	0,04	0,00	36,82	99,27	49,31	0,00	0,03	0,00	50,67	0,97	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,50	0,00	0,03	0,00	36,97	99,50	49,24	0,00	0,02	0,00	50,74	0,97	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,99	0,00	0,00	0,00	36,75	99,74	49,60	0,00	0,00	0,00	50,40	0,98	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	63,31	0,00	0,01	0,00	36,48	99,80	49,91	0,00	0,01	0,00	50,09	1,00	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,47	0,13	0,03	0,08	36,82	99,53	49,26	0,10	0,02	0,06	50,57	0,98	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,20	0,07	0,02	0,03	36,52	98,83	49,40	0,05	0,01	0,02	50,52	0,98	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,49	0,14	0,00	0,08	36,47	99,18	49,51	0,11	0,00	0,06	50,33	0,99	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,34	0,09	0,00	0,05	36,38	98,86	49,54	0,07	0,00	0,04	50,36	0,99	0,00
UV-87/03	Po	po+dj+pn	60,72	0,63	0,00	0,02	38,24	99,61	47,46	0,47	0,00	0,01	52,06	0,92	0,01
UV-87/03	Po	po+dj+pn	60,86	0,40	0,00	0,07	38,13	99,46	47,65	0,30	0,00	0,05	52,00	0,92	0,01
UV-87/03	Po	po+pn+dj	60,32	0,49	0,00	0,03	38,86	99,70	46,94	0,36	0,00	0,02	52,68	0,90	0,01
UV-87/03	Po	po+dj+pn	62,00	0,25	0,25	0,09	36,80	99,39	48,95	0,19	0,19	0,06	50,61	0,98	0,00
UV-87/03	Po	po+pn+dj	60,86	0,14	0,02	0,07	38,51	99,60	47,49	0,11	0,02	0,05	52,34	0,91	0,00
UV-87/03	Po	po+pn+dj	60,21	0,88	0,00	0,05	38,74	99,89	46,83	0,65	0,00	0,03	52,48	0,91	0,01
UV-87/03	Po	po	59,40	0,50	0,00	0,03	39,91	99,84	45,90	0,37	0,00	0,02	53,71	0,86	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	60,40	0,63	0,00	0,00	38,01	99,04	47,48	0,47	0,00	0,00	52,05	0,92	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	62,79	0,14	0,01	0,15	36,32	99,41	49,71	0,10	0,00	0,11	50,08	1,00	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	61,99	0,05	0,00	0,01	37,14	99,18	48,92	0,03	0,00	0,00	51,05	0,96	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,81	0,07	0,00	0,04	36,06	98,99	49,96	0,06	0,00	0,03	49,96	1,00	0,00
UV-87/03	Po	po+dj	62,57	0,45	0,00	0,33	36,18	99,54	49,54	0,34	0,00	0,23	49,89	1,00	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	60,65	0,79	0,00	0,27	38,58	100,29	47,07	0,58	0,00	0,19	52,16	0,92	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	61,02	0,38	0,00	0,27	38,25	99,91	47,58	0,28	0,00	0,18	51,95	0,92	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	58,99	0,48	0,00	0,00	40,29	99,76	45,51	0,35	0,00	0,00	54,14	0,85	0,01
UV-87/03	Po	po+dj	61,96	0,13	0,00	0,01	36,48	98,58	49,32	0,10	0,00	0,01	50,57	0,98	0,00

\* - процентное содержание фазы в зерне с распадом твердого раствора Mss; \*\* - рассчитанный состав Mss.

Me = Fe+Ni+Cu+Co.

Приложение 5.2. Представительные анализы аксессуарных шпинелидов из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	Мас. %										Ф.е. Формулы рассчитаны на 3 катиона											
	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	FeO <sub>calc</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3calc</sub>	Сумма	Ti	Cr	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ni	Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )*100	Fe <sub>общ</sub> */(Fe <sub>общ</sub> *+Mg)*100	Cr/(Al+Cr)*100	Ti/(Ti+Cr+Al)*100
Расплавные включения																						
34-03-(1)	1,18	0,14	0,28	80,97	0,59	8,09	0,20	18,44	69,49	98,41	0,033	0,004	0,012	1,919	0,566	0,018	0,442	0,006	43,9	84,9	25,4	66,7
34-03-5-(1)	1,25	0,69	0,30	85,64	0,41	3,50	0,15	25,87	66,42	98,59	0,036	0,021	0,013	1,895	0,820	0,013	0,198	0,005	19,43	93,21	60,75	51,14
34-03-6-(3)	0,94	4,44	0,20	82,09	0,63	4,24	0,15	24,43	64,08	99,11	0,027	0,132	0,009	1,806	0,765	0,020	0,237	0,004	23,63	91,57	93,68	15,91
Интерстиционные обособления и микрожилы																						
4-05-(4)	0,23	0,46	0,00	87,70	0,24	4,08	0,09	24,58	70,15	99,83	0,006	0,014	0,000	1,974	0,769	0,008	0,227	0,003	22,83	92,34	100,00	32,13
4-05-(4)	0,31	0,29	0,00	88,43	0,23	3,49	0,06	25,60	69,82	99,80	0,009	0,009	0,000	1,974	0,804	0,007	0,195	0,002	19,55	93,43	100,00	50,33
34-03-(6)	1,32	0,14	0,17	85,80	0,61	4,29	0,13	24,71	67,89	99,26	0,037	0,004	0,008	1,914	0,774	0,019	0,240	0,004	23,63	91,82	34,49	76,23
34-03-(6)	1,28	0,20	0,23	78,45	0,50	10,62	0,17	14,79	70,75	98,54	0,035	0,006	0,010	1,915	0,445	0,015	0,569	0,005	56,13	80,56	36,19	69,10
34-03-(6)	1,36	0,18	0,18	86,14	0,57	4,27	0,15	24,93	68,02	99,67	0,038	0,005	0,008	1,910	0,778	0,018	0,238	0,005	23,39	91,88	39,49	74,05
34-03-(6)	1,42	14,27	0,40	70,74	1,04	6,04	0,16	21,99	54,18	99,50	0,039	0,413	0,017	1,492	0,673	0,032	0,329	0,005	32,87	86,79	95,95	8,33
34-03-(6)	1,63	4,14	0,28	80,80	0,87	5,67	0,12	22,93	64,31	99,95	0,045	0,120	0,012	1,777	0,704	0,027	0,310	0,003	30,59	88,88	90,72	25,36
34-03-6-(3)	1,26	2,79	0,53	82,62	0,55	4,92	0,18	23,85	65,32	99,39	0,035	0,082	0,023	1,825	0,740	0,017	0,272	0,005	26,89	90,40	78,06	25,11
34-03-6-(3)	1,39	2,16	0,43	84,07	0,56	4,19	0,20	25,09	65,54	99,56	0,039	0,064	0,019	1,839	0,783	0,018	0,233	0,006	22,94	91,84	77,12	32,07
34-03-6-(3)	2,28	2,67	1,70	81,30	0,70	4,58	0,21	25,42	62,10	99,67	0,063	0,078	0,074	1,722	0,783	0,022	0,252	0,006	24,31	90,88	51,31	29,41
34-03-6-(3)	1,89	1,90	1,32	79,23	0,62	8,13	0,22	19,68	66,18	99,93	0,051	0,054	0,056	1,788	0,591	0,019	0,435	0,006	42,40	84,54	49,13	31,73
34-03-6-(3)	1,11	5,82	0,22	74,59	0,66	7,76	0,20	24,72	55,43	99,90	0,030	0,164	0,009	1,483	0,735	0,020	0,411	0,006	35,88	84,36	94,78	14,67
34-03-20	7,05	9,09	3,66	63,51	1,78	9,59	0,23	21,46	46,73	99,59	0,185	0,251	0,151	1,228	0,627	0,053	0,499	0,006	44,33	78,79	62,49	31,55
34-03-20	1,72	0,12	0,63	84,29	0,71	5,32	0,13	23,61	67,44	99,69	0,048	0,003	0,028	1,873	0,729	0,022	0,293	0,004	28,66	89,89	11,20	60,62
34-03-20	5,31	8,43	2,30	67,70	1,44	9,32	0,19	20,50	52,45	99,94	0,141	0,235	0,095	1,389	0,603	0,043	0,489	0,005	44,76	80,30	71,09	29,87
59-03-4	4,07	17,28	0,01	65,70	1,37	6,00	0,07	24,13	46,19	99,13	0,112	0,501	0,001	1,274	0,740	0,043	0,328	0,002	30,70	86,00	99,89	18,29
59-03-4	3,65	14,57	0,39	68,34	1,51	6,20	0,06	23,50	49,83	99,71	0,100	0,419	0,017	1,364	0,715	0,047	0,336	0,002	31,98	86,08	96,19	18,65
4-05-4 и ц	3,77	52,00	6,35	22,96	0,45	12,55	0,23	16,18	7,53	99,06	0,095	1,372	0,250	0,189	0,452	0,013	0,624	0,006	58,03	50,65	84,60	5,51
4-05-4 и к	0,20	0,67	0,00	84,23	0,31	6,44	0,09	20,62	70,70	99,02	0,006	0,020	0,000	1,969	0,638	0,010	0,355	0,003	35,76	88,01	100,00	22,32
4-05-4 и ц	4,95	47,86	5,57	27,04	0,45	12,02	0,22	17,92	10,14	99,13	0,125	1,272	0,221	0,256	0,504	0,013	0,602	0,006	54,45	55,80	85,22	7,73
4-05-4 и к	0,32	0,25	0,02	76,61	0,30	14,59	0,15	8,38	75,83	99,83	0,008	0,007	0,001	1,976	0,243	0,009	0,753	0,004	75,63	74,66	87,30	52,00
34-03-(1) ц1	7,49	15,04	2,26	60,79	1,61	8,44	0,20	23,80	41,10	99,94	0,198	0,419	0,094	1,090	0,702	0,048	0,443	0,006	38,72	80,16	81,70	27,90
34-03-(1) ц2	9,39	4,20	1,70	70,94	1,07	6,71	0,34	28,12	47,59	99,11	0,256	0,120	0,073	1,296	0,851	0,033	0,362	0,010	29,84	85,57	62,37	57,01
34-03-(1) к	5,33	5,04	1,05	73,40	1,43	7,42	0,17	23,05	55,96	99,45	0,145	0,144	0,045	1,522	0,696	0,044	0,400	0,005	36,46	84,73	76,30	43,42
59-03-4 ц1	3,45	55,40	1,62	27,18	0,77	10,13	0,11	18,79	9,32	99,59	0,090	1,513	0,066	0,242	0,543	0,022	0,521	0,003	49,00	60,09	95,82	5,37
59-03-4 ц2	4,00	15,39	0,01	67,98	1,04	5,80	0,07	24,67	48,13	99,11	0,111	0,447	0,001	1,331	0,758	0,032	0,318	0,002	29,53	86,80	99,88	19,80
59-03-4 к	3,77	13,89	0,02	69,70	1,13	5,45	0,08	24,85	49,84	99,03	0,105	0,405	0,001	1,384	0,767	0,035	0,300	0,002	28,10	87,77	99,76	20,48
Каймы вокруг клинопироксена																						
4-05-3	4,07	54,64	3,28	24,53	0,47	11,42	0,162	17,83	7,45	99,32	0,104	1,470	0,132	0,191	0,507	0,014	0,579	0,004	53,31	54,65	91,79	6,11

Примечание: ц, к - центр и край одного зерна; calc - рассчитано из формулы; Fe<sub>общ</sub>\* = Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>.

Приложение 5.3. Химические анализы карбонатов (мас. %) в расплавных включениях оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Минерал	Образец	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Сумма
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,34	0,00	0,18	58,04	н.п.о.	1,30	0,57	0,02	0,05	0,02	60,52
Arg	UV-87/03	0,02	0,31	0,00	0,40	55,87	н.п.о.	1,02	0,66	0,08	0,02	0,23	58,61
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,43	0,01	0,23	54,82	0,03	1,28	0,79	0,05	0,04	0,11	57,79
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,34	0,00	0,26	55,12	0,05	1,45	0,79	0,04	0,03	0,16	58,24
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,35	0,00	0,16	55,47	н.п.о.	0,84	0,66	0,00	н.п.о.	0,10	57,59
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,33	0,00	0,16	55,71	н.п.о.	1,25	0,63	0,03	н.п.о.	0,36	58,46
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,41	0,00	0,26	55,11	н.п.о.	1,56	0,70	0,04	н.п.о.	0,02	58,09
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,34	0,02	0,18	56,70	н.п.о.	1,04	0,51	0,03	н.п.о.	0,10	58,91
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,42	0,00	0,20	55,36	н.п.о.	1,07	0,74	н.п.о.	н.п.о.	0,03	57,83
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,40	0,01	0,22	56,64	н.п.о.	1,32	0,62	0,05	0,00	0,12	59,38
Arg	UV-87/03	н.п.о.	0,29	0,00	0,28	54,55	н.п.о.	1,41	0,72	0,03	0,04	0,12	57,44
Arg	UV-68/03	н.п.о.	0,25	0,00	0,16	57,55	0,02	1,14	0,35	0,03	н.п.о.	0,07	59,57
Arg	UV-68/03	0,14	0,33	0,02	0,50	52,98	н.п.о.	4,76	0,67	0,04	0,12	0,04	59,58
Arg	UV-68/03	н.п.о.	0,37	0,00	0,35	51,60	0,11	5,07	0,56	0,02	0,05	0,01	58,14
Arg	UV-68/03	0,01	0,35	0,02	0,18	56,54	0,01	0,75	0,69	0,03	0,03	0,01	58,62
Arg	UV-68/03	н.п.о.	0,33	0,00	0,19	56,24	н.п.о.	1,58	0,55	0,02	0,01	0,15	59,07
Arg	UV-68/03	н.п.о.	0,31	0,01	0,29	57,19	0,06	0,91	0,76	0,04	н.п.о.	0,04	59,62
Arg	UV-88/03	н.п.о.	0,34	0,02	0,23	55,92	н.п.о.	1,25	1,17	0,12	н.п.о.	0,71	59,76
Cal	UV-87/03	0,04	0,44	0,00	0,22	54,10	0,11	0,73	0,55	0,05	0,06	0,05	56,35
Cal	UV-87/03	н.п.о.	0,40	0,01	0,18	55,14	н.п.о.	0,62	0,52	0,07	н.п.о.	н.п.о.	56,94
Cal	UV-87/03	н.п.о.	0,31	0,00	0,19	54,10	0,07	0,66	0,74	0,11	0,05	0,06	56,28
Dol	UV-68/03	0,03	0,68	0,11	23,68	30,55	н.п.о.	0,43	0,04	0,07	н.п.о.	н.п.о.	55,58
Dol	UV-68/03	0,12	0,70	0,11	22,32	28,70	0,01	0,58	0,06	0,01	н.п.о.	н.п.о.	52,60

н.п.о. - ниже предела обнаружения.

Приложение 5.4. Представительные анализы наложенных аксессуарных оливинов из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	Массовые проценты								Формульные единицы (рассчитаны на 4 атома кислорода)													
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Sum	Si	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Сумма катионов	Fo	Fa	Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Mg#
Расплавные включения																						
87-03-17	41,79	0,04	5,33	0,30	52,30	н.п.о.	0,04	99,80	1,005	0,001	0,107	0,006	1,875	0,000	0,001	2,995	94,26	5,39	0,31	0,00	0,04	94,59
87-03-17	41,48	0,03	5,61	0,32	52,04	0,00	0,05	99,53	1,002	0,001	0,113	0,007	1,874	0,000	0,001	2,998	93,94	5,68	0,33	0,00	0,04	94,30
87-03-17	41,23	0,02	5,65	0,28	51,63	0,15	0,06	99,01	1,002	0,000	0,115	0,006	1,870	0,004	0,001	2,998	93,71	5,75	0,28	0,20	0,06	94,21
87-03-17	41,26	0,02	5,54	0,33	51,77	0,13	0,04	99,09	1,002	0,000	0,112	0,007	1,873	0,003	0,001	2,998	93,81	5,63	0,34	0,17	0,04	94,34
87-03-17	41,18	0,36	5,30	0,27	51,81	0,12	0,04	99,07	0,999	0,007	0,108	0,005	1,874	0,003	0,001	2,997	94,13	5,40	0,27	0,16	0,03	94,57
87-03-12	41,14	0,04	5,73	0,36	51,58	0,16	0,05	99,06	1,000	0,001	0,117	0,007	1,869	0,004	0,001	2,999	93,55	5,83	0,37	0,20	0,05	94,13
87-03-12	41,34	0,04	5,10	0,36	52,03	0,16	0,04	99,07	1,002	0,001	0,103	0,007	1,879	0,004	0,001	2,998	94,20	5,18	0,37	0,21	0,03	94,79
87-03-12	41,15	0,04	5,61	0,35	51,80	0,15	0,05	99,15	0,999	0,001	0,114	0,007	1,875	0,004	0,001	3,000	93,70	5,69	0,36	0,20	0,05	94,27
6-05-12	42,21	0,01	3,28	0,26	54,93	0,01	0,01	100,71	0,997	0,000	0,065	0,005	1,934	0,000	0,000	3,002	96,49	3,23	0,26	0,01	0,01	96,76
6-05-12	41,99	0,00	4,28	0,17	54,10	0,01	0,02	100,58	0,998	0,000	0,085	0,004	1,916	0,000	0,000	3,002	95,55	4,24	0,17	0,01	0,02	95,75
6-05-12	42,26	0,01	3,40	0,27	54,36	0,01	0,02	100,32	1,002	0,000	0,067	0,005	1,922	0,000	0,000	2,998	96,32	3,38	0,27	0,01	0,02	96,61
6-05-12	40,53	0,03	3,13	0,26	54,98	0,08	0,01	99,02	0,977	0,001	0,063	0,005	1,975	0,002	0,000	3,023	96,54	3,08	0,25	0,10	0,01	96,90
1-03-IX-2	41,43	0,02	6,77	0,20	51,33	0,16	0,24	100,15	1,001	0,000	0,137	0,004	1,848	0,004	0,005	2,999	92,51	6,85	0,20	0,21	0,23	93,11
Интерстиционные обособления и микрожилы																						
34-03	41,41	-	6,01	0,31	51,83	0,17	0,10	99,83	1,000	-	0,121	0,006	1,866	0,004	0,002	3,000	93,29	6,07	0,32	0,22	0,10	93,89
34-03	41,44	-	5,69	0,34	52,05	0,24	0,09	99,86	1,000	-	0,115	0,007	1,871	0,006	0,002	3,000	93,51	5,74	0,35	0,31	0,09	94,22
34-03	41,42	-	5,70	0,33	52,05	0,23	0,11	99,84	0,999	-	0,115	0,007	1,872	0,006	0,002	3,001	93,52	5,75	0,33	0,30	0,10	94,21
34-03	41,44	-	5,77	0,32	52,07	0,24	0,10	99,94	0,999	-	0,116	0,006	1,871	0,006	0,002	3,001	93,45	5,81	0,32	0,31	0,10	94,15
34-03	41,57	-	5,70	0,33	52,11	0,18	0,10	99,99	1,001	-	0,115	0,007	1,870	0,005	0,002	2,999	93,60	5,75	0,34	0,23	0,10	94,22
34-03	41,45	-	6,17	0,29	51,78	0,21	0,09	99,99	1,000	-	0,125	0,006	1,862	0,005	0,002	3,000	93,12	6,23	0,29	0,27	0,09	93,73
34-03	41,38	-	6,52	0,28	51,57	0,16	0,09	100,00	1,000	-	0,132	0,006	1,857	0,004	0,002	3,000	92,83	6,59	0,28	0,21	0,09	93,38
34-03	41,41	-	6,08	0,29	51,85	0,21	0,09	99,92	1,000	-	0,123	0,006	1,865	0,005	0,002	3,000	93,22	6,13	0,30	0,26	0,09	93,83
34-03	41,40	-	6,08	0,31	51,57	0,28	0,13	99,76	1,001	-	0,123	0,006	1,859	0,007	0,002	2,999	93,05	6,16	0,32	0,36	0,12	93,79
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1,863	0,004	0,002	2,999	93,28	6,11	0,32	0,21	0,08	93,85
34-03	41,11	-	5,99	0,31	51,34	0,16	0,08	98,99	1,001	-	0,122	0,006	1									

Приложение 5.5. Химические анализы клинопироксена и содалита (мас. %) из расплавных включений в оливине деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Сумма
Клинопироксен	0,51	53,31	0,58	0,07	2,73	19,43	22,03	0,35	0,01	н.п.о.	99,03
Содалит	н.п.о.	36,30	30,18	0,77	0,85	0,27	0,11	23,41	0,38	7,02	99,28

Приложение 5.6. Химические анализы слюды (мас. %) в расплавных включениях в оливине ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Препарат №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	Сумма	(Mg+Fe)/ (Mg+Fe+Al)
UV-24/05	38,25	0,13	н.п.о.	0,54	16,51	0,02	26,19	0,08	0,10	0,10	10,19	0,18	н.п.о.	92,28	0,99
UV-24/05	40,95	0,05	0,02	0,13	18,39	0,10	26,97	0,01	н.п.о.	0,12	9,93	0,22	н.п.о.	96,87	1,00
UV-24/05	37,76	0,07	0,28	0,23	15,34	0,02	26,25	0,09	н.п.о.	0,01	9,45	0,15	0,02	89,66	0,99
UV-24/05	37,77	0,07	0,24	0,20	15,80	0,01	26,54	0,09	н.п.о.	0,09	9,07	0,14	0,01	90,01	1,00
UV-3/05	40,12	0,19	0,00	0,05	16,34	0,02	26,65	н.п.о.	н.п.о.	0,03	10,19	0,65	0,01	94,25	1,00
UV-68/03	41,44	0,15	0,08	6,94	7,01	0,03	28,38	н.п.о.	0,27	0,05	9,27	0,37	0,02	93,99	0,85
UV-1/03	40,94	0,02	0,01	0,10	15,17	0,03	29,26	н.п.о.	0,03	0,35	9,24	0,12	0,16	95,42	1,00
UV-8/05	39,29	0,23	0,04	0,06	15,06	0,01	24,92	н.п.о.	н.п.о.	0,64	10,11	0,19	0,10	90,63	1,00
UV-6/05	40,02	0,10	0,06	0,09	16,16	н.о.	25,89	н.о.	н.п.о.	0,14	10,01	0,14	0,09	92,71	1,00
UV-6/05	40,32	0,05	0,07	0,05	15,71	н.о.	26,20	н.о.	0,15	0,13	9,66	0,03	0,08	92,45	1,00
UV-6/05	38,92	0,27	0,06	0,47	15,19	н.о.	26,00	н.о.	н.п.о.	0,12	9,94	0,11	0,07	91,13	0,99
UV-6/05	39,44	н.п.о.	0,03	0,10	16,24	н.о.	25,94	н.о.	н.п.о.	0,06	9,79	0,13	0,02	91,75	1,00
UV-6/05	40,39	н.п.о.	0,03	0,10	17,12	н.о.	25,89	н.о.	н.п.о.	0,10	9,82	0,09	0,01	93,55	1,00
UV-87/03	41,70	1,30	0,05	9,04	4,41	н.о.	25,54	н.о.	0,29	0,16	10,11	2,26	0,01	94,87	0,80
UV-87/03	42,96	0,77	0,05	10,23	2,88	н.о.	26,79	н.о.	0,13	0,20	10,17	2,16	н.п.о.	96,33	0,78
UV-87/03	38,45	3,46	0,04	10,81	4,99	н.о.	22,33	н.о.	0,38	0,12	9,63	1,45	0,01	91,68	0,75
UV-87/03	37,19	3,81	1,53	10,13	5,35	н.о.	22,19	н.о.	0,28	0,14	9,35	1,29	0,03	91,28	0,76
UV-87/03	39,53	3,20	0,09	11,94	5,41	н.о.	23,27	н.о.	0,43	0,11	9,65	1,33	н.п.о.	94,96	0,74
UV-87/03	40,21	3,49	0,03	11,39	4,94	н.о.	24,11	н.о.	0,15	0,08	9,91	1,58	0,02	95,92	0,75
UV-87/03	39,59	3,68	0,04	11,97	5,24	н.о.	23,60	н.о.	0,32	0,12	9,84	1,57	0,01	95,96	0,74
UV-87/03	40,23	3,00	0,12	11,41	4,89	н.о.	24,34	н.о.	0,38	0,12	9,67	1,54	0,01	95,70	0,75
UV-87/03	36,01	1,39	0,12	8,36	6,18	н.о.	22,59	н.о.	0,02	0,16	9,35	0,16	н.п.о.	84,35	0,80
UV-68/03	38,96	н.п.о.	н.п.о.	1,42	16,30	н.о.	24,94	н.о.	0,02	0,09	9,53	0,11	н.п.о.	91,36	0,97
UV-68/03	39,98	н.п.о.	0,01	1,19	16,30	н.о.	25,46	н.о.	н.п.о.	0,04	9,60	0,11	н.п.о.	92,68	0,97
UV-87/03	43,23	0,50	0,01	9,83	4,80	н.о.	27,60	н.о.	0,01	0,15	9,84	2,03	н.п.о.	97,99	0,80
UV-87/03	44,70	0,41	0,02	9,24	3,19	н.о.	26,67	н.о.	н.п.о.	0,38	10,06	2,60	0,01	97,28	0,80
UV-87/03	37,24	2,97	н.п.о.	14,86	5,59	н.о.	23,00	н.о.	1,47	0,11	9,47	0,92	н.п.о.	95,62	0,69
UV-87/03	35,81	3,03	0,11	14,28	5,40	н.о.	21,95	н.о.	1,04	0,11	9,36	0,84	н.п.о.	91,93	0,69
UV-87/03	38,80	2,79	0,01	15,96	5,30	н.о.	23,73	н.о.	1,21	0,02	9,56	0,46	н.п.о.	97,84	0,68
UV-87/03	36,95	3,43	0,02	14,21	5,64	н.о.	22,59	н.о.	1,21	0,09	9,48	0,58	н.п.о.	94,20	0,70

н.п.о. - ниже предела обнаружения; н.о. - не определялся.

ПРИЛОЖЕНИЯ К ГЛАВЕ 6

Приложение 6.1. Состав наложенного пирротина из интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	Ассоциация	Мас. %						Ат. % нормализованные на 100 %					Me/S	Ni/(Ni+Fe)	Ni/Fe
		Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма	Fe	Ni	Co	Cu	S			
UV-34/03	po+dj	61,01	0,07	0,19	0,00	37,78	99,05	48,01	0,05	0,14	0,00	51,79	0,93	0,00	0,00
UV-34/03	po+dj	62,62	0,07	0,06	0,00	37,04	99,80	49,20	0,06	0,05	0,00	50,70	0,97	0,00	0,00
UV-34/03	po	62,15	0,30	0,16	0,00	36,35	98,96	49,36	0,22	0,12	0,00	50,29	0,99	0,00	0,00
UV-34/03	po+dj	62,95	0,05	0,06	0,00	36,05	99,11	50,02	0,04	0,05	0,00	49,90	1,00	0,00	0,00
UV-34/03	po+dj	63,13	0,04	0,05	0,00	35,81	99,03	50,27	0,03	0,03	0,00	49,67	1,01	0,00	0,00
UV-59/03	po+dj	60,93	0,36	0,09	0,00	37,85	99,23	47,87	0,27	0,06	0,00	51,80	0,93	0,01	0,01
UV-59/03	po+dj	61,43	0,09	0,06	0,00	37,52	99,10	48,40	0,07	0,05	0,00	51,49	0,94	0,00	0,00
UV-59/03	po+dj	61,43	0,17	0,08	0,03	37,48	99,19	48,38	0,13	0,06	0,02	51,41	0,94	0,00	0,00
UV-59/03	po+pn+dj	61,11	0,30	0,06	0,00	37,73	99,20	48,05	0,22	0,05	0,00	51,68	0,94	0,00	0,00
UV-59/03	po	62,85	0,16	0,10	0,00	35,95	99,05	49,99	0,12	0,07	0,00	49,81	1,01	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,47	0,19	0,01	0,05	36,62	99,41	49,38	0,15	0,01	0,04	50,43	0,98	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,76	0,07	0,00	0,04	36,41	99,34	49,70	0,05	0,00	0,03	50,22	0,99	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,84	0,13	0,03	0,12	35,99	99,18	49,96	0,10	0,02	0,08	49,84	1,01	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	63,35	0,00	0,00	0,00	36,18	99,63	50,13	0,00	0,00	0,00	49,87	1,01	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	63,24	0,12	0,01	0,01	36,35	99,78	49,92	0,09	0,01	0,00	49,98	1,00	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	63,01	0,08	0,00	0,03	36,36	99,52	49,83	0,06	0,00	0,02	50,09	1,00	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	63,03	0,09	0,00	0,06	36,43	99,65	49,77	0,07	0,00	0,04	50,11	1,00	0,00	0,00
UV-89/03	po+dj	63,22	0,08	0,02	0,03	36,46	99,86	49,83	0,06	0,02	0,02	50,06	1,00	0,00	0,00
UV-89/03	po+dj	63,21	0,15	0,00	0,09	36,37	99,96	49,86	0,11	0,00	0,06	49,97	1,00	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,64	0,16	0,00	0,13	37,11	100,06	49,11	0,12	0,00	0,09	50,68	0,97	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	63,18	0,05	0,03	0,00	36,45	99,75	49,85	0,03	0,02	0,00	50,10	1,00	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,57	0,07	0,09	0,00	36,86	99,64	49,29	0,05	0,07	0,00	50,59	0,98	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,95	0,13	0,00	0,01	36,52	99,62	49,69	0,09	0,00	0,00	50,21	0,99	0,00	0,00
UV-87/03	po+dj	62,73	0,10	0,00	0,00	36,54	99,39	49,60	0,07	0,00	0,00	50,33	0,99	0,00	0,00
UV-37/05	po	62,78	0,21	0,06	0,01	35,43	98,63	50,32	0,16	0,04	0,01	49,47	1,02	0,00	0,00
UV-37/05	po	61,74	0,99	0,17	0,01	36,12	99,08	49,09	0,75	0,13	0,01	50,02	1,00	0,02	0,02

Приложение 6.2. Состав перовскита из интерстиционных обособлений и микрожил ассоциаций в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	Мас. %																		Сумма
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	SrO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	
UV-34/03	0,09	52,46	0,21	2,37	0,09	н.о.	0,16	2,19	н.о.	0,07	36,45	0,27	0,75	1,26	0,13	0,41	0,06	0,34	97,30
UV-34/03	0,11	53,15	0,18	1,78	0,15	н.о.	0,18	2,14	н.о.	0,07	36,61	0,26	0,79	1,47	0,16	0,46	0,04	0,30	97,85
UV-34/03	0,19	52,71	0,28	2,16	0,03	н.о.	0,19	2,03	н.о.	0,12	36,36	0,32	0,70	1,18	0,17	0,36	0,05	0,34	97,19
UV-34/03	0,32	54,17	0,23	1,91	0,09	н.о.	0,15	1,97	н.о.	0,09	36,90	0,30	0,68	1,14	0,16	0,39	0,07	0,35	98,93
UV-34/03	0,17	53,32	0,15	1,88	0,10	н.о.	0,16	2,16	н.о.	0,07	36,66	0,29	0,76	1,22	0,22	0,40	0,05	0,35	97,94
UV-34/03	0,45	52,59	0,21	2,28	0,14	н.о.	0,15	1,89	н.о.	0,06	36,79	0,33	0,79	1,29	0,13	0,36	0,03	0,31	97,78
UV-34/03	0,12	53,89	0,18	1,77	0,05	н.о.	0,17	2,30	н.о.	0,05	36,77	0,24	0,73	1,36	0,11	0,39	0,10	0,33	98,55
UV-34/03	0,23	53,42	0,21	1,52	0,10	н.о.	0,04	1,47	н.о.	0,27	37,14	0,21	0,63	1,03	0,17	0,39	0,06	0,48	97,35
UV-34/03	0,52	53,05	0,19	1,82	0,06	н.о.	0,19	2,44	н.о.	0,12	36,62	0,27	0,71	1,20	0,14	0,38	0,08	0,26	98,05
UV-34/03	0,06	54,16	0,22	1,80	0,09	н.о.	0,16	2,27	н.о.	0,09	37,18	0,24	0,58	1,16	0,11	0,34	0,05	0,24	98,74
UV-34/03	0,10	53,51	0,15	1,83	0,07	н.о.	0,16	2,18	н.о.	0,06	36,52	0,24	0,84	1,50	0,26	0,56	0,12	0,31	98,41
UV-34/03	0,19	55,62	0,16	1,78	0,07	н.о.	0,02	1,41	н.о.	0,16	36,94	0,22	0,63	1,02	0,17	0,34	0,07	0,35	99,15
UV-34/03	0,27	55,38	0,16	1,68	0,08	н.о.	0,02	1,46	н.о.	0,21	36,43	0,24	0,67	1,09	0,13	0,41	0,09	0,36	98,68
UV-34/03	0,08	54,19	0,21	1,88	0,06	н.о.	0,17	2,42	н.о.	0,07	37,24	0,24	0,64	1,17	0,14	0,44	0,07	0,27	99,30
UV-34/03	0,14	53,58	0,19	1,89	0,05	н.о.	0,16	2,52	н.о.	0,10	36,81	0,26	0,71	1,37	0,24	0,45	0,13	0,36	98,96
UV-34/03	0,08	53,92	0,10	1,82	0,07	н.о.	0,17	2,07	н.о.	0,09	36,49	0,28	0,93	1,59	0,18	0,54	0,10	0,40	98,81
UV-34/03	0,09	55,38	0,21	1,94	0,06	н.о.	0,11	1,62	н.о.	0,08	37,49	0,21	0,61	0,88	0,12	0,25	0,10	0,33	99,49
UV-34/03	0,09	54,48	0,11	1,54	0,05	н.о.	0,18	2,57	н.о.	0,09	37,00	0,24	0,74	1,31	0,18	0,49	0,07	0,33	99,46
UV-34/03	0,09	52,71	0,13	2,55	0,09	н.о.	0,15	2,12	н.о.	0,07	36,15	0,33	1,07	1,82	0,23	0,49	0,14	0,47	98,60
UV-34/03	0,10	52,68	0,09	2,36	0,07	н.о.	0,19	2,41	н.о.	0,10	35,84	0,31	1,07	1,71	0,27	0,59	0,18	0,49	98,46
UV-34/03	0,14	54,07	0,15	1,96	0,06	н.о.	0,13	2,10	н.о.	0,09	36,56	0,29	0,85	1,56	0,21	0,45	0,05	0,40	99,09
UV-34/03	0,09	52,92	0,22	2,50	0,04	н.о.	0,21	2,48	н.о.	0,07	36,82	0,29	0,88	1,47	0,25	0,45	0,09	0,26	99,01
UV-34/03	0,13	55,06	0,21	1,56	0,07	н.о.	0,07	1,67	н.о.	0,09	37,31	0,20	0,76	1,41	0,18	0,42	0,12	0,38	99,62
UV-34/03	0,45	54,09	0,21	1,48	н.о.	0,16	0,00	2,42	н.п.о.	0,14	36,46	1,21	0,71	1,47	н.о.	н.о.	0,10	н.о.	99,76
UV-34/03	0,15	54,33	0,21	1,12	н.о.	0,13	0,17	2,37	н.п.о.	0,09	37,85	0,32	0,70	1,27	н.о.	н.о.	0,07	н.о.	99,02
UV-34/03	0,13	54,34	0,28	1,42	н.о.	0,32	0,13	2,10	0,01	0,08	38,17	0,32	0,66	1,19	н.о.	н.о.	0,08	н.о.	99,52
UV-34/03	0,09	54,23	0,25	1,61	н.о.	0,45	0,10	1,78	н.п.о.	0,09	38,39	0,32	0,72	1,24	н.о.	н.о.	0,08	н.о.	99,66
UV-34/03	0,24	54,40	0,28	1,39	н.о.	0,41	0,17	2,06	н.п.о.	0,14	38,06	0,27	0,63	1,02	н.о.	н.о.	0,08	н.о.	99,47
UV-59/03	0,09	55,72	0,08	1,51	0,02	н.о.	0,15	1,68	н.о.	0,06	37,02	0,16	0,69	1,16	0,21	0,41	0,05	0,47	99,49
UV-59/03	0,16	53,97	0,15	1,95	0,08	н.о.	0,19	2,43	н.о.	0,09	36,44	0,29	0,78	1,42	0,21	0,57	0,13	0,42	99,28
UV-59/03	0,14	54,59	0,14	1,58	0,05	н.о.	0,21	2,26	н.о.	0,06	36,91	0,35	0,88	1,49	0,22	0,53	0,07	0,43	99,91
UV-59/03	0,25	54,55	0,24	1,50	0,08	н.о.	0,23	2,37	н.о.	0,08	36,66	0,37	0,77	1,35	0,24	0,40	0,08	0,44	99,62
UV-59/03	0,06	56,35	0,09	0,95	н.о.	0,08	0,09	1,66	0,02	0,09	37,09	0,23	0,91	1,97	н.о.	н.о.	0,06	н.о.	100,19
UV-59/03	0,04	55,83	0,09	0,83	н.о.	0,05	0,08	1,43	0,02	0,08	37,11	0,23	0,98	2,34	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	99,77
UV-59/03	0,07	56,05	0,09	0,85	н.о.	0,05	0,10	1,58	0,01	0,07	37,20	0,25	0,84	1,91	н.о.	н.о.	0,10	н.о.	99,69
UV-59/03	0,02	54,75	0,09	1,30	н.о.	0,04	0,12	1,67	0,03	0,09	36,04	0,22	1,03	2,60	н.о.	н.о.	0,56	н.о.	99,26
UV-59/03	0,05	56,82	0,12	0,74	н.о.	0,13	0,05	1,46	0,05	0,08	37,36	0,22	0,79	1,79	н.о.	н.о.	0,03	н.о.	100,19
UV-27/05	0,08	54,91	0,08	1,72	0,02	н.о.	0,12	1,79	н.о.	0,06	35,96	0,48	1,02	1,89	0,32	0,52	0,02	0,53	99,50
UV-27/05	0,10	54,88	0,08	2,00	0,03	н.о.	0,11	1,87	н.о.	0,07	36,36	0,43	0,81	1,46	0,22	0,51	0,07	0,48	99,48
UV-87/03	0,09	52,96	0,48	2,71	0,07	н.о.	0,20	2,41	н.о.	0,11	35,58	0,21	0,98	1,99	0,29	0,72	0,08	0,52	99,40

Примечание: ц, к - центр и край одного зерна.

н.о. - не определялся.

Приложение 6.2. Продолжение.

Образец	Формульные единицы (рассчитаны на 4 атома кислорода)																Сумма А	Сумма катионов				
	Si	Ti	Zr	Nb	Ta	Cr	Al	Fe	Сумма В	Mn	Mg	Ca	Sr	La	Ce	Pr			Nd	U	Th	Na
UV-34/03	0,002	0,940	0,002	0,026	0,001	0,000	0,005	0,039	1,015	0,000	0,002	0,932	0,004	0,007	0,011	0,001	0,003	0,000	0,000	0,016	0,976	1,991
UV-34/03	0,003	0,947	0,002	0,019	0,001	0,000	0,005	0,038	1,015	0,000	0,002	0,931	0,004	0,007	0,013	0,001	0,004	0,000	0,000	0,014	0,975	1,991
UV-34/03	0,004	0,943	0,003	0,023	0,000	0,000	0,005	0,036	1,016	0,000	0,004	0,928	0,004	0,006	0,010	0,001	0,003	0,000	0,000	0,016	0,974	1,990
UV-34/03	0,008	0,950	0,003	0,020	0,001	0,000	0,004	0,035	1,020	0,000	0,003	0,923	0,004	0,006	0,010	0,001	0,003	0,000	0,000	0,016	0,967	1,986
UV-34/03	0,004	0,948	0,002	0,020	0,001	0,000	0,004	0,038	1,017	0,000	0,002	0,929	0,004	0,007	0,011	0,002	0,003	0,000	0,000	0,016	0,974	1,991
UV-34/03	0,011	0,936	0,002	0,024	0,001	0,000	0,004	0,034	1,012	0,000	0,002	0,934	0,005	0,007	0,011	0,001	0,003	0,000	0,000	0,014	0,977	1,990
UV-34/03	0,003	0,951	0,002	0,019	0,000	0,000	0,005	0,041	1,021	0,000	0,002	0,925	0,003	0,006	0,012	0,001	0,003	0,000	0,001	0,015	0,968	1,989
UV-34/03	0,005	0,952	0,002	0,016	0,001	0,000	0,001	0,026	1,004	0,000	0,010	0,944	0,003	0,005	0,009	0,001	0,003	0,000	0,000	0,022	0,998	2,002
UV-34/03	0,012	0,939	0,002	0,019	0,000	0,000	0,005	0,043	1,022	0,000	0,004	0,925	0,004	0,006	0,010	0,001	0,003	0,000	0,000	0,012	0,965	1,987
UV-34/03	0,001	0,952	0,003	0,019	0,001	0,000	0,004	0,040	1,020	0,000	0,003	0,932	0,003	0,005	0,010	0,001	0,003	0,000	0,000	0,011	0,968	1,988
UV-34/03	0,002	0,949	0,002	0,020	0,000	0,000	0,004	0,039	1,017	0,000	0,002	0,924	0,003	0,007	0,013	0,002	0,005	0,000	0,001	0,014	0,971	1,988
UV-34/03	0,004	0,970	0,002	0,019	0,000	0,000	0,001	0,025	1,020	0,000	0,006	0,918	0,003	0,005	0,009	0,001	0,003	0,000	0,000	0,016	0,961	1,981
UV-34/03	0,006	0,970	0,002	0,018	0,001	0,000	0,001	0,026	1,022	0,000	0,007	0,910	0,003	0,006	0,009	0,001	0,003	0,000	0,000	0,016	0,957	1,979
UV-34/03	0,002	0,949	0,002	0,020	0,000	0,000	0,005	0,042	1,020	0,000	0,002	0,930	0,003	0,005	0,010	0,001	0,004	0,000	0,000	0,012	0,968	1,989
UV-34/03	0,002	0,949	0,002	0,020	0,000	0,000	0,005	0,042	1,020	0,000	0,002	0,930	0,003	0,005	0,010	0,001	0,004	0,000	0,000	0,012	0,968	1,989
UV-34/03	0,003	0,944	0,002	0,020	0,000	0,000	0,005	0,044	1,019	0,000	0,003	0,925	0,004	0,006	0,012	0,002	0,004	0,000	0,001	0,016	0,972	1,991
UV-34/03	0,002	0,952	0,001	0,019	0,000	0,000	0,005	0,037	1,016	0,000	0,003	0,919	0,004	0,008	0,014	0,002	0,005	0,000	0,001	0,018	0,972	1,989
UV-34/03	0,002	0,963	0,002	0,020	0,000	0,000	0,003	0,028	1,019	0,000	0,003	0,929	0,003	0,005	0,007	0,001	0,002	0,000	0,001	0,015	0,966	1,985
UV-34/03	0,002	0,953	0,001	0,016	0,000	0,000	0,005	0,045	1,022	0,000	0,003	0,923	0,003	0,006	0,011	0,002	0,004	0,000	0,000	0,015	0,967	1,990
UV-34/03	0,002	0,938	0,001	0,027	0,001	0,000	0,004	0,038	1,012	0,000	0,002	0,918	0,004	0,009	0,016	0,002	0,004	0,000	0,001	0,022	0,978	1,990
UV-34/03	0,002	0,939	0,001	0,025	0,000	0,000	0,005	0,043	1,016	0,000	0,003	0,911	0,004	0,009	0,015	0,002	0,005	0,000	0,001	0,022	0,973	1,990
UV-34/03	0,002	0,939	0,001	0,025	0,000	0,000	0,005	0,043	1,016	0,000	0,003	0,911	0,004	0,009	0,015	0,002	0,005	0,000	0,001	0,022	0,973	1,990
UV-34/03	0,003	0,951	0,002	0,021	0,000	0,000	0,004	0,037	1,018	0,000	0,003	0,917	0,004	0,007	0,013	0,002	0,004	0,000	0,000	0,018	0,969	1,987
UV-34/03	0,003	0,951	0,002	0,021	0,000	0,000	0,004	0,037	1,018	0,000	0,003	0,917	0,004	0,007	0,013	0,002	0,004	0,000	0,000	0,018	0,969	1,987
UV-34/03	0,002	0,935	0,002	0,027	0,000	0,000	0,006	0,044	1,016	0,000	0,002	0,927	0,004	0,008	0,013	0,002	0,004	0,000	0,000	0,012	0,972	1,988
UV-34/03	0,002	0,935	0,002	0,027	0,000	0,000	0,006	0,044	1,016	0,000	0,002	0,927	0,004	0,008	0,013	0,002	0,004	0,000	0,000	0,012	0,972	1,988
UV-34/03	0,003	0,961	0,002	0,016	0,000	0,000	0,002	0,029	1,014	0,000	0,003	0,928	0,003	0,006	0,012	0,001	0,004	0,000	0,001	0,017	0,975	1,989
UV-34/03	0,010	0,949	0,002	0,016	0,000	0,003	0,000	0,043	1,022	0,000	0,005	0,912	0,016	0,006	0,013	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,960	1,983
UV-34/03	0,004	0,952	0,002	0,012	0,000	0,002	0,005	0,042	1,018	0,000	0,003	0,946	0,004	0,006	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,973	1,991
UV-34/03	0,003	0,948	0,003	0,015	0,000	0,006	0,004	0,037	1,016	0,000	0,003	0,950	0,004	0,006	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,976	1,992
UV-34/03	0,002	0,947	0,003	0,017	0,000	0,008	0,003	0,031	1,010	0,000	0,003	0,956	0,004	0,006	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,983	1,993
UV-34/03	0,002	0,947	0,003	0,017	0,000	0,008	0,003	0,031	1,010	0,000	0,003	0,956	0,004	0,006	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,971	1,990
UV-34/03	0,006	0,948	0,003	0,015	0,000	0,008	0,005	0,036	1,019	0,000	0,005	0,945	0,004	0,005	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,971	1,990
UV-34/03	0,006	0,948	0,003	0,015	0,000	0,008	0,005	0,036	1,019	0,000	0,005	0,945	0,004	0,005	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,971	1,990
UV-59/03	0,002	0,969	0,001	0,016	0,000	0,000	0,004	0,029	1,022	0,000	0,002	0,918	0,002	0,006	0,010	0,002	0,003	0,000	0,000	0,021	0,965	1,987
UV-59/03	0,004	0,948	0,002	0,021	0,000	0,000	0,005	0,043	1,022	0,000	0,003	0,913	0,004	0,007	0,012	0,002	0,005	0,000	0,001	0,019	0,965	1,987
UV-59/03	0,003	0,953	0,002	0,017	0,000	0,000	0,006	0,039	1,019	0,000	0,002	0,918	0,005	0,008	0,013	0,002	0,004	0,000	0,000	0,020	0,972	1,991
UV-59/03	0,006	0,952	0,003	0,016	0,001	0,000	0,006	0,041	1,025	0,000	0,003	0,913	0,005	0,007	0,011	0,002	0,003	0,000	0,000	0,020	0,964	1,989
UV-59/03	0,001	0,978	0,001	0,010	0,000	0,001	0,002	0,029	1,023	0,000	0,003	0,918	0,003	0,008	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,954	1,976
UV-59/03	0,001	0,978	0,001	0,010	0,000	0,001	0,002	0,029	1,023	0,000	0,003	0,918	0,003	0,008	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,954	1,976
UV-59/03	0,001	0,976	0,001	0,009	0,000	0,001	0,002	0,025	1,015	0,000	0,003	0,925	0,003	0,008	0,020	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,965	1,980
UV-59/03	0,001	0,976	0,001	0,009	0,000	0,001	0,002	0,025	1,015	0,000	0,003	0,925	0,003	0,008	0,020	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,965	1,980
UV-59/03	0,002	0,977	0,001	0,009	0,000	0,001	0,003	0,028	1,020	0,000	0,002	0,925	0,003	0,007	0,016	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,960	1,979
UV-59/03	0,001	0,968	0,001	0,014	0,000	0,001	0,003	0,030	1,017	0,001	0,003	0,909	0,003	0,009	0,022	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,956	1,974
UV-59/03	0,001	0,968	0,001	0,014	0,000	0,001	0,003	0,030	1,017	0,001	0,003	0,909	0,003	0,009	0,022	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,956	1,974
UV-59/03	0,001	0,983	0,001	0,008	0,000	0,002	0,001	0,025	1,022	0,001	0,003	0,922	0,003	0,007	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,955	1,977
UV-27/05	0,001	0,983	0,001	0,008	0,000	0,002	0,001	0,025	1,022	0,001	0,003	0,922	0,003	0,007	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,955	1,977
UV-27/05	0,002	0,964	0,001	0,018	0,000	0,000	0,003	0,031	1,020	0,000	0,002	0,900	0,006	0,009	0,016	0,003	0,004	0,000	0,000	0,024	0,965	1,984
UV-27/05	0,002	0,964	0,001	0,018	0,000	0,000	0,003	0,031	1,020	0,000	0,002	0,900	0,006	0,009	0,016	0,003	0,004	0,000	0,000	0,024	0,965	1,984
UV-27/05	0,002	0,961	0,001	0,021	0,000	0,000	0,003	0,033	1,021	0,000	0,002	0,908	0,006	0,007	0,012	0,002	0,004	0,000	0,000	0,022	0,963	1,984
UV-27/05	0,002	0,961	0,001	0,021	0,000	0,000	0,003	0,033	1,021	0,000	0,002	0,908	0,006	0,007	0,012	0,002	0,004	0,000	0,000	0,022		

Приложение 6.2. Продолжение.

Образец	Конечные члены (мол. %)			Latrappite $\text{CaFe}_{0,5}\text{Nb}_{0,5}\text{O}_3$	Loparite $\text{Na}_{0,5}\text{LREE}_{0,5}\text{TiO}_3$	$\text{SrTiO}_3$	$\text{Th}_{0,5}\text{TiO}_3$	$\text{CaTiO}_3$
	$\text{NaNbO}_3$	$\text{CeFeO}_3$	$\text{CaZrO}_3$					
UV-34/03	1,624	3,376	0,238	1,895	-	0,384	0,070	92,413
UV-34/03	1,409	3,690	0,199	1,130	-	0,368	0,042	93,162
UV-34/03	1,597	3,387	0,324	1,417	-	0,459	0,052	92,763
UV-34/03	1,628	3,397	0,261	0,807	-	0,424	0,075	93,408
UV-34/03	1,646	3,805	0,172	0,786	-	0,408	0,055	93,127
UV-34/03	1,438	2,660	0,237	2,129	-	0,462	0,034	93,040
UV-34/03	1,547	4,129	0,201	0,647	-	0,342	0,115	93,020
UV-34/03	1,684	2,725	0,241	-	1,052	0,288	0,064	93,946
UV-34/03	1,215	4,043	0,211	1,438	-	0,386	0,083	92,624
UV-34/03	1,119	3,550	0,248	1,600	-	0,332	0,051	93,100
UV-34/03	1,474	3,752	0,170	0,985	-	0,344	0,130	93,145
UV-34/03	1,632	2,231	0,182	0,482	-	0,306	0,075	95,092
UV-34/03	1,709	2,478	0,177	0,142	-	0,340	0,100	95,054
UV-34/03	1,277	3,909	0,238	1,399	-	0,336	0,075	92,765
UV-34/03	1,659	4,473	0,211	0,674	-	0,365	0,143	92,477
UV-34/03	1,873	3,981	0,110	0,142	-	0,385	0,107	93,402
UV-34/03	1,540	2,573	0,230	0,970	-	0,291	0,109	94,286
UV-34/03	1,547	4,806	0,124	0,130	-	0,330	0,079	92,983
UV-34/03	2,201	3,603	0,144	1,108	-	0,458	0,159	92,329
UV-34/03	2,308	4,537	0,105	0,449	-	0,440	0,194	91,967
UV-34/03	1,891	3,799	0,163	0,372	-	0,406	0,058	93,312
UV-34/03 ц	1,199	3,459	0,242	2,872	-	0,406	0,096	91,725
UV-34/03 к	1,656	3,054	0,235	-	0,212	0,270	0,126	94,446
UV-34/03	-	2,922	0,237	3,052	-	1,704	0,108	91,976
UV-34/03	-	3,606	0,235	2,317	-	0,438	0,072	93,332
UV-34/03	-	3,087	0,310	2,934	-	0,434	0,084	93,151
UV-34/03	-	2,478	0,281	3,344	-	0,442	0,086	93,369
UV-34/03	-	3,293	0,307	2,857	-	0,376	0,082	93,084
UV-59/03	1,560	3,267	0,093	-	1,277	0,218	0,058	93,526
UV-59/03	1,962	4,590	0,172	0,199	-	0,407	0,143	92,527
UV-59/03	1,655	4,414	0,160	-	0,710	0,487	0,075	92,499
UV-59/03	1,587	4,657	0,263	-	0,971	0,512	0,083	91,926
UV-59/03	-	2,222	0,102	1,938	-	0,318	0,061	95,358
UV-59/03 ц	-	1,916	0,096	1,719	-	0,327	0,149	95,793
UV-59/03 к	-	2,170	0,096	1,747	-	0,343	0,106	95,537
UV-59/03 ц	-	1,945	0,105	2,717	-	0,314	0,623	94,296
UV-59/03 к	-	2,067	0,133	1,514	-	0,303	0,037	95,945
UV-27/05	1,790	3,395	0,092	-	1,394	0,667	0,025	92,637
UV-27/05	2,080	3,510	0,087	-	0,356	0,605	0,074	93,289
UV-87/03	2,441	4,302	0,539	0,844	-	0,296	0,090	91,487

Примечание: ц, к - центр и край одного зерна.

н.о. - не определялся.

Приложение 6.3. Состав апатита из интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Cl	Сумма
0,04	0,03	0,04	1,41	0,01	53,14	0,12	37,99	2,26	0,04	93,56
0,03	0,02	0,06	3,42	н.п.о.	53,20	0,18	38,70	2,19	0,10	94,36
0,01	0,04	0,03	0,39	н.п.о.	56,09	н.п.о.	39,94	2,26	0,03	98,32
0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,37	0,01	56,50	0,04	40,57	2,20	н.п.о.	99,32
н.п.о.	0,02	н.п.о.	0,41	н.п.о.	56,34	0,07	39,65	2,10	0,01	98,17
0,04	н.п.о.	0,03	0,25	н.п.о.	54,48	0,03	38,80	2,00	0,10	95,40
0,06	0,02	0,05	0,28	н.п.о.	56,75	0,03	39,69	1,63	0,07	98,16
0,04	0,04	0,01	0,31	н.п.о.	56,94	н.п.о.	39,86	2,09	0,01	98,90
0,04	0,07	0,04	1,00	0,01	53,13	0,04	37,42	2,20	0,01	92,81
0,05	0,08	н.п.о.	0,09	н.п.о.	56,22	н.п.о.	39,26	2,40	0,01	97,89
0,09	0,02	н.п.о.	0,13	н.п.о.	56,76	0,03	38,69	1,93	0,01	97,42
0,02	0,06	0,02	0,11	н.п.о.	56,09	н.п.о.	39,07	1,94	0,01	97,11
0,03	0,90	1,06	0,26	н.п.о.	54,83	0,08	39,32	2,54	0,02	96,79
0,08	0,04	н.п.о.	0,33	0,01	54,40	0,13	38,82	2,50	0,01	95,87
0,06	0,03	0,02	0,38	н.п.о.	54,86	0,08	38,80	2,81	0,01	96,55
0,01	0,03	0,04	0,26	0,01	55,41	0,11	38,96	2,66	0,02	97,17
0,06	0,04	0,01	0,31	н.п.о.	55,09	0,10	39,03	2,54	0,02	96,77
0,05	0,06	0,04	0,28	0,01	55,96	0,06	39,40	2,40	0,27	98,10
0,05	0,04	0,01	0,24	н.п.о.	55,80	0,10	40,35	2,72	0,04	99,02
0,06	0,05	0,02	0,33	н.п.о.	55,26	0,06	38,98	2,55	0,03	96,87
0,06	0,06	н.п.о.	0,34	0,01	55,53	0,14	40,13	2,11	0,05	97,97
0,03	0,03	н.п.о.	0,44	н.п.о.	54,55	0,16	40,05	2,07	0,09	96,92
0,07	н.п.о.	н.п.о.	0,44	0,01	55,19	0,08	39,30	2,14	0,06	96,77

н.п.о. - ниже предела обнаружения.

Приложение 6.4. Химические анализы карбонатов кальция (мас. %) из интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная

Образец	CaO	FeO	MnO	MgO	BaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
UV-34/03	52,98	0,59	0,01	0,31	0,14	0,68	1,01	0,05	0,042	0,43	56,24
UV-34/03	52,55	0,56	0,01	0,27	0,04	0,77	1,05	0,08	0,051	0,91	56,30
UV-34/03	53,15	0,35	0,00	0,17	0,00	0,76	0,98	0,06	0,042	0,70	56,21
UV-34/03	53,54	0,48	0,01	0,26	0,13	0,81	0,98	0,10	0,087	0,55	56,94
UV-34/03	52,94	0,43	0,00	0,31	0,12	0,89	0,95	0,06	0,072	0,51	56,27
UV-4/05	53,65	0,30	0,00	0,90	0,05	0,78	0,64	0,01	0,021	0,19	56,55
UV-4/05	53,93	0,44	0,00	0,16	0,00	0,89	0,55	0,02	0,005	0,19	56,17
UV-4/05	53,50	0,17	0,00	0,15	0,01	1,15	0,80	0,01	0,033	0,18	56,01
UV-4/05	53,61	0,16	0,01	0,13	0,00	0,87	0,77	0,02	0,04	0,23	55,83
UV-4/05	55,09	0,38	0,02	0,29	0,01	0,76	0,12	0,03	0,043	0,18	56,93
UV-4/05	54,56	0,25	0,02	0,09	0,06	0,90	0,57	0,00	0,017	0,22	56,68
UV-4/05	53,73	0,32	0,02	0,92	0,04	1,12	0,48	0,01	0,038	0,18	56,86
UV-4/05	52,82	0,20	0,05	2,23	0,06	0,99	0,55	0,00	0,051	0,18	57,12
UV-4/05	51,27	0,46	0,33	3,38	0,10	0,92	0,30	0,02	0,018	0,16	56,95
UV-4/05	51,84	0,35	0,64	1,85	0,07	0,72	0,33	0,03	0,085	0,12	56,04
UV-4/05	52,20	0,37	0,20	1,72	0,00	1,00	0,39	0,02	0,034	0,18	56,11
UV-4/05	51,27	0,42	0,53	3,11	0,09	0,79	0,32	0,02	0,076	0,19	56,81
UV-4/05	53,52	0,20	0,00	0,07	0,02	1,47	0,65	0,01	0,044	0,16	56,14
UV-4/05	53,89	0,25	0,00	0,12	0,00	0,84	0,39	0,03	0,016	0,17	55,71
UV-4/05	53,37	0,30	0,00	0,13	0,00	1,56	0,58	0,02	0,02	0,16	56,13
UV-4/05	54,10	0,17	0,00	0,11	0,03	1,61	0,39	0,01	0,006	0,16	56,59
UV-4/05	53,87	0,25	0,00	0,12	0,00	0,82	0,52	0,06	0,017	0,17	55,82
UV-4/05	53,23	0,29	0,00	0,16	0,06	1,65	0,57	0,10	0,024	0,31	56,40
UV-4/05	54,40	0,30	0,00	0,09	0,00	0,77	0,50	0,00	0,01	0,16	56,24
UV-59/03	52,95	0,39	0,02	0,46	0,13	0,70	1,59	0,09	0,105	0,37	56,81
UV-59/03	53,15	0,24	0,02	0,31	0,05	0,65	1,24	0,08	0,056	0,56	56,35
UV-59/03	52,89	0,30	0,00	0,38	0,04	0,73	1,45	0,09	0,104	0,42	56,40
UV-59/03	52,76	0,25	0,00	0,29	0,12	0,72	1,45	0,06	0,105	0,46	56,21

Приложение 6.5. Представительные анализы акцессорных монтчеллитов из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Формульные единицы (рассчитаны на 4 атома кислорода)						Mg#	Ca#
								Si	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni		
Интерстиционные обособления и микрожилы															
UV-4/05	37,02	5,71	0,40	21,49	34,50	0,08	99,20	0,999	0,129	0,009	0,864	0,998	0,002	87,0	53,6
UV-4/05	36,66	5,82	0,44	21,22	34,37	0,04	98,55	0,997	0,132	0,010	0,860	1,002	0,001	86,7	53,8
UV-4/05	37,45	4,79	0,30	22,22	34,73	0,04	99,53	1,002	0,107	0,007	0,886	0,995	0,001	89,2	52,9
UV-4/05	36,98	5,95	0,44	21,76	34,23	0,04	99,40	0,996	0,134	0,010	0,874	0,988	0,001	86,7	53,1
UV-4/05	38,17	3,03	0,28	23,47	35,32	0,00	100,27	1,005	0,067	0,006	0,921	0,996	0,000	93,2	52,0
UV-4/05	38,46	2,07	0,27	24,43	35,59	0,02	100,84	1,002	0,045	0,006	0,949	0,994	0,000	95,5	51,2
UV-4/05	37,65	5,55	0,36	22,06	35,03	0,03	100,68	0,999	0,123	0,008	0,873	0,996	0,001	87,6	53,3
UV-4/05	37,54	5,50	0,34	22,13	34,84	0,04	100,39	0,999	0,122	0,008	0,878	0,993	0,001	87,8	53,1
UV-4/05	38,11	2,21	0,28	24,04	35,79	0,00	100,43	1,000	0,048	0,006	0,940	1,006	0,000	95,1	51,7
UV-4/05	38,32	5,61	0,34	22,23	34,78	0,03	101,31	1,008	0,123	0,008	0,872	0,980	0,001	87,6	52,9
UV-4/05	38,80	2,92	0,24	24,17	35,55	0,02	101,70	1,005	0,063	0,005	0,933	0,987	0,000	93,7	51,4
UV-4/05	38,47	2,82	0,26	24,03	35,56	0,01	101,15	1,003	0,061	0,006	0,934	0,993	0,000	93,8	51,5
UV-4/05	39,10	1,40	0,26	24,87	35,60	0,01	101,23	1,010	0,030	0,006	0,958	0,986	0,000	96,9	50,7
UV-4/05	38,42	5,79	0,42	22,12	34,41	0,05	101,22	1,012	0,127	0,009	0,868	0,971	0,001	87,2	52,8
UV-4/05	37,06	5,72	0,37	21,75	34,85	н.п.о.	99,75	0,995	0,128	0,008	0,870	1,003 -		87,1	53,5
UV-4/05	37,76	2,78	0,20	24,33	35,41	н.п.о.	100,48	0,992	0,061	0,004	0,953	0,997 -		94,0	51,1
UV-268/02	37,78	4,33	0,34	22,73	35,02	0,04	100,24	1,001	0,096	0,008	0,898	0,994	0,001	90,3	52,6
UV-268/02	37,22	4,82	0,37	22,21	34,89	0,03	99,54	0,997	0,108	0,008	0,887	1,002	0,001	89,1	53,0
UV-268/02	38,34	2,48	0,47	24,22	35,57	0,05	101,13	1,000	0,054	0,010	0,941	0,994	0,001	94,6	51,4
UV-268/02	38,18	4,22	0,40	23,13	34,81	0,03	100,77	1,005	0,093	0,009	0,907	0,981	0,001	90,7	52,0
UV-268/02	37,55	7,09	0,29	22,23	33,44	0,12	100,72	0,999	0,158	0,007	0,881	0,953	0,003	84,8	52,0
Реакционные каймы вокруг ортопироксена															
UV-268/02	38,12	5,65	0,34	22,93	33,71	н.п.о.	100,75	1,006	0,125	0,008	0,902	0,953 -		87,9	51,4
UV-268/02	36,50	2,88		22,39	33,47	н.п.о.	95,24	1,009	0,067	0,000	0,923	0,992 -		93,3	51,8
UV-268/02	37,16	3,50	0,39	22,67	33,31	н.п.о.	97,03	1,011	0,080	0,009	0,919	0,971 -		92,0	51,4
UV-268/02	36,48	2,43	0,45	22,25	33,59	н.п.о.	95,20	1,010	0,056	0,011	0,918	0,996 -		94,2	52,0
UV-268/02	36,39	6,21	0,43	21,87	32,64	н.п.о.	97,54	0,998	0,142	0,010	0,894	0,959 -		86,3	51,8

н.п.о. - ниже предела обнаружения.

Приложение 6.6. Представительные анализы наложенного акцессорного клинопироксена в неизмененных деформированных перидотитах трубки Удачная-Восточная

Образец	Мас.%											Формула рассчитана на 4 катиона										En	Fs	Wo
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Si	Ti	Cr	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K			
Клинопироксен из интерстиционных обособлений и микроил, Срх-2												1,986	0,015	0,003	0,010	0,117	0,003	0,921	0,877	0,068	0,000	48,09	6,09	45,82
UV-34/03	54,29	0,56	0,12	0,22	3,81	0,09	16,89	22,38	0,96	0,00	99,33	1,986	0,015	0,003	0,010	0,117	0,003	0,921	0,877	0,068	0,000	48,09	6,09	45,82
UV-34/03	55,13	0,84	0,13	0,26	3,83	0,05	16,41	22,42	0,92	0,01	99,99	2,011	0,023	0,004	0,011	0,117	0,002	0,892	0,876	0,065	0,001	47,32	6,20	46,48
UV-34/03	54,38	0,21	0,15	0,21	3,15	0,06	17,71	23,24	0,60	0,02	99,72	1,976	0,006	0,004	0,009	0,096	0,002	0,959	0,905	0,042	0,001	48,94	4,88	46,17
UV-34/03	53,75	0,47	0,03	0,18	4,24	0,09	16,96	21,92	0,90	0,01	98,55	1,982	0,013	0,001	0,008	0,131	0,003	0,932	0,866	0,065	0,001	48,32	6,78	44,90
UV-34/03	54,58	0,24	0,42	0,06	1,17	0,03	18,13	24,85	0,18	0,01	99,67	1,982	0,007	0,012	0,002	0,036	0,001	0,981	0,967	0,013	0,001	49,46	1,79	48,74
UV-34/03	52,21	1,03	0,06	1,90	3,08	0,05	17,38	23,16	0,31	0,27	99,45	1,906	0,028	0,002	0,082	0,094	0,002	0,946	0,906	0,022	0,013	48,60	4,83	46,56
UV-59/03	54,43	0,30	0,90	0,24	2,17	0,09	17,75	22,69	0,62	0,07	99,25	1,987	0,008	0,026	0,010	0,066	0,003	0,966	0,887	0,044	0,003	50,31	3,45	46,24
UV-59/03	53,90	0,65	1,38	0,67	3,85	0,16	18,80	19,48	1,02	0,02	99,93	1,951	0,018	0,039	0,028	0,117	0,005	1,014	0,755	0,072	0,001	53,77	6,18	40,05
UV-59/03	53,19	1,01	0,94	0,43	2,82	0,08	17,09	21,23	1,64	0,89	99,32	1,931	0,028	0,027	0,018	0,086	0,003	0,925	0,826	0,115	0,041	50,36	4,66	44,98
Каймы вокруг клинопироксена, Срх-3												1,942	0,024	0,033	0,062	0,076	0,003	0,937	0,872	0,050	0,000	49,71	4,04	46,25
UV-17/04	53,26	0,88	1,15	1,44	2,50	0,09	17,25	22,32	0,71	0,01	99,60	1,942	0,024	0,033	0,062	0,076	0,003	0,937	0,872	0,050	0,000	49,71	4,04	46,25
UV-17/04	54,36	0,53	1,17	1,65	2,63	0,09	17,49	20,84	1,15	0,03	99,93	1,967	0,014	0,034	0,070	0,079	0,003	0,943	0,808	0,080	0,001	51,52	4,34	44,13
UV-17/04	53,96	0,62	0,91	1,76	2,69	0,09	17,11	21,68	0,90	0,01	99,73	1,962	0,017	0,026	0,075	0,082	0,003	0,927	0,845	0,064	0,001	50,01	4,41	45,58
UV-17/04	55,85	0,10	0,99	1,74	2,65	0,08	17,86	19,03	1,69	0,07	100,04	2,006	0,003	0,028	0,073	0,079	0,002	0,956	0,732	0,118	0,003	54,07	4,50	41,44
UV-37/05	55,68	0,15	0,73	0,40	2,10	0,09	18,58	21,50	0,58	0,04	99,86	2,014	0,004	0,021	0,017	0,063	0,003	1,002	0,833	0,041	0,002	52,76	3,34	43,90
UV-37/05	55,34	0,14	0,86	0,05	1,30	0,05	17,38	24,52	0,60	0,02	100,26	2,000	0,004	0,025	0,002	0,039	0,001	0,936	0,950	0,042	0,001	48,63	2,03	49,33
UV-37/05	55,28	0,05	0,73	0,48	2,66	0,09	18,98	20,36	0,53	0,93	100,09	1,990	0,001	0,021	0,020	0,080	0,003	1,018	0,786	0,037	0,043	54,05	4,25	41,70
UV-37/05	54,93	0,20	0,79	0,07	1,36	0,02	17,18	24,24	0,52	0,01	99,32	2,006	0,005	0,023	0,003	0,042	0,001	0,935	0,948	0,036	0,001	48,57	2,16	49,26
UV-18/04	54,66	0,28	1,12	1,52	3,38	0,12	18,74	17,19	1,54	0,05	98,60	1,989	0,008	0,032	0,065	0,103	0,004	1,017	0,671	0,109	0,002	56,78	5,75	37,47
UV-18/04	55,04	0,28	1,24	0,98	3,05	0,11	18,62	19,01	1,14	0,27	99,72	1,989	0,008	0,035	0,042	0,092	0,003	1,003	0,736	0,080	0,012	54,77	5,03	40,20
UV-268/02	54,43	0,52	0,91	1,44	3,42	0,08	18,22	19,60	1,05	0,05	99,72	1,972	0,014	0,026	0,061	0,104	0,002	0,984	0,761	0,074	0,002	53,23	5,61	41,17
UV-268/02	54,79	0,45	0,70	0,93	3,42	0,07	18,21	20,30	0,86	0,03	99,72	1,987	0,012	0,020	0,040	0,104	0,002	0,984	0,789	0,060	0,001	52,44	5,53	42,03
Каймы вокруг ортопироксена, Срх-4												1,926	0,012	0,010	0,018	0,087	0,002	1,015	0,841	0,064	0,025	52,25	4,46	43,30
UV-34/03	53,36	0,45	0,36	0,42	2,87	0,07	18,88	21,76	0,91	0,54	99,62	1,926	0,012	0,010	0,018	0,087	0,002	1,015	0,841	0,064	0,025	52,25	4,46	43,30
UV-34/03	53,05	0,30	0,26	0,59	2,28	0,07	17,71	23,82	0,63	0,78	99,48	1,924	0,008	0,007	0,025	0,069	0,002	0,957	0,926	0,045	0,036	49,04	3,54	47,42
UV-34/03	53,04	0,34	0,29	0,44	2,09	0,04	17,97	24,04	0,65	0,46	99,35	1,925	0,009	0,008	0,019	0,063	0,001	0,972	0,935	0,046	0,021	49,33	3,22	47,45
UV-4/05	53,06	0,23	0,24	0,36	1,74	0,06	18,12	24,57	0,44	0,45	99,27	1,927	0,006	0,007	0,015	0,053	0,002	0,981	0,956	0,031	0,021	49,29	2,66	48,05
UV-4/05	52,66	0,25	0,34	0,43	2,08	0,06	18,07	24,25	0,54	0,52	99,20	1,914	0,007	0,010	0,018	0,063	0,002	0,979	0,945	0,038	0,024	49,27	3,18	47,54
UV-4/05	53,43	0,22	0,26	0,22	1,50	0,05	17,89	25,02	0,35	0,28	99,22	1,945	0,006	0,008	0,009	0,046	0,001	0,971	0,976	0,025	0,013	48,72	2,29	48,99
UV-4/05	52,63	0,36	0,87	0,53	2,07	0,06	18,03	23,78	0,36	0,55	99,24	1,918	0,010	0,025	0,023	0,063	0,002	0,979	0,929	0,026	0,026	49,68	3,20	47,11
UV-59/03	54,88	0,18	0,41	0,05	1,03	0,04	17,05	25,18	0,28	0,04	99,14	2,009	0,005	0,012	0,002	0,032	0,001	0,930	0,988	0,020	0,002	47,72	1,62	50,67
UV-17/04	53,56	0,55	0,56	0,77	1,83	0,06	17,44	23,79	0,52	0,13	99,21	1,955	0,015	0,016	0,033	0,056	0,002	0,949	0,931	0,037	0,006	49,03	2,88	48,09
UV-17/04	54,94	0,40	0,21	0,49	1,55	0,08	17,80	23,76	0,44	0,03	99,69	1,994	0,011	0,006	0,021	0,047	0,002	0,963	0,924	0,031	0,001	49,78	2,43	47,78

Приложение 6.7. Представительные анализы минералов группы гумита (мас. %) из межзернового пространства ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная

Интерстиционные обособления и микрожилы								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	F	Сумма
	38,89	н.о.	1,55	н.о.	57,56	0,10	2,46	100,56
	34,44	0,73	1,16	0,28	57,38	0,22	5,43	99,64
	35,36	0,67	1,12	0,35	58,27	0,15	4,77	100,69
	34,79	0,48	1,43	0,41	56,91	0,24	4,72	98,98
	34,96	0,62	1,40	0,26	57,48	0,19	4,15	99,06
Замещающий породообразующий оливин								
1	37,14	0,30	1,66	0,41	56,91	0,29	3,41	100,12
1 ламель	34,68	0,80	1,56	0,36	57,48	0,24	5,53	100,65
2	37,59	0,56	1,90	0,31	56,38	0,26	2,88	99,88
2 ламель	35,26	0,32	1,93	0,34	56,95	0,22	5,36	100,38

н.о. - не определялся.

Приложение 6.8. Химические анализы слюды (мас. %) интерстиционных обособлений и микрожил в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная.

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	Сумма	O-F	O-Cl	Сумма	Mg#	(Mg+Fe)/(Mg+Fe+Al)	F+Cl
UV-4/05	41,86	0,04	0,00	0,40	15,57	29,92	0,03	0,01	0,04	10,43	0,12	0,05	98,49	0,05	0,01	98,42	0,77	0,99	0,17
UV-268/02	41,54	0,01	0,11	2,07	14,55	27,66	0,00	0,08	0,06	10,62	0,28	0,00	97,04	0,12	0,00	96,92	0,77	0,96	0,28
UV-4/05	42,32	0,79	0,07	11,50	3,53	26,71	0,01	0,32	0,02	10,96	1,61	0,00	97,90	0,68	0,00	97,22	0,93	0,76	1,61
UV-4/05	41,16	0,00	0,01	0,51	16,22	27,38	0,02	0,19	0,05	10,79	0,18	0,00	96,49	0,07	0,00	96,42	0,75	0,99	0,18
UV-4/05	42,59	0,01	0,10	0,78	15,40	27,76	0,00	0,01	0,06	10,86	0,11	0,01	97,68	0,04	0,00	97,63	0,76	0,98	0,12
UV-89/03	42,45	0,29	0,09	5,08	10,76	28,37	0,00	0,00	0,06	10,51	0,53	0,01	98,17	0,22	0,00	97,95	0,82	0,90	0,54
UV-34/03	39,40	2,46	1,63	15,21	3,72	23,32	0,02	0,23	0,29	10,20	0,63	0,04	97,13	0,26	0,01	96,86	0,92	0,68	0,66
UV-34/03	35,61	3,02	0,02	14,68	7,07	21,74	0,20	2,49	0,23	9,04	0,71	0,02	94,83	0,30	0,00	94,53	0,85	0,69	0,73
UV-34/03	35,59	3,21	0,01	14,38	7,66	21,61	0,11	1,96	0,15	9,30	0,89	0,03	94,89	0,37	0,01	94,51	0,83	0,69	0,91
UV-34/03	36,63	2,67	0,34	14,56	5,31	22,72	0,03	1,20	0,21	9,66	0,63	0,02	93,97	0,26	0,00	93,70	0,88	0,69	0,65
UV-34/03	41,17	1,31	0,15	11,88	3,39	26,62	0,02	0,51	0,24	10,24	2,07	0,01	97,62	0,87	0,00	96,75	0,93	0,75	2,08
UV-34/03	38,48	1,99	0,58	14,91	4,78	24,06	0,09	0,72	0,24	9,94	0,70	0,03	96,51	0,29	0,01	96,21	0,90	0,69	0,73
UV-34/03	40,03	2,13	0,40	15,76	4,46	24,63	0,06	0,63	0,21	9,95	0,50	0,05	98,80	0,21	0,01	98,58	0,91	0,69	0,54
UV-34/03	38,13	1,95	0,18	14,81	4,74	23,78	0,03	0,90	0,15	10,06	0,72	0,01	95,46	0,30	0,00	95,15	0,90	0,69	0,73
UV-34/03	37,80	2,30	0,04	15,33	5,23	23,32	0,03	1,65	0,19	9,78	0,59	0,03	96,29	0,25	0,01	96,03	0,89	0,68	0,62
UV-34/03	38,73	2,47	0,12	15,13	5,09	23,86	0,05	1,02	0,19	10,09	0,59	0,01	97,35	0,25	0,00	97,10	0,89	0,69	0,60
UV-4/05	39,47	0,00	0,00	0,19	15,79	26,44	0,02	0,01	0,21	10,89	0,28	0,01	93,34	0,12	0,00	93,22	0,75	1,00	0,29
UV-4/05	38,42	0,00	0,05	0,13	15,63	26,49	0,01	0,01	0,25	10,35	0,31	0,01	91,68	0,13	0,00	91,54	0,75	1,00	0,32
UV-34/03	39,64	0,00	0,07	0,36	15,36	26,99	0,01	0,01	0,15	10,30	0,26	0,00	93,19	0,11	0,00	93,08	0,76	0,99	0,26
UV-34/03	38,51	0,00	0,07	0,40	14,98	25,59	0,04	0,00	0,39	10,34	0,29	0,07	90,73	0,12	0,02	90,59	0,75	0,99	0,36
UV-34/03	40,06	0,00	0,06	0,30	15,63	26,47	0,03	0,03	0,20	10,02	0,26	0,00	93,11	0,11	0,00	93,00	0,75	0,99	0,26
UV-4/05	39,73	0,01	0,00	1,67	13,29	26,38	0,09	0,24	0,57	10,18	0,19	0,03	92,40	0,08	0,01	92,32	0,78	0,96	0,22
UV-4/05	39,76	0,00	0,01	2,17	13,78	26,47	0,01	0,08	0,16	10,00	0,27	0,00	92,74	0,11	0,00	92,62	0,77	0,95	0,27
UV-4/05	39,95	0,00	0,01	0,49	15,98	26,33	0,03	0,02	0,26	9,85	0,31	0,01	93,26	0,13	0,00	93,13	0,75	0,99	0,31
UV-4/05	40,07	0,13	0,21	6,56	8,55	25,81	0,10	0,20	0,46	9,87	0,89	0,02	92,88	0,38	0,00	92,50	0,84	0,86	0,91
UV-6/05	40,64	0,12	0,15	0,00	14,80	26,85	0,02	0,32	0,07	10,29	0,22	0,01	93,50	0,09	0,00	93,40	0,76	1,00	0,23
UV-6/05	40,89	0,11	0,53	0,00	13,99	26,74	0,05	0,15	0,06	10,32	0,19	0,01	93,04	0,08	0,00	92,96	0,77	1,00	0,21
UV-8/05	42,03	0,14	0,31	0,04	14,18	26,57	0,02	0,12	0,08	10,38	0,26	0,01	94,13	0,11	0,00	94,02	0,77	1,00	0,27
UV-8/05	42,06	0,42	0,33	0,00	14,09	27,13	0,17	0,08	0,10	10,32	0,22	0,02	94,94	0,09	0,00	94,85	0,77	1,00	0,24
UV-4/05	40,45	1,48	0,08	11,20	4,63	25,61	0,06	0,41	0,05	10,48	1,53	0,03	96,03	0,64	0,01	95,38	0,91	0,76	1,55
UV-4/05	40,06	0,00	0,03	0,53	15,85	26,58	0,04	0,07	0,04	10,56	0,12	0,01	93,91	0,05	0,00	93,86	0,75	0,99	0,13
UV-4/05	41,37	0,40	0,29	10,83	7,55	26,09	0,18	0,71	0,35	9,51	1,19	1,06	99,61	0,50	0,24	98,87	0,86	0,78	2,25
UV-4/05	38,48	0,00	0,03	0,21	15,25	25,72	0,01	0,04	0,25	10,65	0,30	0,00	90,97	0,13	0,00	90,85	0,75	1,00	0,30

Примечание: ц, к - центр и край одного зерна.