

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской
академии наук

На правах рукописи



Опарин Николай Александрович

**СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ И ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ХОМПУ-
МАЙСКОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)**

1.6.3 – Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук

Научный руководитель
к.г.-м.н. О.Б. Олейников

Якутск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ	2
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ХОМПУ-МАЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ	15
1.1. ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ.....	15
1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ ТРУБОК ХОМПУ-МАЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ	18
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	24
ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ	33
3.1. ТРУБКА МАНЧАРЫ.....	34
3.2. ТРУБКА ИМ. А.П. СМЕЛОВА	38
ГЛАВА 4. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ	48
4.1. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ	48
4.2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ.....	58
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ.....	66
5.1. ОЛИВИН	66
5.2. ПИКРОИЛЬМЕНИТ.....	75
5.3. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ.....	85
5.4. ПЕРОВСКИТ	101
5.5. ФЛОГОПИТ	114
5.6. АПАТИТ	134
5.7. ЦИКРОНИЕВЫЙ ГРАНАТ.....	144
5.8. КАЛЬЦИРТИТ	161
5.9. КАРБОНАТЫ.....	172
5.10. ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБОК МАНЧАРЫ И ИМ. А.П. СМЕЛОВА.....	186

ГЛАВА 6. ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ	191	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	198	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	199	
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МАКРОКРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНА ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА		225
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МИКРОКРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНА ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА		226
ПРИЛОЖЕНИЕ 3: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МАКРОКРИСТАЛЛОВ ИЛЬМЕНИТА КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ МАНЧАРЫ.....		227
ПРИЛОЖЕНИЕ 4: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ИЛЬМЕНИТА КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА		233
ПРИЛОЖЕНИЕ 5: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МАКРОКРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ МАНЧАРЫ.....		236
ПРИЛОЖЕНИЕ 6: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МИКРОКРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ МАНЧАРЫ.....		242
ПРИЛОЖЕНИЕ 7: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА		245
ПРИЛОЖЕНИЕ 8. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ПЕРОВСКИТА ТРУБКИ МАНЧАРЫ..		246
ПРИЛОЖЕНИЕ 9. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ПЕРОВСКИТА ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА.....		248
ПРИЛОЖЕНИЕ 10. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ МЕГАКРИСТАЛЛОВ ФЛОГОПИТА ТРУБКИ МАНЧАРЫ		249
ПРИЛОЖЕНИЕ 11: ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ФЛОГОПИТА СЕГРЕГАЦИЙ ИЗ ТРУБКИ МАНЧАРЫ		250
ПРИЛОЖЕНИЕ 12. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СЛЮДЫ ОСНОВНОЙ МАССЫ ТРУБКИ МАНЧАРЫ		251
ПРИЛОЖЕНИЕ 13. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СЛЮДЫ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ ИМ. А.П. СМЕЛОВА		252
ПРИЛОЖЕНИЕ 14. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ ОТДЕЛЬНЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ЗЕРЕН АПАТИТА ИЗ ТРУБКИ МАНЧАРЫ, МАС. %		253
ПРИЛОЖЕНИЕ 15. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ АПАТИТА ИЗ ТРУБКИ МАНЧАРЫ, МАС. %		254
ПРИЛОЖЕНИЕ 16. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ АПАТИТА ИЗ ТРУБКИ ИМ. А.П, СМЕЛОВА.....		256
ПРИЛОЖЕНИЕ 17. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ АТОЛЛОВЫХ СКЕЛЕТНО- ЗОНАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ ГРАНАТА ТРУБКИ МАНЧАРЫ		258
ПРИЛОЖЕНИЕ 18. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СРОСТКОВ АТОЛЛОВЫХ СКЕЛЕТНО- ЗОНАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ ГРАНАТА ТРУБКИ МАНЧАРЫ		259
ПРИЛОЖЕНИЕ 19. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ СОСТАВЫ СКЕЛЕТНО-ЗОНАЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ ГРАНАТА ТРУБКИ МАНЧАРЫ.....		260

Приложение 20. Представительные составы кальцирита трубки Манчары	261
Приложение 21. Представительные составы карбонатных минералов трубки Манчары	263
Приложение 22. Химический состав коалингита из кимберлитов трубки Манчары	265
Приложение 23. Представительные составы карбонатных минералов мезостазиса кимберлитов трубки им. А.П. Смелова	266
Приложение 24. Представительные анализы химического состава кимберлитов трубки Манчары, мас. %	267
Приложение 25. Представительные анализы химического состава кимберлитов трубки им. А.П. Смелова, мас. %	271
Приложение 26. Редкие элементы в кимберлитах Хомпу-Майского поля (ppm)	275
Приложение 27. Результаты U-Pb геохронологических исследований перовскита из основной массы кимберлитов трубки Манчары	277

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Кимберлиты представляют собой щелочные ультраосновные магматические породы, изучение которых является ключом к пониманию процессов формирования алмазоносных систем. Кимберлитовые трубы Манчары и им. А.П. Смелова Хомпу-Майского поля, в отличие от детально изученных тел Якутской кимберлитовой провинции, остаются малоисследованными, что делает их важными объектами для уточнения геологических аспектов и особенностей кимберлитового магматизма юго-востока Сибирского кратона. Комплексный подход, включающий анализ вертикального строения апикальных частей трубок, их минералогического состава, петрохимических и геохимических свойств, а также применение современных высокоточных методов геохронологии позволил получить уникальные данные о генезисе кимберлитов Алданской антеклизы.

Работа имеет прикладной потенциал: результаты исследования способствуют оптимизации стратегии поисковых работ на алмазоносные кимберлиты в недооценённых районах Сибирской платформы. В условиях истощения разрабатываемых алмазных месторождений исследования малоизученных тел, расположенных в стороне от ранее оцененных кимберлитовых полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), представляют значительный научный и практический интерес, так как способствуют обнаружению новых алмазоносных объектов.

Цель работы: установить петрогенетические особенности формирования кимберлитов и возраст трубок Хомпу-Майского поля.

Задачи исследований:

1. Провести петрографо-минералогический анализ кимберлитовых пород.
2. Определить особенности химического состава минералов.

3. Определить петрохимические и геохимические характеристики кимберлитовых пород, их генетические особенности и степень постмагматических преобразований и сравнить с близкими по составу кимберлитами других регионов мира.
4. Определить возраст кимберлитового магматизма Хомпу-Майского поля и его позицию в истории кимберлitoобразования Сибирской платформы.

Научная новизна:

Впервые доказано, что кимберлитовые диатремы Манчары и им. А.П. Смелова слабо эродированы, а строение их апикальных частей обусловлено процессами постмагматической серпентинизации и карбонатизации кимберлитовых пород. Установлена последовательность преобразования кимберлитов, изменение текстурно-структурных признаков пород, что обуславливает степень сохранности минералов-индикаторов кимберлитов в вертикальном разрезе.

Впервые в кимберлитах Сибирской платформы, в трубке Манчары, диагностированы редкие циркониевые минералы — гранаты кимцеит и керимасит, титаноцирконат кальция кальциртит, а также редкий гипергенный магнезильно-железистый водный карбонат — коалингит.

Впервые установлен раннеордовикский возраст кимберлитов трубы Манчары, что подтверждает существование на Сибирской платформе раннепалеозойской эпохи кимберлитового магматизма.

Раннепалеозойский возраст и геологическое положение Хомпу-Майского поля обосновывают выделение Алданской субпровинции в составе Якутской кимберлитовой провинции.

Защищаемые положения:

1. Кимберлиты трубок Хомпу-Майского поля обладают сходными текстурно-структурными особенностями, обусловленными эксплозивными процессами и преобразованием в результате серпентинизации и карбонатизации на постмагматической стадии. Незначительный эрозионный срез тел определяет

минимальную сохранность минералов-индикаторов кимберлитов на самых верхних горизонтах.

2. Кимберлиты трубок Хомпу-Майского поля формировались при участии Ba–Sr–F–CO₂-обогащённого флюида, что выражено в присутствии стронциевого кальцита в виде включений в макрокристаллах магнезиохромита и в основной массе, бариевого флогопита и стронциевого фторапатита и позволяет отнести эти породы к кальцитовым кимберлитам. В трубке Манчары данный режим сопровождался локальным обогащением остаточного расплава цирконием в SiO₂-дефицитных условиях и кристаллизацией редких циркониевых фаз — керимасита, кимцита и кальциртита.

3. Раннеордовикский возраст кимберлитовой трубы Манчары (472 ± 1 млн лет), установленный методом U–Pb (ID-TIMS) датирования первовскита, обосновывает существование новой раннепалеозойской эпохи кимберлитового магматизма на Сибирской платформе и позволяет выделить Алданскую субпровинцию в составе Якутской кимберлитовой провинции.

Теоретическая и практическая значимость работы

Выявленные минералогические особенности кимберлитов, включая наличие циркониевых минералов, подчёркивают уникальность условий формирования этих пород, связанных с обогащением расплава такими элементами, как Zr, Ba, Sr, F и CO₂. Кроме того, теоретическая значимость исследования определяется развитием представлений о процессах преобразования верхней части раннепалеозойских кимберлитов Хомпу-Майского поля.

Практическая значимость определяется возможностью использования полученных данных о строении верхних горизонтов трубок для оптимизации поисковых стратегий на кимберлитовые тела с малым эрозионным срезом, где традиционные минералы-индикаторы кимберлитов могут быть утрачены в результате воздействия постмагматических процессов. Установленный раннеордовикский возраст трубы Манчары (472 ± 1 млн лет) расширяет

временные рамки кимберлитового магматизма на Сибирской платформе и увеличивает перспективы обнаружения алмазоносных кимберлитовых трубок на новой территории, так как все известные коренные месторождения алмаза на Сибирской платформе не моложе среднепалеозойского возраста.

Материалы исследований использованы в производственных отчетах АК «АЛРОСА» и АО «Якутскгеология».

Фактический материал и методы исследований

Объектом исследования послужили образцы кимберлитовых пород трубок Манчары и им. А.П. Смелова, отобранные лично автором из кернового материала. Для реализации поставленных задач использовались макро- и микроописание пород, методы оптической и электронной микроскопии, микрозондового анализа, порошкового рентгенофазового анализа, силикатного анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, комбинационного рассеяния (КР) и U-Pb (ID-TIMS) датирования. Подробно информация о методологии настоящей работы приведена в главе 2.

Апробация работы и публикации:

Материалы, изложенные в данной работе, опубликованы в виде 12 научных статей и 18 материалов конференций.

1. Смелов А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушкин А.Д., Опарин Н.А. Первые данные о составе и возрасте погребённого фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 68–72.
2. Зайцев А.И., Олейников О.Б., Опарин Н.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А. Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитов аномалии ТНМ-04-11 (Хомпуй-Майское поле, Центральная Якутия) // Отечественная геология. – 2014. – № 5. – С. 64–68.

3. Zayakina N.V., Oleinikov O.B., Vasileva T.I., Oparin N.A. Coalingite from kimberlite breccia of the Manchary pipe, Central Yakutia // Geology of ore deposits. 2015. V. 57 (8). P. 732–736.
4. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В. Особенности минерального состава кимберлитовых пород Хомпур-Майского поля // Арктика XXI век. Технические науки. 2015. № 1 (3). С. 12–20.
5. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпур-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 37–44.
6. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Хромшпинелиды из трубок Хомпур-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 35–41.
7. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Макрокристаллы пикроильменита кимберлитовых трубок Хомпур-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2019. № 6. С. 43–49.
8. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Баранов Л.Н. Апатит из кимберлитовой трубы Манчары (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25, № 3. С. 15–26.
9. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Минералы ряда флогопит-киноситалит основной массы кимберлитовых пород трубок Хомпур-Майского поля (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021. Т. 26, № 4. С. 29–42.
10. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Хомпур-Майского поля (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2022. Т. 27, № 4. С. 486–498.
11. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Вещественный состав кимберлитов трубы им. А.П. Смелова (Центральная Якутия) // Геосферные исследования. 2024. № 3. С. 31–41.
12. Олейников О.Б., Стифеева М.В., Опарин Н.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ощепкова М.Г. U-Pb (ID-TIMS)-возраст первовскита из кимберлитов трубы

Манчары (Хомпур-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 517, № 2. С. 203–207.

Материалы конференций:

1. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В. Особенности состава кимберлитов Хомпур-Майского поля по результатам полуколичественного рентгенофазового анализа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск. 2014. С. 341–345.
2. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Попов В.И. Особенности состава цирконийсодержащих минералов из кимберлитовых пород трубы Манчары Хомпур-Майского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VI Всероссийской научно-практической конференции / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск. 2016. С. 247–250.
3. Опарин Н.А., Мишнин В.М., Андреев А.П., Олейников О.Б., Бабушкина С.А., Заякина Н.В. Особенности состава кимберлитовых пород трубок Дабан и Апрельская // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VI Всероссийской научно-практической конференции / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск. 2016. С. 251–254.
4. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Особенности состава флогопита основной массы из кимберлитовых пород трубок Центральной Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2017. С. 355–359.
5. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Особенности состава флогопита мегакристаллов и ксенолитов слюдитов из кимберлитовых пород трубы Манчары Хомпур-Майского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2017. С. 360–365.

6. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Макрокристаллы хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Хомпур-Майского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции: в 2 т. Якутск. 2018. С. 224–227.
7. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Особенности состава хромшпинелидов основной массы кимберлитовых пород Хомпур-Майского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции: в 2 т. Якутск. 2018. С. 228–231.
8. Oparin N.A., Oleynikov O.B. Barium phlogopite from kimberlite pipes of Central Yakutia // 18th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2018: conference proceedings. Sophia. 2018. P. 19–26.
9. Опарин Н.А., Олейников О.Б. пикроильменит кимберлитовых трубок Хомпур-Майского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции: в 2 т. Якутск. 2019. С. 149–152.
10. Oparin N.A., Oleynikov O.B. Chromospinellides from kimberlite pipes from the Central Yakutia // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019: conference proceedings. Sophia. 2019. С. 83–90.
11. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Баранов Л.Н. Апатит из кимберлитовой трубы Манчары (Центральная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Якутск. 2020. С. 373–377.
12. Oparin N.A., Oleynikov O.B. Picroilmenite from kimberlite pipes of Central Yakutia // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science: conference proceedings. 2020. P. 012028.
13. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Похilenko Н.П., Похilenko Л.Н., Ощепкова М.Г., Бекренев К.А., Андреев А.П. Кимберлиты трубы им. А.П. Смелова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России:

- материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2021. С. 311–315.
14. Oparin N.A., Oleynikov O.B. Groundmass chromospinellides from kimberlites of Khompu-May kimberlite field // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science: conference proceedings. 2021. P. 012108.
 15. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бекренев К.А., Андреев А.П. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Центральной Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвящ. 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Якутск. 2022. С. 333–338.
 16. Опарин Н.А., Мухамедьяров М.Г., Олейников О.Б., Корнилова В.П. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Молодинского поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящ. 30-летию Академии наук Республики Саха (Якутия) и 40-летию геологоразведочного факультета СВФУ им. М.К. Аммосова. Якутск. 2023. С. 190–195.
 17. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Минералы группы шпинели кимберлитов трубы им. А.П. Смелова (Центральная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России 2024: материалы XIV Международной научно-практической конференции, посвящ. 300-летию Российской академии наук и 100-летию золотодобывающей промышленности Республики Саха (Якутия). Новосибирск, 2024. С. 181–186.
 18. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Корсаков А.В. Циркониевые гранаты кимберлитовой трубы Манчары (Хомпу-Майское поле) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России 2025: материалы XV Международной научно-практической конференции Якутск. 2025. С. 181–186.

Результаты исследований были представлены в виде устных докладов на 11 конференциях, в том числе международных:

- Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. IV – XV Всероссийские и международные научно-практические конференции (ИГАБМ СО РАН, Якутск, с 2014 по 2026 гг.)
- XVII Всероссийская конференция «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2024)

Личный вклад автора

Личный вклад автора заключается в первичной пробоподготовке для минералогических, петрохимических и геохимических исследований; макро- и микроскопическом изучении кимберлитов, проведении исследований рентгеноспектральным методом анализа; обработке и интерпретации всех полученных результатов.

Структура и объём диссертации

Диссертация объемом 277 страниц состоит из титульного листа, оглавления, введения, 6 глав, заключения и списка литературных источников из 238 наименований. В работе содержится 67 рисунков, 6 таблиц и 27 приложений.

Благодарности:

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю, к.г.-м.н. Олейникову Олегу Борисовичу (ИГАБМ СО РАН), за ценные рекомендации, консультации и всестороннюю поддержку на всех этапах выполнения диссертационной работы. Особую признательность автор выражает к.г.-м.н. Стифеевой Марии Владимировне (ИГГД РАН) за помощь в проведении геохронологических исследований, а также за профессиональные советы по кристаллохимии минералов супергруппы граната.

Автор также благодарен д.г.-м.н. Корсакову Андрею Викторовичу (ИГМ СО РАН) за помощь в проведении КР- исследований и к.г.-м.н. Антону Дмитриевичу

Павлушкину (ИГАБМ СО РАН) за консультации в области кристаллографии, которые помогли углубить понимание исследуемой темы.

Отдельная благодарность выражается главному геофизику АО "Якутскгеология" Бекреневу Константину Алексеевичу за плодотворное сотрудничество и поддержку в ходе выполнения исследований.

Автор выражает искреннюю признательность к.г.-м.н. Королевой Ольге Валерьевне (ИГАБМ СО РАН) за ценные замечания и внимательное отношение к деталям, которые значительно способствовали улучшению качества работы.

Автор глубоко благодарен сотрудникам лаборатории геологии и петрологии алмазоносных провинций ИГАБМ СО РАН Биллер Анастасии Яковлевне, Новгородову Анатолию Николаевичу и Потаповой Виктории Владимировне за помощь в технической редакции текста диссертации и обработке каменного материала, а также коллективу Отдела физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН за содействие в проведении аналитических исследований.

Особую благодарность автор выражает своей семье за неизменную поддержку, понимание и терпение на протяжении всего периода работы над диссертацией.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ХОМПУ-МАЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

1.1. История открытия и состояние изученности Хомпу-Майского поля

Хомпу-Майское кимберлитовое поле, расположенное в Центральной Якутии, включает в свой состав восемь кимберлитовых трубок: Манчары, им. А.П. Смелова, Дабан, Апрельская, Турахская, им. Артемова, Эрэл и Атырдах. Данный регион географически и геологически обособлен от кимберлитовых полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), в том числе и алмазоносных (например, Мирнинское Далдынское, Алакит-Мархинское, Накынское и Верхне-Мунское), что позволяет рассматривать его как самостоятельный сегмент кимберлитовой активности Сибирской платформы. Открытие поля в начале XXI века стало важным этапом в развитии алмазной геологии Якутии, подтвердив потенциал Алданской антеклизы как области проявления кимберлитового магматизма.

На основе анализа данных, полученных в ходе проведения в Центральной Якутии магнито- и гравиразведочных работ были выделены аномалии «трубочного типа», интерпретированные как потенциальные кимберлитовые объекты (Протопопов, 1993). Эти результаты, хотя и не сопровождались заверкой аномалий, заложили основу для последующих поисковых работ в регионе.

Поиски кимберлитов в Центральной Якутии были активизированы начиная с 2000 г., когда в современном аллювии рек Кенкеме и Чакыя (бассейн р. Лена) были установлены хромистые пиропы, а в бассейне р. Менда - высокохромистые шпинелиды алмазной ассоциации (Подъячев и др., 2003; Избеков и др., 2006; Афанасьев и др., 2007; Округин и др., 2007). Эти данные указали на вероятное присутствие кимберлитовых тел в данном районе.

На основе накопленных минералогических и геофизических данных в 2005 г. был сформулирован прогноз о проявлении кимберлитового магматизма в районе будущего Хомпу-Майского поля. Данный прогноз, подкреплённый анализом

минералов-индикаторов кимберлитов, стал основой для перехода к поисковым работам (Мишинин, Гриненко, 2005).

В период с 2006 по 2008 гг. силами ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» под руководством Бекренева К.А. была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 (АМС-25). В результате под юрскими терригенными отложениями было обнаружено 15 аномалий трубочного типа.

В 2007 г. на правобережье реки Лена, в 100 км южнее Якутска, в бассейне реки Тамма с помощью заверочной скважины была открыта первая кимберлитовая трубка Манчары, что стало начальным этапом изучения Хомпур-Майского поля.

Исследование трубки Манчары сотрудниками «Якутскгеологии» продолжилось в период с 2007 по 2008 гг. Для оценки алмазоносности сотрудниками ИГАБМ СО РАН было обогащено около 250 кг кимберлитовых пород, однако алмазы в пробах отсутствовали. Данные результаты, несмотря на отсутствие экономически значимых находок, способствовали накоплению знаний о составе кимберлитов трубки Манчары (Смелов и др., 2010).

Rb-Sr изотопный метод показал, что возраст кимберлитов трубки Манчары в 358 ± 42 млн лет может соответствовать среднепалеозойской эпохе кимберлитового магматизма ЯКП (Зайцев и др., 2010).

Период с 2011 по 2013 гг. связан с работами Ботуобинской экспедиции АК «АЛРОСА», направленными на оценку коренной алмазоносности Хомпур-Майского поля. Заверка аномалий Thm-03-11, Thm-04-11 и Thm-10-11 привела к открытию трубок Турахской, им. Артемова и Эрэл, расположенных в бассейне реки Тамма. Обогащение проб из этих четырех тел в ИГАБМ СО РАН при участии автора в 2012–2013 гг. выявило в трубке Манчары обломок октаэдрического кристалла алмаза весом 0,003 карата в классе $-0,5 \pm 0,25$ мм (Смелов, 2012).

На основе полученных на данном этапе исследований геологических и петрологических материалов (Смелов, 2009а; Смелов и др., 2009б; Алтухова, 2010а; Алтухова, 2010б; Смелов и др., 2010; Зайцев, 2010; Мишинин и др., 2010а;

Мишин и др., 2010б; Мишин и др., 2011; Смелов и др., 2012а; Смелов и др., 2013) были сформулированы ключевые выводы, касающиеся прогноза проявления и локализации кимберлитового магматизма, а также дана оценка алмазоносности Алданской антеклизы (Смелов и др., 2012б). Было установлено, что тектоническое строение ее фундамента не имеет принципиальных отличий от такового Якутской кимберлитовой провинции, но проявления кимберлитового магматизма могут быть связаны с древними ослабленными зонами земной коры, расположенными вблизи зон тектонического меланжа (70 % кимберлитовых полей находятся на расстоянии около 60 км от таких зон) (Смелов и др., 2012б). Алмазоносный литосферный киль Алданской антеклизы существовал с периода 2 млрд до 170 млн лет назад, что позволило сделать вывод о перспективности территории на обнаружение алмазоносных кимберлитов древнее юрского возраста (Смелов и др., 2012б).

В результате проведенного исследования ксеногенных цирконов из трубы Манчары было высказано предположение, что в составе кристаллического фундамента Алданской антеклизы существенная роль принадлежит породам гранитоидного состава возрастом 2540 ± 34 млн лет (Смелов и др., 2013).

Продолжение поисковых работ в период с 2014 по 2015 гг. осуществлялось геологами «Якутскгеологии», что привело к открытию трубок Дабан и Апрельская. Обогащение 3,3 тонн керна из Дабан и 5,5 тонн из Апрельской в ИГАБМ СО РАН в рамках хоздоговорных работ и при участии автора позволило обнаружить три микрокристалла в трубке Апрельская.

В 2017–2020 гг. АО «Якутскгеология» провело комплекс геолого-геофизических работ в пределах Менда-Барылайского объекта (включая Хомпумайское поле) на площади около 6 000 км². Программа работ включала аэромагнитные съемки масштабов 1:10 000 и 1:25 000, наземную заверку аномалий, а также разведочное бурение скважин глубиной 200–250 м с отбором проб массой до 1 тонны. Это привело к открытию трубок Атырдах и им. А.П. Смелова (500×300 м), названной в честь выдающегося ученого, доктора геолого-минералогических

наук Александра Павловича Смелова, руководившего работами по изучению и обогащению пород первых кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля.

U-Pb изотопные данные, полученные LA-ICP-MS методом по индивидуальным зернам перовскита и апатита из основной массы кимберлитов трубок Атырдах и им. А.П. Смелова, показали их позднесилурийский возраст (425-431 млн лет) (Махоткин и др., 2021). Неопределенность возрастных оценок кимберлитов трубок Хомпу-Майского поля стали свидетельством необходимости проведения дополнительных, более высокоточных геохронологических исследований для уточнения эпохи кимберлitoобразования в Центральной Якутии.

1.2. Геологическое положение, особенности строения и палеогеодинамические условия сохранности трубок Хомпу-Майского кимберлитового поля

Хомпу-Майское кимберлитовое поле расположено в 800 км к юго-востоку от Якутской кимберлитовой провинции на северном склоне Алданской антеклизы Сибирского кратона (рис. 1.2.1) в пределах Учурского гранулит-парагнейсового террейна Алдано-Станового щита (Smelov, Timofeev, 2007). Кристаллический фундамент в данном районе представлен гранитоидами возрастом 2540 ± 34 млн лет, установленным методом U-Pb датирования (SHRIMP-II) по ксеногенному циркону из кимберлитов трубы Манчары (Смелов и др., 2013).

Геологическое положение Хомпу-Майского поля определяется сложным сочетанием тектонических и структурных факторов. Одним из ключевых аспектов, определяющих положение кимберлитовых трубок, является их приуроченность к зонам тектонического меланжа, или коллизионным швам, которые представляют собой древние ослабленные зоны земной коры. Большинство кимберлитовых полей (около 70 %) располагаются вблизи таких зон, на среднем расстоянии около 60 км (Смелов и др., 2012б). Эти зоны, сформированные в результате длительных геодинамических процессов, включая коллизии между различными террейнами фундамента Северо-Азиатского кратона, создавали благоприятные условия для внедрения кимберлитового магматизма. В пределах Алданской антеклизы такие

зоны тектонического меланжа играют важную роль в контроле локализации кимберлитов, обеспечивая каналы подъема магмы из мантии. Важным фактором является также рельеф кристаллического фундамента Алданской антеклизы. К примеру, трубка Манчары Хомпу-Майского поля приурочена к участку с резким перегибом рельефа фундамента (Смелов и др., 2012б), где мощность осадочного чехла, состоящего из рифейских, кембрийских и мезозойских отложений, не превышает 3 км (Никулин и др., 2002). Это соответствует общей закономерности расположения кимберлитовых полей Сибирской платформы на склонах крупных пологих поднятий фундамента с маломощным чехлом (до 2–3 км) (Брахфогель, 1984).

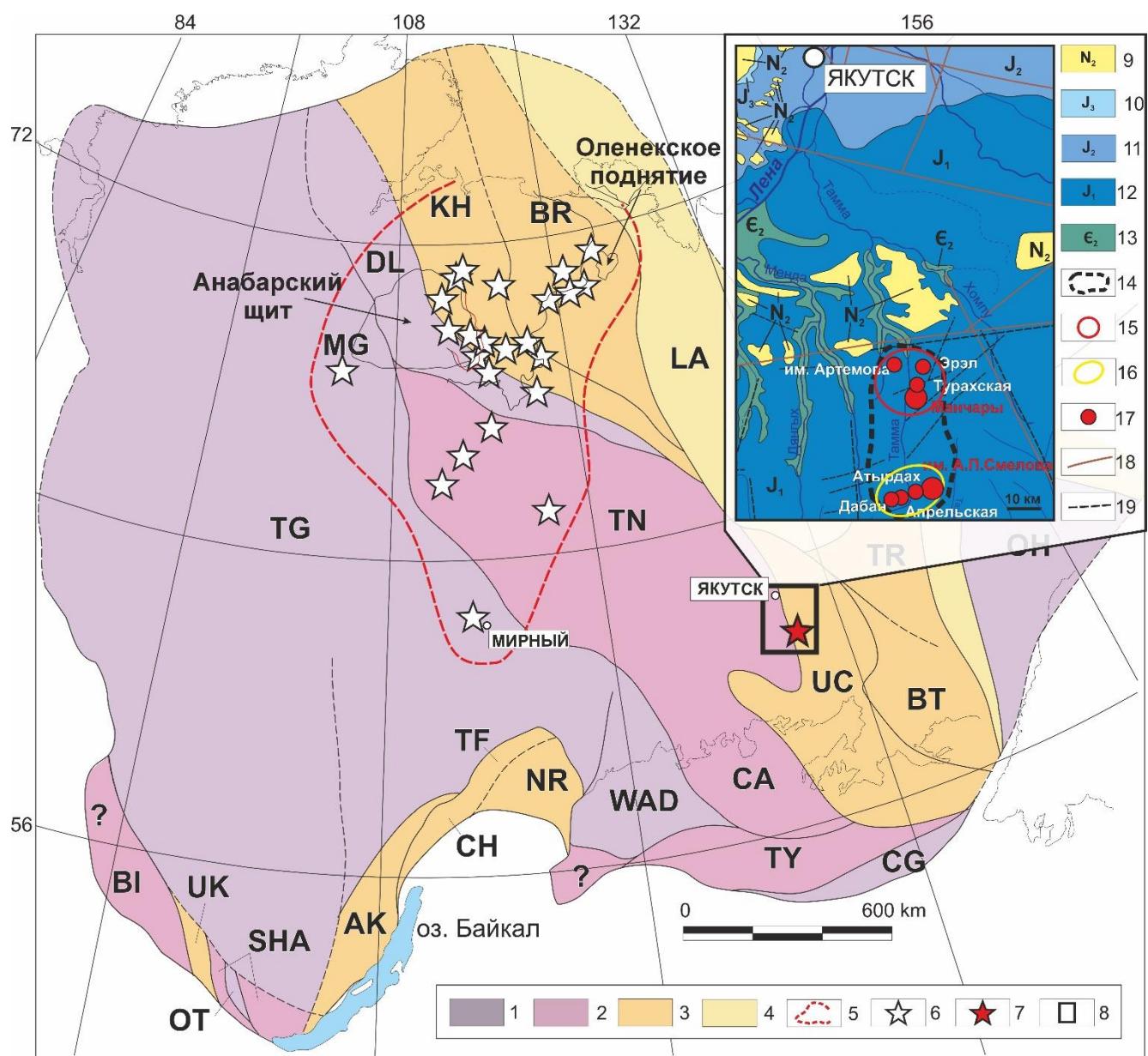


Рис. 1.2.1 Положение Хомпу-Майского кимберлитового поля и Якутской кимберлитовой провинции, по (Smelov, Timofeev, 2007): 1 – архей; 2 – архей и палеопротерозой нерасчлененные; 3 – палеопротерозой; 4 – мезопротерозой; 5 – контур Якутской кимберлитовой провинции; 6 – кимберлитовые поля ЯКП; 7 – Хомпу-Майское кимберлитовое поле; 8 – область врезки. Докембрийские террейны: Западно-Алданский (WAD), Центрально-Алданский (CA), Учурский (UC), Батомгский (BT), Чогарский (CG), Тындинский (TY), Далынский (DL), Хапчанский (KH), Маганский (MG), Акитканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Тонодский (TF), Шарыжалгайский (SHA), Онотский (OT), Охотский (OH), Урикско-Лийский (UK), Бирюсинский (BL), Тунгусский (TG), Тюнгский (TN), Биректинский (BR), Тырынский (TR), Лено-Алданский (LA). На врезке геологическая позиция Хомпу-Майского поля: 9 – верхний неоген; 10 – верхняя юра; 11 – средняя юра; 12 – нижняя юра; 13 – средний кембрий; 14 – контур Хомпу-Майского поля; 15 – Хомпу-Майский куст; 16 – Барылайский куст; 17 – кимберлитовые трубки; 18 – линейные элементы, предположительно разломной природы; 19 - разломы неустановленной морфологии.

В период кимберлитового магматизма Алданская антеклиза характеризуется мощной (195–215 км) литосферной мантией, сформированной в архее (Махоткин и др., 2021).

В пределах северного борта Алданской антеклизы Махоткин с соавторами (Махоткин и др., 2021) выделили Менда-Барылайский алмазоносный район, включающий Хомпу-Майское поле (трубки Манчары, Турахская, им. Артемова, Эрэл) и Атырдахское поле (трубки Апрельская, Дабан, Атырдах, им. А.П. Смелова). В то же время, все кимберлитовые тела располагаются на расстоянии не более 24 км друг от друга, поэтому было предложено, в пределах исследуемой площади, выделить одно кимберлитовое поле, в котором трубки группируются в два куста - Хомпу-Майский (трубки Манчары, Эрэл, Турахская, им. Артемова) и Барылайский (трубки им. А.П. Смелова, Дабан, Апрельская, Атырдах) (рис. 1.2.1). Объединение всех трубок в единое Хомпу-Майское поле согласуется с

однотипным петрографо-минералогическим составом кимберлитовых пород, слагающих исследуемые тела (Опарин, Олейников, 2022).

Из восьми кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля для исследования выбраны трубы Манчары (Хомпу-Майский куст) и им. А.П. Смелова (Барылайский куст) как наиболее репрезентативные по количеству имеющихся образцов.

Обе трубы имеют овальную форму в плане и перекрыты юрскими терригенными отложениями мощностью от 100 до 150 м. Труба Манчары (250 × 300 м) вскрыта буровыми скважинами до глубины 120 м от поверхности диатремы (рис. 1.2.2) (Смелов и др., 2010), а труба им. А.П. Смелова (300 × 500 м) до глубины 200 м (рис. 1.2.2). В разрезе труба Манчары имеет воронкообразную форму, а труба им. А.П. Смелова – конусовидную. Вертикальное строение апикальных частей обеих трубок описывается трёхгоризонтной моделью, отражающей формирование и последующие преобразования кимберлитовых пород (рис. 1.2.2). Нижний горизонт представлен кимберлитами массивной текстуры с наименее измененным вторичными процессами серпентин-флогопит-карбонатным мезостазисом. Средний горизонт характеризуется чередованием блоков нефрагментированных и фрагментированных (преобразованных) кимберлитовых пород в результате воздействия постмагматической серпентинизации. Верхний горизонт сложен карбонатизированными и окварцованными кимберлитовыми породами, утратившими первичные текстурно-структурные признаки (Опарин, Олейников, 2022; Опарин, Олейников, 2024). Подробное описание вертикального строения трубок представлено в Главе 3.

Вертикальное строение трубок Манчары и им. А.П. Смелова отражает особенности формирования тел и обосновывает их небольшой эрозионный срез. В обоих случаях кимберлитовый расплав не заполнил полностью диатремовый канал, остановившись ниже палеоповерхности раннего ордовика. Верхняя часть каналов заполнилась обломками кимберлитов и вмещающих кембрийских карбонатных пород, которые впоследствии были денудированы.

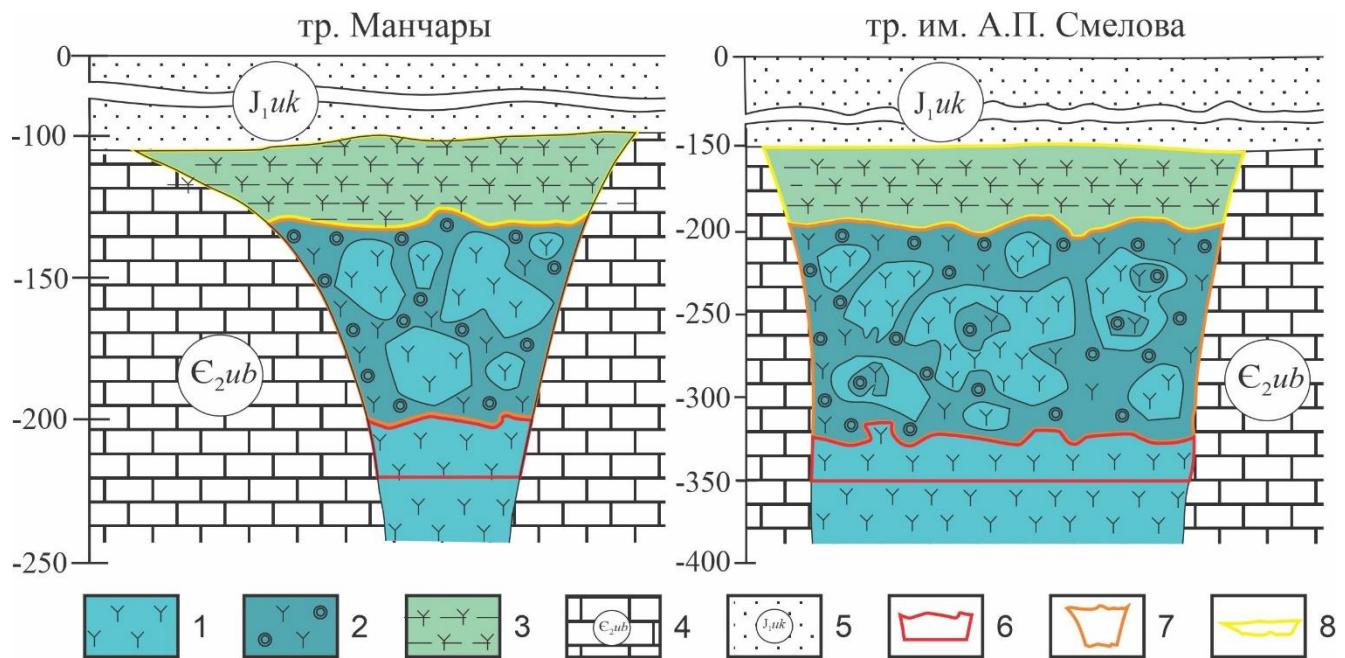


Рис. 1.2.2. Схематические разрезы трубок Манчары и им. А.П. Смелова: 1 – наименее измененные кимберлиты; 2 – фрагментированные кимберлиты; 3 – интенсивно измененные кимберлиты; 4 – вмещающие карбонатные породы среднего кембрия; 5 – перекрывающие терригенные отложения нижней юры; 6 – выделенный нижний горизонт; 7 – выделенный средний горизонт; 8 – выделенный верхний горизонт.

Кроме того, сохранность трубок обеспечена тектонической стабильностью Учурского гранулит-парагнейсового террейна (Смелов и др., 2013) и мощной литосферной мантией (толщина 195–215 км по данным (Махоткин и др., 2021) на момент внедрения кимберлитовых трубок. В палеозойское время, в континентальных условиях сохранялся баланс накопления осадков и размыва территории. Это ограничивало эрозию, предотвращая механический размыв кимберлитов, изначально расположенных ниже палеоповерхности. В домезозойское время денудацией была срезана верхняя часть диатремы, незаполненной кимберлитовым материалом и, возможно, только незначительная часть кимберлитовой колонны.

В юрский период терригенные осадки, представленные песчано-глинистыми породами (Смелов и др., 2010), перекрыли кимберлитовые тела,

предотвратив их дальнейший размыв. Сохранность трубок обусловлена частичным заполнением диатремовых каналов кимберлитом и медленной денудацией в условиях тектонической стабильности и консервацией юрскими осадками.

Малый эрозионный срез трубок Манчары и им. А.П. Смелова определяет практическое отсутствие ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) — пикроильменита, пиропа и хромшпинелида, так как сохранился верхний горизонт изменённых вторичными процессами кимберлитовых пород, в котором данные минералы практически отсутствуют (Опарин, Олейников, 2022). В то же время, палеозойские трубы Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) характеризуются значительным эрозионным срезом (Брахфогель, 1984), что привело к формированию обширных ореолов рассеяния ИМК (Афанасьев, 2013).

Таким образом, особенности трубок Хомпу-Майского поля подчёркивают их уникальность среди палеозойских кимберлитов Сибирской платформы, выделяя их как объекты с ограниченным рассеянием ИМК, по сравнению с более эродированными трубками ЯКП. Это обстоятельство усложняет поиски трубок в Центральной Якутии.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования являются кимберлитовые породы трубок Манчары и им. А.П. Смелова, отобранные из керна разведочных скважин с шагом не реже одного образца на 5 м и охватом всех макроскопических разновидностей пород. По трубке Манчары изучено 342 образца, полученные из двух скважин, суммарный метраж изученного керна составил 208 м (материалы предоставлены АК «АЛРОСА» в рамках договорных работ). По трубке им. А.П. Смелова исследовано 56 образцов, отобранных из одной скважины, при этом изученный метраж керна составил 200 м (материалы предоставлены АО «Якутскгеология» в рамках соглашения о научном сотрудничестве). Всего из образцов обеих трубок для проведения аналитических работ было изготовлено 450 шлифов, 217 аншлифов, 24 полированных шлифа и 106 порошковых проб.

Керн кимберлита распиливался на станке СПРК-130М в ИГАБМ СО РАН, далее проводился отбор образцов для последующего изучения. Половинки керна сканировались при помощи сканера HP Scanjet G2710 с целью макроскопического изучения текстурно-структурных особенностей и макрокомпонентного состава кимберлитов. При характеристике текстурно-структурных особенностей кимберлитов применялась классификация, разработанная в ИГАБМ СО РАН (Корнилова, 1983), в сочетании с классификацией Р. Х. Митчелла (Mitchell, 1986), учитывающей количество ксенолитов.

Микроскопическое изучение петрографических особенностей пород проводилось на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioscop 40 (ИГАБМ СО РАН).

При пробоподготовке под бинокуляром из навесок удалялись весь обнаруженный ксеногенный материал (обломки пород ксенолитов, мега- и макрокристаллов минералов) и постмагматические образования (прожилки, стяжения и т.д.).

Петрохимическое исследование кимберлитовых пород (n=52) проводилось в ИГАБМ СО РАН методом силикатного анализа, который включал определение суммы окислов элементов с использованием различных методов (спектрометрия, атомно-эмиссионная спектрометрия, ионометрия с ион-селективным электродом, гравиметрия, титриметрия). Из основной навески образца (100 мг), предварительно переведенной в раствор сплавлением со смесью обезвоженного тетрабората натрия (буры) и углекислого натрия (соды), и с добавлением азотнокислого калия при 910°C определялись: методом спектрометрии - SiO_2 (0,05-80 %), Al_2O_3 (0,1-75 %), Fe_2O_3 (0,05-70 %), P_2O_5 (0,1-40 %), TiO_2 (0,02-15 %), на спектрофотометре СФ-56; методом титриметрии – MgO (0,15-45 %), CaO (0,1-60 %), на титраторе Меттлер Толедо; методом ионометрии с фтор-селективным электродом Меттлер Толедо – F (0,02-50 %). Из навески (500 мг), предварительно разложив ее смесью кислот фтороводородной, хлороводородной и азотной, определялись: методом атомно-эмиссионной спектрометрии - Na_2O , K_2O , Li_2O , Rb_2O , MnO (0,02-40 %) на атомно-абсорбционном спектрометре iCE-3500 Thermo Scientific, атомизация пропановой смесью. Дополнительно из других навесок образца определялись: методом гравиметрии - гигроскопическая вода, сера общая (из этой же навески) и потери при прокаливании; методом Бруш–Пенфильда - конституционная вода, в качестве плавня использовался вольфрамокислый натрий при температуре 900°C; методом титриметрии - диоксид углерода на титраторе Меттлер Толедо (0,1-47 %).

Минеральный состав кимберлитовых пород определялся методом качественного рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 Phaser фирмы Bruker в ИГАБМ СО РАН. Препараты для съемки (n=52) готовились из порошковых проб по методике аналогичной для силикатного анализа. Условия съемки: $\text{CuK}\alpha$ -излучение, $V=30$ kV, $I=10$ mA. Интервал съемки 4,5-65 (2Θ °). Для расшифровки дифрактограмм использована база данных PDF- 2.

Исследования мега- и макрокристаллов пикроильменита, флогопита, хромита и сегрегаций слюды проводилось преимущественно на материале из трубы Манчары, так как в ходе обогащения большой объем кернового материала

позволил извлечь представительное количество зерен указанных минералов из полученных концентратов. Для трубы им. А.П. Смелова количество образцов было ограниченным, что не дало возможности выполнить аналогичное изучение мега- и макрокристаллических фаз в полном объеме. Мега-, макрокристаллы пикроильменита ($n=344$), хромита ($n=551$) и флогопита ($n=11$), сегрегации слюды ($n=2$) трубы Манчары были отобраны из протолочных проб наименее измененных кимберлитов и заключены в шашки из эпоксидной смолы и отполированы. Поверхности полированных шашек напылялись проводящим углеродным слоем. Исследование химического состава минералов проводилось по стандартной методике на микрозонде Camebax-micro в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) и на микрозондовом анализаторе Jeol (JXA-8230) с волновым спектрометром в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). При съемке использовались следующие стандарты для линий: Ca Ka, Mg Ka, Si Ka - голубой диопсид, Mn Ka - марганцевый гранат ИГЕМ, Ti Ka и Fe Ka - пикроильменит ГФ55, K Ka – ортоклаз OR-1, Na Ka, Al Ka – альбит, Cr Ka - хромит, Ba La – барит, F Ka, P Ka – фторапатит.

Изучение взаимоотношений минералов основной массы кимберлитов их химического состава, морфологии, зональности производились методами сканирующей электронной микроскопии и микрозондового анализа в анишлифах и полированных шлифах, напыленных проводящим слоем углерода (до синего цвета). Исследования проводились в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) на электронном сканирующем микроскопе Jeol (JSM-6480LV) с энергетическим спектрометром INCA-Energy 350 при напряжении на катоде 20 кВ и токе электронов 1 нА, на микрозондовом анализаторе Jeol (JXA-8230) с волновым спектрометром в Центральной аналитической лаборатории НИГП АК "АЛРОСА" (г. Мирный), а также на микрозондовом анализаторе Jeol (JXA-8230) с волновым спектрометром в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). При съемке на электронном сканирующем микроскопе использовались следующие стандарты для линий: Ca Ka, Si Ka – голубой диопсид, Mn Ka – марганцевый гранат

ИГЕМ, Ba К α – барит, F К α , P К α – фторапатит, Ti К α и Fe К α – пикроильменит ГФ55, K К α – ортоклаз OR-1, Na К α , Al К α – альбит, Cr К α – хромит. Для определения состава минералов на микрозондовом анализаторе использовались следующие условия съемки: напряжение на катоде составляло 20 кВ, ток электронов 100 нА, время анализа в точке 30 с. Определение примесных элементов проводилось посредством пяти волнодисперсионных спектрометров (каналов) с кристалл-анализаторами, а основных – с привлечением встроенного энергодисперсионного спектрометра (ЭДС). Для групп минералов, имеющих в своем составе близкий набор элементов, были созданы отдельные программы съемки, для удобства представленные в таблице 2.1. В ней также приведены паспортизированные лабораторные стандарты минералов.

Таблица 2.1. Программа съемки минералов на микрозондовом анализаторе.

Флогопит					
Канал	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5
Элемент	Ba	F	Sr	Na	Ti
Кристалл-анализатор	LiF	TAP	PETH	TAPN	LiF
Линия	193,159	199,152	219,938	129,445	191,363
Стандарт образец	Стекло GL-11	F-apaptit	Стекло GL-10	Albit	Ilmenit
ЭДС элементы	Cl, Cr, Ni, Mn, K, Al, Mg, Ca, Si, Fe				
Апатит					
Канал	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5
Элемент	Ba	F	Sr	La	Cl
Кристалл-анализатор	LiF	TAP	PETH	TAPN	PETJ
Линия	193,159	199,152	219,938	161,825	151,44
Стандарт образец	Стекло GL-11	F-apaptit	Стекло GL-10	LaPO ₄	Cl-apaptit
ЭДС элементы	Ce, Ca, P, Nb, Si, Mg, Fe, Na				
Кальцит, оливин, первовскит					
Канал	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5
Элемент	La	Sr	Nb	Na	Ce
Кристалл-анализатор	LiF	TAP	PETH	TAPN	LiF
Линия	185,451	74,914	183,336	129,307	178,284
Стандарт образец	LaPO ₄	Стекло GL-10	SrBaNb	Albit	CePO ₄
ЭДС элементы	Mn, Si, Ba, Mg, K, Ca, Fe, Ti				
Минералы группы шпинели, ильменит					
Канал	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5
Элемент	Mn	Al	Ni	Mg	V
Кристалл-анализатор	LiF	TAP	LiFH	TAPN	LiF
Линия	146,273	90,771	115,528	107,52	174,276
Стандарт образец	Rodonit	Гранат 145	NiFe ₂ O ₄	Olivine	V ₂ O ₅
ЭДС элементы	Zn, Ca, Si, Fe, Ti, Cr				

Кристаллохимические расчеты минералов производились по кислородному методу (Булах, 1967) на 11 анионов для флогопита и на 16 для кальциртита.

Формульные коэффициенты и конечные члены апатита рассчитывались на 25 атомов кислорода при помощи программы GabbroSoft 2011 и в соответствии с утвержденной IMA номенклатурой (Pasero et al., 2010).

Формульные коэффициенты и конечные члены оливина рассчитывались на сумму катионов = 3 (Булах, 1967), исходя из структурной формулы $A_2Z\text{O}_4$, где в позицию A входят катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Ni^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , в позицию Z входят катионы Si^{4+} , Al^{3+} , Ti^{4+} .

Расчет формульных коэффициентов ильменита производился на сумму катионов = 2, исходя из структурной формулы ABO_3 .

Минералы группы шпинели рассчитывались на 3 катиона и 4 атома кислорода в соответствии с одобренной IMA номенклатурой (Bosi et al., 2019), основанной на правиле доминирующего катиона.

Структурная формула перовскита рассчитана исходя из структурной формулы ABO_3 на сумму катионов = 2 в соответствии с номенклатурой надгруппы перовскита, рекомендованной IMA (Mitchell et al., 2017), по классификации, предложенной в работе (Locock, Mitchell, 2018).

Кристаллохимические расчеты минералов супергруппы граната с общей формулой $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi 12$ (где, $\{X\}$ – додекаэдрическая позиция, $[Y]$ – октаэдрическая позиция, (Z) – тетраэдрическая позиция, ϕ – анионная позиция) производились по кислородному методу на 12 анионов и в соответствии с принятой номенклатурой, утвержденной IMA (Grew et al., 2013). Согласно этой номенклатуре названия минералов определялись на основе доминирующего компонента в каждой из позиций (X, Y, Z).

Карбонатные минералы рассчитывались в соответствии с классификационной схемой Р.Х. Митчелла (Mitchell, 2025) по кислородному методу на 6 атомов кислорода.

Фугитивность кислорода ($f\text{O}_2$) рассчитывалась при помощи эмпирического кислородного барометра ΔNNO (буфер никель-оксид никеля) на основе содержания трехвалентного железа (Fe^{3+}) в перовските CaTiO_3 , по (Bellis, Canil, 2007; Bellis, Canil, 2008). Экспериментальная калибровка барометра проводилась при температурах 1130–1300°C и ΔNNO от -5 до +4 (относительно буфера никель-оксид никеля), на синтетических составах, аналогичных кимберлитовым, с учетом влияния ниобия (Nb) и редкоземельных элементов (РЗЭ) (Bellis, Canil, 2007; Bellis, Canil, 2008).

Формула барометра, полученная методом множественной линейной регрессии (MLR) на экспериментальных данных, имеет вид:

$$\Delta\text{NNO} = [-0,50(\pm0,021) \times \text{Nb} + \text{Fe} (\pm0,031) - 0,030(\pm0,001)] / 0,004(\pm0,0002),$$

где ΔNNO - буфер оксида никеля-никеля, Nb и Fe — нормализованные катионы на три кислорода в структуре перовскита, а погрешности указаны на уровне 2σ . Формула воспроизводит экспериментальные значения $f\text{O}_2$ с точностью ± 1 логарифмическая единица и не зависит от температуры в пределах калибровочного диапазона (Bellis, Canil, 2007). В сопутствующей работе по приложениям барометра к природным кимберлитам (Canil, Bellis, 2007) подчеркивается, что составы перовскита фиксируют один из самых широких диапазонов $f\text{O}_2$ среди земных магм — от NNO -5 до NNO +6, с вариациями до трех порядков в пределах одной трубки, включая тренды как окисления, так и редукции во время кристаллизации. Это объясняется глубокими окислительными источниками в астеносфере (более 200 км) и динамическим взаимодействием равновесий $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ и C–O–H (углерод-флюид) во время подъема магмы (Canil, Bellis, 2007).

КР-спектроскопия применялась для идентификации циркониевых минералов - кимцеита, керимасита и кальциртита и подтверждения их структурных

характеристик. Для исследований циркониевых минералов было выбрано два образца из трубки Манчары с глубины 96 м, содержащих максимальное количество циркониевых гранатов и кальциртита. Картирование методом комбинационного рассеяния (КР) проводилось на автоматизированной системе Argon в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на базе ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Система оснащена лазером с длиной волны 488 нм и мощностью 10 мВт на поверхности образца. Для проведения КР-картирования использовался объектив 100x (Zeiss, NA 0,9). Размеры областей картирования составили 60×60, 100×150, 25×25 мкм для одного образца и 30×30 мкм для другого. Шаг картирования в обоих случаях был установлен на уровне 250 нм, а время накопления сигнала в каждой точке — 0,2 секунды.

Определение редких элементов в образцах с наименее измененным серпентин-флогопит-карбонатным мезостазисом кимберлитов ($n=5$) трубок Манчары и им. А.П. Смелова проводилось в ООО «ХАЦ «Плазма» (г. Томск) на масс-спектрометре ELAN (модель DRC-e, № W1520501) по методике МВИ № 002-XMC-2009, ФР.1.31.2010.06997, зарегистрированной в Федеральном реестре аттестованных методик выполнения измерений. Методика анализа основана на растворении навески пробы в смеси кислот (с использованием микроволнового разложения) или сплавлении, распылении полученного раствора в плазму индуктивно связанный разряда, где происходит процесс возбуждения и ионизации атомов, разделении ионов квадрупольным масс-анализатором по отношению массы к заряду и определении содержания элементов путем сравнения измеренных интенсивностей масс-спектров элементов пробы со значениями интенсивностей, полученными при построении градуировочного графика (<https://plasma-tomsk.ru/our-methods>).

U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования перовскита основной массы кимберлита осуществлялись в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Отбор микронавесок перовскита проводился вручную под бинокуляром в визуальном контроле гомогенности выбранных фрагментов (размер

анализируемых фрагментов не превышал 200 мкм). Процедура предварительной обработки перовскита проводилась на основании методики (DeWolf et al., 1996), успешно апробированной для гранатов. Она включала три этапа. На первом этапе происходила ультразвуковая чистка отобранных зёрен от поверхностных загрязнений слабом растворе HCl в течение 15-30 минут. Это также способствовало раскрытию микротрещин и удалению твердофазных минеральных включений. На следующем этапе производилась кислотная обработка проб с нагревом в растворе 6-8 N HCl в течение 15-30 минут. На заключительном этапе осуществлялось тщательное мытьё микронавесок в тёплой дистиллированной воде в течение 30 минут. Использовался изотопный индикатор ^{235}U - ^{202}Pb . Разложение перовскита проводилось в растворе 29 N HF при температуре 220° С в течение 1-2 суток (Krogh, 1973). К высушеннной после разложения пробе для растворения фторидов добавляли концентрированную HCl и выдерживали при температуре 220° С в течение 1-2 суток. Выделение U и Pb осуществлялось в два этапа. На первом этапе использовалась ионнообменная смола BioRad AG 1-X8 100-150 мкм (объём смолы в колонке 0,14 см³) с помощью модифицированной методики Ф. Корфу и Д. Андерсена (Corfu, Andersen, 2002), в соответствии с которой матричные элементы (Ca, Fe и др.) удалялись в 3,1 N HCl перед сбором Pb и U в концентрированной HCl и 0,5 N HBr, соответственно. На втором этапе осуществлялась доочистка урана с использованием ионнообменной смолы UTEVA 100-200 мкм (объём смолы в колонке 0,05 см³) в соответствии с модифицированной методикой Хорвитца (Horwitz et al., 1992). Процесс очистки происходил в 2 N HNO₃, сбор в 0,01 N HNO₃. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счётчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0,5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах "PbDat" (Ludwig, 1991) и "ISOPLT" (Ludwig, 2012). При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада U (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на

обычный Pb приведены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Трубка Манчары сложена породами с массивной текстурой цемента, в которых количество ксенолитов осадочных пород и серпентинитов не превышает 10 об. %, что позволяет отнести исследуемые породы к порфировому кимберлиту (Mitchell, 1986). Кимберлиты трубки Манчары характеризуются средне- и крупнопорфировой структурой (Корнилова и др., 1983). В трубке им. А.П. Смелова, ввиду неравномерного распределения ксенолитов, присутствуют как порфировый кимберлит (до 10 об. % ксенолитов осадочных пород) с массивной текстурой (Корнилова и др., 1983), так и кимберлитовая брекчия (в этом случае текстура породы брекчевая (Корнилова и др., 1983), содержащая от 10 до 40 об. % ксенолитов осадочных пород (Mitchell, 1986). Размер ксенолитов в обеих трубках не превышает 15 см. Согласно классификации Б. Скотт-Смит и соавторов (Scott-Smith et al., 2018), порфировый кимберлит и кимберлитовая брекчия являются когерентным и вулканокластическим кимберлитами, соответственно.

В соответствии с петрографическими особенностями кимберлитовых пород и их вторичными изменениями в строении апикальных частей трубок (до 200 м) выделены три горизонта (рис. 1.2.2). Нижний горизонт представлен наименее изменёнными породами. Средний горизонт (фрагментированный) характеризуется чередованием блоков наименее измененных и преобразованных под влиянием процессов серпентинизации кимберлитовых пород. Породы верхнего горизонта карбонатизированы и окварцовированы вплоть до исчезновения текстурно-структурных признаков. Мощности выделенных горизонтов в строении каждой конкретной трубки индивидуальны. Между кимберлитовыми породами, слагающими эти уровни, наблюдаются постепенные переходы и отсутствуют магматические контакты.

3.1. Трубка Манчары

Нижний горизонт трубки Манчары, расположенный на глубине 100–120 м от верхней границы диатремы, сложен наименее изменёнными порфировыми кимберлитами с массивной текстурой (рис. 3.1.1, 3.1.2, а).

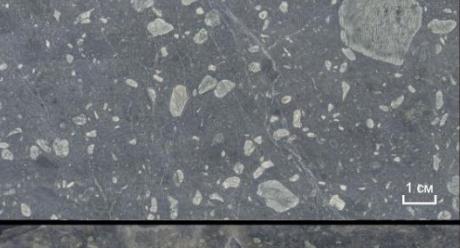
Глубина, м	Фото керна кимберлита	Разновидность породы	Горизонт
0-30		Карбонатизированный кимберлит с утраченными текстурно-структурными признаками	Верхний
30-40		Наименее измененный порфировый кимберлит с четко выраженным текстурно-структурными признаками	
40-50		Фрагментированный порфировый кимберлит	
50-60		Наименее измененный порфировый кимберлит с четко выраженным текстурно-структурными признаками	Средний
60-100		Фрагментированный порфировый кимберлит	
100-120		Наименее измененный порфировый кимберлит с четко выраженным текстурно-структурными признаками	Нижний

Рис. 3.1.1. Петрографическая колонка трубы Манчары.

В порфировых кимберлитах нижнего горизонта трубы Манчары присутствуют псевдоморфозы серпентина (0,5–5,5 см) овальной или неправильной формы в количестве 45–60 об. %. Определить, являются ли они псевдоморфозами по фенокристам оливина или частично фрагментами ксенолитов серпентинитов не представляется возможным, в силу неправильной формы части из них. Содержание ксенолитов карбонатных пород на этом интервале не превышает 10 %, что позволяет отнести породы к порфировым кимберлитам (Mitchell, 1986). В кимберлите наблюдаются единичные макро- и мегакристаллы пикроильменита, граната и флогопита.

Мелкозернистый мезостазис пород нижнего горизонта трубы Манчары состоит преимущественно из серпентина, ксеноморфных выделений карбоната и пластинок флогопита, включая его бариевые разновидности (рис. 3.1.2, б). Неоднородная структура основной массы обусловлена наличием микроучастков сложенных кальцитом, содержание которого, по данным полуколичественного рентгенофазового анализа, составляет 14–20 об. %. Среди первичных минералов присутствуют стронциевый фторапатит, ксеноморфные зёрна первовскита, минералы группы шпинели и циркониевые минералы — кимцеит, керимасит, кальциртит.

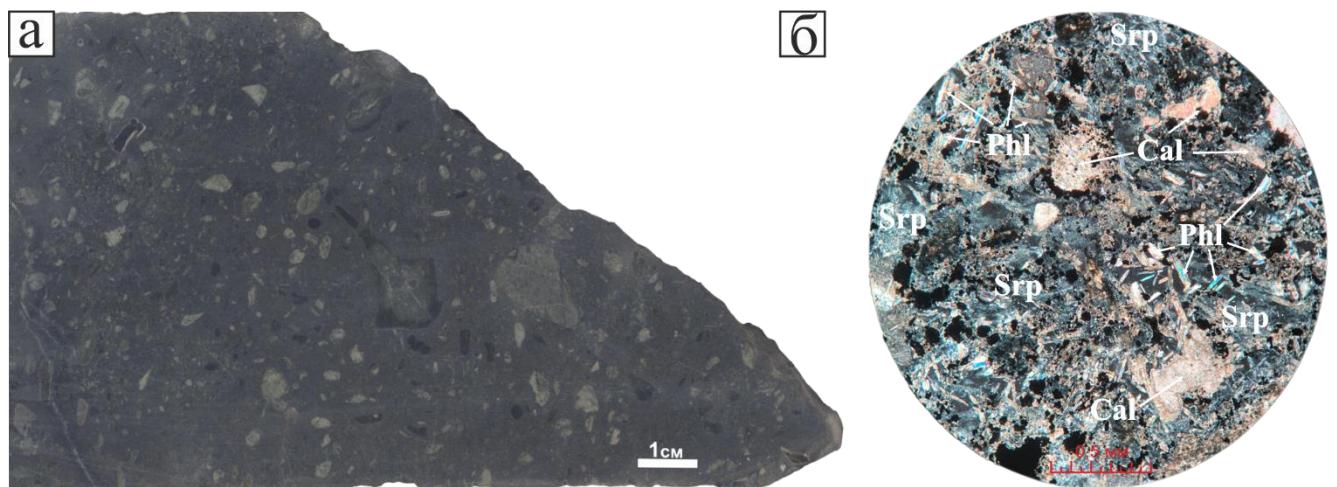


Рис. 3.1.2. Наименее измененный кимберлит нижнего горизонта трубы Манчары: а – макрофотография порфирового кимберлита; б – микрофотография флогопит-

серпентин-карбонатного мезостазиса кимберлита, николи скреиены. *Srp* – серпентин, *Phl* – флогопит, *Cal* – кальцит.

Выше, в интервале от 30 до 100 м расположены фрагментированные порфировые кимберлиты среднего горизонта (рис. 3.1.1). Под влиянием процессов постмагматической серпентинизации произошла переработка кимберлитового материала с появлением среди порфировых кимберлитов и кимберлитовых брекчий блоков, в которых реликты с серпентин-флогопит-карбонатным мезостазисом погружены в связующую массу серпентин-карбонатного состава. Соотношение реликтов и связующей массы составляет 40 и 60 об. % соответственно. Реликты размером 0,5–3 см имеют неправильную или шарообразную форму, на отдельных участках напоминая автолиты, что обуславливает автолитоподобную текстуру (рис. 3.1.3, а). В порфировом кимберлите средних горизонтов отмечается присутствие псевдоморфоз серпентина размером до 1 см в количестве 35-40 об. % (рис. 3.1.3).

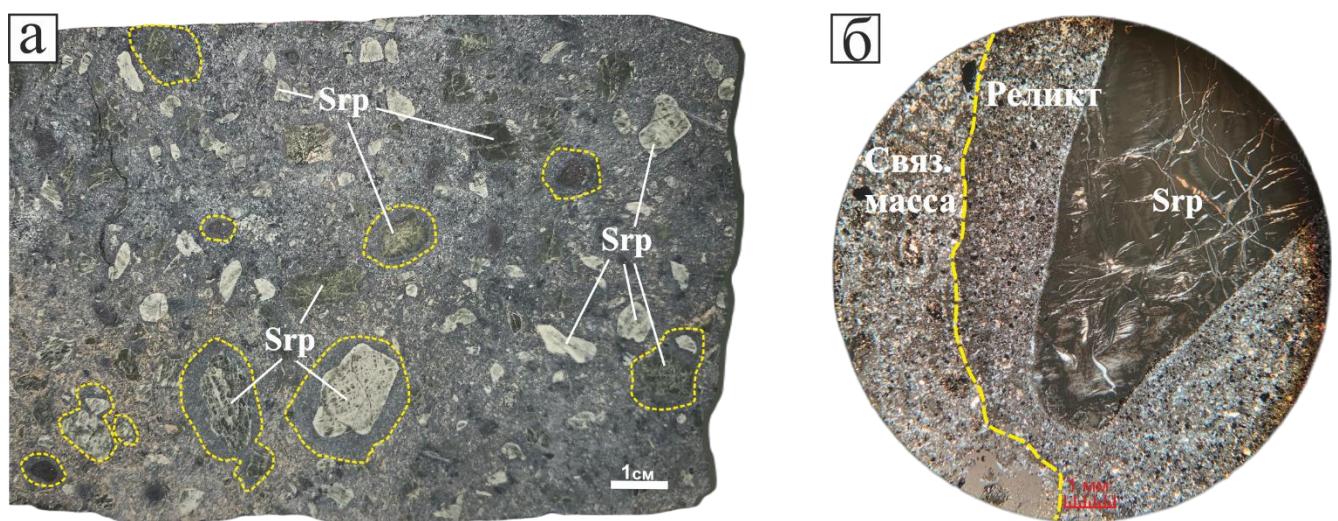


Рис. 3.1.3. Фрагментированный кимберлит среднего горизонта: а – макрофотография фрагментированного порфирового кимберлита; б – микрофотография фрагментированного кимберлита с реликтом наименее изменённого кимберлита, в центре этого реликта псевдоморфоза серпентина по оливину, николи скреиены. Границы между реликтами и связующей массой обозначены желтой пунктирной линией. *Srp* – псевдоморфозы серпентина по оливину.

Мезостазис реликтов порфирового кимберлита среднего горизонта трубы Манчары сходен с породами нижнего горизонта, а по сравнению со связующей массой отличается повышенным содержанием рудных минералов (рис. 3.1.3, б). Неравномернозернистая структура связующей массы обусловлена присутствием разноразмерных зерен кальцита. Здесь также наблюдается замещение серпентиновых псевдоморфоз карбонатом. Среди первичных минералов сохраняются реликты зёрен апатита и рудных минералов.

Фрагментация кимберлитовых пород среднего горизонта трубы Манчары связана с постмагматической серпентинизацией, сформировавшей серпентин-карбонатную связующую массу и существенно модифицировавшей первичные границы реликтов. Вместе с тем наличие отдельных округлых реликтов автолитоподобных по морфологии, допускает участие первичной эксплозивной фрагментации флюидонасыщенного кимберлитового расплава с образованием кимберлитовых магмакластов, впоследствии интенсивно переработанных постмагматическими процессами. В интервалах 30-40 и 50-60 м фиксируются блоки, выполненные массивным порфировым кимберлитом, идентичным породам нижних горизонтов, то есть фрагментация породы носила неравномерный характер (рис. 3.1.1).

Верхний горизонт трубы Манчары (0–30 м) характеризуется интенсивной карбонатизацией кимберлитовых пород, приводящей к утрате ими первичных текстурно-структурных признаков (рис. 3.1.4, а), в том числе фрагментации. Ксенолиты осадочных карбонатных пород редки. Порфировые выделения представлены карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по оливину. Количество таких псевдоморфоз в целом составляет 10-15 об. % (рис. 3.1.4, б). Их неравномерное распределение определяет наличие участков, сложенных крупнопорфировым и мелкопорфировым кимберлитом. На отдельных, наиболее карбонатизированных участках мезостазиса, серпентиновые псевдоморфозы теряют чёткие контуры (рис. 3.1.4, в, г). Основная масса состоит преимущественно из доломита и железистого доломита. Среди первичных минералов мезостазиса

сохраняются единичные зёрна апатита и редкие пластинки гидратированного флогопита (рис. 3.1.4, д). Рудные минералы представлены преимущественно агрегатами магнетита (рис. 3.1.4, а), а перовскит полностью замещён анатазом.

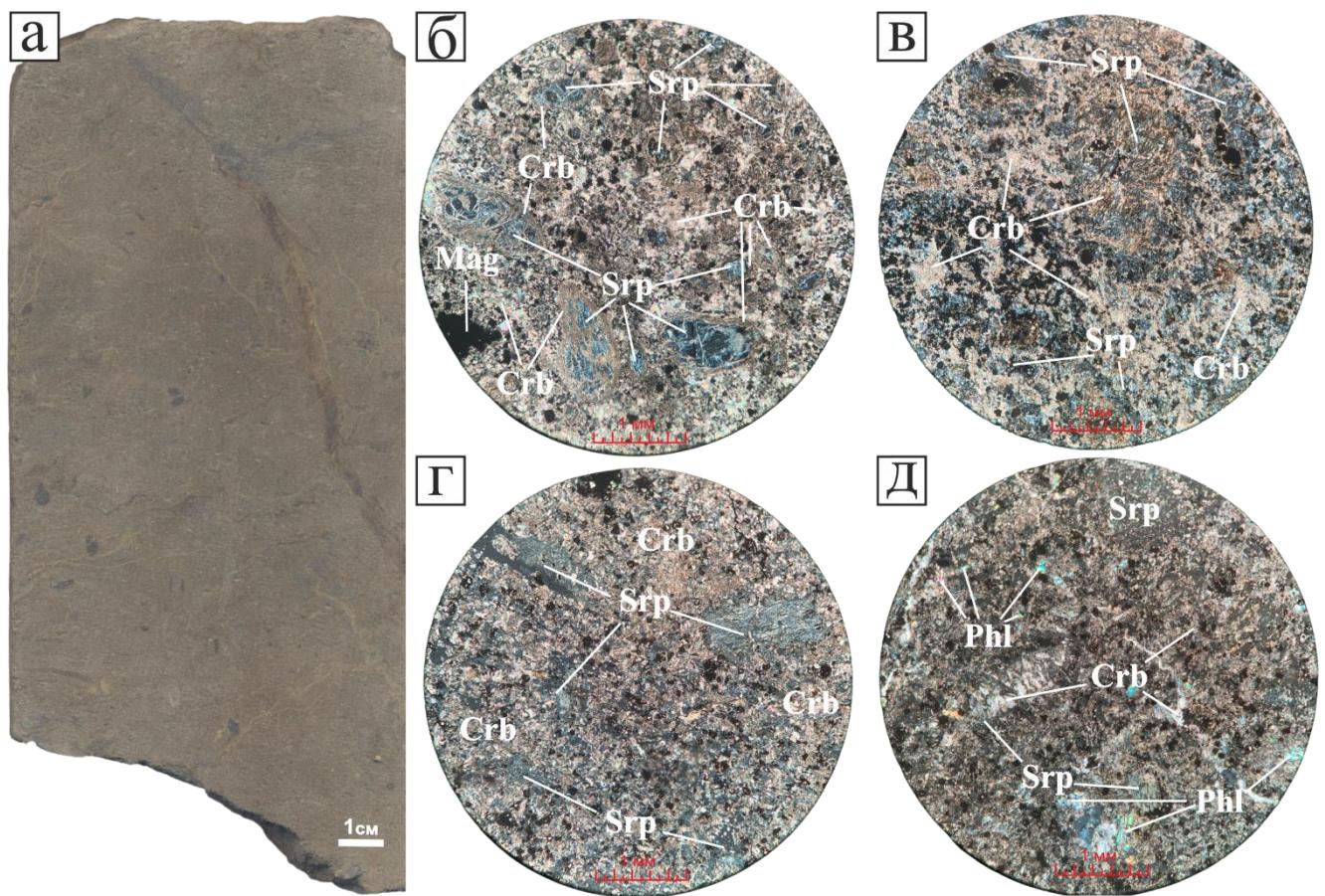


Рис. 3.1.4. Карбонатизированный кимберлит верхнего горизонта: а – макрофотография карбонатизированного кимберлита с утраченными текстурно-структурными признаками; б – микрофотография мезостазиса кимберлита с карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по оливину, николи скрещены; в, г – микрофотографии мезостазиса карбонатизированного кимберлита с псевдоморфозами серпентина по оливину, утративших четкие контуры, николи скрещены; д - микрофотография мезостазиса кимберлита с гидратированными пластинками флогопита, николи скрещены. Srp – серпентин, Crb – карбонатные минералы, Mag – магнетит, Phl – флогопит.

3.2. Трубка им. А.П. Смелова

В трубке им. А.П. Смелова нижний горизонт, сложен наименее изменёнными порфировым кимберлитом и кимберлитовой брекчиею (рис. 3.2.2) и

прослеживается в интервале глубин 172–200 м от поверхности диатремы (рис. 3.2.1).

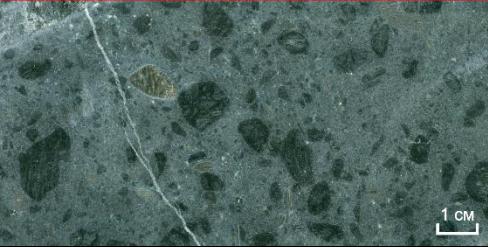
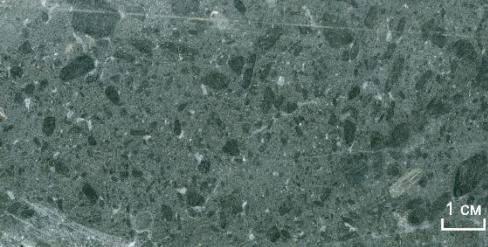
Глубина, м	Фото керна кимберлита	Разновидность породы	Горизонт
0-45		Карбонатизированный кимберлит с утраченными текстурно-структурными признаками	
45-108		Наименее измененный порфировый кимберлит с четко выраженными текстурно-структурными признаками	Верхний
108-127		Фрагментированная кимберлитовая брекчия	
127-154		Наименее измененный порфировый кимберлит с четко выраженными текстурно-структурными признаками	Средний
154-172		Фрагментированная кимберлитовая брекчия	
172-200		Наименее измененная кимберлитовая брекчия с четко выраженными текстурно-структурными признаками	Нижний

Рис. 3.2.1. Петрографическая колонка трубы им. А.П. Смелова.

В порфировом кимберлите (рис. 3.2.2, а) с массивной текстурой содержание обломков ксенолитов карбонатных пород размером от 0,5 до 7 см составляет до 10 об. %. В кимберлитовой брекчии (рис. 3.2.2, в) обломки неправильной формы имеют размер от 0,5 до 15 см и присутствуют в количестве от 10 до 35 об. %, что обуславливает брекчевую (Mitchell, 1986) текстуру породы. Порфировая структура характеризуется наличием в различной степени серпентинизированных идиоморфных, гипидиоморфных и овальных зерен оливина в количестве до 50 об.%. Неизмененные и частично серпентинизированные зерна оливина диагностированы в порфировом кимберлите на глубине 190–200 м (рис. 3.2.2, г-ж).

Мезостазис порфирового кимберлита нижнего горизонта трубки им. А.П. Смелова состоит преимущественно из оливина, пластинок слюды, разноразмерных ксеноморфных зёрен кальцита и серпентина, что определяет его неравномернозернистую структуру (рис. 3.2.2). В целом, такой состав основной массы типичен для наименее изменённых кимберлитов Хомпу-Майского поля (Опарин, Олейников, 2022). В редких случаях присутствуют ксеноморфные выделения доломита. Среди первичных минералов мезостазиса установлены: апатит, ильменит, минералы группы шпинели и перовскит.

Оливин в порфировом кимберлите трубки им. А.П. Смелова образует полный континуум размеров от 0,1 до 4 мм, что соответствует макро- и микрокристаллам (рис. 3.2.2) (б-ж), серпентинизированных в различной степени. Макрокристаллические зерна оливина и псевдоморфозы по ним имеют овальную и реже гипидиоморфную форму (рис. 3.2.3, в, е), а для микрокристаллов характерны овализированные и идиоморфные зерна (рис. 3.2.3, в, е).

Слюда представлена пластинками флогопита, иногда зональными по содержанию BaO (рис. 3.2.3, в-е). В основной массе присутствуют резорбированные кристаллы апатита (рис. 3.2.3, г, е, з), ксеноморфные зёरна пикроильменита (часто с реакционной каймой Mn-ильменита) (рис. 3.2.3, ж, з), идиоморфные и ксеноморфные зёрна перовскита (рис. 3.2.3, г, е). Минералы

группы шпинели представлены магнезиохромитом (Cr_2O_3 48–52 мас. %), магнезиоферритом, ульвошпинелью и магнетитом (рис. 3.2.3, г, е, з).

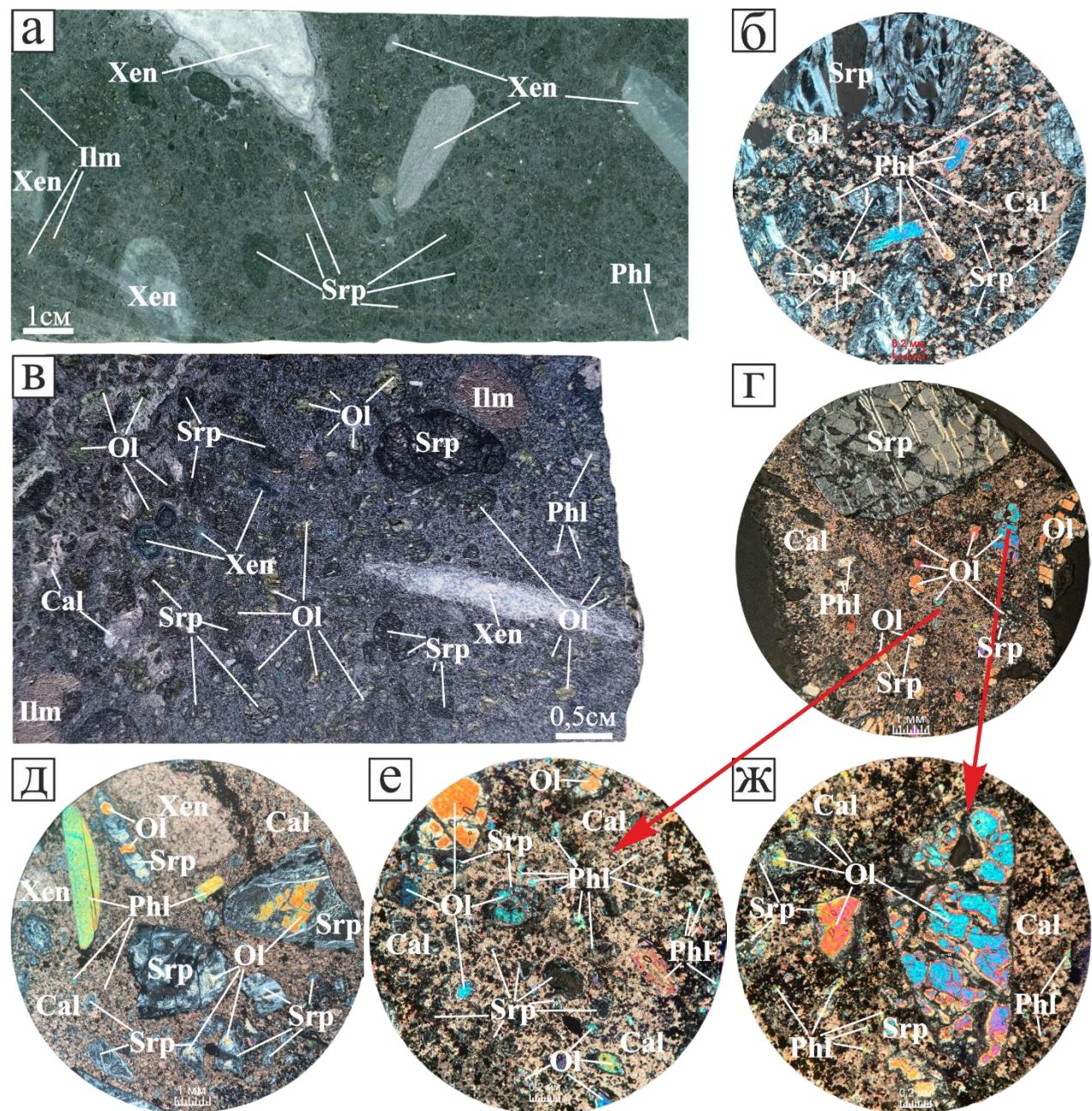


Рис. 3.2.2. Породы нижнего горизонта трубы им. А.П. Смелова: а – кимберлитовая брекчия; б – мезостазис кимберлитовой брекчии, николи скрещены; в – порфировый кимберлит; г – мезостазис порфирового кимберлита, глубина, николи скрещены; д – мезостазис порфирового кимберлита с частично серпентинизированным оливином, николи скрещены; е, ж – участки мезостазиса со свежим оливином, николи скрещены. Условные обозначения: Xen – ксенолит, Ol – оливин, Phl – флогопит, Cal – кальцит, Srp – серпентин, Ilm – ильменит.

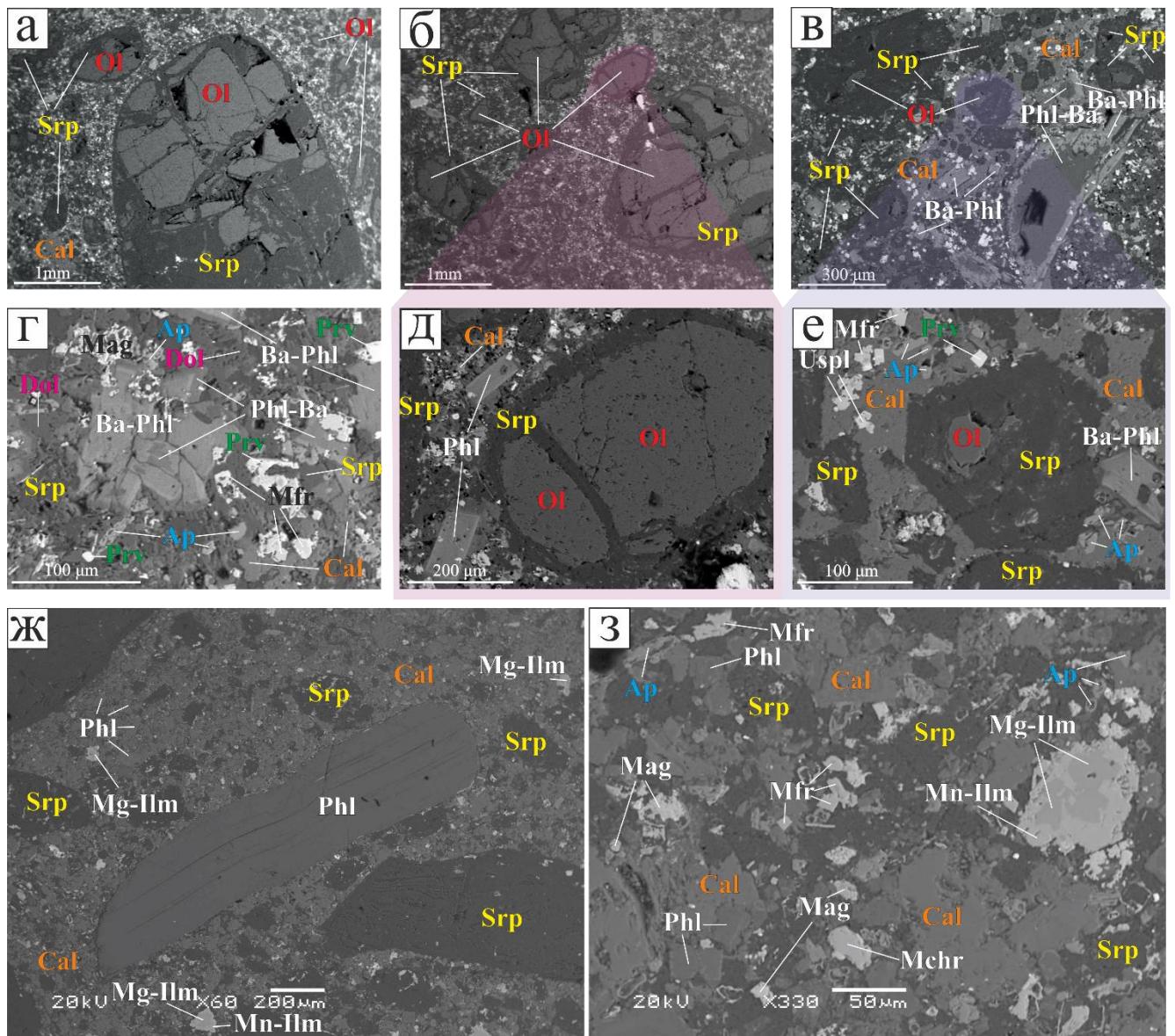


Рис. 3.2.3. Основная масса кимберлитовых пород нижнего горизонта трубки им. А.П. Смелова: BSE-изображения мезостазиса порфировых кимберлитов нижнего горизонта: а, б, д – макрокристаллы оливина; в, е – микрокристаллы оливина; г – основная масса кимберлита, содержащего оливин; ж, з – основная масса кимберлита с псевдоморфозами серпентина по оливину. Условные обозначения: Ol – оливин, Phl-Ba – барийсодержащий флогопит, Ba-Phl – бариевый флогопит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Srp – серпентин, Ap – анатит, Mg-Ilm – пикроильменит, Mn-Ilm – Mn-ильменит, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Mchr – магнезиохромит, Uspl – ульвошпинель.

В интервале глубин 45–172 м среднего горизонта трубки им. А.П. Смелова наблюдается чередование блоков наименее изменённых и фрагментированных

кимберлитовых пород (рис. 3.2.1), в которых соотношение реликтов порфирового кимберлита и связующей массы составляет 70 и 30 об. % соответственно (рис. 3.2.4, а, б). Это чередование, вероятно, связано с неравномерным воздействием процессов постмагматической серпентинизации.

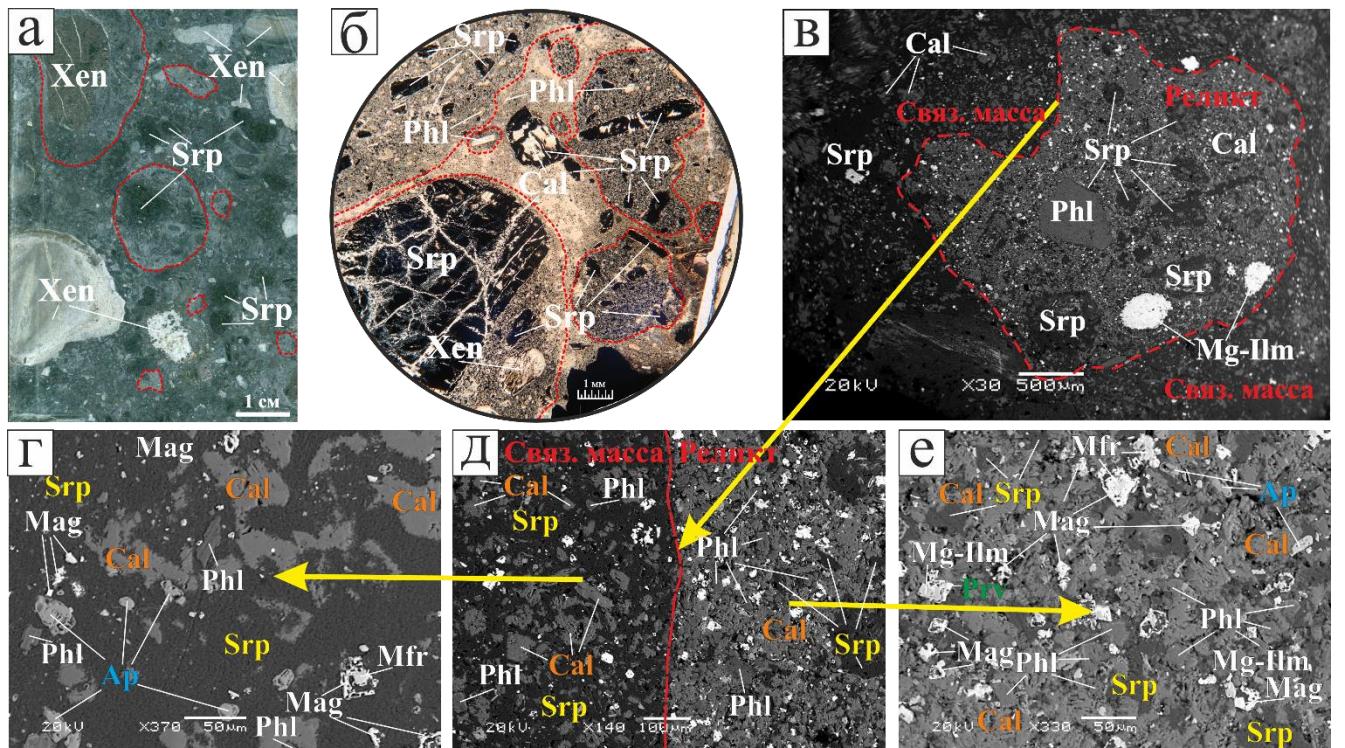


Рис. 3.2.4. Фрагментированный кимберлит среднего горизонта трубки им. А.П. Смелова: а – фрагментированная кимберлитовая брекчия с реликтами (красный пунктир) порфирового кимберлита; б – микрофотография фрагментированной кимберлитовой брекчии, николи параллельны; в – BSE-изображение фрагментированного кимберлита; г – связующая масса; д – граница реликта порфирового кимберлита и связующей массы; е – мезостазис реликта порфирового кимберлита. Условные обозначения: Xen – ксенолит, Phl – флогопит, Cal – кальцит, Srp – серпентин, Ap – анатит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит.

Под воздействием постмагматических процессов сформировалась кальцит–серпентиновая связующая масса, содержащая реликты кимберлита с флогопит–серпентин–карбонатным мезостазисом, преимущественно неправильной заливообразной (рис. 3.2.4, в) и редко шарообразной формы, размером до 4 см (рис.

3.2.4, а). Эти образования напоминают автолиты, обуславливая автолитоподобную текстуру породы. Неравномерность серпентинизации подтверждается отсутствием чётких границ между блоками фрагментированных и нефрагментированных кимберлитов. Морфология части шарообразных реликтов позволяет рассматривать их как возможные кимберлитовые магмакласти, сформированные при эксплозивной фрагментации флюидонасыщенного расплава, первичные признаки закалки которых были уничтожены под влиянием серпентинизации.

Реликты кимберлита характеризуются порфировой структурой (рис. 3.2.4, б), обусловленной наличием псевдоморфоз серпентина по оливину, часто карбонатизированных, а также макрокристаллов флогопита и, реже, ильменита. Мезостазис кимберлитов реликтов и нефрагментированных блоков (рис. 3.2.4, е) характеризуется преобладанием кальцита над серпентином. В реликтах, в отличие от новообразованной интерстициальной связующей массы, отмечается повышенное содержание ильменита, минералов группы шпинели и перовскита (рис. 3.2.4, д).

Связующая масса (рис. 3.2.4, г) состоит из серпентина и ксеноморфных, реже идиоморфных, зёрен кальцита размером 20–120 мкм, формирующих неравномернозернистую структуру. По данным качественного рентгенофазового анализа, на глубине 50–90 м появляется доломит с постепенным уменьшением содержания кальцита (Опарин и др., 2015). Флогопит в связующей массе сохраняется в виде единичных пластинок, частично изменённых гипергенными процессами. Рудные минералы представлены перовскитом, единичными зёрнами минералов группы шпинели (магнезиоферрит, магнетит) и их атолловидными агрегатами с ядрами из магнезиоферрита или магнетита и каймой из магнетита (рис. 3.2.4, г). В связующей массе и мезостазисе реликтов встречаются единичные резорбированные зёрна апатита (рис. 3.2.4, г, е).

Верхняя часть трубы характеризуется хаотичным чередованием неравномерно карбонатизированных блоков кимберлита (рис. 3.2.5, г, д) с блоками частично окварцованных кимберлитовых пород (рис. 3.2.5, а). Этот горизонт

прослеживается до глубины 45 м от поверхности диатремы. Количество карбонатизированных псевдоморф серпентина по оливину составляет до 30 об. %. Карбонатизация и окварцевание приводят к частичной утрате породой первичных текстурно-структурных признаков, включая контуры серпентиновых псевдоморф (рис. 3.2.5, в, г). Мезостазис окварцованных кимберлитов выполнен преимущественно мелкозернистым кварцем с зернами апатита и антазита (рис. 3.2.5, б). Доломит и железистый доломит присутствуют в подчиненном количестве.

Основная масса карбонатизированных кимберлитов верхнего горизонта трубы им. А.П. Смелова мелкозернистая и, по данным рентгенофазового и рентгеноструктурного анализов, имеет преимущественно доломитовый состав. В составе мезостазиса пород верхнего горизонта наблюдаются резорбированные зерна апатита (до 100 мкм) и атоловые кристаллы антазита (до 100 мкм), образованные за счет перовскита, лагуны которых выполнены доломитом (рис. 3.2.5, ж). Единичные пластинки флогопита размером до 0,2 мм присутствуют только в нижней части данного горизонта (рис. 3.2.5, д, е, ж).

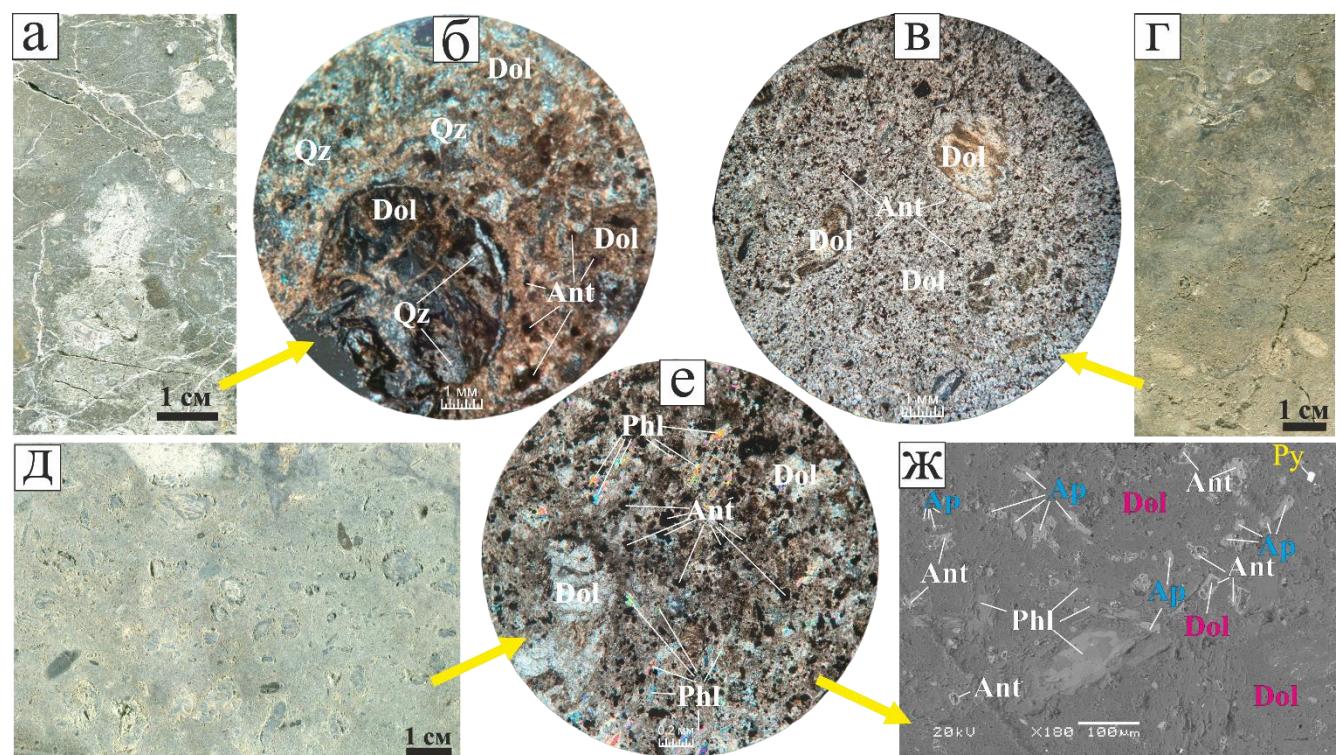


Рис. 3.2.5. Кимберлиты верхнего горизонта трубы им. А.П. Смелова: а – окварцованный кимберлит; б – мезостазис окварцованных кимберлитов, николи

скрещены; в – мезостазис карбонатизированного кимберлита, николи скрещены; г – интенсивно карбонатизированный кимберлит с утраченными текстурно-структурными признаками; д – карбонатизированный порфировый кимберлит; е – карбонатизированный порфировый кимберлит с флогопитом в основной массе; ж – BSE-изображение мезостазиса карбонатизированного порфирового кимберлита. Условные обозначения: *Qz* – кварц, *Phl* – флогопит, *Dol* – доломит, *Py* – пирит, *Ap* – анатит, *Ant* – антаз.

Увеличение карбонатной составляющей отмечено и в кимберлитах верхних горизонтов трубки Удачная (Маршинцев, 1986). Основная масса приобретает карбонатный или карбонат-серпентиновый состав, что свидетельствует об универсальности процессов постмагматической карбонатизации пород верхних горизонтов трубок.

В карбонатизированных и окварцованных кимберлитах верхних горизонтов апикальных частей трубок Хомпу-Майского поля минералы-индикаторы кимберлитов были уничтожены постмагматическими процессами. Этот факт подтверждается результатами обогащения керна кимберлитовых пород.

Ранее Махоткин И.Л. с соавторами указывали на участие «карбонатитовых кимберлитов» в строении трубки им. А.П. Смелова и наличие нескольких фаз внедрения в трубках Манчары и им. А.П. Смелова (Махоткин и др., 2021). Проведенные в настоящей работе петрографические и петрохимические исследования не подтверждают присутствие «карбонатитовых кимберлитов» в строении трубок Хомпу-Майского поля. Магматические контакты между предложенными разновидностями пород в пределах исследуемых трубок установлены не были. Изменения вещественного состава обусловлены совокупностью первичных эксплозивных процессов (образование магмакластов в условиях флюидонасыщенности и снижения давления) и последующей постмагматической переработкой — серпентинизацией и карбонатизацией, которые вызвали фрагментацию пород и утрату их первичных текстурно-структурных признаков. Аналогичный сценарий фрагментации кимберлитов был

установлен для слабоэродированных трубок Молодинского поля и связан с внедрением расплава в водонасыщенную песчаную толщу (Олейников, Опарин, 2025). По всей вероятности, кимберлитовые расплавы, сформировавшие трубы Хомпу-Майского поля, пересекали водонасыщенные горизонты, что приводило к фреатическим взрывным процессам и формированию блоков фрагментированных кимберлитов.

Таким образом, вертикальное строение трубок Хомпу-Майского поля до глубины 200 м определяется однотипным составом пород, обусловленным влиянием постмагматических процессов, проявленных с различной интенсивностью в каждом теле. Нижний горизонт тела сложен массивными кимберлитами с наименее измененной основной массой флогопит-серпентин-карбонатного состава. В результате воздействия фреатических взрывных процессов и последующей постмагматической серпентинизации наблюдается чередование блоков нефрагментированных и фрагментированных кимберлитов в среднем горизонте. Верхний горизонт сложен, преобразованными карбонатизацией и окварцеванием апокимберлитовыми породами, для которых нельзя исключить фрагментированную природу. Такое универсальное строение кимберлитовых трубок может свидетельствовать об их минимальном эрозионном срезе.

Из высказанного формулируется первое защищаемое положение: **Кимберлиты трубок Хомпу-Майского поля обладают сходными текстурно-структурными особенностями, обусловленными взрывными процессами и преобразованием в результате серпентинизации и карбонатизации на постмагматической стадии. Незначительный эрозионный срез тел определяет минимальную сохранность минералов-индикаторов кимберлитов на самых верхних горизонтах.**

ГЛАВА 4. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

4.1. Петрохимическая характеристика кимберлитов

Изучение химического состава кимберлитовых пород проводилось с привязкой к вертикальному разрезу, полученному в результате бурения геологоразведочных скважин по апикальным частям трубок Манчары и им А.П. Смелова. Репрезентативные анализы химического состава кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова представлены в приложениях 24 и 25, соответственно.

Для определения формационной природы пород, слагающих исследуемые трубы была применена тройная дискриминационная диаграмма Холмса (Holmes, 1936) (рис. 4.1.1), отражающая их вещественную специфику (Корнилова и др., 1983). На этой диаграмме фигуративные точки составов породы трубы Манчары образуют компактное поле, находящееся в пределах поля кимберлитовых брекчий, выделенного В.П. Корниловой по результатам изучения многочисленных кимберлитовых тел ЯКП (Корнилова и др., 1983). Наименее карбонатизированные породы трубы Манчары содержат наименьшее количество оксида углерода и более высокие содержания оксидов титана и магния (рис. 4.1.1, приложение 24). В породах с флогопит-карбонат-серпентиновым мезостазисом количество углекислоты варьирует от 1,37 до 5,13 мас. %, TiO_2 от 2,92 до 5,91 мас. %, а MgO от 27,47 до 33,28 мас. %. Во фрагментированных породах трубы Манчары содержание CO_2 возрастает до 9,64 мас. %, а в породах с утраченными текстурно-структурными признаками верхних горизонтов апикальной части трубы увеличивается до 12,34 мас. %, для которых, кроме того, характерно обеднение MgO до 20,26 мас. %.

Фигуративные точки составов наименее измененных разностей кимберлитов нижнего изученного горизонта трубы им. А.П. Смелова расположены преимущественно в пределах поля кимберлитовых брекчий (рис. 4.1.1) (Корнилова и др., 1983). Для кимберлитов среднего и верхнего изученных горизонтов характерна концентрация точек составов в полях кимберлитов, кимберлитовых

брекчий и карбонатитовых брекчий, что соответствует различной интенсивности процессов карбонатизации при преобразовании этих пород (рис. 4.1.1). Фигуративные точки составов окварцованных кимберлитов верхнего горизонта трубки им. А.П. Смелова образуют отдельное поле, локализованное в верхней части диаграммы, что обусловлено повышенным содержанием в них кремнекислоты (рис. 4.1.1).

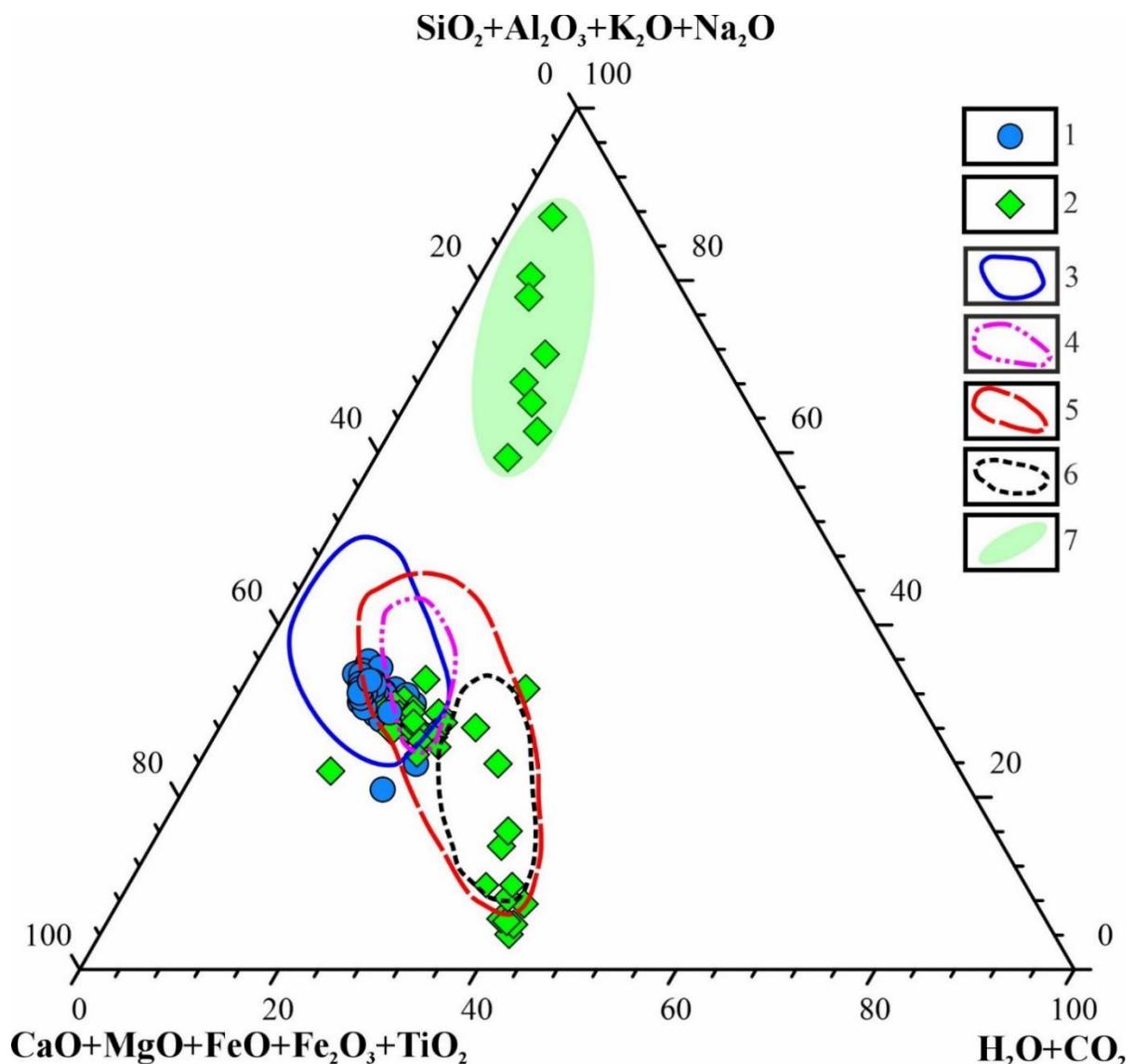


Рис. 4.1.1. Диаграмма petrogenetic relationships пород кимберлитовой формации (Holmes, 1936): 1 – трубка Манчары, 2 – трубка им. А.П. Смелова; поля: 3 – монтичеллитовые альнеиты (Корнилова и др., 1983), 4 – кимберлиты (Корнилова и др., 1983), 5 – кимберлитовые брекчии (Корнилова и др., 1983), 6 – карбонатитовые брекчии (Корнилова и др., 1983); 7 – окварцованные кимберлиты трубки им. А.П. Смелова.

В целом, для изученных тел характерно увеличение содержания CO_2 в породах как с автолитоподобной текстурой, так и с утраченными текстурно-структурными признаками, а также уменьшение количества оксидов титана и магния в породах близповерхностных уровней (приложения 24, 25).

Исследуемые кимберлиты классифицированы по петрохимической схеме С. И. Костровицкого (Костровицкий и др., 2004), которая основана на соотношениях индикаторных оксидов FeO_{tot} , TiO_2 и K_2O (табл. 4.1).

Таблица 4.1. Петрохимические типы кимберлитов в пределах Якутской провинции (Костровицкий и др., 2004).

Петрохимические типы		Параметры содержания индикаторных оксидов, мас. %		
№	Характеристика	FeO_{tot}	TiO_2	K_2O
1	Магнезиальный, низко-титанистый, низко-калиевый	<6	<1	<1
2	Магнезиальный, низко-титанистый, высоко-калиевый	<6	<1	1–2,5
3	Магнезиально-железистый, высоко-титанистый, низко-калиевый	6–9	1–2,5	<1
4	Железисто-титанистый, низко-калиевый	8–15	1,5–7	<1
5	Железисто-титанистый, высоко-калиевый	8–15	1,5–7	1–5

С целью исключения влияния аномальных значений (очень высоких или очень низких) для типизации кимберлитов апикальных частей исследуемых трубок были использованы медианные значения содержаний индикаторных оксидов (табл. 4.2.) по каждой трубке.

По установленным медианным значениям индикаторных оксидов (табл. 4.2) кимберлиты трубки Манчары относятся к железисто-титанистому, низко-калиевому типу 4 (табл. 4.1) несмотря на то, что в среднем и верхнем горизонтах апикальной части диатремы фиксируются повышенные содержания K_2O (2,1–2,9

мас. %, приложение 24), связанные с локальным увеличением количества слюды в мезостазисе отдельных образцов.

Таблица 4.2. Рассчитанные медианные значения индикаторных оксидов кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова, мас. %.

Трубка	FeO _{tot}	TiO ₂	K ₂ O
Манчары	10,26	3,69	0,35
им. А.П. Смелова	7,76	2,43	0,44

Кимберлиты трубки им. А. П. Смелова, согласно медианным значениям их индикаторных оксидов (табл. 4.2), относятся к магнезиально-железистому, высоко-титанистому, низко-калиевому типу 3 (табл. 4.1).

На бинарных диаграммах в координатах SiO₂-MgO, SiO₂-CaO, SiO₂-K₂O, SiO₂-CO₂, SiO₂-TiO₂ и SiO₂-H₂O (рис. 4.1.2), обладающих высокой петролого-геохимической информативностью, фигуративные точки составов кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова сопоставлены с KDE-полями «глобальной базы данных кимберлитов» по (Giuliani et al., 2025). KDE-поля (Kernel Density Estimation – оценка плотности распределения ядра) построены с использованием гауссовой оценки плотности реализованной посредством Python-пакета «Pyrolite» (Williams et al., 2020) для выделения наиболее типичных составов кимберлитов.

Составы обеих исследуемых трубок локализованы в области низкокремнезёмистых составов (SiO₂ \lesssim 30 мас. %), то есть внутри типичного поля «глобальных» кимберлитов, которые, в среднем, характеризуются кремнезёмной недосыщенностью, повышенными MgO и значимыми долями CO₂ (рис. 4.1.2). Это согласуется с описанием компиляции Джулиани (Giuliani et al., 2025), где медианные значения соответствуют последним классификациям кимберлитов, как богатых CO₂ (6,3 мас. %), недосыщенных кремнеземом (SiO₂ 30,9 мас. %), ультраосновных (MgO 27,3 мас. %) и бедных щелочами (Na₂O 0,12 мас.%; K₂O 0,78 мас.%) пород (Pearson et al., 2019; Kjarsgaard et al., 2022).

В координатах SiO₂-MgO (рис. 4.1.2, а) составы трубок Манчары и им. А.П. Смелова демонстрируют обратную корреляцию, перекрываются и тяготеют к

кальцитовому тренду (Giuliani et al., 2025). Признаков коровой контаминации — смещения к более высоким содержаниям SiO_2 при одновременном снижении MgO — для обеих трубок не наблюдается (рис. 4.1.2).

В координатах $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$ figurativnye точки составов обеих трубок, в целом, не показывают какой-либо корреляционной зависимости и формируют тренд увеличения содержаний титана при постоянном содержании кремнезема (рис. 4.1.2, д). Кимберлиты трубок Манчары и им. А.П. Смелова образуют два практически не перекрывающихся поля составов, вытянутых вдоль трендов ильменита и магнезиального ульвошпинель-магнетита по (Giuliani et al., 2025), что согласуется с минералогическими данными. Точки составов трубки Манчары занимают более титанистую область, и большая их часть ложится на линию ильменитового тренда, что объясняется обилием макрокристаллов пикроильменита и титансодержащих оксидных минералов мезостазиса в кимберлитах этого тела.

На диаграммах $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ и $\text{SiO}_2\text{--CO}_2$ составы кимберлитов обеих трубок, в целом, демонстрируют обратную корреляцию (рис. 4.1.2). Такие соотношения указывают на ключевую роль кальцита, контролирующего содержания CaO в породе. В координатах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (рис. 4.1.2) наблюдается концентрация большей части анализов обеих трубок в области максимальной плотности типичных по содержанию калия составов кимберлитов по (Giuliani et al., 2025), за исключением единичных «выбросов» с максимальными значениями K_2O , связанных с локальным увеличением слюды в отдельных образцах среднего и верхнего горизонтов. При близких концентрациях CaO у кимберлитов обеих трубок значительная доля figurativnye точек состава трубки Манчары укладывается в область пониженных содержаний CO_2 (≤ 3 мас. %), тогда как у кимберлитов трубки им. А. П. Смелова преобладают более высокие количества CO_2 . Положение точек состава на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ и $\text{SiO}_2\text{--CO}_2$ (рис. 4.1.2) согласуется с минералогическими данными, подтверждающими присутствие перовскита в основной массе кимберлитов трубки Манчары и повышенную долю кальцита в трубке им. А.П.

Смелова, где этот минерал является доминирующим в составе мезостазиса кимберлитов. Низкие концентрации углекислоты в кимберлитах трубки Манчары могут быть связаны с более интенсивной дегазацией (Giuliani et al., 2025), когда понижение CO_2 без снижения концентраций оксида кальция связано с тем, что углекислота уходит во флюид, в то время как Ca остается в твердой фазе или в расплаве. Согласно (Zech et al., 2025), снижение содержаний CO_2 в кимберлитах обусловлено дегазацией расплава, вследствие выделения флюида и поступления H_2O на стадии постмагматической серпентинизации, растворяющей магматический кальцит, что приводит к уменьшению доли углекислоты в породе. Такой комбинированный эффект прослеживается на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--CO}_2$ (рис. 4.1.2, г), где фигуративные точки составов кимберлитов трубки Манчары с пониженным содержанием углекислоты вытянуты между выделенными трендами, показывающими влияние коровой дегазации и постмагматической серпентинизации (Zech et al., 2025). Фигуративные точки составов кимберлитов трубки Манчары на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ образуют компактное поле, частично перекрывающееся с составами кимберлитов трубки им. А.П. Смелова (рис. 4.1.2, е), а их распределение демонстрирует прямую корреляцию между содержаниями SiO_2 и H_2O . Одновременное увеличение кремнезема и воды в кимберлитах вызвано серпентинизацией (Giuliani et al., 2025). Все это согласуется с повышенной долей серпентина в мезостазисе кимберлитов трубки Манчары, количества которого по данным полуколичественного рентгенофазового анализа варьирует от 48 до 75 % (Опарин и др., 2015). Для кимберлитов трубки им. А.П. Смелова такой корреляции не наблюдается, что отражается в менее серпентинизированном и более кальцитовом составе мезостазиса.

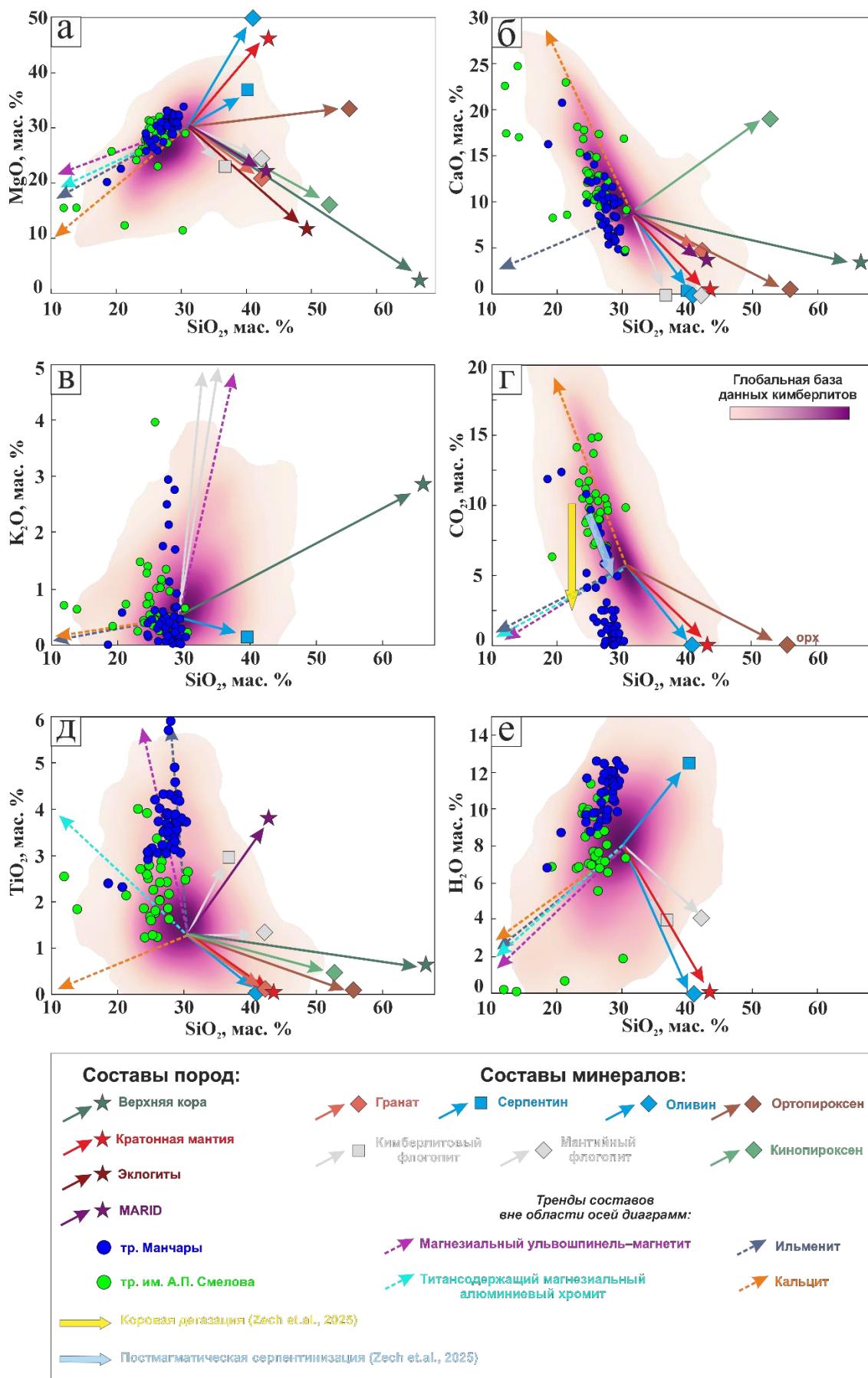


Рис. 4.1.2. Основные диаграммы ковариации оксидов для глобальной базы данных по кимберлитам (Giuliani et al., 2025) с использованием гауссовой оценки

плотности ядра для выделения наиболее «типичных» составов и библиотеки *Pyrolite* для обработки и визуализации многомерных геохимических данных (Williams et al., 2020): а) SiO_2 - MgO ; б) SiO_2 - CaO ; в) SiO_2 - K_2O ; г) SiO_2 - CO_2 ; д) SiO_2 - TiO_2 ; е) SiO_2 - H_2O . Цветными стрелками изображены векторы к предполагаемым источникам, влияющим на вариации состава кимберлитов, обусловленным вкладом мантийных ксенолитов/ксенокристаллов, корового материала и магматических минералов (Giuliani et al., 2025), а также тренды влияния коровой дегазации и постмагматической серпентинизации (Zech et al., 2025).

Для сравнительного анализа кимберлитов использована бинарная диаграмма (рис. 4.1.3), которая представляет собой проекцию по двум функциям Factor 1 и Factor 2, рассчитанным на основе мультигруппового дискриминантного анализа (МДА) химических составов кимберлитов базы данных KIMDAT (Taylor et al., 1994). Ключевое преимущество этой диаграммы заключается в ее возможности учитывать одновременное влияние на состав породы 10 петрогенных оксидов - SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и P_2O_5 .

Дискриминатные функции рассчитывались по следующим формулам:

$$(1) \quad Factor 1 = \sum(a_i \cdot X_i) + a_0$$

$$(2) \quad Factor 2 = \sum(b_i \cdot X_i) + b_0,$$

где a_i и b_i – коэффициенты, a_0 и b_0 – константы для расчета дискриминантных функций по (Taylor et al., 1994), а X_i – содержания окислов.

На дискриминатной диаграмме (рис. 4.1.3) Тейлор с соавторами на основании представительного количества данных по химическому составу кимберлитов и родственных им пород выделили несколько полей составов – оливиновые лампроиты, айлликиты, кальцитовые кимберлиты, неслюдяные кимберлиты групп I(A) и I(B), а также слюдяные кимберлиты группы II (Taylor et al., 1994). Группы I(A) и I(B) были впервые выделены Смитом с соавторами (Smith et al., 1985), как подразделения внутри группы I, на основании геохимических, изотопных и тектонических характеристик южноафриканских кимберлитов.

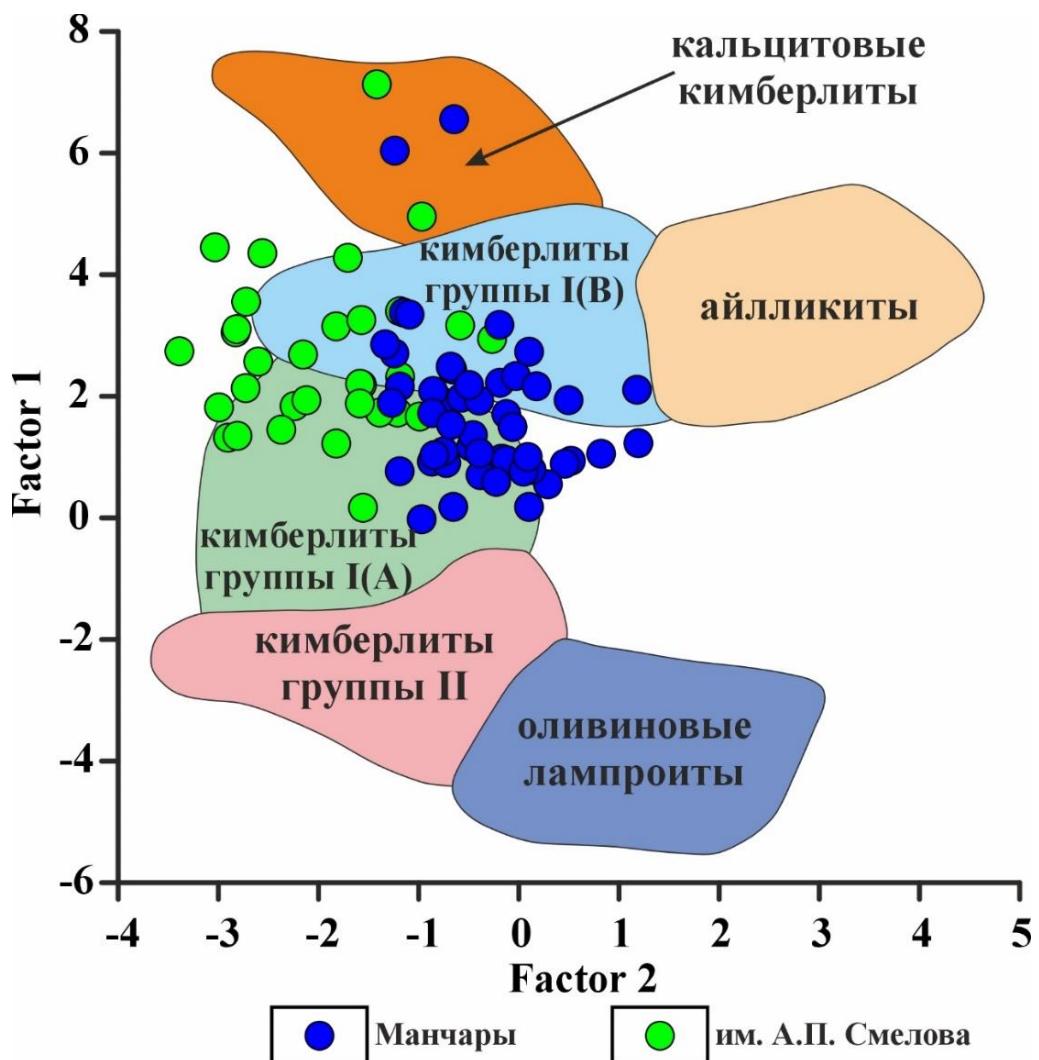


Рис. 4.1.3. Дискриминантная диаграмма, построенная по результатам мультигруппового дискриминантного анализа (МДА), примененного к основным петрогенным оксидам (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_b , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) по (Taylor *et al.*, 1994). Поля кимберлитов и родственных им пород нанесены согласно (Taylor *et al.*, 1994). Коэффициенты и константы для расчета дискриминантных функций (Factor 1 и Factor 2) приведены в работе (Taylor *et al.*, 1994).

Фигуративные точки составов трубок Манчары и им. А.П. Смелова на дискриминантной диаграмме (рис. 4.1.3) демонстрируют принадлежность исследуемых пород к кимберлитам группы I, что контролируется диапазоном 0-6 функции Factor 1 (Taylor *et al.*, 1994) и соответствует умеренному обогащению K_2O , TiO_2 и P_2O_5 с сохранением магнезиального характера расплава. Составы обеих трубок занимают промежуточную область между полями кимберлитов групп I(A)

и I(B), частично попадая в поле кальцитовых кимберлитов. Такое положение точек на диаграмме согласуется с петрографическим составом пород трубок. По оси функции Factor 2 (рис. 4.1.3), отражающей баланс силикатной (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O) и кальциевой составляющих мезостазиса, фигуративные точки составов трубок Манчары и им. А.П. Смелова образуют два отдельных, частично перекрывающихся поля при близком диапазоне Factor 1. Смещение составов кимберлитов трубы им. А.П. Смелова в сторону более отрицательных значений Factor 2 обусловлено более карбонатным составом пород. В свою очередь, локализация фигуративных точек состава кимберлитов трубы Манчары в области более положительных значений Factor 2 связано с большей долей силикатной компоненты в мезостазисе. Такое разделение соответствует петрографическим наблюдениям и связано, по всей видимости, с различной интенсивностью проявления постмагматических процессов в каждом из исследуемых тел. Серпентинизация и карбонатизация способны существенно модифицировать соотношения основных оксидов (Sparks et al., 2008) с сохранением общей принадлежности пород к кимберлитам группы I.

Таким образом, породы, слагающие апикальные части трубок Манчары и им. А. П. Смелова по составу соответствуют типичным низкокремнеземистым кимберлитам группы I. По петрохимической классификации кимберлиты трубы Манчары соответствуют железисто-титанистому, низкокалиевому типу 4, тогда как кимберлиты трубы им. А. П. Смелова — магнезиально-железистому, высокотитанистому, низкокалиевому типу 3. В формировании кимберлитов этих петрохимических типов, согласно (Костровицкий, Яковлев, 2023), принимал участие астеносферный расплав-флюид с различным соотношением силикатных и карбонатных компонентов и высоким содержанием железа и титана. Установленные различия между телами контролируются составом мезостазиса и интенсивностью постмагматических преобразований. Для трубы Манчары характерны повышенные доли оксидной фазы (пикроильменит, перовскит), более выраженная серпентинизация и пониженные содержания CO_2 , обусловленные дегазацией, в то время как кимберлиты трубы им. А. П. Смелова обладают более

карбонатным мезостазисом и повышенными содержаниями CO_2 при меньшей степени влияния серпентинизации.

4.2. Геохимическая характеристика кимберлитов

Изучение геохимии пород показало, что исследуемые кимберлиты трубок Манчары и им. А.П. Смелова обогащены редкими элементами (приложение 26). Структуры редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995), продемонстрированы на рисунке 4.2.1.

Общий рисунок спектров редких элементов сопоставим с таковыми кимберлитов группы I Южной Африки (Le Roex et al., 2003) (рис. 4.2.1, а). Во всех образцах наблюдается фракционирование легких редкоземельных элементов (LREE) относительно тяжелых (HREE). Наиболее высокими концентрациями РЗЭ характеризуются породы трубы им. А.П. Смелова, при этом сохраняя субпараллельную структуру распределения микроэлементов, в целом, характерную для обоих исследуемых тел. образцы Кимберлиты трубок им. А.П. Смелова и Манчары обогащены всем спектром РЗЭ по сравнению с алмазоносными кимберлитами Далдынского и Алакит-Мархинского полей ЯКП (Каргин и др., 2011) (рис. 4.2.1, а).

Распределение высокозарядных элементов HFSE (Nb, Zr, Ta, Hf, Th, U, Pb, Ti) нормированных к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) проиллюстрировано на рисунке 4.2.1. По содержанию Nb, Ta, Ti и Th исследуемые породы сопоставимы с кимберлитами группы I ЮАР (рис. 4.2.1, в-е). Согласно (Chalapathi Rao et al., 2017) отсутствие аномалий Nb и Ta исключает роль субдукционных расплавов/флюидов в мантийном метасоматозе.

Изученные породы демонстрируют отрицательную титановую аномалию, демонстрируя при этом более высокие концентрации Ti относительно кимберлитов Далдынского и Алакит-Мархинского полей ЯКП (рис. 4.2.1, б).

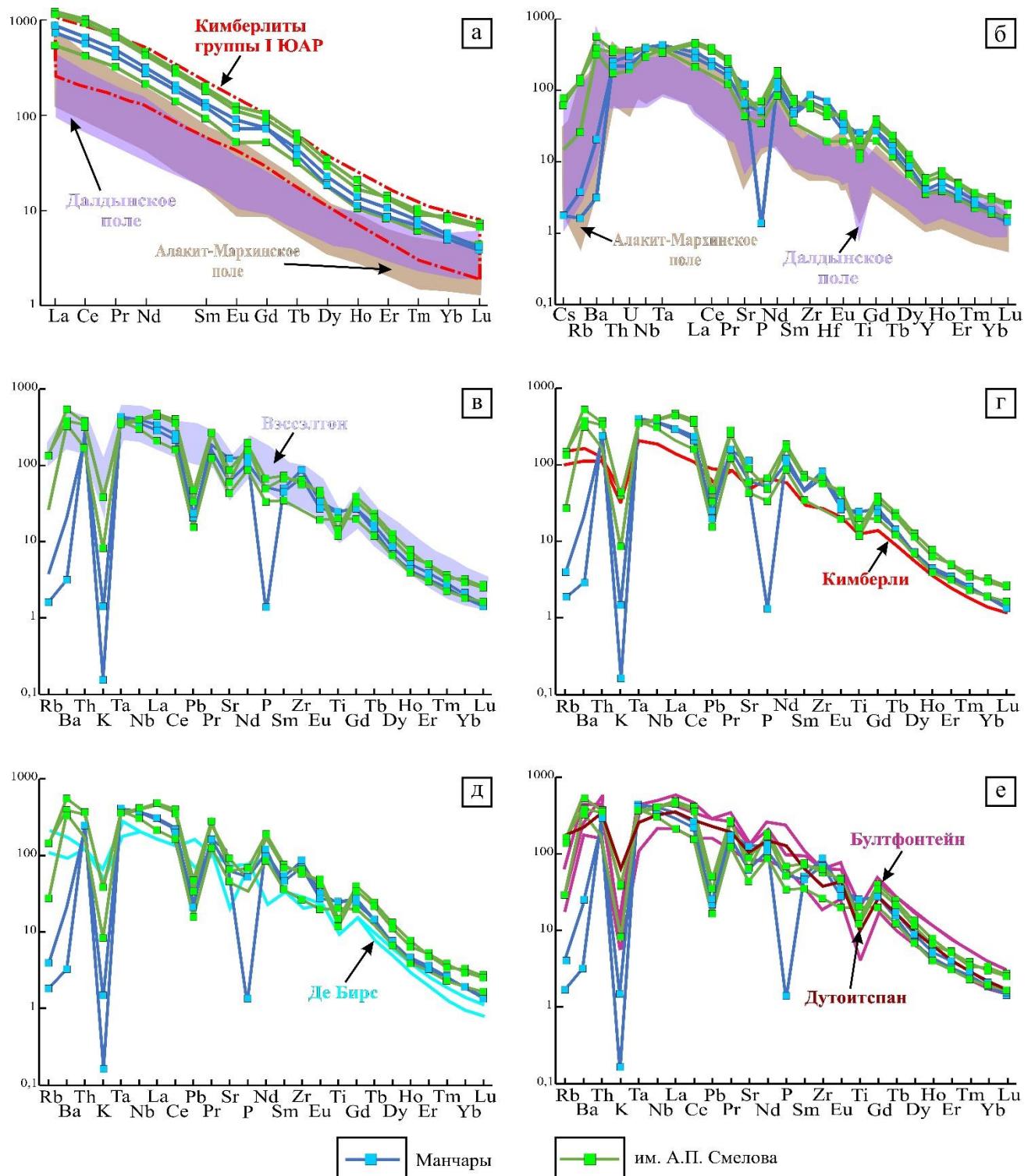


Рис. 4.2.1. Нормированные к хондриту (а) (McDonough, Sun, 1995) и к примитивной мантии (б-е) (McDonough, Sun, 1995) содержания редких элементов в кимберлитовых породах Хомту-Майского, Далдынского (Каргин и др., 2011), Алакит-Мархинского (Каргин и др., 2011) полей и провинции Кимберли (ЮАР) (Le Roex *et al.*, 2003).

Наиболее высокие концентрации циркония характерны для образцов кимберлитов трубки Манчары, содержащих скопления зерен циркониевых гранатов и кальциртита. Содержания Zr в этих образцах варьируют от 725,2 до 1579,66 ppm (приложение 26), в зависимости от распространенности циркониевых минеральных фаз. В кимберлитах данной трубки, не содержащих циркониевые минералы, количество циркония (415,26 ppm) сопоставимо с содержаниями этого элемента в кимберлитах трубки им. А.П. Смелова (от 272,53 до 680,49 ppm). Данные величины близки к концентрациям Zr в кальцитовых кимберлитах силлов Вэсселтон (White et al., 2012) и Бенфонтейн (McDonald et al., 1995), а также трубки Премьер (McDonald et al., 1995) (табл. 4.3). Экстремально высокие содержания циркония в кимберлитах трубки Манчары согласуются с присутствием в них, как и в силлах Весселтон и Бенфонтейн (Mitchell, 1994), циркониевых гранатов и кальциртита.

Таблица 4.3. Содержания отдельных редких элементов в кимберлитах трубок Хомпу-Майского поля и кальцитовых кимберлитов ЮАР, ppm.

Трубка	Смелова		Манчары		Вэсселтон		Бенфонтейн		Премьер	
	№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	15,68	54,56	1,94	16,24	123	86				
Ba	2258,67	3064,28	94,07	836,40	2136	543	1260	196	548	
U	3,81	6,88	3,49	4,54	7	8	8	2	6	
Nb	197,45	238,30	228,07	220,19	298	510				
La	135,10	242,09	43,45	184,23	203	270	309	152	206	
Ce	269,82	476,80	80,29	347,52	296	396	600	266	334	
Pb	2,32	1,55	4,85	5,53	13	18				
Zr	272,53	426,85	415,26	1579,66	439	1399	1150	385	849	
Y	15,30	23,57	11,61	15,47	39	49				
Yb	0,83	1,12	0,43	0,76			1,04	1,36	1,27	

Данные по содержаниям редких элементов в кальцитовых кимберлитах взяты из работ: силлы Вэсселтон (White et al., 2012), силлы Бенфонтейн (McDonald et al., 1995), трубка Премьер (McDonald et al., 1995).

Согласно (Giuliani et al., 2025) медианные значения Zr для кимберлитов Каапваальского кратона составляют 257,7 ppm, а для Сибирского 146 ppm. Это позволяет сделать вывод о том, что кимберлиты Хомпу-Майского поля по содержанию циркония более близки к кимберлитам группы I Южной Африки. Кроме того, стоит отметить, что повышенные содержания циркония, в целом,

характерны для кальцитовых кимберлитов, что подтверждает принадлежность изученных кимберлитов к этой группе пород.

Следует отметить, что для обоих исследуемых тел Хомпу-Майского поля характерна выраженная отрицательная аномалия Pb (рис. 4.2.1, в-е), которая является свидетельством минимального влияния коровой контаминации (Le Roex et al., 2003).

Крупные лиофильные элементы LILE (Cs, Rb, K, Ba и Sr) демонстрируют широкую вариацию концентраций в обеих исследуемых трубках. Наиболее низкими содержаниями цезия характеризуются кимберлиты трубки Манчары, что характерно и для пород из Далдынского и Алакит-Мархинского полей (рис. 4.2.1, б). На плавные субпараллельные структуры обогащения редкими элементами в исследуемых породах накладываются отрицательные аномалии Rb, K, Ba и Sr.

Кимберлиты трубки Манчары демонстрируют наиболее сильное обеднение K, Ba и Rb, что отличает их от трубок ЮАР, которые обладают более высокими концентрациями этих микроэлементов (рис. 4.2.1, в-е). Близкие с трубкой Манчары содержания бария, рубидия и цезия отмечаются в кимберлитах Далдынского и Алакит-Мархинского полей. Образцы кимберлитов из трубки им. А.П. Смелова по содержанию рубидия, в целом, сопоставимы с кимберлитами группы I Южной Африки.

Исследуемые образцы из трубки им. А.П. Смелова более обогащены Ba, чем породы трубок Де Бирс (Le Roex et al., 2003) (рис. 4.2.1, д) и Кимберли (Le Roex et al., 2003) (рис. 4.2.1, г) и сопоставимы с кимберлитами трубок Дутонитспан (рис. 4.2.1, е) (Le Roex et al., 2003), Бултфонтейн (рис. 4.2.1, Ее) (Le Roex et al., 2003) и силлов Весселтон (рис. 4.2.1, В) (Le Roex et al., 2003). Отрицательные аномалии калия, рубидия и титана в южноафриканских кимберлитах группы I были проинтерпретированы Ле Роэксом (Le Roex et al., 2003), как особенности первичной кимберлитовой магмы.

Фигуративные точки составов кимберлитовых пород трубок Манчары и им. А.П. Смелова несмотря на различия в химическом составе на спайдердиаграммах демонстрируют схожий между собой спектр распределения редких элементов, что может свидетельствовать о единой для них системе кимберлitoобразования. В целом, породы Хомпу-Майского поля, имеют более сопоставимую картину распределения спектров микроэлементов с кимберлитами группы I Южной Африки, чем с кимберлитами Далдынского и Алакит-Мархинского полей Якутской кимберлитовой провинции, что предполагает модель образования, связанную с низкой степенью плавления субконтинентальной литосферной мантии (Le Roex et al., 2003).

Соотношения несовместимых микроэлементов U/Nb и Ce/Pb не подвержены влиянию фракционной кристаллизации и частичного плавления (Chalapathi Rao et al., 2017) и являются высокоинформативными реперами для различия кимберлитов группы I и группы II (оранжейтов) (Le Roex et al., 2003; Becker, Le Roex, 2006; Coe et al., 2008; Paton et al., 2009).

Полученные соотношения Nb/U (рис. 4.2.2, а) в кимберлитах трубок Манчары и им. А.П. Смелова сопоставимы с таковыми кимберлитов группы I ЮАР, а также демонстрируют сходство с базальтами океанических островов (OIB), отличаясь при этом от базальтов срединно-оceanических хребтов (MORB) Южной Атлантики (Le Roex et al., 2003). Кроме того, кимберлиты Хомпу-Майского резко отличаются от кимберлитов группы II ЮАР (рис. 4.2.2, а), для которых характерны более низкие значения соотношения Nb/U , связанные с коровой контаминацией.

Соотношение несовместимых микроэлементов Ce/Pb является важным геохимическим индикатором, позволяющим оценивать степень вовлечения корового вещества в магмах мантийного происхождения (Le Roex et al., 2003; Azzone et al., 2018). В большинстве мировых кимберлитов группы I это соотношение не выходит за диапазон 20-40, характерный для мантийных расплавов, сходных с OIB, что отражает их происхождение из глубинного астеносферного источника с минимальной коровой контаминацией (Becker, Le

Roex, 2006). В противоположность им кимберлиты группы II и гибридные контаминированные кимберлиты демонстрируют пониженные Ce/Pb (около 10 и ниже) за счет примеси корового вещества, обогащенного свинцом (Гусев, Антонов, 2020). Кимберлиты трубок Манчары и им. А.П. Смелова по содержанию церия, сопоставимы с кимберлитами группы I ЮАР, по (Le Roex et al., 2003) (рис. 4.2.2, б), однако отличаются от них более высоким Ce/Pb соотношением (93-139). Близкие значения Ce/Pb были зафиксированы в кальцитовых кимберлитах даек Снэп Лэйк (Fulop et al., 2018) и Маджуагаа (Zech et al., 2025), а также трубы Дайвик (Zech et al., 2025). На диаграмме Ce – Ce/Pb точки составов кимберлитов Хомпуп-Майского поля образуют единое поле с составами вышеобозначенных кальцитовых кимберлитов (рис. 4.2.2, б). Это подтверждает тот факт, что такое экстремальное соотношение Ce/Pb, хоть и не характерное для кимберлитов группы I, но все же реальное, соответствует минимальному вовлечению корового вещества (Le Roex et al. 2003) и, по всей вероятности, является типоморфным геохимическим признаком кальцитовых кимберлитов, подтверждая принадлежность кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова к этой группе пород.

Таким образом, полученные в результате петрогохимических исследований данные свидетельствуют, что кимберлиты апикальных частей трубок Манчары и им. А. П. Смелова относятся к единой петrogenетической общности и сопоставимы с кимберлитами группы I Южной Африки. По соотношению индикаторных оксидов FeO_{tot} , TiO_2 и K_2O кимберлиты трубы Манчары соответствуют железисто-титанистому, низко-калиевому типу 4, а кимберлиты трубы им. А. П. Смелова - магнезиально-железистому, высоко-титанистому, низко-калиевому типу 3 по (по Костровицкий и др., 2004). Для кимберлитов обеих трубок характерны вариации, контролируемые составом мезостазиса и интенсивностью постмагматических преобразований. Повышенные содержания оксидной фазы (пикроильменита, перовскита) и более выраженная серпентинизация, сопровождающиеся пониженным содержанием CO_2 вследствие дегазации, характерны для кимберлитов трубы Манчары. В отличие от них,

кимберлиты трубы им. А. П. Смелова имеют более карбонатный мезостазис, относительно высокие содержания CO_2 и слабую степень серпентинизации.

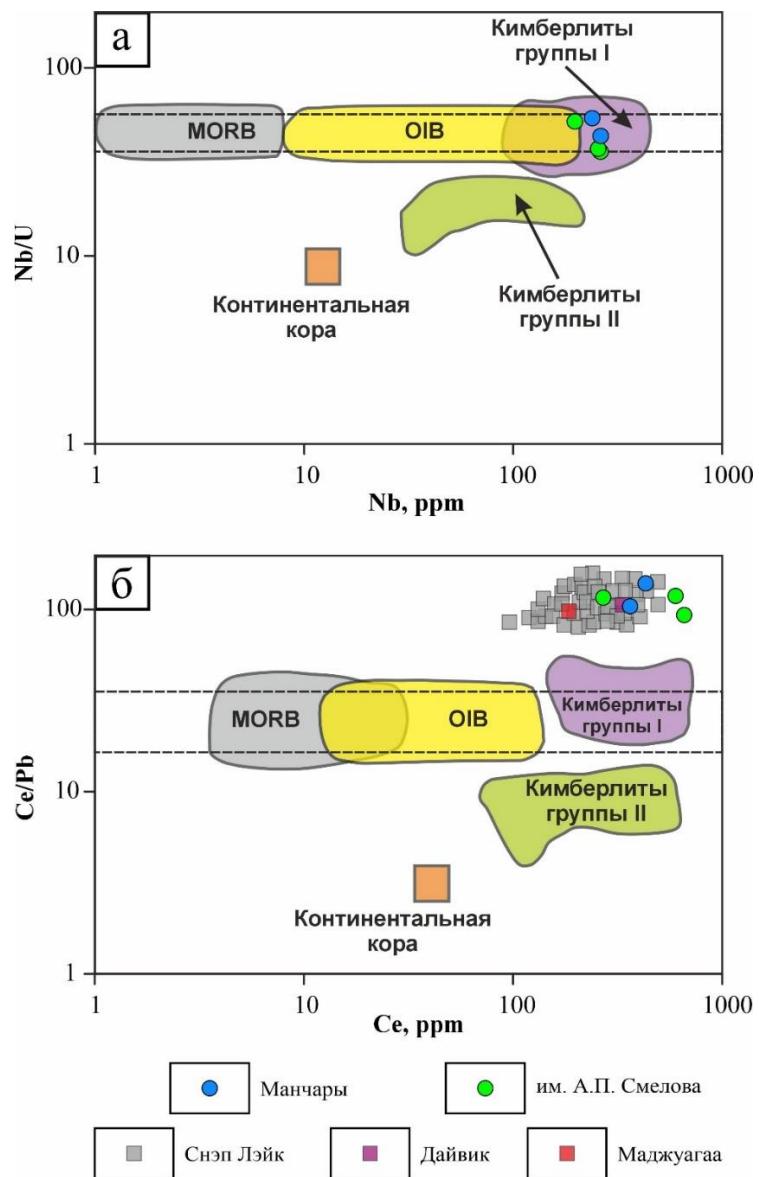


Рис. 4.2.2. Соотношения Ce/Pb (а) и Nb/U (б) в кимберлитах Хомпу-Майского поля no (Le Roex *et al.*, 2003). Поле базальтов океанических островов Южной Атлантики (OIB) нанесены согласно (Le Roex, 1985; Le Roex *et al.*, 1990; Le Roex *et al.*, 2003). Поле базальтов срединно-океанических хребтов Южной Атлантики (MORB) нанесены согласно (Le Roex *et al.*, 2002). Поля кимберлитов групп I и II взяты из (Le Roex *et al.*, 2003). Значения для континентальной коры взято из (Rudnick, Fountain, 1995). Составы кальцитовых кимберлитов дайки Снэп Лэйк взяты из (Fulop *et al.*, 2018), трубы Дайвик и дайки Маджуагаа из (Zech *et al.*, 2025).

Породы обеих трубок демонстрируют сходные и субпараллельные REE-спектры, демонстрирующие фракционирование LREE относительно HREE, отрицательные аномалии K, Rb, Ba, Sr, Ti и Pb, сопоставимые со спектрами кимберлитов группы I Южной Африки, что предполагает модель образования, связанную с низкой степенью плавления субконтинентальной литосферной мантии (Le Roex et al., 2003). Соотношения несовместимых микроэлементов Nb/U и Ce/Pb, а также ярко выраженная Pb-аномалия на REE-спектрах кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова дополняют сходство с кимберлитами группы I, подтверждая происхождение исследуемых пород из субконтинентальной литосферной мантии при минимальном вовлечении корового вещества.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Петрографические исследования кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова показали, что породы изменены вторичными процессами. Тем не менее, в породах сохранился набор первичных магматических минералов, необходимых для интерпретации условий кристаллизации и эволюции кимберлитового расплава. Анализ морфологических особенностей этих фаз, их химического состава и парагенезисов позволяет реконструировать магматическую и постмагматическую историю исследуемых тел и сопоставить их с кимберлитами других провинций. В настоящей главе последовательно рассматриваются особенности морфологии, химического состава и парагенезисов следующих минералов: пикроильменита, минералов группы шпинели, флогопита, апатита, циркониевых гранатов, кальцирита и коалингита.

5.1. Оливин

Трубка Манчары. В трубке Манчары по всему изученному разрезу (до 120 м) оливин полностью замещён серпентином и кальцитом, то есть представлен исключительно псевдоморфозами по микро-, макро- и мегакристаллам, которые образуют непрерывный размерный ряд от долей мм до 3,5 см. Форма зерен в шлифах овальная, субдиоморфная, сечение удлиненное или изометричное (рис. 5.1.1). На самых верхних уровнях трубы псевдоморфозы полностью карбонатизированы (рис. 5.1.1, в).



Рис. 5.1.1. Микрофотографии с псевдоморфозами серпентина и кальцита по оливину из кимберлитов трубки Манчары, николи скрещены: а – псевдоморфозы серпентина по оливину из кимберлита нижнего горизонта (глубина 112, 4 м), б - псевдоморфозы серпентина по оливину из кимберлита среднего горизонта (глубина 56 м), карбонатизированные псевдоморфозы серпентина по оливину из кимберлита верхнего горизонта (глубина 15 м). Условные обозначения: *Pse* - псевдоморфоза.

Трубка им. А.П. Смелова. В трубке им. А.П. Смелова реликты неизмененного оливина установлены только в порфировом кимберлите наиболее глубоких интервалов (190-196 м). Появление неизмененного оливина свидетельствует о том, что интенсивность процессов серпентинизации с глубиной снижается. Минерал в различной степени серпентинизирован, встречаются как полностью, так и частично замещенные серпентином зерна (рис. 3.2.2, 3.2.3, 5.1.2).

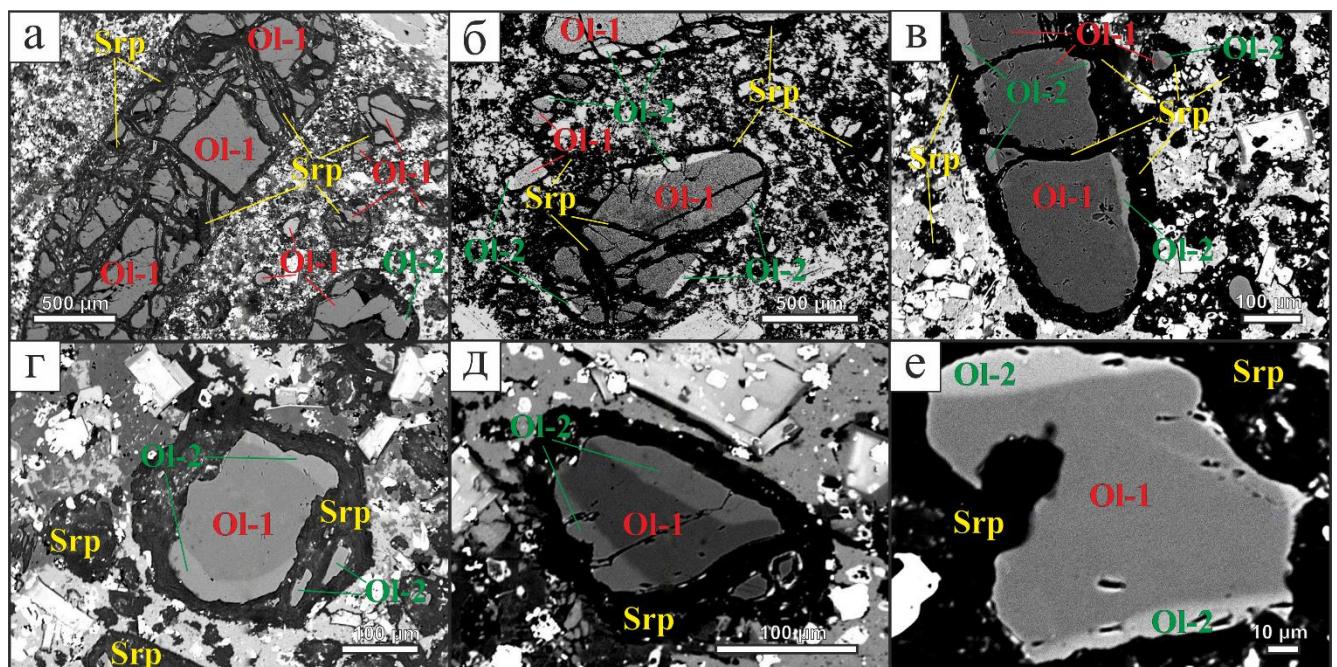


Рис. 5.1.2. Оливин из кимберлита трубки им. А.П. Смелова: а, б в – макрокристаллы; г, д, е – микрокристаллы. BSE. Условные обозначения: *Ol-1* – ядра зональных кристаллов оливина, *Ol-2* – каймы зональных кристаллов оливина, *Srp* – серпентин.

Размеры зерен оливина составляют от 0,1 до 4 мм, что соответствует макро- и микрокристаллам. Они образуют полный континуум (рис. 3.2.3, рис. 5.1.2), что позволяет предположить их принадлежность к единой популяции, сформированной универсальным процессом. Как отмечалось ранее пороговые критерии между макро- и микрокристаллами оливина не являются диагностическим генетическим признаком (Moore, 1988; Moss et al., 2010; Giuliani, 2018; Soltys et al., 2020; Abersteiner et al., 2022). В тоже время к макрокристаллам относятся зерна размером от 0,5 мм до 1 см (рис. 5.1.2, а-в), а микрокристаллы имеют размерность менее 0,5 мм (Mitchell, 1995; Scott Smith et al., 2018).

Макрокристаллические зерна оливина и псевдоморфозы по ним имеют овальную и реже гипидиоморфную форму (рис. 3.2.3, а, б, д; рис. 5.1.2, а-в). Все макрокристаллы с реликтами неизмененного оливина разбиты сетью трещин, которые, как и периферийные части зерен выполнены серпентином. Появление трещин связывают с эффектом декомпрессии (Arndt et al., 2010). Для подавляющего большинства макрокристаллов оливина в режиме BSE характерно зональное строение (рис. 5.1.2, б, в), то есть фиксируется ядро и кайма. Ядра имеют четко выраженные границы и овализированную форму. Каймы толщиной от 30 до 70 мкм, как правило, присутствуют фрагментарно (рис. 5.1.2, б). В обратно рассеянных электронах они более светлые. В единичных случаях наблюдаются макрокристаллы сглаженной формы, у которых кайма не наблюдается. Отсутствие видимой внешней каймы, может быть связано с истиранием зерен при абразии во время турбулентного движения в кимберлитовых магмах (Arndt et al., 2010; Brett et al., 2015).

Среди микрокристаллов оливина, обычно частично замещенных по периферии, встречаются как овализированные, так и идиоморфные зерна (рис. 5.1.2, г-е). Размер микрокристаллов оливина из трубы им. А.П. Смелова от 0,1 до 0,4 мм (рис. 5.1.2, г-е). Для таких зерен также характерно зональное строение, которое выражается в наличии ядра и каймы. Ядра в режиме BSE более темные имеют неправильную и, реже, идиоморфную форму. Толщина кайм оливина от 10

до 40 мкм. Из-за серпентинизации зерен они присутствуют фрагментарно в виде сохранившихся реликтов. (рис. 5.1.2, г).

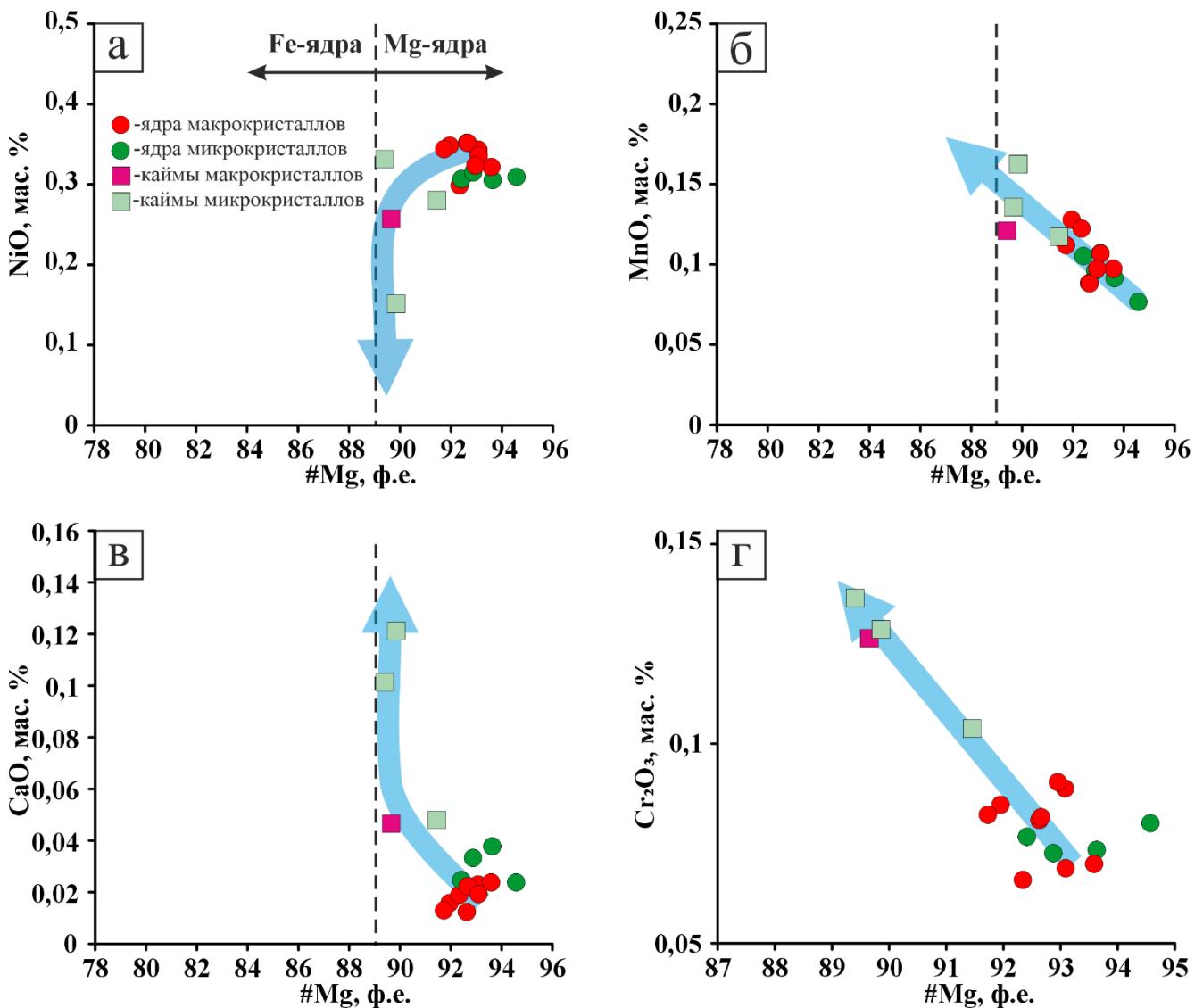


Рис. 5.1.3. Состав оливина из кимберлитов трубки им. А.П. Смелова в координатах $\#Mg-NiO$ (а), $\#Mg-MnO$ (б), $\#Mg-CaO$ (в), $\#Mg-Cr_2O_3$ (г). Голубой стрелкой показано изменение состава минерала от ядер к каймам. Пунктирная линия ($\#Mg=89$) представляет собой границу между богатыми Mg и богатыми Fe ядрами (Soltys *et al.*, 2020).

Представительные составы макрокристаллов и микрокристаллов оливина из кимберлитов трубки им. А.П. Смелова приведены в приложениях 1 и 2, соответственно.

Зональность макро- и микрокристаллов оливина, характеризуется уменьшением магнезиальности $\#Mg$ ($(100 \times Mg / (Mg + Fe))$) в направлении ядро \rightarrow кайма. Для ядер макрокристаллов диапазон магнезиальности составляет 91,73–93,59, тогда как для каймы – 89,66–93,25 (приложение 1). У микрокристаллов $\#Mg$ ядер колеблется от 92,41 до 94,57, а кайм от 89,41 до 91,45 (приложение 2). Такие значения, в целом, типичны для минерала из различных кимберлитовых пород Мира (Kamenetsky et al., 2008; Brett et al., 2009; Arndt et al. al., 2010; Giuliani, 2018; Soltys et al., 2020; Abersteiner et al., 2022; Howarth et al., 2025).

Вариации магнезиальности в оливине, демонстрируют систематическую связь с примесями Ni, Mn, Ca и Cr (Abersteiner et al., 2022). Ядра оливина характеризуются узким диапазоном концентраций NiO (0,30-0,35 мас. %), в то время как каймы демонстрируют более широкий разброс его содержаний (0,15-0,35 мас. %). В каймах наблюдаются более высокие содержания оксида марганца (0,10-0,16 мас. %) относительно ядер (0,08-0,13 мас. %). Также в каймах отмечается повышение концентраций CaO (0,02-0,12 мас. %) и Cr₂O₃ (0,09-0,14 мас. %), в то время как в ядрах содержания этих оксидов составляют 0,01-0,04 и 0,07-0,09 мас. %, соответственно (приложения 1, 2). Таким образом, с понижением магнезиальности в направлении ядро \rightarrow кайма в макро- и микрокристаллах оливина из трубки им. А.П. Смелова наблюдается общая тенденция к уменьшению содержаний NiO и увеличению концентраций MnO, CaO и Cr₂O₃ (приложения 1, 2; рис. 5.1.3). Стоит отметить, что в единичных случаях наблюдается перекрытие составов отдельных кайм макрокристаллов с составами ядер.

Для ядер оливина из кимберлитов Мира было выделено три группы составов (Kamenetsky et al., 2008; Howarth, Taylor, 2016; Giuliani, 2018; Lim et al., 2018; Soltys et al., 2020, Abersteiner et al., 2022): (1) высокомагнезиальные ядра ($\#Mg \sim 89-94$; CaO < 0,05 мас. %), (2) Mg-Сa-обогащенные ядра ($\#Mg > 89$; CaO > 0,05 мас. %) и (3) высокожелезистые ядра ($\#Mg < 89$, вплоть до $\#Mg \sim 78$). То есть вне зависимости от принадлежности к макро- или микрокристаллам, ядра оливина из кимберлитов

трубки им. А.П. Смелова относятся к высокомагнезиальным оливинам группы 1 (приложение 1, 2).

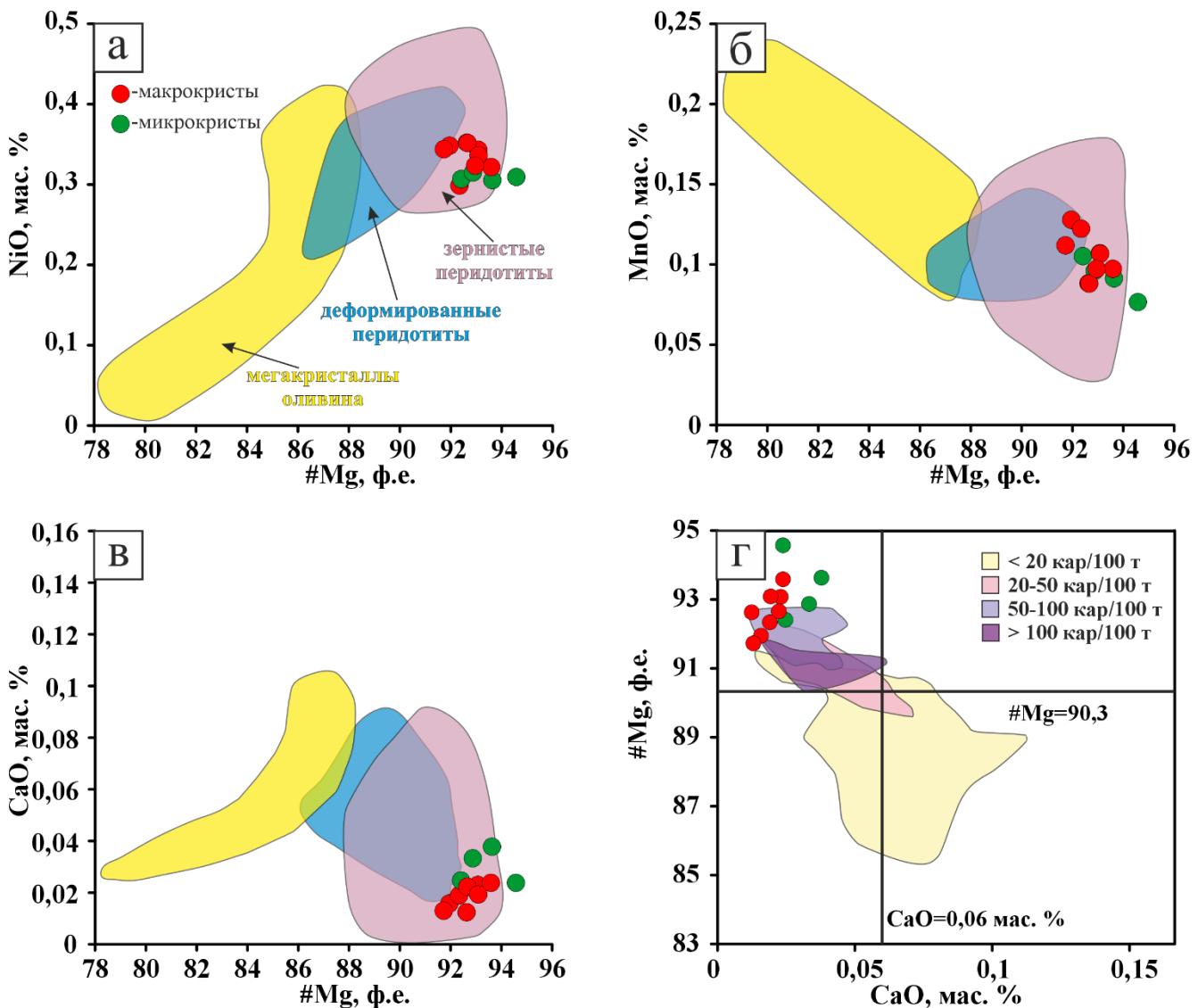


Рис. 5.1.4. Составы ядер макро- и микрокристаллов оливина из кимберлитов трубы им. А.П. Смелова в координатах $\#Mg$ - NiO (а), $\#Mg$ - MnO (б), $\#Mg$ - CaO (в) и CaO - $\#Mg$ (г). Поля составов оливина из ксенолитов зернистых и деформированных перидотитов, а также мегакристаллов оливина нанесены согласно (Giuliani, 2018). Поля содержаний алмаза в кимберлитах мира в зависимости от соотношения CaO - $\#Mg$ в оливине нанесены согласно (Giuliani et al., 2023).

Распределение фигуративных точек состава оливиновых ядер макро- и микрокристаллов из кимберлитов трубы им. А.П. Смелова на диаграммах в координатах $\#Mg$ – NiO , CaO , MnO , построенных для кимберлитов разных

провинций и тектонических обстановок (Arndt et al., 2010; Giuliani, 2018; Abersteiner et al., 2022), показывает, что все ядра попадают в поле составов оливина из ксенолитов зернистых перidotитов кратонной литосферной мантии. На диаграммах не прослеживается направленного смещения точек составов ядер исследуемого оливина в сторону полей оливина из деформированных перidotитов или мегакристов, тогда как именно такое постепенное смещение составов интерпретируется в ряде работ как признак магматической перекристаллизации или метасоматической переработки мантийного субстрата (Kamenetsky et al., 2008; Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2015; Lim et al., 2018; Giuliani, 2018). Таким образом, морфологические особенности и близость составов ядер макро- и микрокристаллов оливина из кимберлитов трубки им. А.П. Смелова с оливином из ксенолитов зернистых перidotитов, свидетельствует об их ксеногенном происхождении.

Распределение содержаний NiO, MnO и CaO в каймах макро- и микрокристаллов оливина трубки им. А.П. Смелова (приложения 1, 2; рис. 5.1.3, а-в), соответствует трендам, установленным для оливина различных кимберлитовых провинций мира, интерпретируемым как результат кристаллизации таких кайм из эволюционирующего кимберлитового расплава (Kamenetsky et al, 2008; Brett et al., 2009; Arndt et al, 2010; Giuliani, 2018; Abersteiner et al, 2022; Howarth et al, 2025; Головин, Тарасов, 2025). Для зонального оливина кимберлитов Мира показана тенденция изменений химического состава, когда при снижении магнезиальности в направлении от ядра к каймам наблюдается обеднение NiO и относительное обогащение MnO и CaO (Arndt et al., 2010; Bussweiler et al., 2015; Giuliani, 2018; Soltys et al., 2020; Abersteiner et al., 2022). Прогрессирующее снижение NiO в каймах связано с фракционированием оливина (Bussweiler et al., 2015; Howarth, Taylor, 2016; Sobolev et al., 2015), а увеличение содержаний MnO и CaO согласуется с обогащением этими элементами остаточных расплавов (Giuliani, 2018).

В отличие от оливина многих кимберлитовых тел мира, где в каймах фиксируется снижение содержаний Cr₂O₃ по сравнению с ядрами вследствие

раннего выделения хромсодержащих минералов (Kamenetsky et al., 2008; Giuliani, 2018; Soltys et al., 2020), в каймах оливина из порфирового кимберлита трубы им. А.П. Смелова наблюдаются повышение концентраций оксида хрома до 0,14 мас. % (приложения 1, 2, рис. 5.1.3, г). При этом включения хромсодержащих оксидных фаз в каймах не установлены. Аналогичные случаи обогащения периферийных зон оливина хромом по отношению к ядрам редки. Так, в оливинах кимберлита трубы Иерихон (кратон Слейв, Канада) внешняя кайма разделяется на подзоны с повышенными и пониженными содержаниями Cr_2O_3 (Greene et al., 2023). Кроме того, по данным (Arndt et al., 2010), в каймах зёрен оливина кимберлитов Кангамиута и рудника Финш фиксируются повышенные по сравнению с ядрами содержания Cr_2O_3 до 0,2 мас. %. В кимберлитах трубы им. А.П. Смелова макрокристаллы хромита, которые могли бы существенно обеднять расплав по хрому на раннемагматической стадии его эволюции, установлены только в единичных случаях, а микрокристаллический магнезиохромит мезостазиса также фиксируется очень редко. Такое сочетание признаков допускает интерпретацию роста кайм оливина на стадии, предшествующей массовой кристаллизации Fe-Ti оксидных фаз основной массы, что обуславливает повышенные концентрации примеси оксида хрома в каймах оливина.

Согласно обобщению данных по мировым кимберлитовым провинциям сочетание высоких значений $\#Mg$ и низких содержаний CaO ядер оливина, может использоваться для оценки характера метасоматических преобразований перidotитов литосферной мантии при участии кимберлитовых магм и связанных с ними условий сохранности алмазов (Giuliani et al., 2023). Кимберлитовые тела с повышенными средними содержаниями алмазов (порядка ≥ 50 карат на 100 т руды), в целом, характеризуются ядрами оливина с $\#Mg \geq 90,3$ при $\text{CaO} \leq 0,05\text{--}0,06$ мас. %, тогда как более низкие значения $\#Mg$ при повышенных концентрациях CaO в ядрах оливина отражают более интенсивные карбонатные метасоматические преобразования перidotитов и статистически чаще соответствуют низким содержаниям алмазов (Giuliani et al., 2023). На диаграмме $\text{CaO}\text{--}\#Mg$ ядра оливина

из кимберлитов трубы им. А.П. Смелова, отличающиеся высокими значениями $\#Mg$ и низкими содержанием CaO , располагаются в левом верхнем квадранте, то есть в той области диаграммы, которая в работе (Giuliani et al., 2023) ассоциируется преимущественно с кимберлитами, пересекающими слабо метасоматически переработанные и обеднённые кальцием высокомагнезиальные участки литосферной мантии с благоприятными условиями сохранности алмазов (рис. 5.1.4, г). При этом, состав оливина в первую очередь отражает степень и характер метасоматических преобразований мантии и может рассматриваться как индикатор потенциала сохранения алмазов в разрезе литосферы, но не является прямым количественным индикатором фактической алмазоносности конкретной трубы. В этом контексте положение точек составов ядер оливина из кимберлитов трубы им. А.П. Смелова на диаграмме $CaO - \#Mg$ согласуется с предположением об умеренной степени поздних карбонатных преобразований перidotитового субстрата и потенциально благоприятных условиях сохранности алмазов (Giuliani et al., 2023).

Таким образом, оливин в кимберлитах трубы им. А.П. Смелова представляет собой популяцию ксенокристаллов из зернистых перидотитов кратонной литосферы, вокруг которых в процессе подъёма магмы сформировались каймы, кристаллизовавшиеся из эволюционирующего кимберлитового расплава. Зональное строение зерен оливина, направленные изменения содержаний NiO , MnO , CaO и Cr_2O_3 от ядер к каймам и положение составов ядер на диаграмме $CaO - \#Mg$, соответствующее области слабо метасоматически переработанных, обеднённых кальцием высокомагнезиальных перидотитов (Giuliani et al., 2023), отражают то, что кимберлитовый расплав, сформировавший трубку им. А.П. Смелова, пересекал относительно слабо метасоматически переработанный, благоприятный для сохранности алмазов участок литосферной мантии.

5.2. Пикроильменит

Пикроильменит диагностирован в наименее карбонатизированных кимберлитовых породах нижнего и среднего горизонтов апикальных частей трубок Манчары и им. А.П. Смелова.

Трубка Манчары. В кимберлитах трубки Манчары пикроильменит встречается в виде кристаллов неправильной или гипидиоморфной формы (рис. 5.2.1, а) и округлых зёрен (рис. 5.2.1, б), которые по классификации Р.Х. Митчелла (Mitchell, 1995) относятся к макро- (0,7–10 мм) и мегакристаллам (10–25 мм) (рис. 5.2.1, а, б). Содержание оксида магния в минерале из трубки Манчары варьирует от 7,49 до 13,54 мас. % (приложение 3), что позволяет отнести его к пикроильмениту, для которого характерно более 6 мас. % MgO (Kostrovitsky, 2022). Отдельные макрокристаллы пикроильменита обрамлены полиминеральными каймами, связанными с процессами замещения этого минерала магнезиоферритом (приложение 6, ан. 45, 46), магнетитом (приложение 7, ан. 41–44) и перовскитом (рис. 5.2.1, б-г). Микрокристаллические выделения пикроильменита в основной массе кимберлитов трубки Манчары не установлены.

На диаграмме MgO–Cr₂O₃ (рис. 5.2.2, а) фигуративные точки составов макрокристаллов пикроильменита образуют правую ветвь «параболы Хаггерти» (Haggerty et al., 1979), что указывает на формирование в восстановительных условиях, тогда как ильмениты из трубок Мир и Удачная-Восточная (Ashchepkov et al., 2010; Костровицкий, Яковлев, 2023) преимущественно приурочены к левой ветви. В целом, выделяются две популяции минерала: высокохромистая (Cr₂O₃ от 1 до 4,5 мас. %) и низкохромистая (Cr₂O₃ до 1 мас. %). Подобные повышенные содержания хрома были установлены в мегакристаллах пикроильменита из трубки Гриба (Kostrovitsky, 2004; Голубкова, 2013; Kargin, 2020), с полем составов которых пересекаются точки составов высокохромистого пикроильменита трубки Манчары. Низкохромистая популяция ильменита из трубки Манчары частично совпадает по составу с ильменитом из кальцитовых кимберлитов силлов Вэссэлтон (Mitchell, 1973).

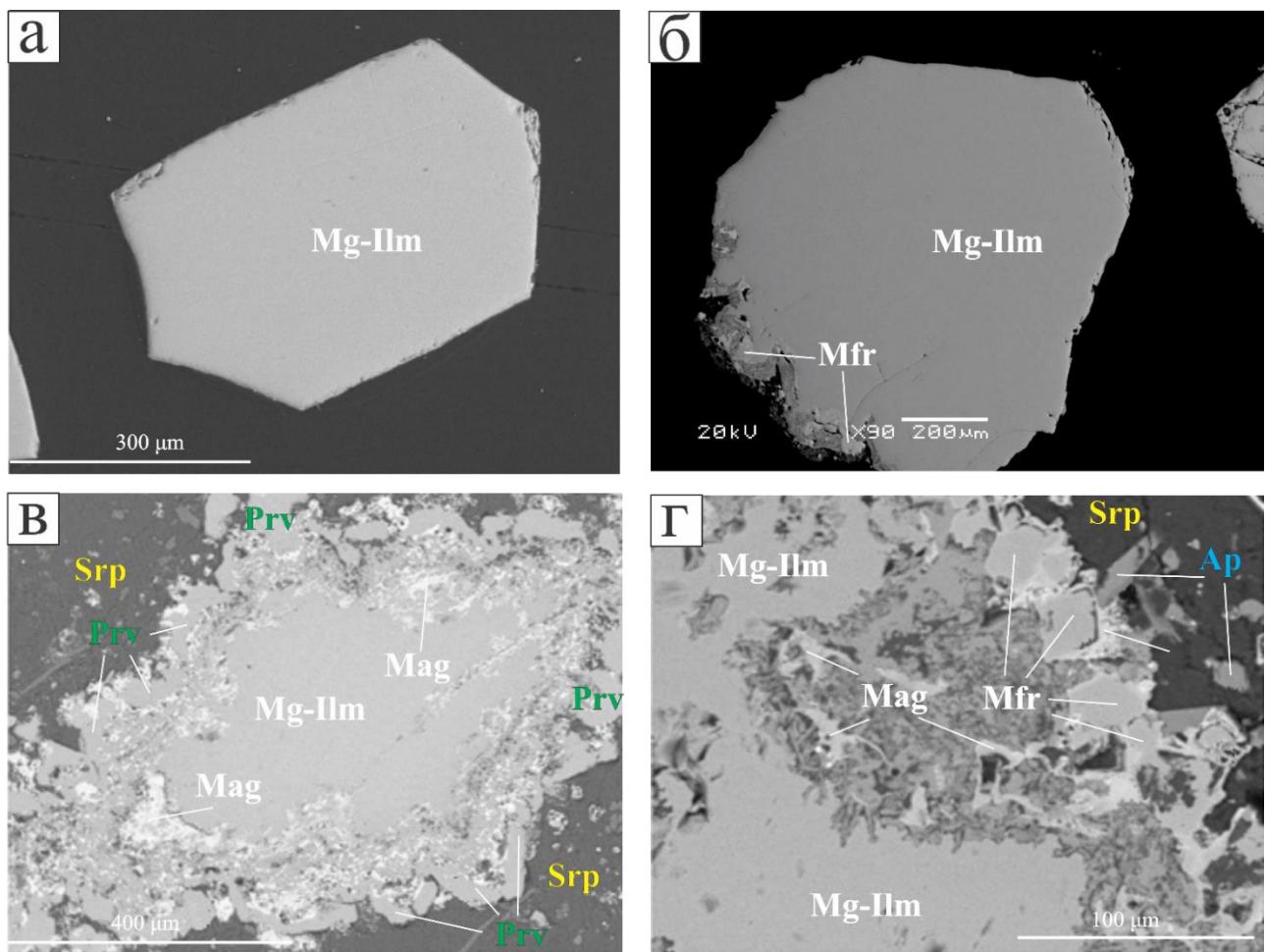


Рис. 5.2.1. Пикроильменит из кимберлитовых пород трубы Манчары: а - неизмененный макрокристалл, б – частично резорбированный мегакристалл, в – резорбированный макрокристалл с каймой перовскита и магнетита, г – край резорбированного макрокристалла с каймой магнезиоферрита и магнетита: Mg-Ilm – пикроильменит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Ap – апатит, Srp – серпентин. BSE.

На тройной диаграмме $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 5.2.2, б) составы пикроильменита из трубы Манчары располагаются в широком диапазоне редокс-условий, определенных по изобарам, рассчитанным Хаггерти (Haggerty, 1983). Изобары отражают линии равного значения логарифма фугитивности кислорода ($\log f\text{O}_2$) при температуре ~ 1300 $^{\circ}\text{C}$. Их положение позволяет использовать составы ильменита в качестве индикаторов редокс-условий кристаллизации. Низкохромистые пикроильмениты из трубы Манчары формируют тренд между буферами WM и EMOG ($\log f\text{O}_2 \approx -6\ldots -8$) со смещением к вершине FeTiO_3 , что

указывает на преобладание Fe^{2+} и кристаллизацию в более восстановительных условиях. Такое распределение составов ильменита соответствует увеличению гейкелитового минала и магматическому тренду эволюции (Haggerty et al., 1979). Поле составов высокохромистых пикроильменитов пересекает изобары fO_2 (рис. 5.2.2, б) от ($\log \text{fO}_2 \approx -7$) до ($\log \text{fO}_2 \approx -5$), что указывает на формирование минерала в условиях возрастания окислительного потенциала. Часть точек высокохромистой популяции пересекает границу сольвуса и попадает в область существования твердых растворов шпинели, псевдобрукита и ильменита (рис. 5.2.2, б), фиксируя стадию формирования минерала, близкую к пределу его устойчивости (Haggerty, 1991).

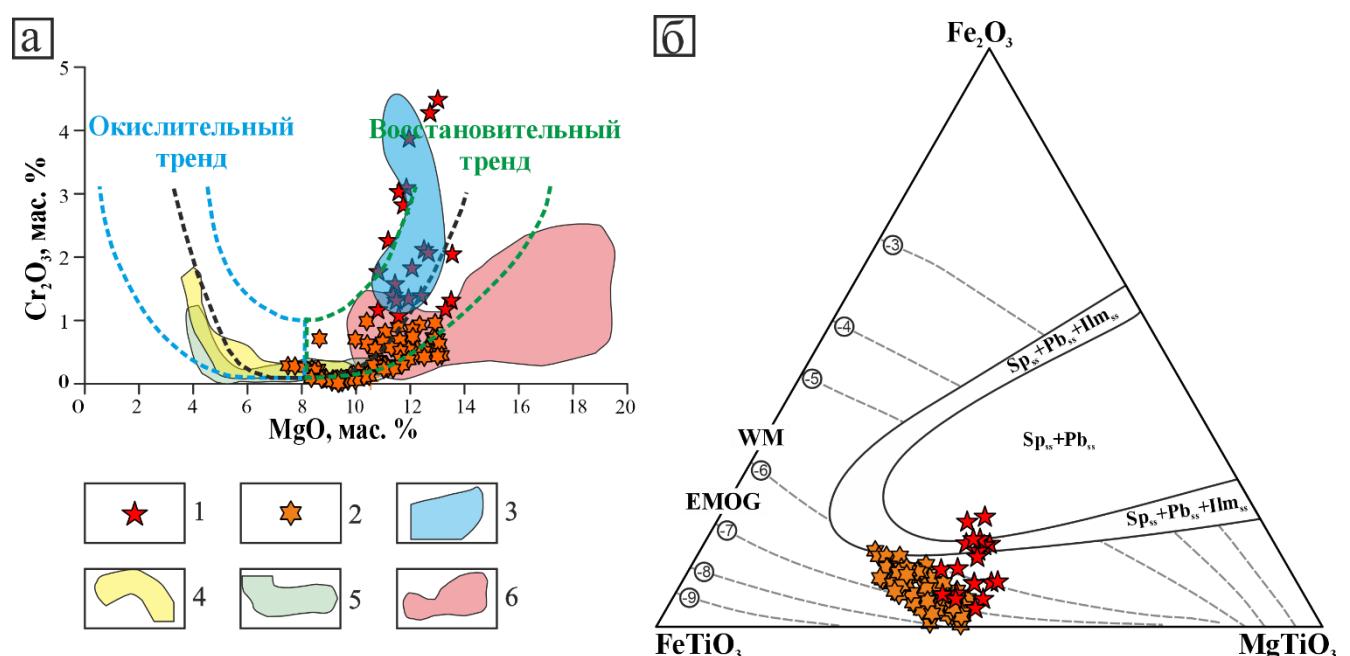


Рис. 5.2.2. Особенности состава пикроильменита из кимберлитов трубы Манчары: а – $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3$ (Haggerty, 1979); б – $\text{MgTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$ (Haggerty, 1983). Условные обозначения: 1 – высокохромистый пикроильменит трубы Манчары, 2 – низкохромистый пикроильменит трубы Манчары, 3 – поле составов высокохромистых мегакристаллов пикроильменита из трубы Гриба (Kostrovitsky et al., 2004); 4 – поле составов пикроильменита из трубы Мир (Ashchepkov et al., 2010), 5 – поле составов пикроильменита из трубы Удачная-Восточная (Ashchepkov et al., 2010), 6 – поле составов пикроильменита из силлов Вэссэлтон (Mithcell 1973). Поля $\text{Sp}_{ss} + \text{Pb}_{ss} + \text{Ilm}_{ss}$ и $\text{Sp}_{ss} + \text{Pb}_{ss}$ по (Haggerty, 1991) показывают

область существования твердых растворов: шпинели, псевдобрукита и ильменита, а также шпинели и псевдобрукита соответственно.

Трубка им. А.П. Смелова. В кимберлитах трубы им. А.П. Смелова ильменит представлен макрокристаллами (0,5–0,7 мм) и микрокристаллами (до 0,5 мм) (рис. 5.2.3). Первые имеют ограниченное распространение в мезостазисе и характеризуются неправильной формой (рис. 5.2.3, а). Микрокристаллический ильменит распространен более широко и фиксируется в основной массе кимберлита в виде резорбированных зерен (рис. 5.2.3, в, д, е). В обеих популяциях встречаются зональные (подавляющее количество) и гомогенные по составу зерна (единичные).

В макрокристаллах примесь оксида хрома отсутствует (приложение 4, ан. 1–6). В зональных макрокристаллах пикроильменита присутствует периферийная зона с неправильными контурами и повышенным содержанием оксида марганца до 6,82 мас. % (приложение 4, ан. 8) мощностью до 20 мкм (рис. 5.2.3, б). В гомогенных по составу центральных частях таких зональных кристаллов примеси MnO не установлено. В отдельных случаях, зональные макрокристаллы дополнительно обрамлены фрагментарными реакционными каймами магнетита (рис. 5.2.3, б).

Зональные микрозёрна ильменита из трубы им. А.П. Смелова размером до 100 мкм (рис. 5.2.3, в) характеризуются чётко выраженным центральной и внешней зонами. Центральная зона отличается повышенным содержанием MgO (11,39–15,35 мас. %, приложение 4, ан. 12–27), низким содержанием MnO (до 0,66 мас. %) и соответствует пикроильмениту. В этой зоне также отмечается присутствие примеси Cr₂O₃ до 4,43 мас. % (приложение 4, анализ 11). Внешняя зона, мощностью 10–30 мкм, характеризуется пониженным содержанием MgO (4,49–5,84 мас. %) и более высоким содержанием MnO (5,15–7,20 мас. %), а содержание Cr₂O₃ не превышает 0,11 мас. % (рис. 5.2.3, а–г; приложение 4, ан. 28–38).

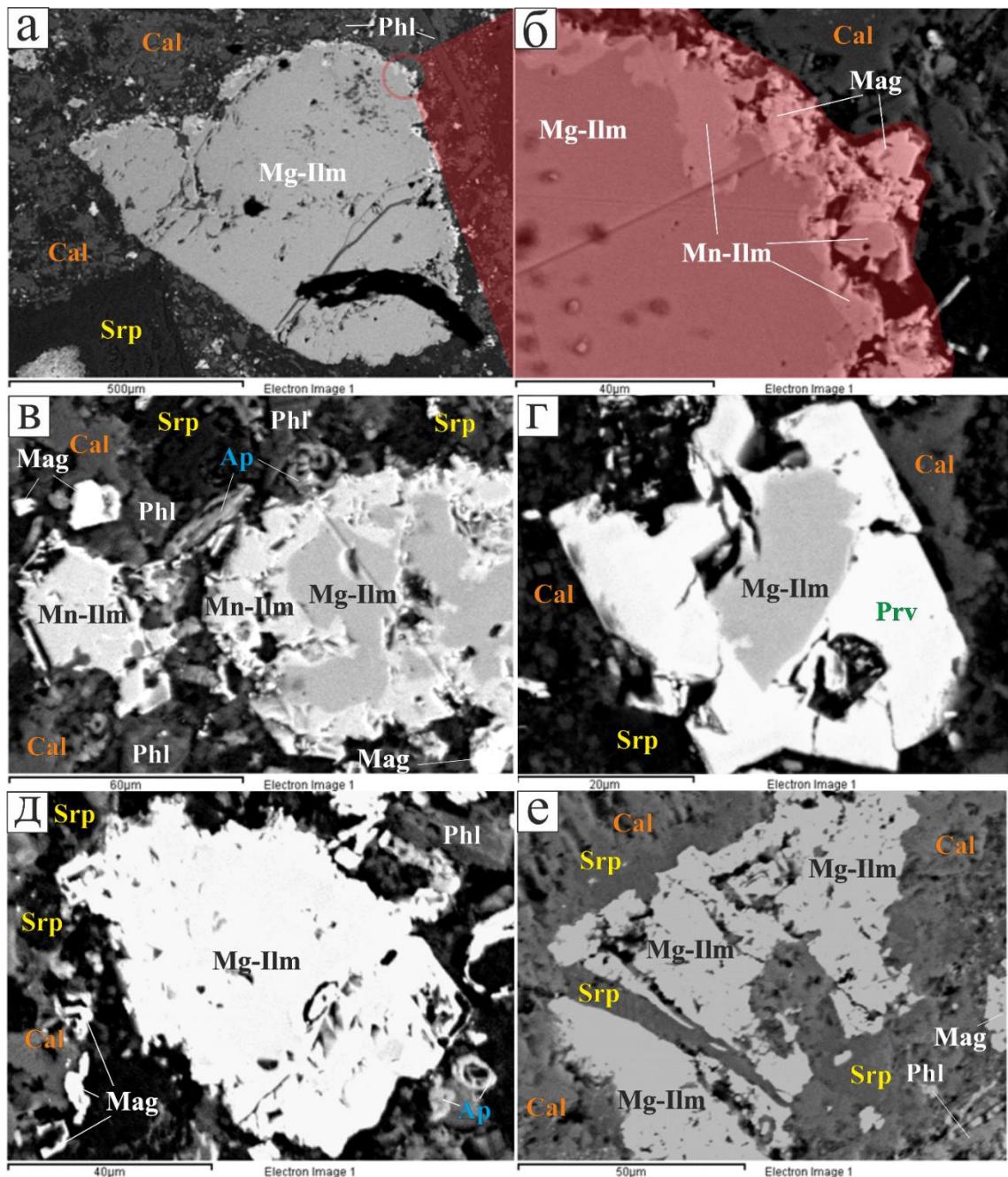


Рис. 5.2.3. Ильменит из кимберлитовых пород трубы им. А.П. Смелова: а, б – макрокристалл пикроильменита с реакционной каймой Mn-ильменита и магнетита; в – микрокристалл пикроильменита с реакционной каймой Mn-ильменита (справа) и однородный резорбированный микрокристалл Mn-ильменита; г – пикроильменит с перовскитовой зоной; д – однородный микрокристалл пикроильменита; е – дезинтегрированный однородный микрокристалл пикроильменита. Cal – кальцит, Srp – серпентин, Mg-Ilm – пикроильменит, Mn-Ilm – Mn-ильменит, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Ap – апатит, Phl – флогопит. BSE.

Подобные зерна пикроильменита, обрамленные его Mn-разновидностью были установлены в мезостазисе даек кальцитового кимберлита (Dongre, Tappe, 2019), секущих трубку Премьер (Wyatt, 1979). Высокие содержания марганца (MnO до 15 мас. %) в составе ильменита основной массы установлены в дайках кальцитовых кимберлитов Койду (Tompkins, Haggerty, 1985). Mn-ильменит из даек Койду не только образует однородные микрокристаллические фазы в мезостазисе кальцитовых кимберлитов, но и обрамляет все минералы группы шпинели и перовскит основной массы (Tompkins, Haggerty, 1985). Помимо того, что пикроильменит из даек Премьер и Койду богат Mn, в нем также выявлены повышенные содержания Nb_2O_5 : 1 мас. % (Dongre, Tappe, 2019) и 2,77 мас. % (Tompkins, Haggerty, 1985). В трубке им. А.П. Смелова Mn-ильменит реакционных кайм также содержит примесь оксида ниобия (от 1,96 до 2,43 мас. %) (приложение 4, ан. 29-31, 38).

В мезостазисе трубки им. А.П. Смелова наблюдаются единичные микрозерна пикроильменита размером от 50 до 100 мкм с реакционными полиминеральными каймами либо магнезиоферрита, либо ульвошпинели или титансодержащего магнетита (приложение 4). Границы между ильменитовыми ядрами и такими каймами неровные.

В основной массе кимберлитов трубки им. А.П. Смелова иногда встречаются резорбированные микрокристаллы пикроильменита размером 20–40 мкм, обрамленные каймой перовскита толщиной менее 10 мкм (рис. 5.2.3, г). Подобные каймы были диагностированы в пикроильмените кимберлитовых пород силлов Бенфонтейн (Abersteiner et al., 2019), трубках Зимняя Верхнемунского поля (Афанасьев, 1981) и Зарница Далдынского поля ЯКП (Силаев, 2008). В кимберлитах трубок Котуга и Гриба Архангельской алмазоносной провинции диагностированы мегакристаллы пикроильменита, окруженные каймами минералов группы шпинели и перовскита (Голубкова и др., 2013). Появление кайм связано со взаимодействием ранее образованных мегакристаллов пикроильменита с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом на фоне понижения

температуры и повышения фугитивности кислорода (Голубкова и др., 2013), в том числе и в результате процессов карбонатизации породы (Генштафт, Илупин, 1982; Амшинский, 1986). Дж. Аджи с соавторами связали формирование реакционных кайм минералов группы шпинели, перовскита и Mn-ильменита с реакцией ранее образовавшегося пикроильменита с флюидом обогащенным CaO и MnO (Agee et al., 1982).

Незональные микрокристаллы пикроильменита в мезостазисе кимберлитов трубки им. А.П. Смелова встречаются реже, чем зональные или с реакционными каймами. Они представляют собой резорбированные гипидиоморфные зерна размером до 70 мкм (рис. 5.2.3, д) с содержанием MgO от 10,55 до 19,25 мас. % (приложение 4). Также в измененных породах встречаются микрокристаллы, дезинтегрированные под влиянием процессов серпентинизации (рис. 5.2.3, е). Содержание оксидов магния, хрома и марганца в таких микрозернах варьирует в диапазоне от 10,55 до 11,89 мас. %, от 0,01 до 0,61 мас. % и от 0,21 до 0,32 мас. %, соответственно.

На диаграмме MgO–Cr₂O₃ (рис. 5.2.4, а) фигуративные точки составов пикроильменита трубки им. А.П. Смелова, как и в Манчары, располагаются в области правой ветви «параболы Хаггерти». По содержанию оксида хрома выделяются две популяции: высокохромистая и низкохромистая. Стоит отметить, что в трубке им. А.П. Смелова к низкохромистой популяции относятся ядра зональных зерен с внешней реакционной зоной Mn-ильменита, а к высокохромистой – зерна, окаймленные шпинелевыми фазами и перовскитом. Высокохромистые разности, в целом, являются более магнезиальными, чем низкохромистые и демонстрируют более широкие вариации содержания MgO (рис. 5.2.4, а). Фигуративные точки составов низкохромистой популяции пикроильменита образуют компактный тренд близ оси MgO (рис. 5.2.4, а), а их область составов перекрываются с полем ильменита кальцитовых кимберлитов силлов Вэссэлтон (рис. 5.2.4, а).

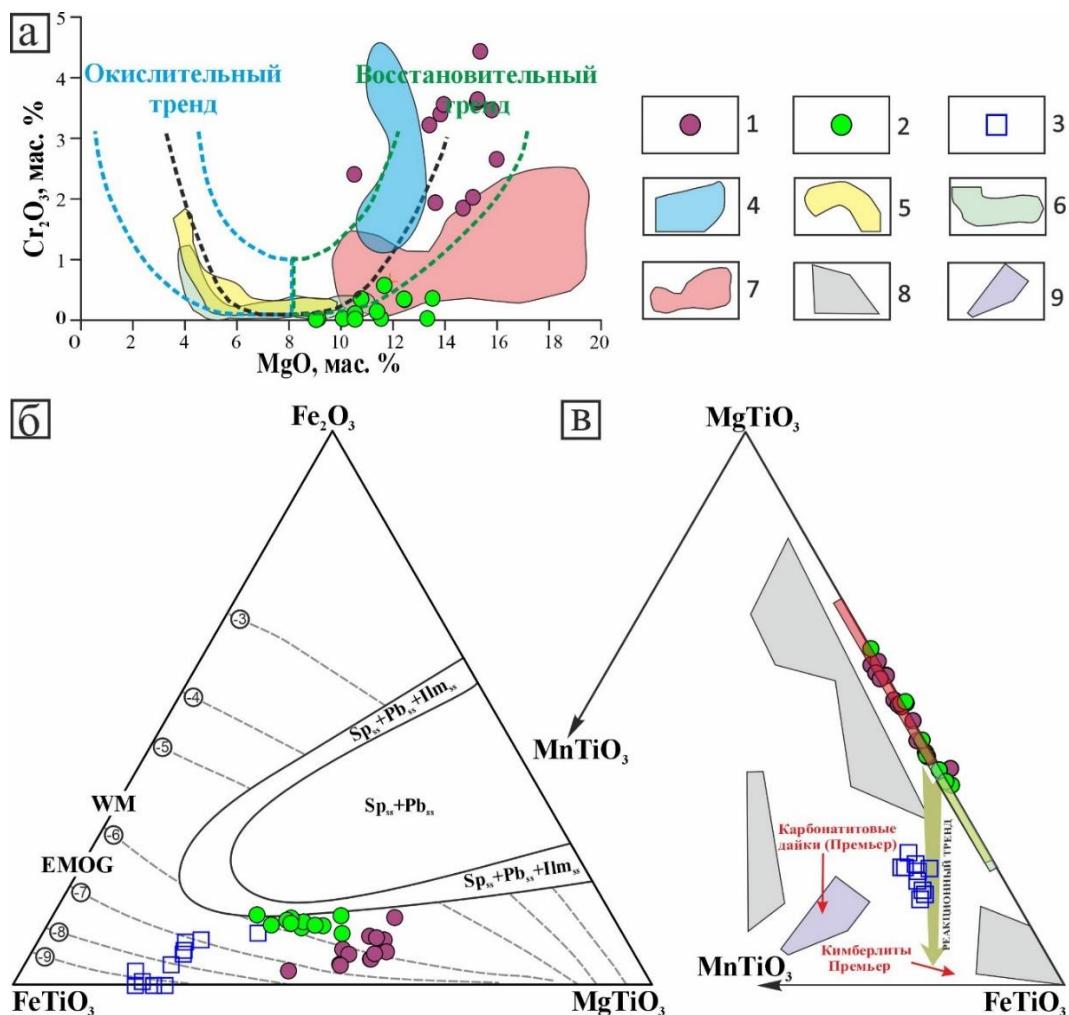


Рис. 5.2.4. Особенности состава ильменита из кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова в координатах: а – $MgO-Cr_2O_3$ (Haggerty, 1979); б – $MgTiO_3-Fe_2O_3-FeTiO_3$ (Haggerty, 1983); в – $FeTiO_3-MgTiO_3-MnTiO_3$ (Gaspar, Wyllie, 1984). Условные обозначения: 1 – высокохромистый пикроильменит трубы им. А.П. Смелова, 2 – низкохромистый пикроильменит трубы им. А.П. Смелова, 3 – реакционная кайма Mn-ильменитов трубы им. А.П. Смелова, 4 – поле составов высокохромистых мегакристаллов пикроильменита из трубы Гриба (Kostrovitsky et al., 2004); 5 – поле составов пикроильменита из трубы Мир (Ashchepkov et al., 2010), 6 – поле составов пикроильменита из трубы Удачная-Восточная (Ashchepkov et al., 2010), 7 – поле составов пикроильменита из силлов Вэссэлтон (Mitchell, 1973), 8 – поле составов пикроильменита из карбонатитов (Gaspar, Wyllie, 1984; Mitchell, 1973), 9 – поля составов пикроильменита из кальцитовых кимберлитов трубы Премьер (Wyatt, 1979) и секущих ее кимберлитовых и карбонатитовых даек (Gaspar, Wyllie, 1984).

На тройной диаграмме $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 5.2.4, б) составы низкохромистой популяции пикроильменита преимущественно приурочены к изобаре буфера WM (Haggerty, 1983), что соответствует умеренно восстановительным условиям и магматическому тренду (Haggerty, 1979). Высокохромистые пикроильмениты трубки им. А.П. Смелова формируют поле составов, пересекающее изобары буферов EMOG и WM. Такое распределение составов отражает умеренное повышение окислительного потенциала системы по мере эволюции расплава. Внешние зоны Mn-ильменита на диаграмме $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ группируются в виде отдельного поля, тяготеющего к вершине FeTiO_3 , отражая низкую долю гематитового и гейкелитового миналов. Такой характер распределения составов соответствует реакционному тренду (Haggerty, 1979).

На тройной диаграмме $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--MnTiO}_3$ (рис. 5.2.4, в) (Gaspar, Wyllie, 1984) все исследуемые зерна пикроильменита из трубки им. А.П. Смелова попадают в поле кимберлитов. Исключение составляет только Mn-ильменит внешних зон. Его состав следует линии реакционного тренда, частично совпадая с полем ильменитов из кальцитовых кимберлитов трубки Премьер. Это подтверждает, что в кристаллизации минерала ключевую роль играли позднемагматические процессы флюидного воздействия.

Таким образом, пикроильмениты из трубок Манчары и им. А.П. Смелова имеют как общие черты, так и различия. В обеих трубках наблюдается присутствие макрокристаллических фаз минерала и наличие полиминеральных кайм минералов группы шпинели и перовскита вокруг пикроильменита. Для минерала из трубки Манчары характерны только крупные макро- и мегакристаллические зерна с ограниченными вторичными изменениями и отсутствие микрокристаллических выделений. Трубка им. А.П. Смелова, напротив, характеризуется редким присутствием макрокристаллов пикроильменита и широким развитием микрокристаллических зерен, как однородных, так и с реакционными внешними зонами Mn-ильменита.

По содержанию хрома в пикроильмените наблюдается бимодальность (высокохромистая и низкохромистая популяции). В трубке Манчары обе группы представлены среди мега- и макрокристаллов. В трубке им. А.П. Смелова макрокристаллы преимущественно низкохромистые, а микрокристаллы включают обе группы. Микрокристаллические зерна пикроильменита основной массы трубы им. А.П. Смелова, в целом, характеризуются более высокими содержаниями оксидов магния (приложение 4), а в ядрах зональных кристаллов и хрома, относительно мега- и макрокристаллов минерала из трубы Манчары (приложение 3).

К настоящему времени существует три взгляда на генетическую принадлежность макро- и мегакристаллов пикроильменита, обобщенных Костровицким и Яковлевым (Костровицкий, Яковлев, 2023): 1) продукт дезинтеграции ильменитовых гипербазитов; 2) пикроильменит кристаллизовавшийся из фракционирующего кимберлитового расплава; 3) пикроильменит кристаллизовавшийся в астеносферном слое мантии. Однозначного типохимического разделения макро-, мегакристной ассоциации пикроильменита на ксеногенную или собственно кимберлитовую по содержаниям оксидов хрома, магния и титана не существует (Гаранин и др., 2009). Однако, исходя из того, что в трубке Манчары отсутствуют микрокристаллы пикроильменита, а фиксируются только мега- и макрокристаллы, позволяет предполагать, что по крайней мере часть этих крупных нодулей имеет кимберлитовую природу. Учитывая, что на раннемагматической стадии хром предпочтительнее входит в состав макрокристаллов хромита и магнезиохромита, в большом количестве присутствующих в трубке Манчары (Опарин, Олейников, 2018), можно предположить, что к собственно кимберлитовому пикроильмениту относятся его низкохромистые разности, а высокохромистые имеют ксеногенную природу. Ранняя кристаллизация крупной популяции ильменита, в условиях конкуренции таких Ti-содержащих фаз как перовскит, могла ограничить последующую нуклеацию микрозёрен ильменита в мезостазисе кимберлитов трубы Манчары. В

то же время редкое присутствие крупных кристаллов пикроильменита в трубке им. А.П. Смелова позволило кристаллизоваться микрокристаллическим фазам данного минерала.

Появление полиминеральных кайм, согласно ряду исследований (Генштадт, Илупин, 1982; Agee et al., 1982; Голубкова и др., 2013), происходит при взаимодействии кристаллов ильменита с кимберлитовым расплавом, а позже с посткимберлитовым CO_2 -флюидом в условиях высокой активности кислорода.

Положение составов на диаграммах $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--MnTiO}_3$, наличие реакционных зон Mn-ильменита и полиминеральных кайм, а также перекрытие с областями составов ильменитов таких объектов, как трубы Премьер, Койду и силлы Вэссэлтон убеждает, что исследуемые пикроильмениты по ряду признаков демонстрируют больше сходства с минералом из кальцитовых кимберлитов ЮАР, чем из кимберлитов ЯКП.

5.3. Минералы группы шпинели

Минералы группы шпинели широко распространены в кимберлитовых породах трубок Манчары и им. А.П. Смелова и встречаются в виде макрокристаллов (хромит, магнезиохромит), микрокристаллических фаз мезостазиса (магнезиохромит, магнезиоферрит, магнетит), полиминеральных кайм вокруг макрокристаллов пикроильменита (магнезиоферрит, ульвошпинель, магнетит), а также в виде включений в первовските (магнетит, магнезиоферрит) и флогопите (магнезиохромит). Названия минералов определялись в соответствии с номенклатурой, утвержденной IMA (Bosi et al., 2019).

Трубка Манчары. Макрокристаллы минералов группы шпинели были отобраны из концентрата, полученного при обогащении керна кимберлитов трубы Манчары. Они имеют неправильную, округлую (рис. 5.3.1, а), либо октаэдрическую (рис. 5.3.1, д) форму и размер от 0,5 до 2 мм. Макрокристы характеризуются высокими содержаниями Cr_2O_3 (от 45,0 до 61,3 мас. %) и соответствуют магнезиохромиту и хромиту (приложение 5). Все

проанализированные зерна содержат TiO_2 , концентрации которого не зависят от количества в минерале Cr_2O_3 (приложение 5). Округлые макрокристаллы с нечетко выраженнымми элементами октаэдрической огранки часто обладают гетерогенным строением, обусловленным наличием внешних кайм, имеющих, по всей видимости, реакционную природу (рис. 5.3.1, а). Такие каймы толщиной, не превышающей 50 мкм, по химическому составу соответствуют магнезиохромиту, но с более низким содержанием оксида алюминия и повышенным количеством титана и железа, по сравнению с самим макрокристаллом (приложение 5, ан. 79). По внешней границе каймы наблюдается неровная микронная зона, сложенная магнетитом.

Появление кайм на макрокристаллах магнезиохромита, вероятно отражает изменение состава магмы на более поздних стадиях ее эволюции. Высокое содержание Cr_2O_3 (48,08 мас. %, приложение 5, ан. 80) и умеренное Al_2O_3 (17,08 мас. %, приложение 5, ан. 80) типичны для минералов группы шпинели, сформировавшихся из примитивного кимберлитового расплава при ограниченной степени кристаллизационного фракционирования (Mitchell, 1995; Roeder, Schulze, 2008). Рост TiO_2 и FeO в кайме может указывать на более окислительные условия ее кристаллизации (Paktunc, Cabri, 1995). Уменьшение Al_2O_3 в составе каймы связано с истощением Al в расплаве (Barnes, Roeder, 2001), благодаря кристаллизации макро- и мегакристаллов флогопита, присутствующего в кимберлитах трубки Манчары (Опарин, Олейников, 2021). Губчатые агрегаты магнетита, образующие тонкую микронную зону вокруг макрокристалла магнезиохромита, сформировались на более поздней стадии в результате кристаллизации из остаточного расплава, обогащенного железом, в гораздо более окислительных условиях (Roeder, Schulze, 2008), чем те в которых была сформирована кайма с низким содержанием алюминия.

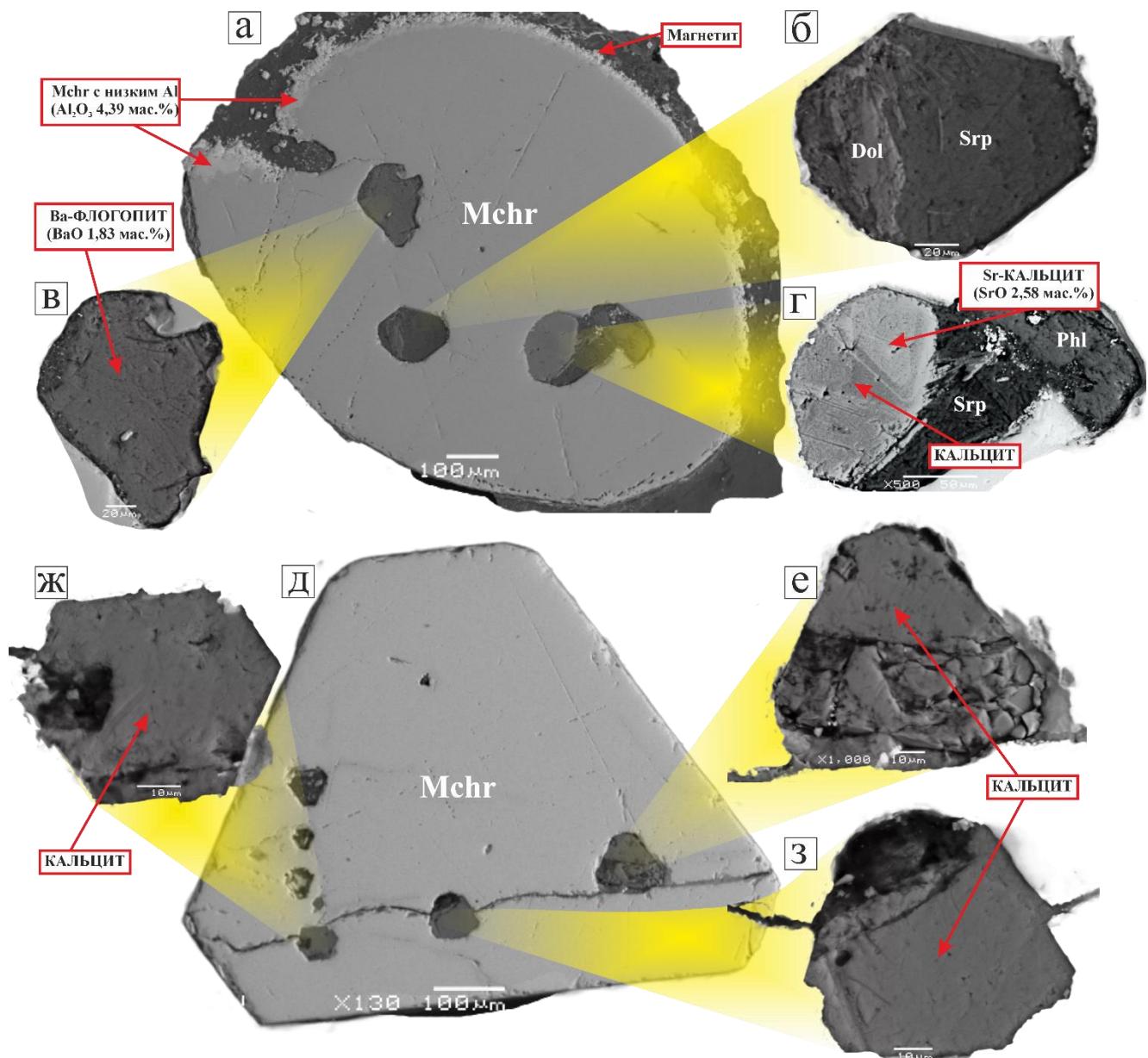


Рис. 5.3.1. Макрокристаллы магнезиохромита из кимберлитов трубы Манчары с включениями минералов: а – резорбированный макрокристалл с реакционной каймой и включениями карбонатов и флогопита; б – каверна идиоморфной формы, заполненная постмагматическими доломитом и серпентином; в – включение барийсодержащего флогопита; г – включение зонального Sr-кальцита; д – октаэдрический макрокристалл магнезиохромита с идиоморфными включениями кальцита; е-з – включения кальцита, имеющие форму «отрицательного» кристалла.

В отдельных макрокристаллах магнезиохромита из трубы Манчары были зафиксированы включения минералов (рис. 5.3.1). Все включения

раскристаллизованы. Форма таких включений в плоскости полировки разнообразная – неправильная (рис. 5.3.1, в), частично ограненная (рис. 5.3.1, б, г), а также в виде отчетливо выраженного «отрицательного» кристалла (Roedder, 1962) (рис. 5.3.1, ж, е, з). Размер включений не превышает 100 мкм. На рисунке 5.3.1 видно, что включения приурочены к трещинам. В одном случае трещины не пересекают в плоскости сечения внешние зоны макрокристалла (рис. 5.3.1, а), а в другом достигают границы, вмещающего их магнезиохромита. Включения могут быть расположены неравномерно в центре макрокристалла (рис. 5.3.1, а), или параллельно границе кристалла (рис. 5.3.1, д). Большая часть включений мономинеральная (рис. 5.3.1, в, ж, е, з), однако встречаются и полиминеральные (рис. 5.3.1, б, г). Мономинеральные включения представлены, в основном, кальцитом и, в редких случаях, флогопитом. Полиминеральные включения представлены кальцитом, флогопитом, серпентином и доломитом. В одном случае диагностировано идиоморфное включение кальцита, для которого характерна зональность по содержанию стронция (рис. 5.3.1, а, г). Кроме Sr-содержащего кальцита здесь также фиксируется флогопит и мелкопластинчатый серпентин. Серпентин совместно с доломитом входит в состав другого полиминерального включения (рис. 5.3.1, б). Флогопит мономинеральных включений является барийсодержащим (BaO 1,83 мас. %). Включения кальцита более детально рассмотрены в разделе главы 3.2.9.

В мезостазисе кимберлитовых пород трубки Манчары присутствуют микрокристаллы минералов группы шпинели размером от 10 до 100 мкм, среди которых выделяются: дискретные гомогенные зерна; включения в кристаллах перовскита; атолловые кристаллы и их агрегаты (рис. 5.3.2), а также зерна, слагающие полиминеральные каймы вокруг макрокристаллов ильменита. Представительные анализы шпинелидов всех морфологических разновидностей из кимберлитов трубки Манчары приведены в приложении 4.

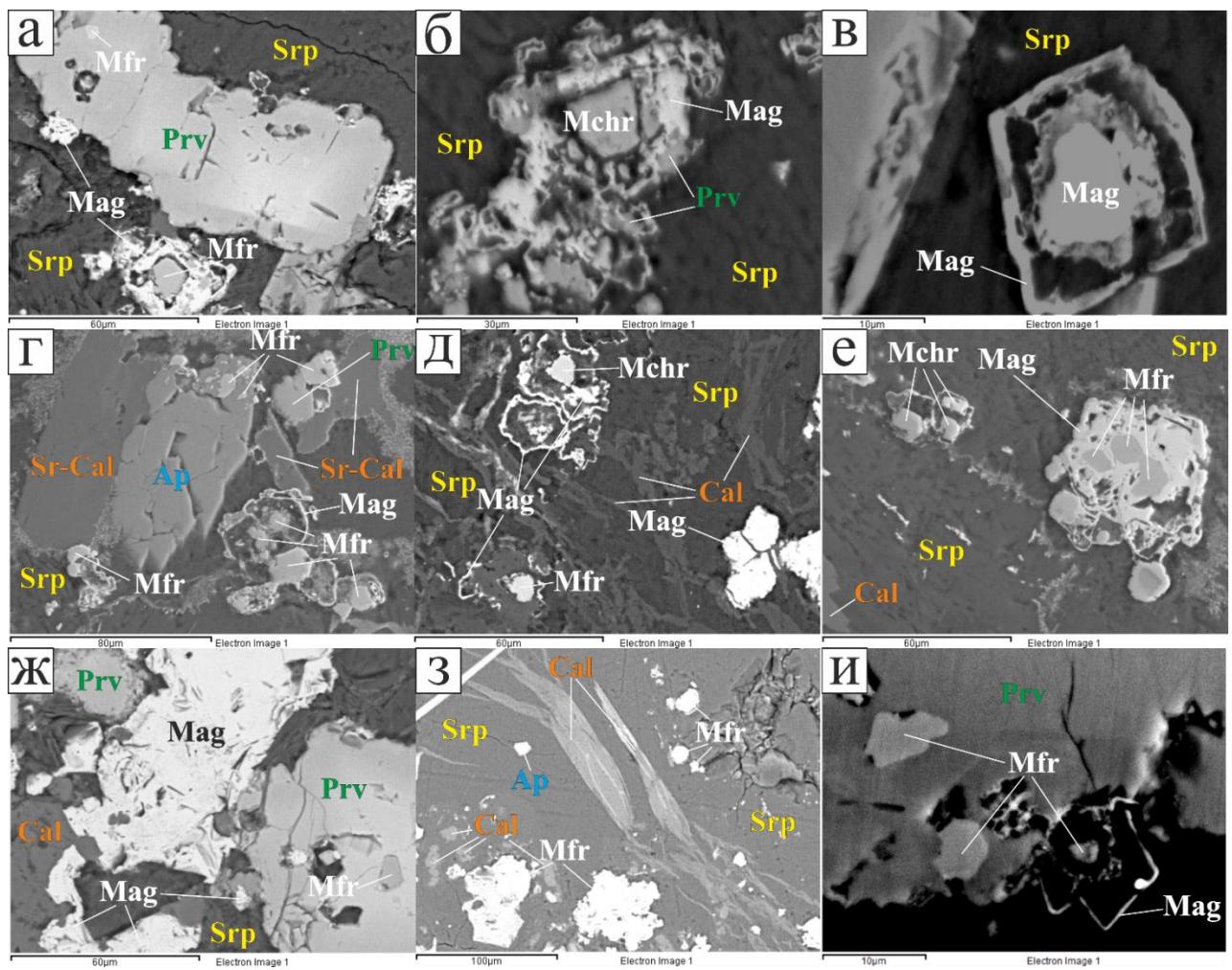


Рис. 5.3.2. Минералы группы шпинели основной массы кимберлитовых пород трубки Манчары: а – первовскит с включением магнезиоферрита и в ассоциации с атолловым кристаллом (ядро – магнезиоферрит, кайма – магнетит); б – атолловый кристалл магнезиохромита с вростками первовскита в магнетитовой кайме; в – атолловый кристалл магнетита; г – агрегат атолловых кристаллов в ассоциации со стронциевым кальцитом, апатитом и первовскитом; д – атолловые агрегаты магнезиохромита и магнетита и гомогенные микрокристаллы магнетита; е – агрегаты атолловых кристаллов магнезиоферрита, магнезиохромита и магнетита, ж – агрегат магнетита в сростке с зернами первовскита, содержащими включения магнезиоферрита, з – гомогенные зерна магнезиоферрита, и – включения магнезиоферрита в первовските. BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Sr-Cal – стронциевый кальцит, Srp – серпентин, Mchr – магнезиохромит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Prv – первовскит, Ap – апатит.

Гомогенные зерна минералов группы шпинели в основной массе кимберлитов трубки Манчары отмечаются в единичных случаях. Их размер не превышает 80 мкм (рис. 5.3.2, з), а по составу они соответствуют магнезиоферриту (приложение 6, ан. 37-40).

Идиоморфные, реже ксеноморфные включения магнезиоферрита (рис. 5.3.2, а, ж, и) в ксеноморфных зернах перовскита, широко распространенных в мезостазисе кимберлитов нижних уровней апикальной части трубы, имеют размер от 10 до 20 мкм. Подобные включения в единичных случаях также наблюдаются в резорбированных кристаллах апатита, срастающихся с призматическими кристаллами стронциевого кальцита (рис. 5.3.2, г).

В основной массе кимберлитов встречены скопления зерен магнетита размером от 30 до 100 мкм (рис. 5.3.2, д, ж).

В разделе 5.2 было отмечено, что на отдельных макрокристаллах пикроильменита диагностированы полиминеральные каймы, сложенные либо дискретными зернами магнезиоферрита округлой формы с элементами октаэдрической огранки (10-50 мкм) (рис. 5.2.1, г) и губчатыми агрегатами магнетита (50-120 мкм) (рис. 5.2.1, г), либо перовскитом и магнетитом (рис. 5.2.1, в). Отдельные зерна магнезиоферрита и магнетита кайм в виде примеси содержат MnO (приложение 6, ан. 43-45).

Для атолловых кристаллов трубы Манчары характерно наличие идиоморфного (рис. 5.3.2, а, б), реже ксеноморфного (рис. 5.3.2, в, д) гомогенного ядра размером от 10 до 30 мкм, обрамленного промежуточной зоной (Митчелл, 1986), толщиной от 5 до 20 мкм, выполненной серпентином и окруженней тонкой эпитаксиальной каймой магнетита (приложение 6, ан. 4,5), как правило повторяющей форму ядра (рис. 5.3.2, а-в). Такое взаимоотношение отражает рост каймы в кристаллографической непрерывности с ядром (Mitchell, 1986). По составу ядра атолловых кристаллов соответствуют магнезиохромиту (рис. 5.3.2, б, д) или магнезиоферриту (рис. 5.3.2, а, г, и) и в редких случаях магнетиту (рис. 5.3.2, -в)

(приложение 6, ан. 6-23). Атолловые кристаллы порой образуют сростки в мезостазисе кимберлитов (рис. 5.3.2, г, д, е), формируя агрегаты сложного строения (рис. 5.3.2, е).

Трубка им. А.П. Смелова. В кимберлитовых породах трубки минералы группы шпинели встречаются в виде: 1) единичных макрокристаллов; 2) дискретных идиоморфных и гипидиоморфных гомогенных микрокристаллов; 3) кайм вокруг зерен ильменита; 4) включений в пластинках флогопита; 5) зональных зерен; 6) атолловых кристаллов. Представительные рентгеноспектральные анализы шпинелидов всех морфологических разновидностей из кимберлитов трубки им. А.П. Смелова приведены в приложении 7.

Макрокристаллы минералов группы шпинели в трубке им. А.П. Смелова из-за отсутствия концентратов обогащения изучались в ограниченном количестве только в полированных препаратах кимберлитовых пород. По краям они резорбированы, имеют размеры 500-700 мкм и гипидиоморфную форму. По составу макрокристаллы соответствуют хромиту (Cr_2O_3 59,37 мас. %, MgO 10,23 мас. %, Al_2O_3 2,94 мас. %, TiO_2 2,38 мас. %, FeO 6,59 мас. %, Fe_2O_3 19,15 мас. %, приложение 7, ан. 11) (рис. 5.3.3, е).

Гомогенные микрозерна (до 50 мкм) шпинелидов основной массы кимберлитов трубки им. А.П. Смелова представлены преимущественно магнетитом (рис. 5.3.3, б, е) и, в подчиненном количестве, магнезиохромитом (приложение 5, ан. 1) и магнезиоферритом. Мелкие зерна магнетита образуют скопления в мезостазисе (рис. 5.3.3, а).

Полиминеральные каймы минералов группы шпинели вокруг пикроильменита, как уже упоминалось в разделе 3.2.2, являются продуктами взаимодействия ильменита с кимберлитовым расплавом в условиях высокой активности кислорода. Границы между ильменитом и такими каймами неровные, а сами каймы образуют гомогенные метакристальные формы. По составу каймы вокруг пикроильменита соответствуют магнезиоферриту (приложение 7, ан. 7),

ульвошпинели (приложение 7, ан. 9) или титансодержащему магнетиту (приложение 7, ан. 8) (рис. 5.3.3, г).

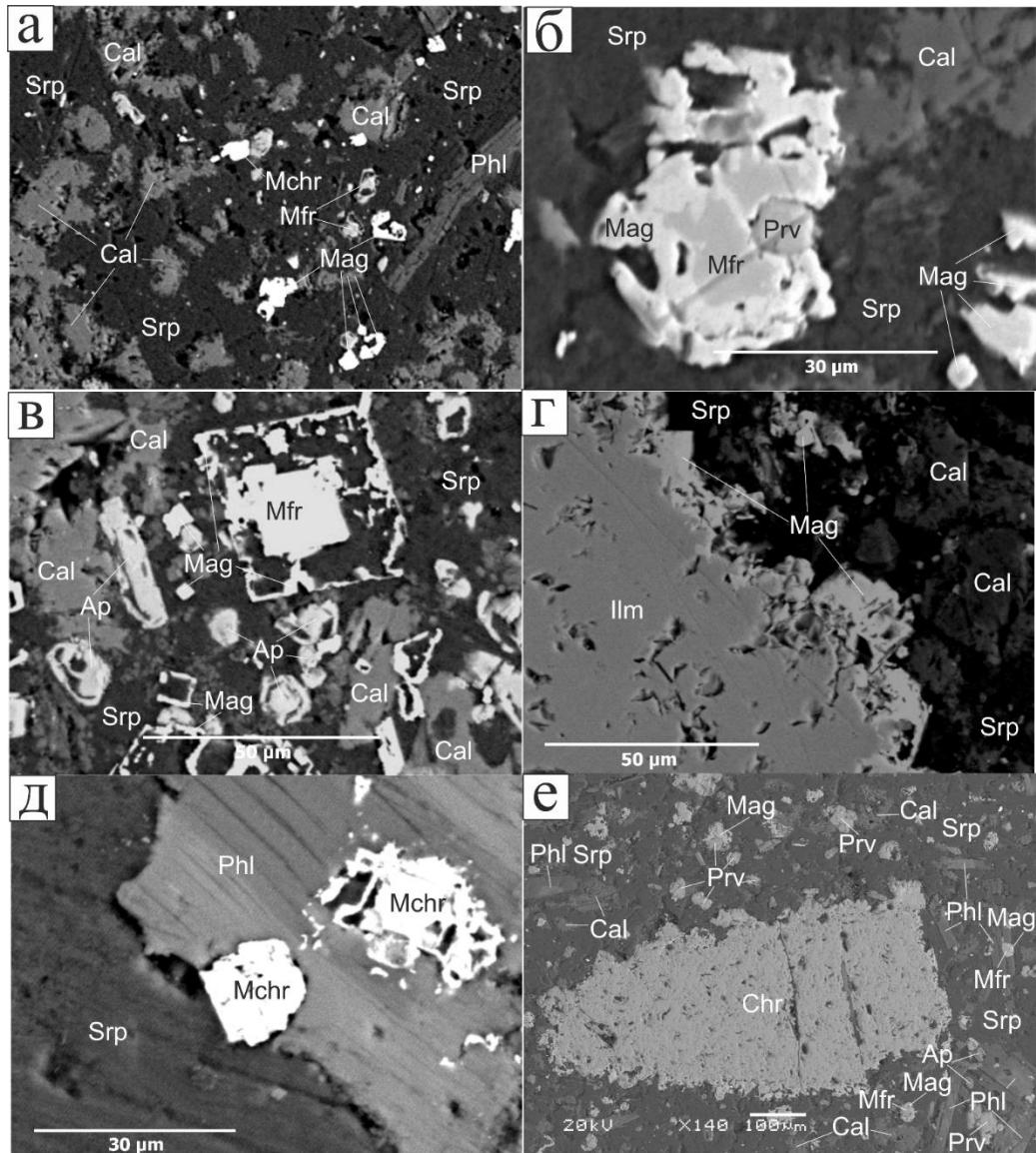


Рис. 5.3.3. Минералы группы шпинели основной массы кимберлитовых пород трубки им. А.П. Смелова: а – макрокристалл хромита; б – дискретные незональные зерна шпинелидов; в – реакционная кайма магнетита вокруг зерна ильменита; г – включения магнезиохромита в пластинке флогопита; д – резорбированный зональный кристалл минералов группы шпинели в сростке с перовскитом; е – атолловые кристаллы (ядро – магнезиоферрит, кайма – магнетит). BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Srp – серпентин, Mchr – магнезиохромит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Ap – апатит, Ilm – ильменит, Phl – флогопит.

Включения магнезиохромита в отдельных пластинках флогопита (рис. 5.3.3, д) имеют размер до 30 мкм и встречаются как в виде гипидиоморфных зерен, так и атолловых кристаллов, определить состав ободка которых не представляется возможным, так как его размер не превышает 1-2 мкм.

В основной массе кимберлитов трубы им. А.П. Смелова были диагностированы редкие зональные зерна шпинелидов (30-40 мкм). Центральная зона представлена магнезиоферритом, а периферийная - магнетитом (рис. 5.3.3, б).

Атолловые кристаллы из кимберлитов трубы им. А.П. Смелова характеризуются однородным идиоморфным ядром, которое, в большинстве случаев, представлено магнезиоферритом (рис. 5.3.3, в), реже магнетитом (приложение 7, ан. 5) и ульвошпинелью. Ядро таких агрегатов обычно обрамлено «лагуной» (Mitchell, 1986) переменной мощности (3-20 мкм), которая выполнена серпентином и, в свою очередь, окружена тонким (2-5 мкм) ободком, который по составу является магнетитом, в редких случаях с повышенным содержанием оксида титана (до 9,19 %, приложение 7, ан. 6). Он повторяет форму ядра шпинели, что является отражением роста в кристаллографической непрерывности с ядром (Mitchell, 1986).

Атолловая шпинель является распространенным морфологическим типом во многих кимберлитах известных мировых месторождений (Haggerty, 1975; Mitchell, Clarke, 1976; Pasteris, 1980; Pasteris, 1983; Shee, 1985; Mitchell, 1986, 1995; Армстронг и др., 1997; O'Brien and Tyni, 1999; Barnes, Roeder, 2001; Roeder, Schulze, 2008; Гаранин и др., 2009; Abersteiner, 2019). Существует несколько гипотез о механизме ее формирования: неравновесная кристаллизация (Haggerty, 1975), зональный рост (Mitchell, 1986, 1995), скелетный рост (Армстронг и др., 1997) и рост вокруг включений (Barnes, Roeder, 2001). Наиболее соответствующей полученному фактическому материалу представляется модель образования атолловых кристаллов минералов группы шпинели по скелетному механизму роста (Армстронг и др., 1997).

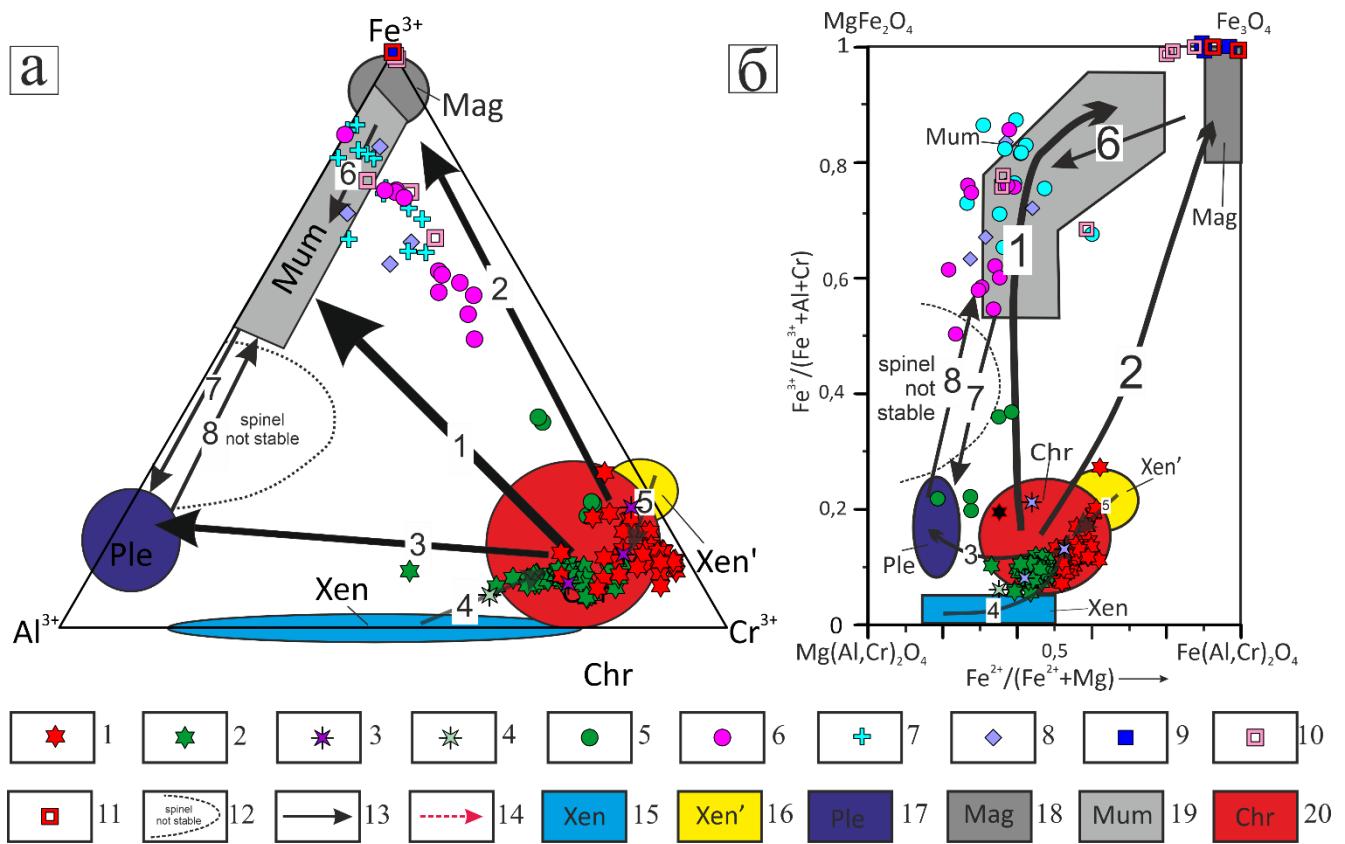


Рис. 5.3.4. Особенности состава минералов группы шпинели из кимберлитов трубки Манчары в координатах: Fe^{3+} -Al-Cr (а) (Roeder, 2008) и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ vs $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (б) (Roeder, 2008): 1 – макрокристаллы хромита, 2 – макрокристаллы магнезиохромита, 3 – макрокристаллы с включениями кальцита, 4 – макрокристалл с включением идиоморфного строницевого кальцита, 5 – магнезиохромитовые ядра атолловых кристаллов, 6 – магнезиоферритовые ядра атолловых кристаллов, 7 – включения в перовските, 8 – гомогенные микрокристаллы, 9 – агрегаты магнетита, 10 – каймы вокруг ильменита, 11 – атолловые каймы, 12 – область сольвуса шпинели по (Roeder, 2008); 13 – эволюционные тренды по (Roeder, 2008), 14 – направления роста зональных шпинелей в данном исследовании, 15 – поле составов шпинелевых ксенокристов из перидотитов по (Roeder, 2008), 16 – поле составов метасоматизированных шпинелевых ксенокристов из перидотитов по (Roeder, 2008), 17 – поле составов плеонаста по (Roeder, 2008), 18 – поле составов магнетита по (Roeder, 2008), 19 – поле составов магнезиального ульвошпинель-магнетита по (Roeder, 2008), 20 – поле составов хромитов по (Roeder, 2008).

Составы минералов группы шпинели из кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова представлены на диаграммах П. Роэдера в координатах Fe^{3+} -Al-Cr и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ - $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Roeder, 2008), где для 46 кимберлитовых тел, выделены поля и тренды кристаллизации, определяющие типоморфизм шпинелидов (рис. 5.3.4, 5.3.5). Фигуративные точки составов практических всех макрокристаллов трубки Манчары, как хромита, так и магнезиохромита находятся в поле первичной шпинели из кимберлитов, и не попадают в области составов шпинелевых ксенокристов из перидотитов и метасоматизированных шпинелевых ксенокристов из перидотитов (Roeder, 2008), что позволяет отнести их к собственно кимберлитовым фенокристаллам, кристаллизовавшимся на ранней стадии эволюции кимберлитового расплава.

Макрокристаллы формируются в относительно восстановительных условиях, о чём свидетельствует низкое содержание Fe^{3+} в большинстве зёрен (0,13–0,21 ф.е., приложение 5). Первым из расплава начал кристаллизоваться магнезиохромит (Cr 0,95–1,54; Fe^{3+} 0,10–0,21; Al 0,19–0,85; приложение 5). По мере увеличения фугитивности кислорода и кристаллизационной дифференциации магмы содержание Mg в расплаве снижается, а Fe^{3+} увеличивается, что приводит к кристаллизации хромита. Расплав также истощается алюминием, что связано с кристаллизацией макрокристаллов флогопита (Опарин, Олейников, 2022). Фигуративные точки составов макрокристаллов магнезиохромита и хромита на диаграммах (Рис. 5.3.4.) образуют протяженный тренд, соответствующий Тренду 4 ($Xen \rightarrow Chr$), описанному в работе Роэдера, где этот тренд трактуется, как результат обрастаия ксенокристаллической шпинели первичным хромитом при контакте с кимберлитовым расплавом (Roeder, 2008). Точки составов макрокристаллов из трубки Манчары при этом полностью лежат в поле составов первичной шпинели (Chr), что позволяет интерпретировать данный тренд как вариации состава собственно кимберлитовых фенокристаллов раннего этапа эволюции расплава.

Составы микрокристаллических шпинелидов из кимберлитов трубы Манчары образуют протяженный тренд от поля первичной шпинели (Chr) до

магнезиального ульвошпинель-магнетита и магнетита (Mum). Этот тренд на рисунке 5.3.4. (а) расположен между трендами 1 и 2 по (Roeder, 2008). Такое промежуточное расположение объясняется совместным влиянием двух факторов: (1) воздействие CO_2 -флюида, поддерживающего высокую активность Mg и окисление Fe^{2+} , характерные для Тренда 1 (Roeder, 2008), и (2) сокристаллизация флогопита мезостазиса, истощающая расплав по Mg и Al и повышающая Fe^{3+} и Ti в минералах группы шпинели, характерная для Тренда 2 (Roeder, 2008).

На начальном этапе формирования основной массы кимберлита кристаллизуются магнезиохромитовые ядра атолловых кристаллов (приложение 6, ан. 7-11). С повышением фугитивности кислорода при сохраняющейся высокой активности Mg их состав смещается к магнезиоферритовому (приложение 6, ан. 12-23). Несколько позднее, по мере повышения $f\text{O}_2$ и истощения расплава по Al и Cr начинают формироваться гомогенные зерна магнезиоферрита, в том числе в виде включений в первовските и полиминеральных кайм вокруг макрокристаллов пикроильменита (рис. 5.3.4.).

На завершающей стадии кристаллизации минералов группы шпинели основной массы кимберлитов трубы Манчары формируются магнетитовые каймы (приложение 6, ан. 4, 5) и, в редких случаях, ядра (приложение 6, ан. 6) атолловых кристаллов и магнетит полиминеральных кайм вокруг пикроильменита (приложение 6, ан. 41-44) (рис. 5.3.4.). Магнетит губчатых агрегатов и микронные зерна минерала на постмагматической стадии становления кимберлита завершают образования широкого спектра минералов группы шпинели.

На графиках (рис. 5.3.5) видно, что, в целом, для всего шпинелевого ансамбля кимберлитов трубы им. А.П. Смелова более близким является выделенный Роэдером и Шульцем (Roeder, 2008) Тренд 2, связанный с ранней кристаллизацией флогопита, забравшего из кристаллизующегося кимберлитового расплава алюминий. Фигуративные точки составов гомогенных зерен магнезиохромита (Cr_2O_3 до 48,55 мас. %, приложение 7, ан. 1), его включений в пластинках флогопита (Cr_2O_3 до 55,07 мас. %, приложение 7, ан. 10) и

макрокристаллов хромита (Cr_2O_3 до 59,37 мас. %, приложение 7, ан. 11) попадают в выделенное поле Chr (Roeder, 2008), которое объединяет составы первичной шпинели, кристаллизовавшейся непосредственно из кимберлитовой магмы (Mitchell, 2006).

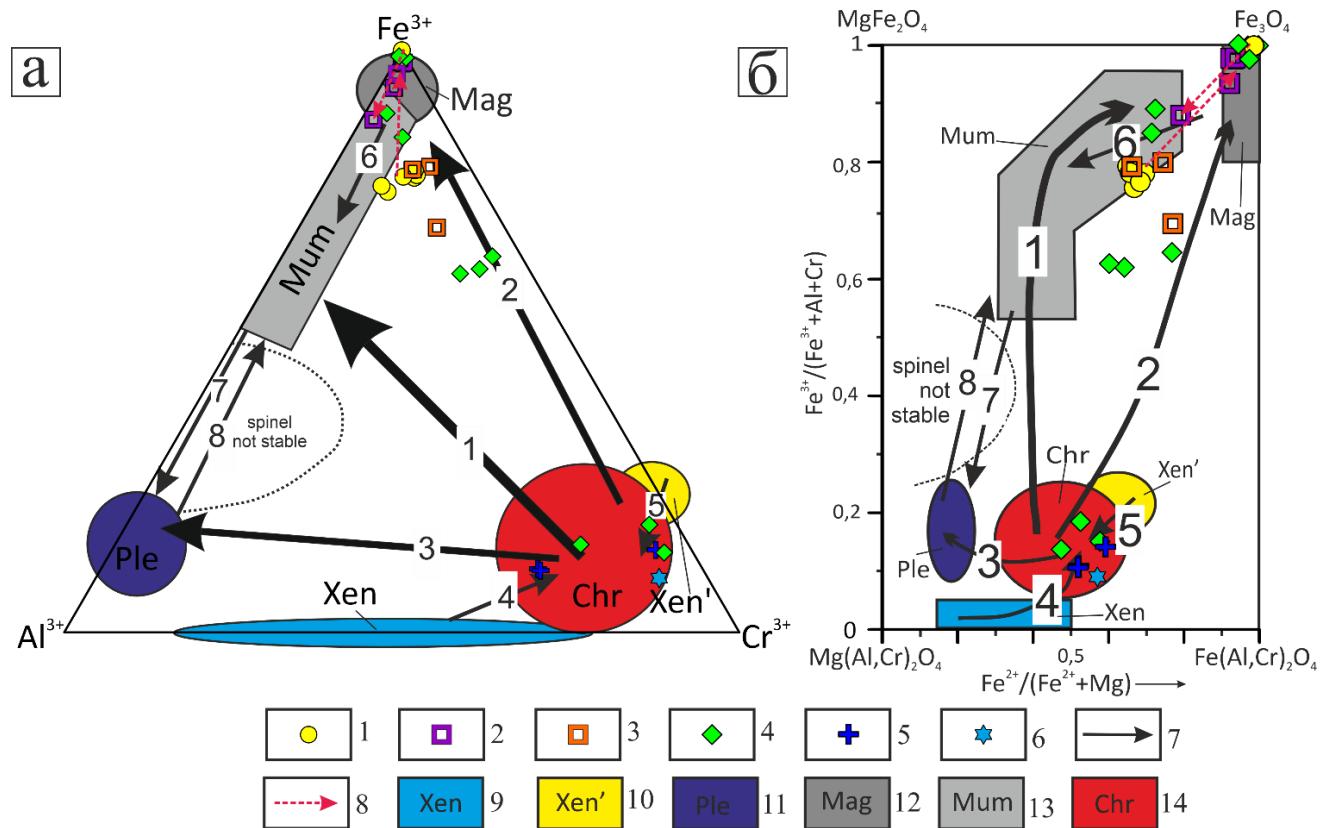


Рис. 5.3.5. Особенности состава минералов группы шпинели кимберлитов трубки им. А.П. Смелова в координатах: $\text{Fe}^{3+}-\text{Al}-\text{Cr}$ (a) (Roeder, 2008) и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}+\text{Cr}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ (b) (Roeder, 2008); точки составов шпинелидов из кимберлитов трубки им. А.П. Смелова: 1 – ядра зональных шпинелидов, 2 – кайма зональных шпинелидов, 3 – каймы шпинелидов вокруг ильменита, 4 – монозерна минералов группы шпинели, 5 – включения шпинелидов во флогопите, 6 – макрокристалл хромита; 7 – эволюционные тренды по (Roeder, 2008), 8 – направления роста зональных шпинелидов в данном исследовании, 9 – поле составов ксенокристаллических минералов группы шпинели из перидотитов по (Roeder, 2008), 10 – поле составов метасоматизированных шпинелевых ксенокристов из перидотитов по (Roeder, 2008), 11 – поле составов плеонастта по (Roeder, 2008), 12 – поле составов магнетита по (Roeder, 2008), 13 – поле составов магнезиального

ульвошпинель-магнетита по (Roeder, 2008), 14 – поле составов первичных хромитов по (Roeder, 2008).

На графике (рис. 5.3.5, а) видно, как состав исследуемых минералов перманентно меняется от высокохромистого до более низкохромистого. Вслед за кристаллизацией магнезиохромитов, начинается кристаллизация хромсодержащих (Cr_2O_3 до 17 мас. %) гомогенных магнезиоферритов. Отсутствие зональности в этих зернах может свидетельствовать об относительно медленной кристаллизации минерала на данном этапе при достаточно высоких температурах, способствующих гомогенизации шпинели (Roeder, 2008). Далее, вдоль линии эволюционного тренда ложатся точки составов реакционных кайм вокруг ильменита, которые по составу соответствуют ульвошпинели, магнезиоферриту и титансодержащему магнетиту. Содержание оксида хрома в них колеблется от 4,23 до 5,51 мас. % (приложение 7, ан. 7-9). Одновременно с каймами, по всей вероятности, началась кристаллизация ядер зональных зерен шпинелидов и атолловых кристаллов, представленных магнезиоферритом (приложение 7, ан. 3). Изменения состава от магнезиоферритовых ядер до перифирийных зон гетерогенных зерен и кайм атолловых кристаллов, представленных магнетитом показаны красными стрелками на диаграммах Fe^{3+} – Al-Cr и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}+\text{Cr})$ – $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ (рис. 5.3.5). Такие изменения иллюстрируют меняющиеся условия кристаллизации с незначительной гомогенизацией шпинели на поздних стадиях эволюции кимберлитового расплава (Roeder, 2008), который к тому времени уже был значительно истощен хромом. Об этом свидетельствует локализация перефирийных зон и кайм атолловых кристаллов в выделенном поле чистого магнетита (Mag). В это же время происходит кристаллизация редких гомогенных зерен и ядер атолловых кристаллов, представленных магнетитом. Последние образуют еще один тренд зональности (рис. 5.3.5), в целом, совпадающий с Трендом 6 - от поля чистого магнетита (Mag) до области магнезиального ульвошпинель-магнетита (Mum) (Roeder, 2008), в которую попадает точка состава каймы атолловой шпинели, представленной титансодержащим магнетитом (TiO_2 до 9,19 мас. %, приложение

7, ан. 6), в то время как ядро соответствует магнетиту (приложение 7, ан. 5). Тренд 6 связан с уменьшением Fe^{3+} и увеличением Cr и Mg в составе шпинели на поздних стадиях кристаллизации кимберлитового расплава. Это может быть связано с локальными изменениями в составе магмы, вызванными снижением активности кислорода и летучих компонентов, таких как CO_2 . Такие изменения состава редки и указывают на сложные процессы в кимберлитовой системе, включая изменения окислительно-восстановительных условий во время подъёма магмы (Roeder, 2008). По имеющимся данным (Mariano, Roeder, 1983; Gaspar, Wyllie, 1984; Treiman, Essene, 1984; Barnes, Roeder, 2001; Armstrong et al, 2004) шпинель, связанная с карбонатитами, содержит большое количество молекулы магнезиоферрита, который в достаточном количестве фиксируется и в составе минералов группы шпинели основной массы кимберлитов трубки им. А.П. Смелова. Согласно (Roeder, 2008), Тренд 6 может указывать на важность карбонатной активности на самой поздней стадии кимберлитового процесса для повышенного содержания магнезиоферрита (Roeder, 2008). Подобная тенденция кристаллизации шпинелидов была установлена Б. МакМахоном и С. Хаггерти в кальцитовых кимберлитах среднего силла Бенфонтейн (McMahon, Haggerty, 1984), где магнезиоферрит интерпретируется как фаза, формирующаяся на позднемагматической стадии эволюции в окислительных условиях под влиянием карбонатных флюидов.

Таким образом, в кимберлитовых породах трубки им. А.П. Смелова установлен широкий спектр составов шпинелидов и последовательность их кристаллизации: 1) образование макрокристаллов хромита; 2) кристаллизация микрокристаллов магнезиохромита, которые затем были захвачены флогопитом; 3) кристаллизация гомогенных зерен магнезиоферрита; 4) формирование магнезиоферритовых ядер зональных кристаллов и атолловых кристаллов, а также реакционных кайм магнезиоферрита, ульвошпинели и титансодержащего магнетита вокруг зерен пикроильменита; 5) формирование магнетита гомогенных зерен, периферийных зон гетерогенных зерен и кайм атолловых кристаллов; 6) на поздней стадии эволюции кимберлитового расплава происходит кристаллизация

атолловых кристаллов, в которых ядра представлены магнетитом, а кайма его титансодержащей разновидностью, что происходит под влиянием CO_2 -флюида (Roeder, 2008). В целом, для всего шпинелевого ансамбля характерно наличия кристаллизационной тенденции, близкой к Тренду 2 (Roeder, 2008). На начальной стадии формирования кристаллизация шпинелидов проходила медленно и при достаточно высоких температурах, о чем свидетельствует присутствие только гомогенных зерен (Roeder, 2008) с более высоким содержанием хрома. Затем условия менялись, в результате чего происходило формирование зональных зерен шпинелидов, их реакционных кайм на пикроильмените, атолловых кристаллов и гомогенных незональных зерен магнетита.

Проведённое исследование минералов группы шпинели из кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова выявило сложную и многостадийную эволюцию кимберлитового расплава, влияющую на условия их кристаллизации.

В трубке Манчары макрокристаллы хромита и магнезиохромита, относящиеся к собственно кимберлитовым фенокристаллам, которые кристаллизуются на ранней стадии в восстановительных условиях, что приводит к обеднению расплава алюминием и обогащению хромом по Тренду 4 ($\text{Xen} \rightarrow \text{Chr}$) (Roeder, 2008). Микрокристаллы трубки Манчары эволюционируют от магнезиохромита к магнезиоферриту и магнетиту, демонстрируя промежуточный тренд между Трендами 1 и 2 (Roeder, 2008), связанный с одновременным влиянием CO_2 -флюида, поддерживающим высокую активность Mg в расплаве и окисление Fe^{2+} , и сокристаллизацией флогопита, обедняющей расплав по Mg и Al .

В трубке им. А.П. Смелова кристаллизация начинается с макрокристаллов хромита и гомогенных зёрен магнезиохромита, захватываемых флогопитом. Составы таких зерен обусловлены ранним вхождением алюминия и магния во флогопит и соответствуют Тренду 2 (Roeder, 2008). Далее формируются магнезиоферритовые ядра зональных кристаллов, реакционные каймы вокруг ильменита и атолловые агрегаты, эволюционирующие от магнезиоферрита к титансодержащему магнетиту, что отражает быстро меняющиеся условия и

истощение расплава хромом (Roeder, 2008). Поздняя стадия кристаллизации минералов группы шпинели в трубке им. А.П. Смелова характеризуется карбонатной активностью, поддерживающей повышенное содержание молекулы магнезиоферрита, что соответствует Тренду 6 (Roeder, 2008; McMahon, Haggerty, 1984).

Таким образом, минералы группы шпинели обеих трубок демонстрируют сложную историю их формирования: от медленной кристаллизации гомогенных макро- и микрокристаллов на ранних стадиях при высоких температурах до быстрого формирования зональных и атолловых структур на поздних стадиях, что отражает эволюцию кимберлитового расплава под влиянием окислительных процессов и карбонатных флюидов.

5.4. Перовскит

Трубка Манчары. Перовскит - повсеместно встречающаяся фаза основной массы кимберлитов трубы Манчары. Минерал присутствует в виде отдельных зерен, в составе реакционных полиминеральных кайм вокруг макрокристаллов пикроильменита, а также в виде единичных включений в кристаллах апатита.

Отдельные зерна перовскита характеризуются ксеноморфной (рис. 5.4.1, а, в, д), гипидиоморфной (рис. 5.4.1, б) и редко идиоморфной (кубической) (рис. 5.4.1, г) формой и имеют размер до 100 мкм. В мезостазисе кимберлитовых пород трубы Манчары минерал встречается в ассоциации с флогопитом (рис. 5.5.3, в), апатитом (рис. 5.6.1, а), минералами группы шпинели (рис. 5.3.2, а-в, ж, и), атолловыми гранатами (рис. 5.7.1), кальциртитом (5.8.2), гидроандрадитом (рис. 5.7.1, г; рис. 5.8.2, в; рис. 5.4.1, а), серпентином и призматическими зернами кальцита (рис. 5.8.2, в; рис. 5.4.1, а). Довольно часто наблюдаются срастания перовскита с флогопитом (рис. 5.5.3), апатитом (рис. 5.6.1), атолловыми гранатами (рис. 5.7.1), кальциртитом (5.8.2) и атолловыми кристаллами минералов группы шпинели (рис. 5.3.2; рис. 5.4.1, д). На рисунке 5.4.1 (д) представлен пример такого срастания, когда мелкие атолловые кристаллы с ядром магнезиоферрита и скелетной каймой магнетита

располагаются на периферии зерна перовскита. Отсутствие магнетита на границе срастания с перовскитом подтверждает сделанное Р.Х. Митчеллом утверждение, что кристаллизация перовскита в кимберлитах завершается до развития атолловой каймы и происходит практически одновременно с минералами группы шпинели основной массы (Chakhmouradian, Mitchell, 2000). В дискретных зернах перовскита из трубки Манчары довольно часто наблюдаются включения магнезиоферрита, размер которых не превышает 10 мкм (рис. 5.4.1, г, д).

Перовскит совместно с магнетитом присутствует в составе реакционных кайм вокруг макрокристаллов пикроильменита (рис. 5.2.1, в). Такие каймы представлены в виде фрагментарной зоны мощностью не более 10 мкм с изрезанной границей. Развитие перовскитовой фазы интерпретируется как продукт реакционного взаимодействия ранее кристаллизовавшегося пикроильменита с Ca-обогащенным карбонатным расплавом/флюидом (Agee et al., 1982).

Состав перовскита из реакционных кайм в пределах аналитической погрешности не отличается от состава дискретных зёрен. Подобное сходство ранее неоднократно отмечалось другими авторами для кимберлитов мира (Agee et al., 1982; Chakhmouradian, Mitchell, 2000; Dongre, Tappe, 2019). В связи с этим, в дальнейшем статистический анализ и обсуждение химического состава приведены только для дискретных зерен перовскита, тогда как реакционные каймы рассматриваются преимущественно в текстурном контексте.

Отдельные зерна перовскита в BSE-режиме не демонстрируют четко выраженной химической зональности (рис. 5.4.1, б-е). Однако данные микрозондового анализа зафиксировали некоторые различия в химическом составе минерала относительно центра и периферии отдельных зерен. В частности, это проявляется в увеличении перовскитовой компоненты CaTiO_3 (Locock, Mitchell, 2017) от центральных частей (от 89,17 до 91,73 %) к краям зерен (от 90,76 до 99,36 %) (приложение 8).

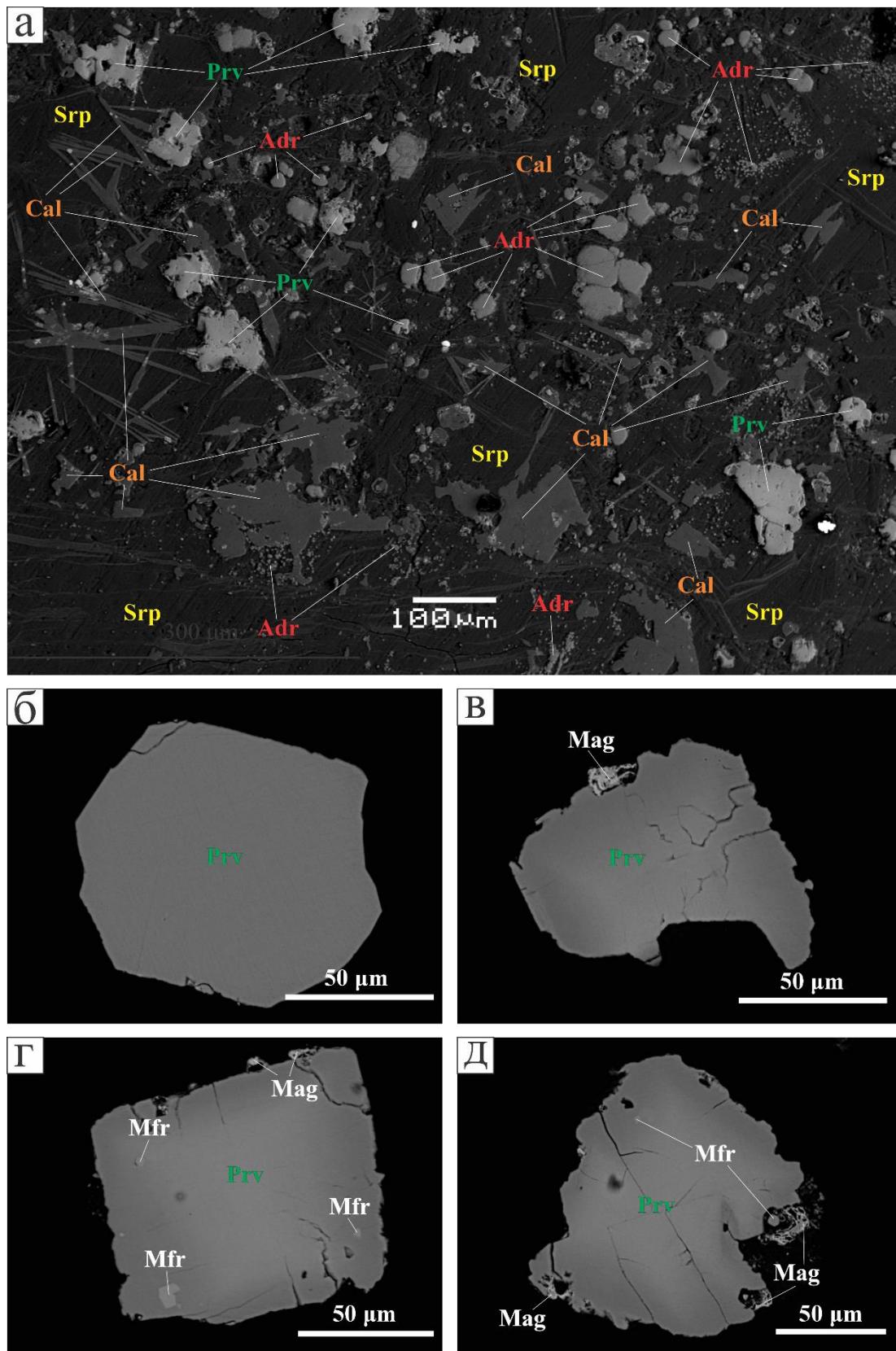


Рис. 5.4.1. Перовскит основной массы кимберлитовых пород трубы Манчары: а – ксеноморфные зерна перовскита в серпентин-карбонатном мезостазисе нижних горизонтов апикальной части трубы; б – гипидиормфное зерно перовскита без

включений, в – ксеноморфное зерно перовскита с магнетитом на внешней границе; г – идиоморфное зерно перовскита с включениями магнезиоферрита и магнетитом по периферии; д – ксеноморфное зерно перовскита с включением магнезиоферрита в срастании с атолловыми кристаллами минералов группы шпинели. BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Adr – гидроанадрадит, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Prv – перовскит, Ap – апатит.

Центральные части перовскита обогащены Na_2O (от 0,67 до 0,80 мас. %) и обеднены CaO (от 34,17 до 36,06 мас. %) относительно периферии зерен: Na_2O от 0,33 до 0,63 мас. %, CaO от 35,07 до 40,13 мас. %. (приложение 8). На диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 5.4.3, а) наблюдается пологий тренд от центра к краю, фиксирующий обратную корреляцию - рост CaO при снижении Na_2O (уменьшение доли минала $\text{Na}_{0,5}\text{REE}_{0,5}\text{TiO}_3$ (Locock, Mitchell, 2017)). Установлены различия по содержанию Nb_2O_5 : в центральных частях зерен от 0,59 до 1,14 мас. %, в краевых - от 0,57 до 1,30 мас. % (приложение 8). Наблюдается прямая зависимость, связанная с увеличением CaO от центра к краю при незначительном росте концентраций Nb_2O_5 (рис. 5.4.3, б). В периферийных частях исследуемых зерен фиксируется широкий диапазон содержаний оксида стронция (от 0,14 до 2,78 мас. %, приложение 8) при более узких вариациях его количества в центральной части (от 0,21 до 0,45 мас. %, приложение 8). При этом существует прямая зависимость с оксидом кальция, количество которого увеличивается при росте содержаний SrO (рис. 5.4.3, в). Компонента SrTiO_3 в периферийных зонах части зерен достигает 3,76 % (приложение 8). Центры зерен перовскита обогащены LREE ($\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$) от 3,80 до 8,22 мас. %, в то время как их содержание в периферии, в целом, уменьшается (до 0,67 мас. %). Обратная корреляция с CaO (рис. 5.4.3, г) подчёркивает роль замещения $\text{Na}^+ + \text{REE}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+}$: при росте CaO к краям доля $\text{Na}_{0,5}\text{REE}_{0,5}\text{TiO}_3$ снижается (в центрах от 3,78 до 5,68 %, на краях от 0,00 до 3,85 %). Различия в диапазоне центр-край зерна в координатах $\text{Nb}_2\text{O}_5 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ выражены слабее, чем по $\text{Na} - \text{REE}$ (рис. 5.4.3, д). В целом, наблюдается слабо

выраженная положительная корреляция, связанная с увеличением концентраций ниобия и железа, а отдельные зерна демонстрируют небольшое увеличение содержаний железа при постоянном количестве ниобия (рис. 5.4.3, д). Тренды в пределах отдельных зёрен, в целом, фиксируют уменьшение количества ($\text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$) и относительного увеличения Ti^{4+} от их центров к краям (рис. 5.4.3, е), что согласуется с замещением $\text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Ti}^{4+}$ и увеличением доли перовскитовой компоненты к краям (рост CaTiO_3 ; снижение Na–REE-компоненты).

Таким образом, в перовските кимберлитов трубки Манчары установлено изменение химического состава от центральных частей зёрен к их периферии. Центральные зоны характеризуются пониженными содержаниями CaO при повышенных концентрациях Na_2O и ΣREE , то есть увеличенной долей $\text{Na}_{0,5}\text{REE}_{0,5}\text{TiO}_3$ компоненты. Периферийные участки, напротив, демонстрируют возрастание содержаний CaO , то есть более высокую долю CaTiO_3 и расширение диапазона вариаций SrO и компоненты SrTiO_3 . Изменения содержаний Nb и Fe выражаются в умеренном разбросе значений без существенного контраста между центральными и краевыми частями зерен.

Трубка им. А.П. Смелова. Перовскит наблюдается в составе кимберлита в наименее измененной основной массой нижнего горизонта и в фрагментированном кимберлите, как в реликтах, так и в связующей массе. В породах верхних горизонтов, подвергшихся интенсивной карбонатизации этот минерал диагностирован не был, так как перовскит неустойчив в слабокислой среде, богатой CO_2 (Mitchell, Chakhmouradian, 1998). На завершающих стадиях эволюции расплава он подвергается катионному выщелачиванию и замещается другими титаносодержащими минералами (Mitchell, Chakhmouradian, 1998). Это утверждение согласуется с фактом обнаружения в составе мезостазиса пород верхних горизонтов трубки им. А.П. Смелова ксеноморфных и субдиоморфных скелетных зерен анатаза размером до 100 мкм, напоминающих атолловые кристаллы, лагуны которых заполнены доломитом (рис. 5.4.2, а). Морфологическая схожесть таких агрегатов с атолловой шпинелью может отражать их

одновременное образование в момент взаимодействия первичных перовскита и минералов группы шпинели с богатым углекислотой кимберлитовым флюидом (Chakhmouradian, Mitchell, 2000).

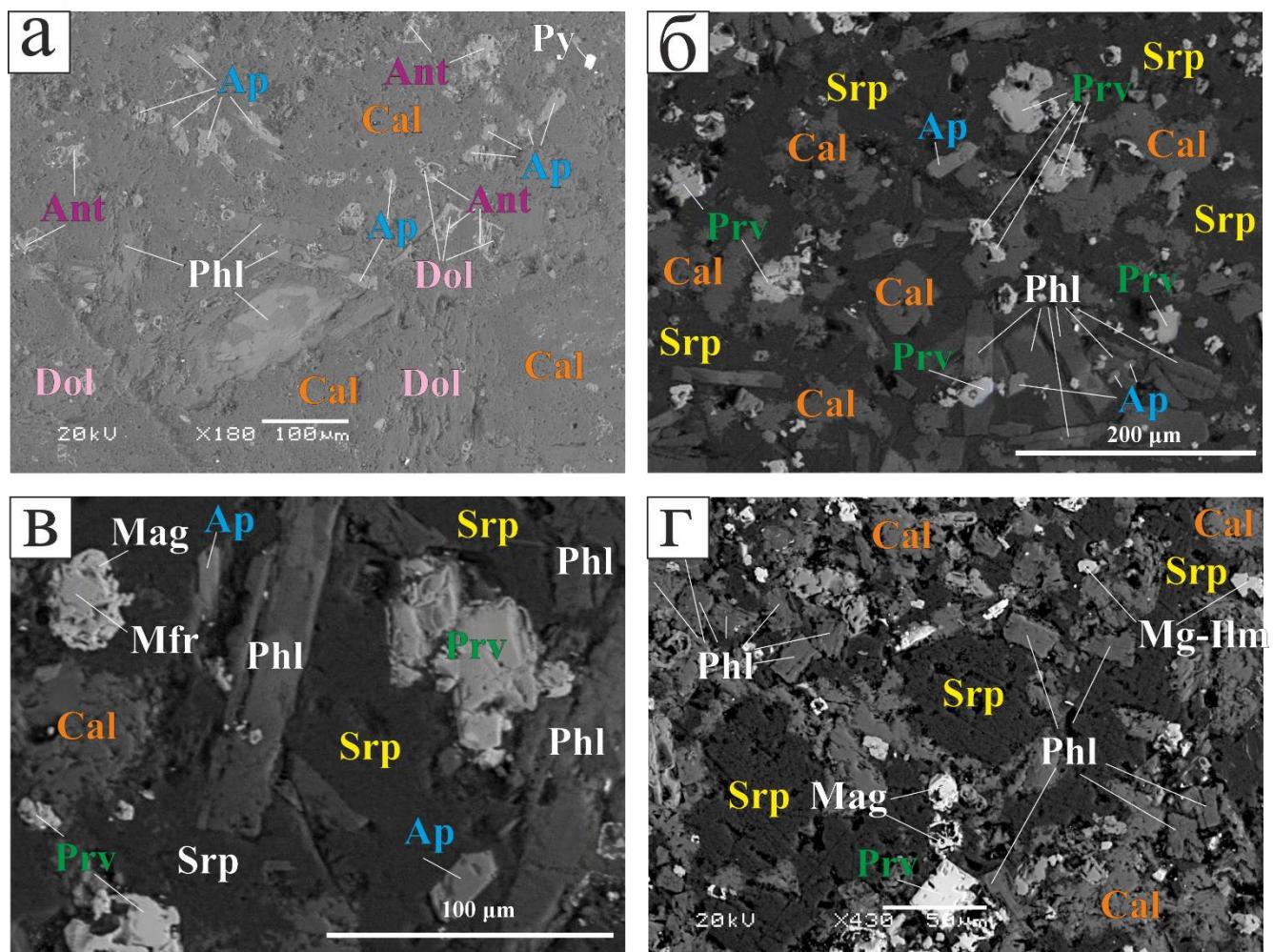


Рис. 5.4.2. Перовскит основной массы кимберлитовых пород трубки им. А.П. Смелова: а – атоловые кристаллы анатаза в кальцит-доломитовом мезостазисе кимберлита верхних горизонтов апикальной части трубки; б, в – гипидиоморфные и ксеноморфные зерна перовскита в основной массе кимберлита средних горизонтов; г – идиоморфное зерно перовскита во флогопит-серпентин-карбонатном мезостазисе нижних уровней апикальной части трубки. BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Dol – доломит, Srp – серпентин, Mg-Ilm – пикроильменит, Ant - анатаз, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Prv – перовскит, Ap – апатит, Phl – флогопит.

В наименее карбонатизированных породах более глубоких уровней диатремы перовскит фиксируется в виде гипидиоморфных и ксеноморфных незональных кристаллов размером от 10 до 100 мкм, беспорядочно рассеянных в мезостазисе (рис. 5.4.2, в, г) и находящихся в ассоциации с флогопитом и апатитом. Отдельные зерна имеют характерную кубическую форму (рис. 5.4.2, г). Кроме того, единичные округлые зерна размером до 10 мкм встречаются в виде сростков с зональными зернами шпинелидов (рис. 5.3.3, б). Перовскит размером до 10 мкм наблюдается в составе реакционных кайм, обрамляющих пикроильменит (рис. 5.2.4, г). Перовскиты дискретных зерен и реакционных кайм схожи по химическому составу.

Раздельное сравнение химического состава центральных и краевых зон кристаллов перовскита из основной массы кимберлитов трубки им. А. П. Смелова не проводилось по методическим причинам. Ростовая зональность в BSE-контрасте не выражена, а подавляющее большинство зерен имеет неровные, резорбированные контуры, что затрудняет достоверное выделение ядра и периферии. Во избежание искусственного разброса данных из-за неопределённости при разделении на «центр» и «край» было решено использовать репрезентативные точечные анализы без зональной привязки.

Для перовскита из трубки им. А.П. Смелова характерны содержания: CaO 32,64–37,73 мас. %, TiO₂ — 51,39–54,97 мас. %, Fe₂O₃ — 1,39–2,16 мас. %, Na₂O — 0,62–2,92 мас. %, SrO — 0,27–1,00 мас. %, Nb₂O₅ — 0,65–1,11 мас. %, BaO — 2,73–3,57 мас. % (приложение 9); дополнительные компоненты присутствуют в меньших количествах: MgO до 0,96 мас. %, SiO₂ до 0,44 мас. %, K₂O до 0,12 мас. %, MnO до 0,07 мас. %. Из редкоземельных оксидов зафиксированы La₂O₃ 0,28–1,20 мас. % и Ce₂O₃ 0,93–4,96 мас. %, суммарно ΣREE = 1,21–6,16 мас. %. Пересчёт на миналы фиксирует преобладание компоненты CaTiO₃ 83,50–92,43 % при заметном участии Na_{0,5}REE_{0,5}TiO₃ 2,21–11,54 %, а также BaTiO₃ 2,63–3,46 %, SrTiO₃ 0,40–1,44 % и NaNbO₃ 0,71–1,25 %.

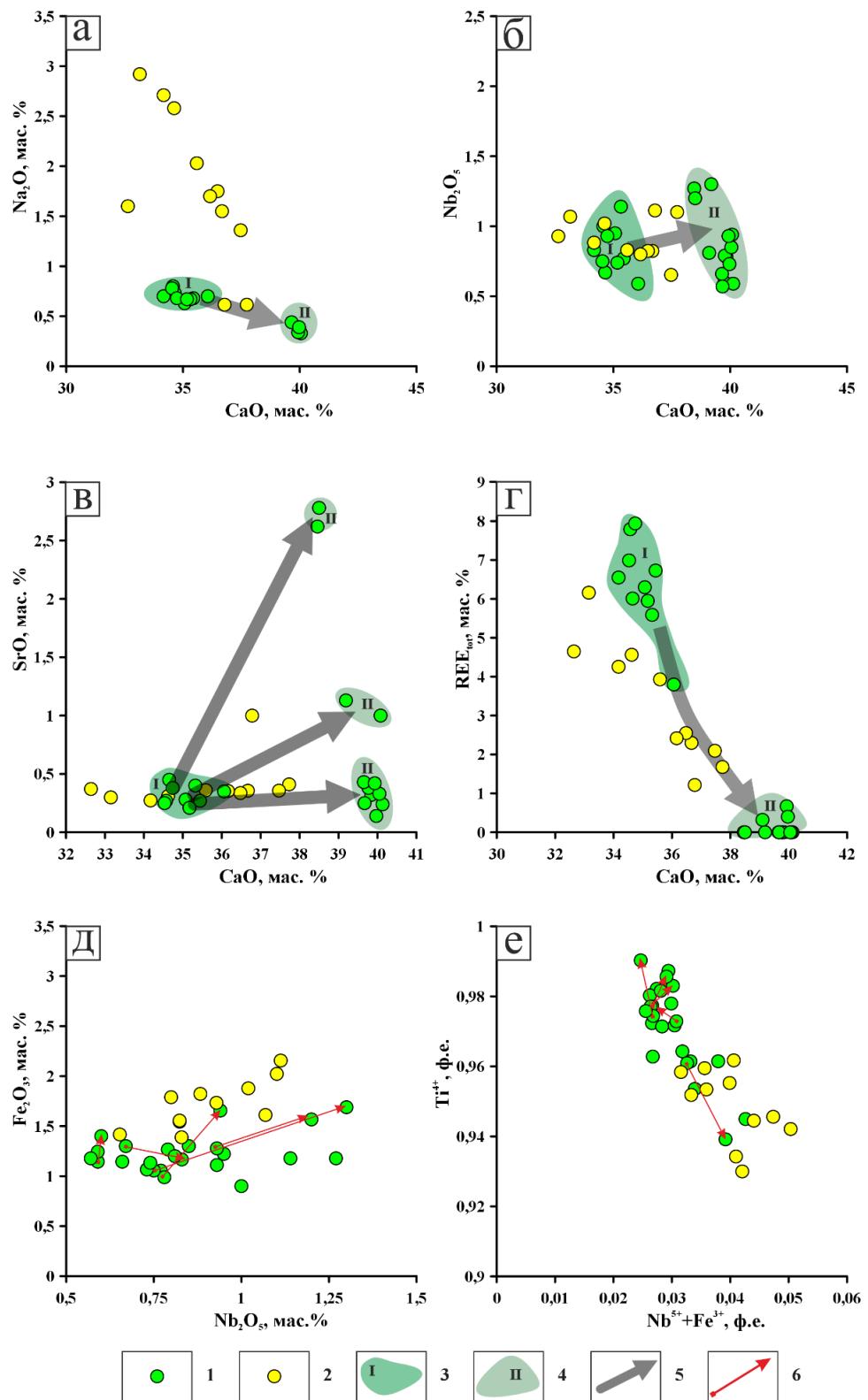


Рис. 5.4.3. Особенности химического состава перовскита основной массы кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова в координатах $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$ (а), $\text{CaO}-\text{Nb}_2\text{O}_5$ (б), $\text{Na}_2\text{O}-\text{SrO}$ (в), $\text{CaO}-\text{REE}_{\text{tot}}$ (г), $\text{Nb}_2\text{O}_5-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (д), $\text{Nb}^{5+}+\text{Fe}^{3+}-\text{Ti}^{4+}$ (е). Условные обозначения: 1 – перовскит трубки Манчары, 2 – область составов центральных частей зерен перовскита трубки им. А.П. Смелова, 3 – область составов центральных частей зерен перовскита трубки им. А.П. Смелова, 4 – область составов центральных частей зерен перовскита трубки им. А.П. Смелова, 5 – область составов центральных частей зерен перовскита трубки им. А.П. Смелова, 6 – область составов центральных частей зерен перовскита трубки им. А.П. Смелова.

Манчары, 3 – область составов периферийных частей зерен перовскита трубы Манчары, 4 – общие тренды изменения состава перовскита трубы Манчары от центров зерен к периферии, 5 – тренды изменения состава отдельных зерен перовскита трубы Манчары от центра зерна к краю.

На диаграммах (рис. 5.4.3) это проявляется серией согласованных трендов. Между CaO и Na₂O (рис. 5.4.3, а), а также между CaO и ΣREE (рис. 5.4.3, г) наблюдается устойчивая обратная корреляция, отражающая рост доли Na–REE-компоненты по мере снижения CaTiO₃. Вариации Nb₂O₅ формируют слабо выраженную обратную связь с CaO (рис. 5.4.3, б), тогда как на диаграмме Nb₂O₅–Fe₂O₃ (рис. 5.4.3, д) прослеживается прямая зависимость, интерпретируемая как результат замещения $Nb^{5+} + Fe^{3+} \leftrightarrow 2Ti^{4+}$. Между содержаниями CaO и SrO зависимость отсутствует. В целом, перовскит основной массы кимберлитов трубы им. А.П. Смелова демонстрирует широкую амплитуду Na–REE-обогащения при незначительном увеличении Nb и Fe, что согласуется с распределением figurативных точек состава на диаграммах.

Таким образом, исследование химического состава перовскита показало, что вариации состава минерала обеих трубок, в целом, подчиняется схожим механизмам изоморфизма (Na–REE \leftrightarrow Ca и Nb⁵⁺+Fe³⁺ \leftrightarrow 2Ti⁴⁺), однако, поля составов из разных трубок смешены относительно друг друга. Для перовскита трубы им. А.П. Смелова характерны пониженные содержания Ca и повышенная роль Na–REE-замещений: CaO – 32,64–37,73 мас. %, Na₂O – 0,62–2,92 мас. %, доля CaTiO₃ – 83,50–92,43 %, компонента Na_{0,5}REE_{0,5}TiO₃ – 2,21–11,54 % (приложение 9). В координатах CaO–Na₂O и CaO–ΣREE это выражается устойчивым положением точек составов в области относительно низких содержаний Ca при повышенных Na и REE (рис. 5.4.3). Для перовскита из трубы Манчары поле составов краевых частей зерен характеризуется относительно высокими концентрациями Ca и низкими Na и REE: CaO – 34,17–40,13 мас. %, Na₂O – 0,33–0,80 мас. %, то есть CaTiO₃ – 89,17–99,36 %, Na_{0,5}REE_{0,5}TiO₃ – 0,00–5,68 % (приложение 8). По содержанию Sr перовскит из трубы Манчары демонстрирует

расширенный диапазон SrO, тогда как в трубке им. А.П. Смелова участие Sr ограниченное. Диапазоны Nb₂O₅ у перовскита обеих трубок перекрываются. При этом содержание Fe₂O₃ у перовскита трубки им. А.П. Смелова несколько выше (1,39–2,16 мас. %) по сравнению с таковым из трубки Манчары (0,90–1,69 мас. %). Для трубки им. А.П. Смелова зафиксирована стабильная доля BaTiO₃ 2,63–3,46 %, тогда как у минерала из трубки Манчары доминируют Zr- и Th-замещения (ZrO₂ до 1,80 мас. %, ThO₂ до 0,89 мас. %; CaZrO₃ 0,00–2,06 %, Th_{0,5}TiO₃ 0,00–0,98 %). В целом, перовскит трубки им. А.П. Смелова относительно перовскита трубы Манчары характеризуется более выраженным Na–REE-обогащением и более стабильном участии Sr-обогащения, тогда как перовскит трубы Манчары демонстрирует более широкие Sr-вариации, при схожем поведении Nb–Fe-замещений.

Фугитивность кислорода. Для оценки фугитивности кислорода (fO₂) в кимберлитовых магмах был использован эмпирический кислородный барометр ΔNNO (буфер никель-оксид никеля) на основе содержания трехвалентного железа (Fe³⁺) в перовските CaTiO₃, по (Bellis, Canil, 2007; Bellis, Canil, 2008). Согласно теоретическим предпосылкам, увеличение fO₂ должно способствовать повышению доли Fe³⁺ в расплаве, что, в свою очередь, усиливает его вхождение в структуру перовскита, делая содержание Fe индикатором окислительных условий (Bellis, Canil, 2007).

Формула барометра, полученная методом множественной линейной регрессии (MLR) на экспериментальных данных, имеет вид:

$$\Delta\text{NNO} = [-0,50(\pm0,021) \times \text{Nb} + \text{Fe}(\pm0,031) - 0,030(\pm0,001)] / 0,004(\pm0,0002),$$

где ΔNNO - буфер оксида никеля-никеля, Nb и Fe — нормализованные катионы на три кислорода в структуре перовскита, а погрешности указаны на уровне 2σ. Рассчитанные по (Locock, Mitchell, 2017) составы перовскитов, полученные с использованием микрозондового анализа приведены в приложениях 17 и 18.

Для наглядного сравнения распределений полученных данных ΔNNO использованы скрипичные диаграммы (violin plots), позволяющие одновременно отразить медиану, интерквартильный размах и форму плотности вероятности (рис. 5.4.4). В отличие от традиционных диаграмм типа «ящик с усами», скрипичные диаграммы показывают не только основные статистические параметры, но и характер распределения внутри выборки, что особенно важно при неоднородном или асимметричном составе данных. Для сопоставления использованы сводные диапазоны ΔNNO по перовскиту кратонной мантии, лампрофиров/минетт, кимберлитов мира и кальцитовых кимберлитов трубки Премьер, нанесённые на комбинированную диаграмму вместе со скрипичными диаграммами для двух исследуемых трубок.

Для трубки Манчары ($n = 24$) значения ΔNNO находятся в интервале от $-4,80$ до $-1,60$, медиана составляет $-3,35$, первый и третий квартили равны $-3,82$ и $-3,05$ соответственно, интерквартильный размах IQR составляет $0,78$. В этой выборке 18 из 24 определений (75 %) лежат ниже уровня $-3,00$ (рис. 5.4.4), что указывает на доминирование существенно восстановительных условий кристаллизации перовскита. При анализе распределения ΔNNO для перовскита трубки Манчары выявлено единичное значение ($\Delta\text{NNO} = -1,64$), статистически выделяющееся из основной совокупности, то есть являющееся «выбросом» (рис. 5.4.4). Появление таких относительно «окисленных» значений может быть связано с локальными изменениями окислительно-восстановительного режима кристаллизации. Учитывая единичный характер и отклонение не более чем на 1–2 log-единицы от основного поля, данная точка трактуется как локальная аномалия редокс-условий, не влияющая на общую тенденцию, но иллюстрирующая возможную неравномерность окислительно-восстановительного режима в пределах трубки.

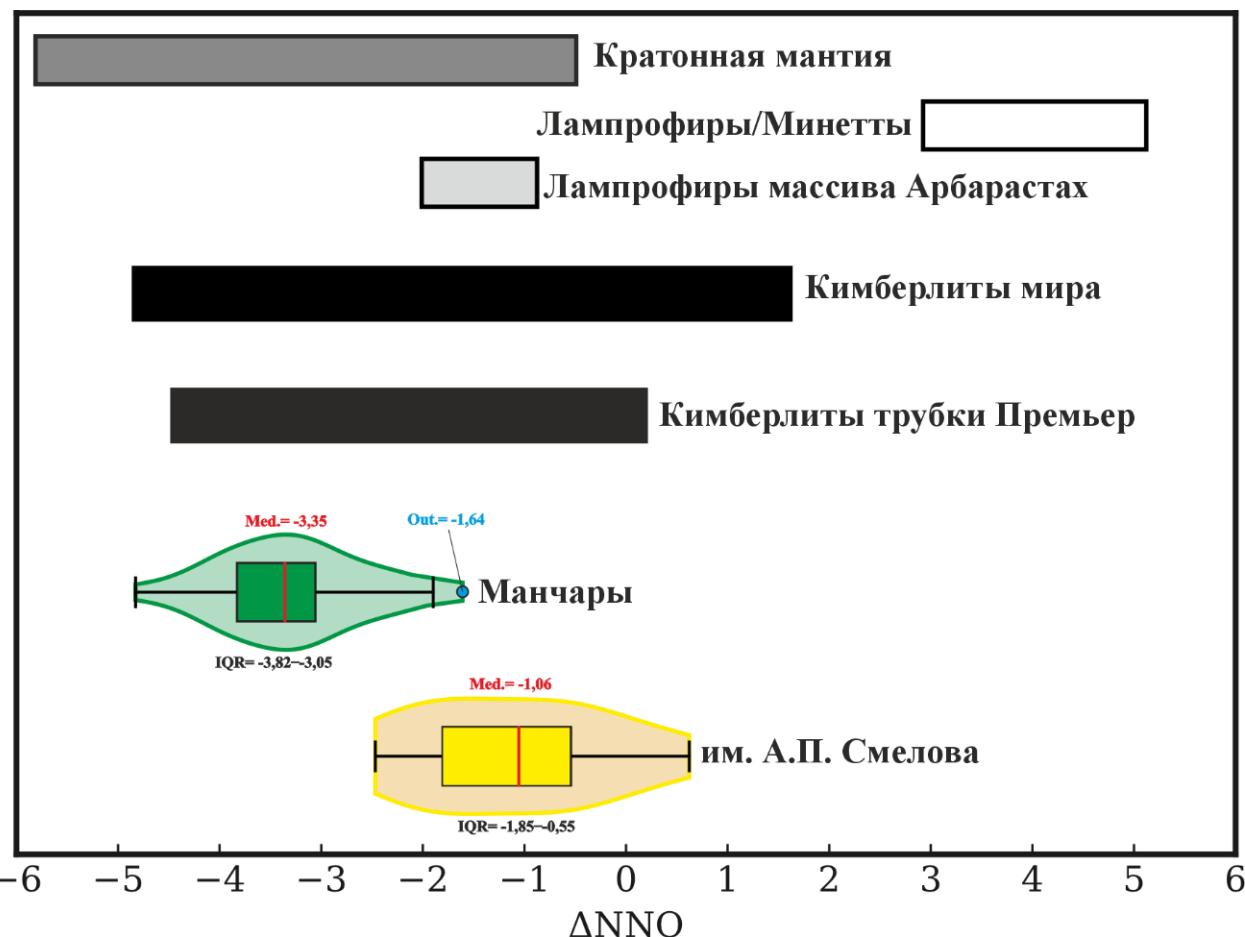


Рис. 5.4.4. Комбинированная диаграмма распределения значений фугитивности кислорода (ΔNNO) для перовскита из кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова, рассчитанных по оксибарометру (Bellis, Canil, 2007; Bellis, Canil, 2008). На диаграмме показаны медианные значения ΔNNO (Med., красная линия), интерквартильный диапазон (IQR, «ящик с усами»), оценка распределения значений ΔNNO («скрипичная диаграмма») и выбросы (Out.) для перовскита трубок Манчары и им. А.П. Смелова, а также интервалы ΔNNO для перовскита кратонной мантии, лампрофиров/минетт, кимберлитов мира (Bellis, Canil, 2007), кальцитовых кимберлитов трубки Премьер (Dongre, Tappe, 2019) и ультраосновных лампрофиров массива Арбарастиах (Doroshkevich et al., 2022).

Для трубки им. А.П. Смелова ($n = 11$) диапазон ΔNNO равен от -2,47 до +0,62, медиана -1,06, первый и третий квартили -1,81 и -0,55 соответственно, интерквартильный размах IQR 1,26. В этой серии отсутствуют значения ниже

–3,00, тогда как одна точка (+0,62) фиксирует эпизоды умеренно окислительных условий, близких к буферу NNO.

Разница медиан ΔNNO между трубками составляет порядка 2,3 log-единиц, в сторону более восстановительных условий для перовскита трубки Манчары, что существенно больше методической неопределенности оксибарометра (порядка $\pm 0,25$ – $0,35$ на уровне 2σ , оцененной по распространению ошибок коэффициентов (Bellis, Canil, 2008) и внутреннего разброса каждой группы. В сравнении с литературными данными обе выборки целиком укладываются в широкий интервал, характерный для кимберлитов, в том числе и кальцитовых (Dongre, Tappe, 2019), однако занимают в нём разные позиции. Трубка Манчары располагается в левой, более восстановительной части диапазона ΔNNO и перекрывается с полем, выделенным для кратонной мантии (Bellis, Canil, 2007). Такие значения ΔNNO качественно близки к установленным для ксенолитов перидотитов Сибирского кратона оценкам фугитивности кислорода $\Delta_{\log}(\text{FMQ})$ от +0,23 до -4,95 (Dymshits et al., 2020; Yaxley et al., 2012), что может свидетельствовать об относительно восстановительных условиях и отражать унаследованность редокс-режима источника. Трубка им. А.П. Смелова смещена к более высоким значениям ΔNNO , при этом оставаясь в пределах области кимберлитов. Сравнение с расположенными в пределах Алданской антеклизы ультраосновными лампрофирами комплекса Арбастах, для которых оценки фугитивности кислорода ΔNNO по перовскиту составляют от -0,9 до -2,0 (Doroshkevich et al., 2022), показывает, что высокая карбонатная составляющая не определяет низкую фугитивность кислорода, то есть в пределах одного региона богатые карбонатом магмы могут кристаллизоваться при разных значениях ΔNNO .

В совокупности статистические показатели ΔNNO (медианы, IQR и форма распределений) свидетельствуют о систематически более низкой фугитивности кислорода в расплаве, при кристаллизации перовскита трубки Манчары, относительно трубки им. А.П. Смелова. Для трубки им. А.П. Смелова вероятны

эпизоды относительно повышенной fO_2 , частично сопоставимой с лампрофирами Аладно-Станового щита.

Таким образом, перовскит в кимберлитах рассматриваемых трубок является широко распространённой фазой основной массы. Он также участвует в формировании реакционных полиминеральных кайм вокруг пикроильменита, образующихся при взаимодействии с Ca-обогащённым карбонатным расплавом/флюидом. Его кристаллизация по времени близка к формированию ядер атолловых шпинелей, о чём свидетельствует отсутствие каймы магнетита на границе в срастаниях с перовскитом (рис. 5.4.1, д). В кимберлитах трубы Манчары закономерный рост доли $CaTiO_3$ -компоненты в перовските от центра к краю сопровождается уменьшением Na_2O и ΣREE . Такой тренд согласуется с ростом активности Ca в магматической системе, при котором перовскит смещается к более стехиометричному составу и тем самым снижается доля сопряжённых замещений типа $REE^{3+} + Na^+ \leftrightarrow 2Ca^{2+}$, связанных с изменением доступности Na и РЗЭ в расплаве. Экспериментальные оценки коэффициентов распределения элементов в перовските показывают низкую совместимость Na в перовските ($D_{Na} \sim 0,17\text{--}0,19$), поэтому при переходе к более карбонатному составу расплава доля Na-компоненты в перовските падает (Chakhmouradian et al., 2013). Перовскит, в целом, является очень эффективным концентратором LREE ($D_{REE} > 5$), в отличие от кальцита ($D_{REE} < 1$) (Chakhmouradian et al., 2013), поэтому снижение концентраций ΣREE в краевых зонах зерен объясняется комбинацией прогрессирующего обеднения расплава РЗЭ вследствие их раннего поглощения первыми генерациями перовскита и конкурирующего вхождения РЗЭ в апатит (приложение 15), который в карбонатно-насыщенных системах способен иметь D_{REE} от 1 до 7 (Guo et al., 2024).

5.5. Флогопит

Флогопит является одним из ключевых информативных магматических минералов, сохранившихся в кимберлитах трубок Хомпу-Майского поля. Морфологическое и химическое разнообразие флогопита отражает историю магматической эволюции расплава. Благодаря своей способности концентрировать

крупные ионы (в первую очередь калий и барий), он служит важным индикатором петрогенетических условий и флюидных процессов. Значимость флогопита как индикатора этапов развития кимберлитового расплава и влияния летучих компонентов подтверждается вариабельностью его состава, развитой зональностью по BaO , а также характером парагенетических ассоциаций. В дальнейшем изложении рассматриваются основные морфологические типы и генерации флогопита, особенности его химического состава и зональности.

Трубка Манчары. В трубке Манчары присутствие слюды установлено в виде мегакристаллов, сегрегаций и породообразующего минерала основной массы.

В протолочных пробах керна двух скважин, вскрывающих трубку Манчары, обнаружено несколько крупных зерен слюды размером от 1 до 1,7 см. Зерна минералов такого размера относятся к *мегакристаллам* (Mitchell, 1995). Резорбированные мегакристаллы окружены кальцитом, который также присутствует по плоскостям спайности флогопита (рис. 5.5.1). Минерал характеризуется повышенной магнезиальностью ($\text{MgO} > 23$ мас. %), переменными содержаниями FeO , Al_2O_3 и Cr_2O_3 и иногда в виде примеси содержит BaO от 0,05 до 0,38 мас. % (приложение 10).

Доусон и Смит выделили две главные группы мегакристаллов флогопита – высокохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 0,5$; $\text{TiO}_2 < 1$ и $\text{FeO} < 3,7$ мас. %) и низкохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,5$; $\text{TiO}_2 > 0,6$ (до 2); $\text{Al}_2\text{O}_3 < 12$ и $\text{FeO} > 3,7$ мас. %) (Dawson, Smith, 1975). Центральные зоны мегакристаллов трубы Манчары попадают в группу высокохромистых (0,51 – 0,78 мас. % Cr_2O_3 ; 0,71 – 2,00 мас. % TiO_2 ; 10,12 – 11,95 мас. % Al_2O_3 и 4,33 – 6,32 мас. % FeO , приложение 10). Периферийные зоны относятся к низкохромистым разностям (0,01 – 0,25 мас. % Cr_2O_3 ; 0,75 – 2,00 мас. % TiO_2 ; 10,12 – 11,95 мас. % Al_2O_3 и 4,33 – 6,32 мас. % FeO , приложение 10). В обоих случаях в виде примеси в мегакристаллах присутствует BaO : в низкохромистых разностях до 0,12 мас. % BaO , а в высокохромистых – до 0,45 мас. % BaO . Высокохромистые мегакристаллы по составу близки к первичным слюдам из ксенолитов перidotитов и, возможно, происходят из них (Dawson, Smith, 1975).

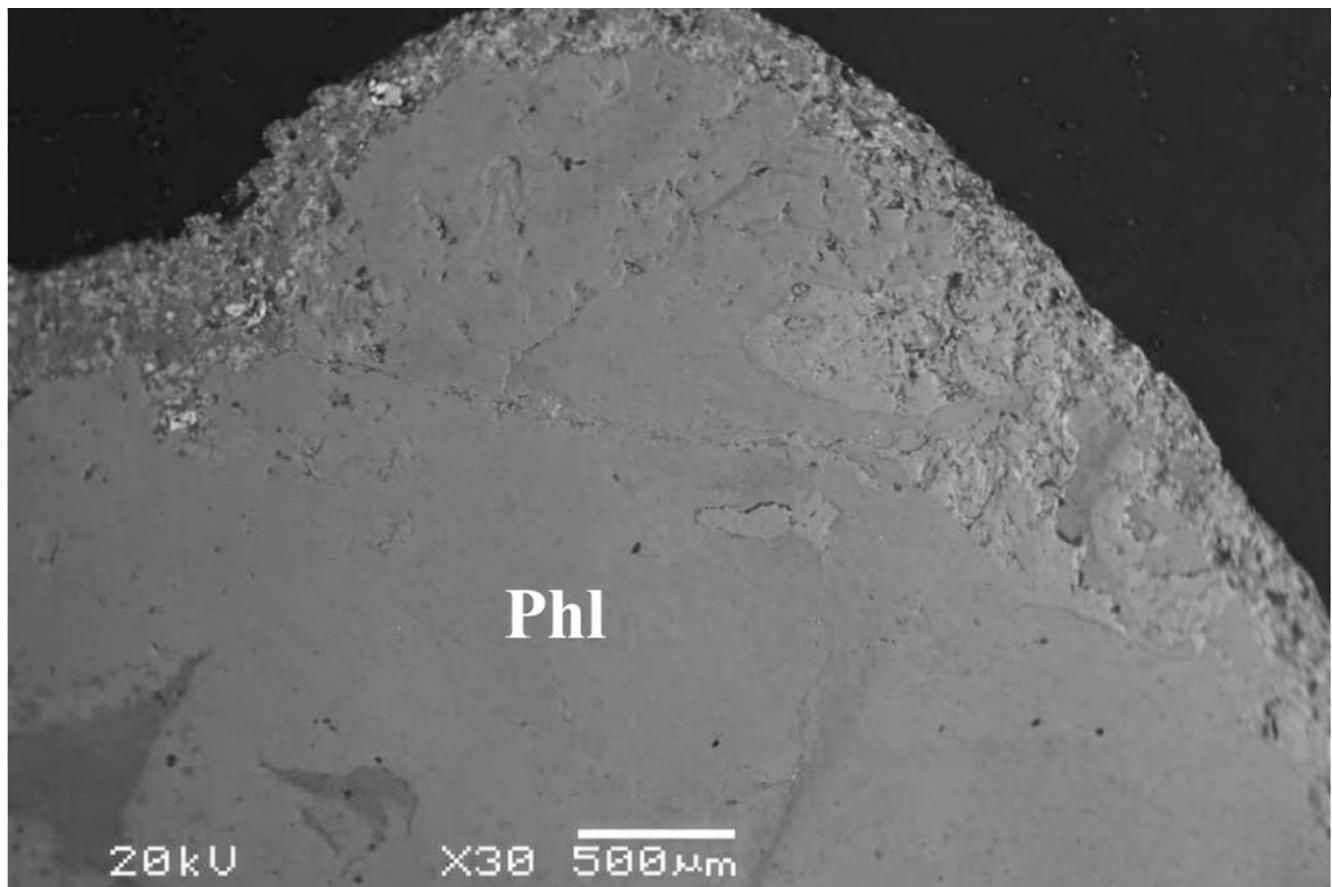


Рис. 5.5.1. Мегакристалл флогопита. Phl – флогопит. BSE.

Подобные мегакристаллы флогопита ранее были диагностированы в кимберлитах трубки Гриба, где также были выделены высокохромистая и низкохромистая популяции. Высокохромистые мегакристы флогопита имеют размер от 15 до 20 мм, характеризуются содержанием Cr_2O_3 от 0,55 до 0,84 мас. % и, наряду с гранатом, клинопироксеном и пикроильменитом входят в состав высокохромистой мегакристной ассоциации кимберлитов трубки Гриба (Kostrovitsky et al., 2004). Низкохромистая популяция мегакристаллов слюды из кимберлитов трубки Гриба отличается более низкими количествами Cr_2O_3 – от 0,04 до 0,09 мас. % и содержит примесь BaO от 0,5 до 0,66 мас. %, а также химически обособлена от трендов кристаллизации, установленных для макро- и микрокристаллической слюды (Ларионова и др., 2016). Следует отметить, что полученные в результате исследований мегакристов датировки (около 700 млн. лет) опровергают их кимберлитовый генезис, фиксируя более древнее мантийное происхождение (Ларионова и др., 2016). Близкие по составу мегакристаллы

флогопита диагностированы в алмазоносной трубке Маджхаван (Индия) (Mukherjee et al., 1997). Они содержат в виде примеси небольшое количество BaO (0,5-0,7 мас. %) и также были разделены на высоко- и низкохромистые разности. Низкохромистые мегакристаллы флогопита в виде редких пластинчатых кристаллов размером до 10 см установлены в кимберлитах трубы Удачная-Восточная (Костровицкий и др., 2013; Похilenko и др., 2013). Содержание Cr_2O_3 в них составляет от 0,16 до 0,26 мас. %, а генезис связан с астеносферным источником и последующей эволюцией непосредственно в кимберлитовом расплаве (Костровицкий и др., 2013).

Изучение на сканирующем электронном микроскопе двух сегрегаций (1–1,5 см) из протолочных проб кимберлита трубы Манчары показало, что они сложены разноориентированными пластинками (до 0,5 см) флогопита, края которых резорбированы (рис. 5.5.2). Межзерновое пространство выполнено серпентином с редкими ксеноморфными зернами апатита и титансодержащего магнетита, то есть минералами основной массы кимберлита. Для большинства зерен слюды сегрегаций характерна сложная обратная зональность, с общей тенденцией уменьшения содержания BaO по зонам от центра к периферии, имеющих различные оттенки в обратнорассеянных электронах в зависимости от содержания BaO (рис. 5.5.2). Светлая центральная зона (Зона 1) имеет размер от 0,5 до 2,5 мм, затем идет узкая более светлая зона (Зона 2) размером от 0,08 до 0,25 мм (рис. 5.5.2), следующая более темная зона (Зона 3) имеет размер от 0,07 до 0,5 мм. По периферии расположена самая темная зона (Зона 4), имеющая размеры от 0,17 до 0,2 мм. Микрозондовое сканирование по линии секущей такие зоны фиксирует различные содержания примеси BaO в зонах и свидетельствует о выдержанности его концентраций в пределах каждой отдельной зоны (рис. 5.5.2). Распределение содержаний оксида бария по зонам: Зона 1 (BaO 11,99-12,6 мас. %) → Зона 2 (BaO 14,13-14,37 мас. %) → Зона 3 BaO (4,00-4,04 мас. %) → Зона 4 (BaO 2,65-3,10 мас. %), (приложение 11). С увеличением содержания BaO в слюде уменьшается количество K_2O . Такая зависимость обусловлена тем, что в минерале барий

изоморфно замещает калий по схеме: $\text{Ba}^{2+}\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{K}^+\text{Si}^{4+}$. Каждая зона содержит в виде примеси небольшое количество Na_2O - от 0,16 до 0,76 мас. % (приложение 11, ан. 2, 4, 6-8).

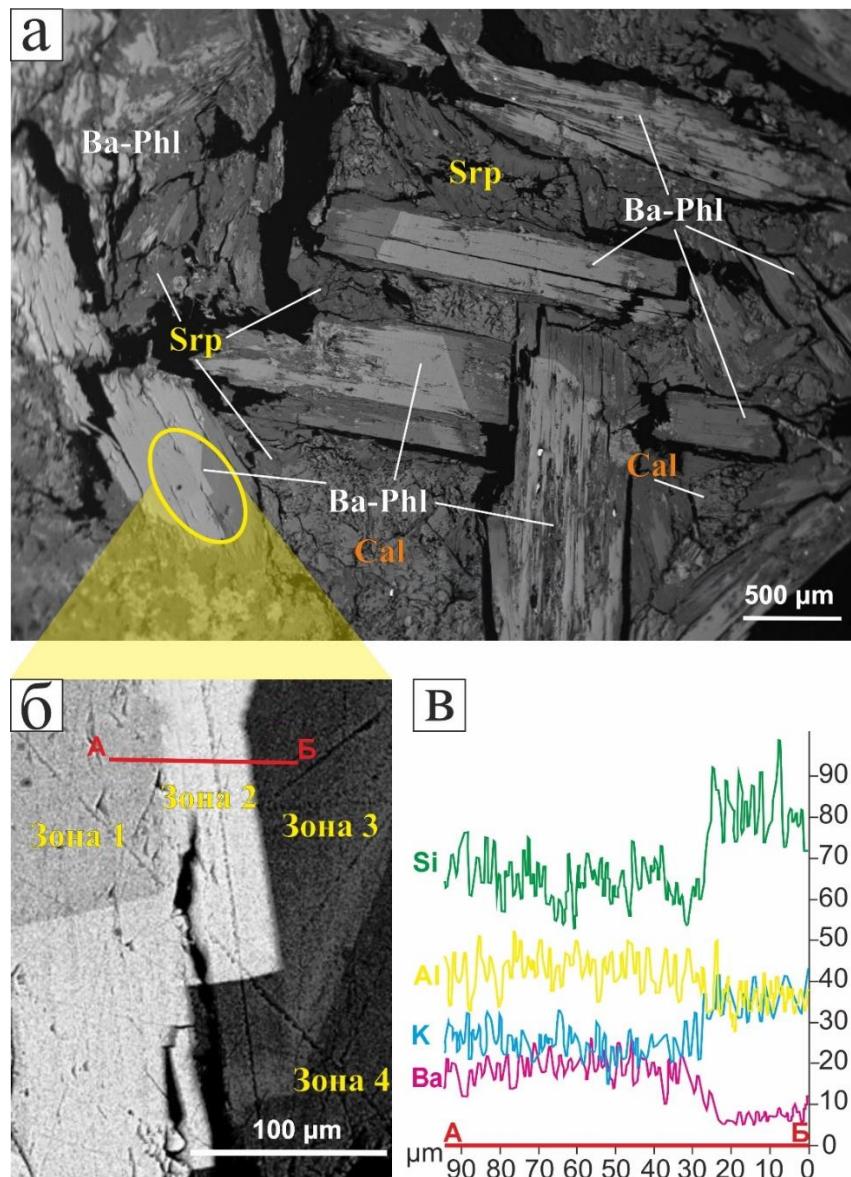


Рис. 5.5.2. Морфология и химическая зональность флогопита из сегрегаций: а – фрагмент сегрегации флогопита из кимберлита трубы Манчары; б – увеличенный участок зональной пластинки флогопита (область выделена на рисунке а), демонстрирующий выраженную химическую зональность (Зоны 1–4), линия А–Б соответствует профилю анализа; в – распределение элементов (Si, Al, K, Ba) вдоль линии А–Б, отображающее постепенное изменение состава флогопита от центра к краям. Ba-Phl – бариевый флогопит, Srp – серпентин, Cal – кальцит.

Содержание оксида титана в бариевой слюде сегрегаций колеблется от 0,2 мас. % до 1,83 мас. % и не зависит от принадлежности к той или иной зоне (приложение 11). Похожие бариевые флогопиты были диагностированы в оливинитах Гулинского массива (Когарко и др., 2012). Л.Н. Когарко с коллегами связывают возникновение бариевой слюды с близсолидусными расплавами с аномально высокими $\text{BaO}/\text{K}_2\text{O}$ отношениями, имеющими карбонатный состав, и которые, по всей вероятности, являются агентами бариевого метасоматоза. По их мнению, бариевый флогопит появляется на магматической стадии вследствие того, что коэффициент распределения бария для слюды значительно выше, чем калия, а в дальнейшем захват бария слюдой приводит к снижению отношений $\text{BaO}/\text{K}_2\text{O}$ (Когарко и др., 2012).

В основной массе слюда присутствует также в виде разнонаправленных идиоморфных удлиненных пластинок размером от 20 до 200 мкм и в отдельных случаях до 300 мкм.

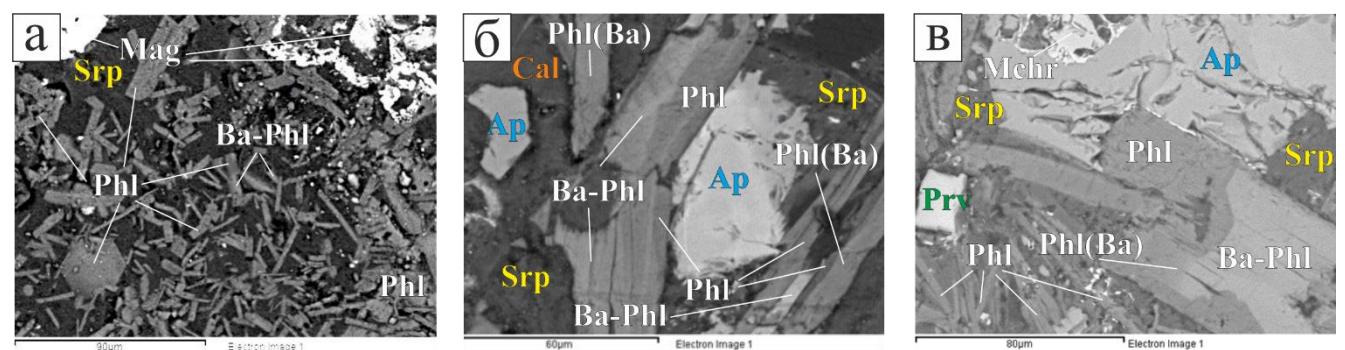


Рис. 5.5.3. Слюда из основной массы кимберлитов трубки Манчары: а – скопления мелких пластинок, б – сросток флогопита и апатита, в – зональный по барию флогопит в сростке с апатитом и ассоциации с перовскитом. Phl – флогопит, Phl(Ba) – барийсодержащий флогопит, Ba-Phl - бариевый флогопит, Ap – апатит, Prv – перовскит, Cal – кальцит, Srp – серпентин, Mchr – магнезиохромит, Mag – магнетит. BSE.

Рентгеноспектральным методом в обратнорассеянных электронах (BSE) установлены разноокрашенные индивиды, демонстрирующие резко выраженную химическую неоднородность (рис. 5.5.3, б, в; рис. 5.5.4, а, б), которая обусловлена

наличием зон с различным содержанием BaO (приложение 12). Количество таких индивидов на отдельных участках достигает 30 мас. %. В основной массе кимберлитовых пород исследуемых трубок флогопит представлен следующими разновидностями по содержанию BaO – флогопит, барийсодержащий флогопит (Ba < 0,1 ф.е.) и бариевый флогопит (Ba 0,1-0,5 ф.е.) согласно номенклатуре, утвержденной IMA (Rieder et al., 1999) (приложение 12). В пределах одного зерна могут присутствовать несколько разновидностей слюды.

Для слюды основной массы наблюдается геометрическая зональность (рис. 5.5.3, б, в). Формирование зональности связано с понижением концентрации бария от центра к краю (рис. 5.5.4) в результате падения пересыщения (Краснова, Петров, 1995). Центральные части таких зональных зерен представлены бариевым флогопитом (BaO 6,34-14,17 мас. %, приложение 12), а периферийные – барийсодержащим флогопитом (BaO 1,77-3,34 мас. %, приложение 12) и флогопитом. В этом случае речь идет об обратной зональности по содержанию бария. Присутствие в центральных частях отдельных зерен зон с неровными границами (рис. 5.5.3, б, в) может свидетельствовать о перерыве в кристаллизации чешуек слюды и частичном их растворении.

Микрозондовое сканирование по линии фиксирует различные содержания примеси BaO и свидетельствует о выдержанности его концентраций в пределах каждой отдельной зоны (рис. 5.5.4, а, б). На графике видно, что содержания BaO и Al₂O₃ изменяется обратно пропорционально K₂O и SiO₂ (рис. 5.5.4, а), что соответствует изоморфному замещению элементов по схеме Ba²⁺Al³⁺→K⁺Si⁴⁺. Наиболее темные в обратнорассеянных электронах зоны не содержат барий (флогопит). Светлые зоны характеризуются более высокими содержаниями BaO и соответствуют барийсодержащему флогопиту и бариевому флогопиту. В режиме обратнорассеянных электронов в 70 % случаев наблюдаются только темноокрашенные чешуйки. В этих пластинах в пределах чувствительности метода концентрации бария установлены не были. Такие флогопиты, по всей видимости, кристаллизовались после бариевых разновидностей слюды, о чем

свидетельствует и преобладание обратного типа зональности. Для слюды основной массы трубки Манчары максимальные концентрации оксида бария составляют 14,17 мас. %, (приложение 12) и установлены в центральных зонах, выполненных бариевым флогопитом.

Во флогопите основной массы, не содержащем BaO , постоянно присутствует примесь TiO_2 в количестве от 0,94 до 4,05 мас. % (приложение 12). В единичных случаях он также установлен в бариевых разновидностях слюды основной массы пород всех исследуемых трубок. Его содержания здесь варьируют от 0,31 до 2,21 мас. %. Такое поведение титана может свидетельствовать о сложной одновременной кристаллизации слюды и оксидных титаносодержащих минералов в основной массе кимберлитовых пород трубки Манчары. Полученные данные подтверждают сделанный ранее Р. Х. Митчеллом вывод о том, что концентрации титана в слюдах кимберлитовых пород не зависят от содержания бария (Mitchell, 1995).

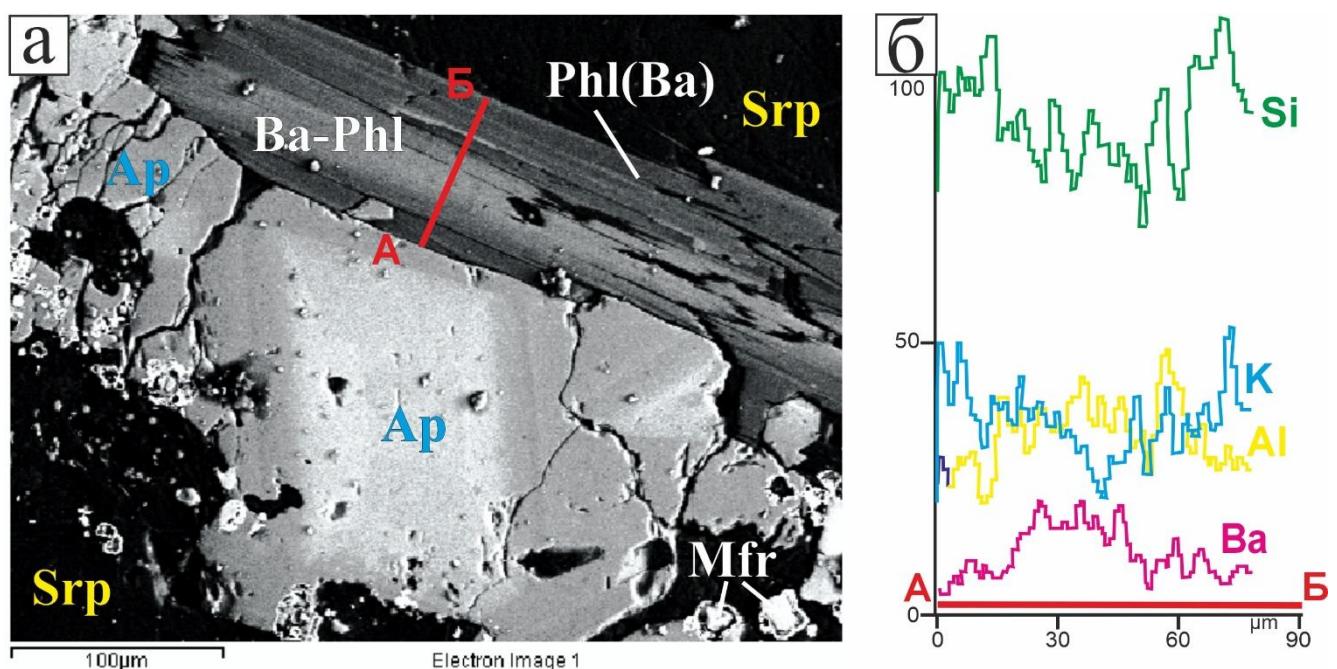


Рис. 5.5.4. Визуализация линейного сканирования зональной слюды из основной массы кимберлитовой трубки Манчары; Ba-Phl – бариевый флогопит, Phl(Ba) – барийсодержащий флогопит, Srp - серпентин Ap - анатит, Mfr –магнезиоферрит. BSE.

В кимберлитовых породах трубы Манчары присутствующая в мезостазисе слюда находится в ассоциации с апатитом (рис. 5.5.4), который имеет обратную зональность по содержанию стронция и кристаллизовался на позднемагматическом этапе (Опарин и др., 2020) в присутствии флюида (Wyllie et al., 1962). Барий и стронций являются типичными некогерентными микроэлементами в магматических процессах, которые синхронно обогащают флюиды в остаточном расплаве и при кристаллизации могут входить в состав слюд и апатита, формируя зональные кристаллы (Соловова и др., 2006; Соловова и др., 2009).

Бариевые слюды не редкость для кимберлитов. Мелкие изометричные, идиоморфные и ксеноморфные зерна этой разновидности минерала были установлены в основной массе кимберлитов даек Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010), где они также характеризуются зональным строением. По составу эти слюды являются барийсодержащими и бариевыми флогопитами. Содержания BaO в барийсодержащем флогопите мезостазиса дайки Снэп Лейк составляют 0,40-3,51 мас. % (Kopylova et al., 2010). Бариевый флогопит основной массы дайки Снэп Лейк характеризуется содержаниями BaO 3,76-15,65 мас. % (Kopylova et al., 2010). Во флогопитах основной массы дайки Снэп Лейк также преобладает обратная зональность и в меньшей степени встречается прямая (Kopylova et al., 2010). В гипабиссальном кальцитовом кимберлите Пайбалд трубы Премьер слюда основной массы встречается в виде скоплений мелких (до 20 мкм) пластинок и содержит от 9 до 17 мас. % BaO, что соответствует составу от бариевого флогопита до калиевого киношиталита (Dongre et al., 2019). Флогопит мезостазиса вулканокластического кальцитового кимберлита трубы Премьер также содержит примесь оксида бария, но всего до 2 мас. % (Dongre et al., 2019), что позволяет отнести его к барийсодержащему флогопиту. В кальцитовых кимберлитах силлов Вэссэлтон флогопит является одной из главных породообразующих минеральных фаз мезостазиса (до 9 об. %) и содержит умеренные количества BaO до 7 мас. % (Zech et al., 2025).

На диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ (рис. 5.5.5, а) (Dawson, Smith, 1977) фигуративные точки составов низкохромистых краевых зон мегакристаллов флогопита из трубы Манчары попадают в поле мегакристов кимберлитовых пород, а высокохромистые разности в область мегакристаллов из ксенолитов перидотитов (Dawson, Smith, 1975). Исследуемые высокохромистые ядра мегакристов менее железистые, чем мегакристы с высокими содержаниями хрома из трубы Гриба, обладая при этом близкими концентрациями Cr_2O_3 . Низкохромистые разновидности из трубы Манчары характеризуются более высокими содержаниями FeO , по сравнению с низкохромистыми мегакристаллами слюды из трубок Гриба и Удачная-Восточная. Принадлежность высокохромистых мегакристаллов из трубы Манчары к перидотитовому происхождению подтверждается положением точек их составов на диаграмме $\text{BaO} - \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (рис. 5.5.5, б), предложенной Дж. Гаспаром (Gaspar, Wyllie, 1982), где они образуют компактное поле в области флогопита из мантийных перидотитов. Низкохромистые разности находятся в полях слюд из кимберлитов группы II, отличающихся повышенной магнезиальностью. На бинарных диаграммах $\text{TiO}_2\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{FeO}_t\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3$ (Mitchell, 1995) фигуративные точки составов высокохромистых мегакристаллов трубы Манчары, в целом, не попадают в поле кимберлитов, располагаясь в лампроитовой области с умеренным содержанием алюминия и низкими количествами титана и железа (рис. 5.5.5, в, г). Низкохромистые мегакристаллы из трубы Манчары попадают в область оранжейтов (рис. 5.5.5, в, г) и следуют оранжейтовому тренду (Mitchell, 1995), связанному со снижением алюминия и титана на фоне повышения фугитивности кислорода и содержаний Fe^{3+} , что согласуется с их положением на диаграмме $\text{BaO} - \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ в области слюды из кимберлитов группы II. Таким образом, можно предположить, что кристаллизация мегакристаллов флогопита из трубы Манчары началась в мантийных условиях, что соответствует высокохромистому составу их ядер и положению точек составов на диаграммах (рис. 5.5.5). Завершение кристаллизации мегакристов слюды произошло непосредственно в

кимберлитовом расплаве, что соответствует низкохромистому составу их периферийных зон и положению точек состава на диаграммах (рис. 5.5.5).

На диаграмме $\text{BaO} - \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (рис. 5.5.5, б), предложенной Дж. Гаспаром (Gaspar, Wyllie, 1982), фигуративные точки составов бариевой слюды сегрегаций и основной массы кимберлитовых пород трубы Манчары образуют единое поле составов и, в целом, не попадают в область слюд из карбонатитов (Gaspar, Wyllie, 1984), айликитов (Tappe et al., 2004; Nielsen et al., 2009; Kargin et al., 2017; Dongre, 2020; Nosova et al., 2020), йолитов (Beccaluva et al., 2017), лампрофиров (Greenwood, 1998), мелилититов (Velde et al., 1979) и мантийных перидотитов (Gaspar, Wyllie, 1984). Бариевые слюды из сегрегаций и основной массы кимберлитов трубы Манчары частично пересекают поля составов таковых из кимберлитов дайки Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010) и кальцитовых кимберлитов силлов Вэссэлтон (Zech et al., 2025), а также образуют единую область составов с высокобариевыми флогопитами кальцитового кимберлита Пайбэлд и барийсодержащим флогопитом кальцитового вулканокластического кимберлита трубы Премьер (Dongre et al., 2019) (рис. 5.5.5, б). Это может свидетельствовать об универсальности режимов кристаллизации слюды на позднемагматической стадии формирования кимберлитов. На бинарных диаграммах $\text{TiO}_2\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{FeO}_t\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3$ (Mitchell, 1995) фигуративные точки составов бариевой слюды сегрегаций и барийового флогопита центральных зон флогопита основной массы трубы Манчары совместно с полями составов высокобариевых слюд гипабиссального кимберлита Пайбэлд трубы Премьер (Dongre et al., 2019) и дайки Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010) попадают в область слюд из кимберлитов (Mitchell, 1995) и демонстрируют эволюционный тренд увеличения содержаний алюминия на фоне понижения концентраций титана и железа (рис. 5.5.5, в, г), характерный для кимберлитов группы I (Mitchell, 1995). Барийсодержащий флогопит периферийных зон слюды основной массы трубы Манчары образует единую область составов с барийсодержащими слюдами из вулканокластического кимберлита трубы Премьер (Dongre et al., 2019) и демонстрирует тренд понижения содержаний

алюминия с увеличением железа при постоянном низком содержании титана (рис. 5.5.5, в, г), что соответствует повышению фугитивности кислорода и трехвалентного железа, как ранее было установлено для флогопита кимберлитов и оранжейтов (Mitchell, 1995).

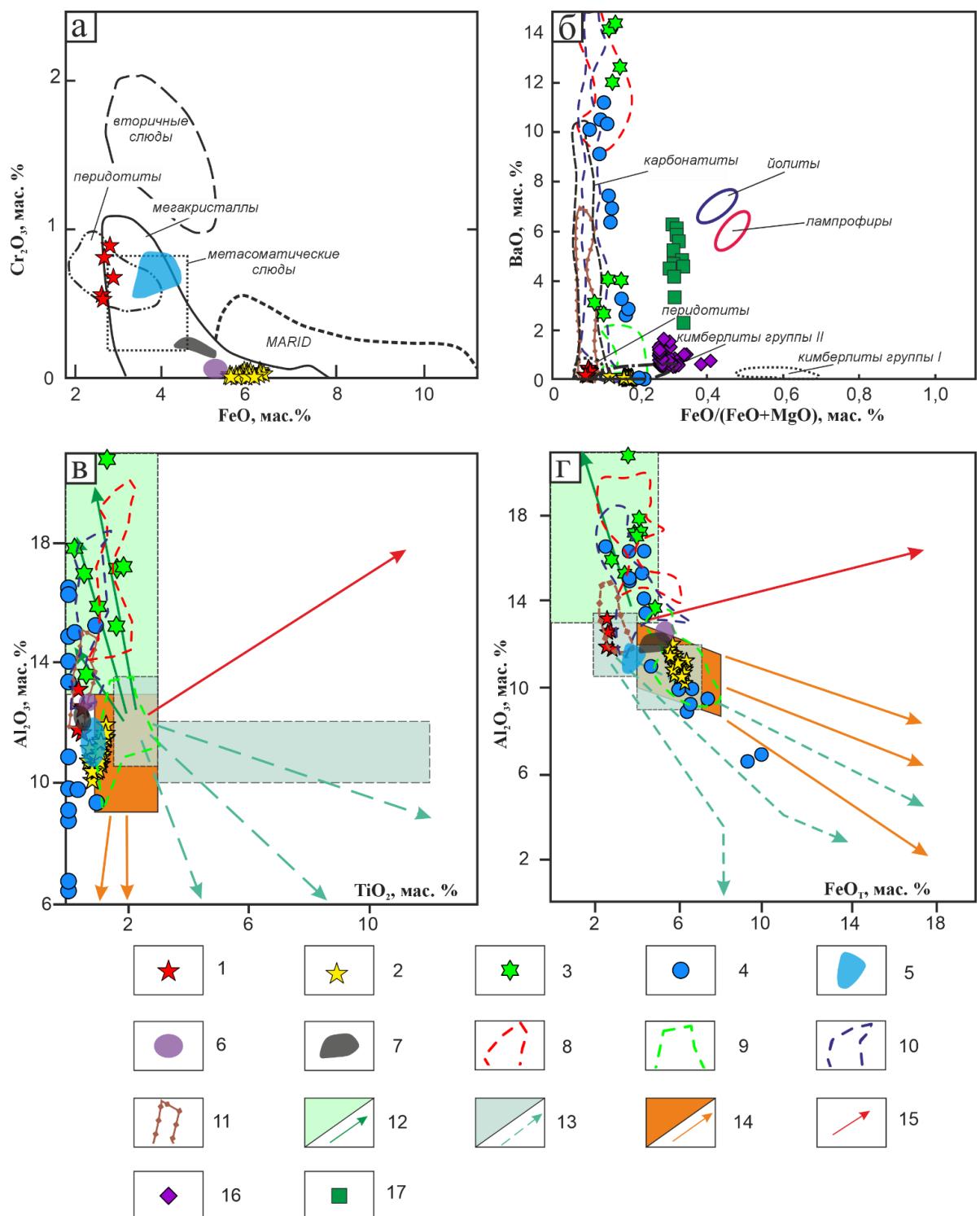


Рис. 5.5.5. Особенности химического состава слюды из кимберлитов трубы Манчары в координатах (а) $FeO-Cr_2O_3$ (Dawson, Smith, 1975), (б) $FeO/(FeO+MgO)$ -

BaO (Gaspar, Wyllie, 1982), (в) *TiO₂-Al₂O₃* (Mitchell, 1995), (г) *FeO-Al₂O₃* (Mitchell, 1995): 1 – высокохромистые мегакристаллы флогопита трубы Манчары, 2 – низкоХромистые мегакристаллы флогопита трубы Манчары, 3 – флогопиты сегрегаций из трубы Манчары, 4 – слюда мезостазиса кимберлитов трубы Манчары, 5 – область составов высокохромистых мегакристаллов флогопита из трубы Гриба (Kostrovitsky et al., 2004), 6 – область составов низкоХромистых мегакристаллов флогопита из трубы Гриба (Ларионова и др., 2016), 7 – область состава мегакристаллов флогопита из трубы Удачная-Восточная (Костровицкий и др., 2013), 8 – область состава флогопита из гипабиссального кимберлита Пайбалд трубы Премьер (Dongre et al., 2019), 9 – область состава флогопита из вулканокластического кимберлита трубы Премьер (Dongre et al., 2019), 10 – поле составов флогопита дайки Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010), 11 – поле составов флогопита силлов Вэссэлтон (Zech et al., 2025), 12 – тренды и область составов флогопита из кимберлитов (Mitchell, 1995), 13 - тренды и область составов флогопита из лампроитов (Mitchell, 1995), 14 - тренды и область составов флогопита из оранжеситов (Mitchell, 1995), 15 - тренд составов флогопита из ультраосновных лампрофиров (Mitchell, 1995), 16 – флогопит из айлликитов (Tappe et al., 2004; Nielsen et al., 2009; Kargin et al., 2017; Dongre, 2020; Nosova et al., 2020), 17 – флогопит мелилититов (Velde et al., 1979). Поля составов карбонатитов, перидотитов и кимберлитов по (Gaspar, Wyllie, 1984), йолитов по (Beccaluva et al., 2017), лампрофиров по (Greenwood, 1998).

Трубка им. А.П. Смелова. Слюда встречается в основной массе кимберлитов трубы на всех исследуемых горизонтах в разном количестве и является одним из первичных магматических минералов. По данным качественного рентгенофазового анализа наибольшее ее количество отмечается в нижнем и среднем уровнях трубы, постепенно уменьшаясь в верхнем горизонте, где она присутствует только на интервале 36-45 м от поверхности диатремы.

Рентгеноспектральным методом анализа установлена химическая неоднородность отдельных зерен слюды мезостазиса, которая хорошо

прослеживается в обратнорассеянных электронах (BSE) и обусловлена разноокрашенными зонами с различным содержанием оксида бария (приложение 13, рис. 5.5.6.). Количество зональных по барнию слюд составляет около 60 % во всем объеме исследуемой трубки.

В основной массе флогопит представлен следующими разновидностями по содержанию BaO – барийсодержащий флогопит и бариевый флогопит (приложение 13). В пределах одного зерна могут присутствовать обе эти разновидности.

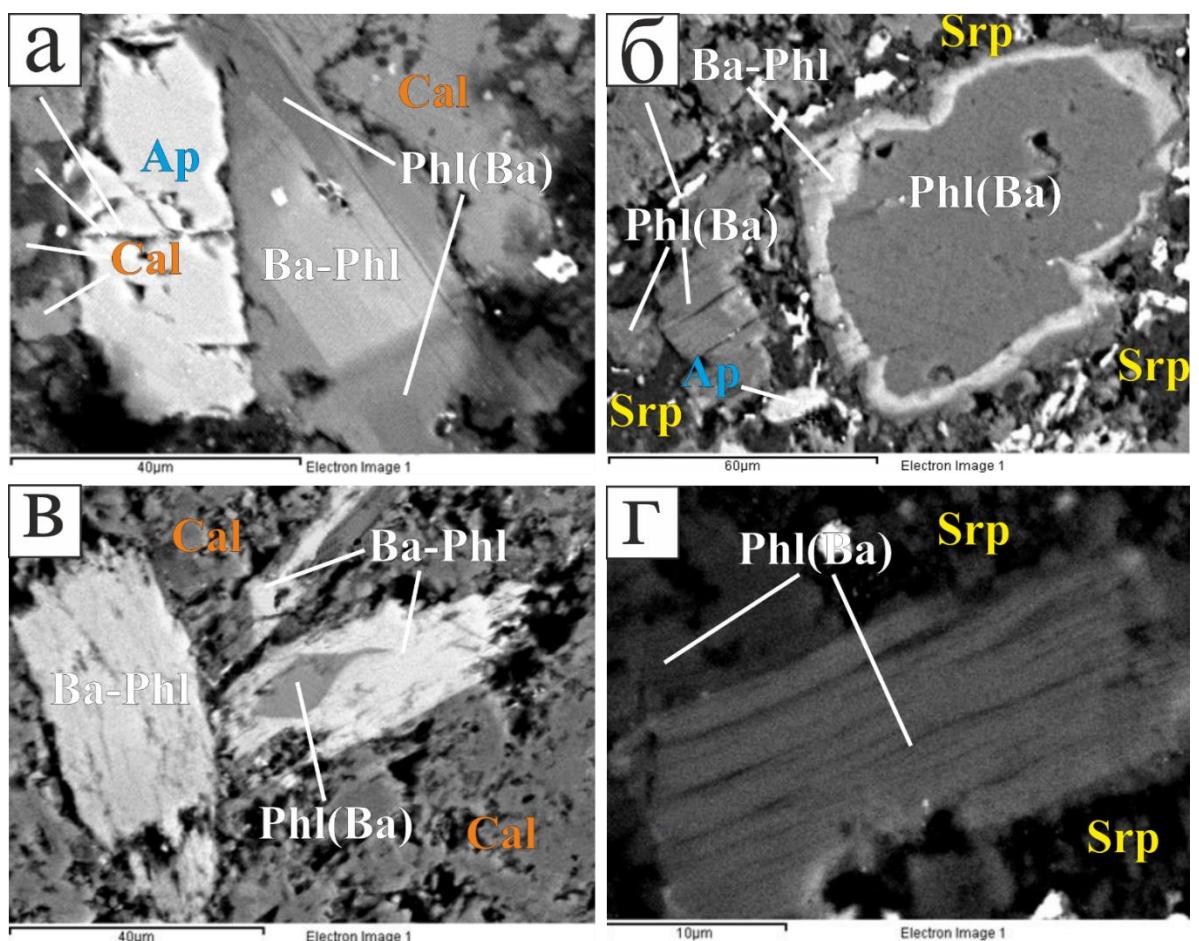


Рис. 5.5.6. Слюда мезостазиса кимберлитовых пород трубки им. А.П. Смелова: а – слюда с обратным типом зональности; б – слюда с прямым типом зональности; в – незональный бариевый флогопит и слюда с прямым типом зональности; г – незональный барийсодержащий флогопит; Ba-Phl – бариевый флогопит, Phl(Ba) – барийсодержащий флогопит, Ap – апатит, Srp – серпентин, Cal - кальцит. BSE.

Для слюды основной массы можно выделить два морфологически различных типа зональности – геометрическая (рис. 5.5.6, а-в) и пятнистая.

Особенности внутреннего строения зерен проявляются в кристаллографически оформленных (геометрическая зональность) и хаотично расположенных (пятнистая зональность), разноокрашенных в обратнорассеянных электронах участков. Наиболее распространенным является геометрический тип зональности и связан он либо с понижением концентраций бария от центра к краю в результате пресыщения (Краснова, Петров, 1995) (обратная зональность), либо с его увеличением (прямая зональность), что рассматривается Р.Х. Митчеллом как реакционное замещение на позднемагматической стадии (Mitchell, 1995). Доля геометрически зональных чешуек слюды составляет 65 об. %. Центральная часть зерен с обратной зональностью представлена бариевым флогопитом, а периферийная – барийсодержащим (рис. 5.5.6, а). Для слюды с прямым типом зональности характерно увеличение концентраций оксида бария от центра к периферии, в результате чего центральная часть зерна представлена барийсодержащим флогопитом (BaO 0,64 мас. %, приложение 13, ан. 5), а краевая – бариевым (BaO 7,57 мас. %, приложение 9, ан. 6) (рис. 5.5.6, б). В единичных случаях встречаются зерна слюды с прямым типом зональности, в которых центр и периферия выполнены бариевым флогопитом с различным содержанием BaO (от 7,38 до 9,28 мас. %, приложение 13, ан. 1, 2). Присутствие в центральных частях зон с неровными границами (рис. 5.5.6, б) может свидетельствовать о перерыве в кристаллизации чешуек слюды и частичном их растворении. Слюда с пятнистой зональностью менее распространена в основной массе, ее количество составляет 35 об. % от всех зональных зерен. «Пятнистость» проявляется в виде локальных повышений концентраций оксида бария в слюде, и, по всей видимости, связана с реакционным замещением (Соловова и др., 2009). Зональные чешуйки слюды отмечаются на всех исследуемых горизонтах трубы им. А.П. Смелова.

Рентгеноспектральным методом в режиме обратнорассеянных электронов среди слюды основной массы установлены однотонные чешуйки, представленные барийсодержащим флогопитом (рис. рис. 5.5.6, г). В единичных случаях, в составе основной массы верхнего горизонта отмечаются однотонные светлоокрашенные

пластинки бариевого флогопита (рис. 5.5.6, в). Количество таких незональных кристаллов составляет около 40 об. % от всей диагностированной слюды основной массы. Такие зерна характерны, в основном, для нижних исследуемых горизонтов трубы.

Как в бариевом, так и в барийсодержащем флогопитах основной массы кимберлитов трубы им. А.П. Смелова отмечается постоянное присутствие примеси оксида титана (приложение 13).

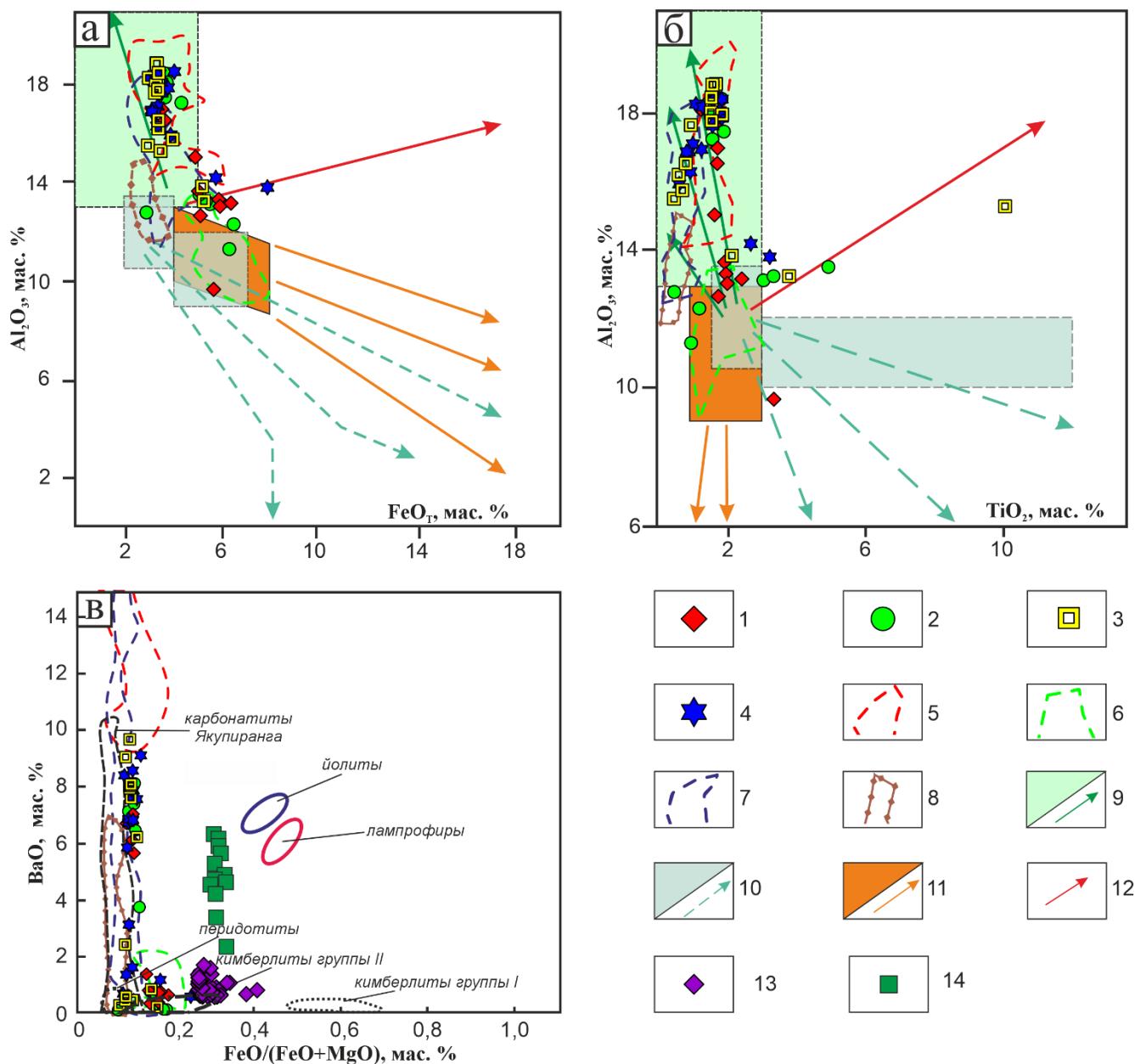


Рис. 5.5.7. Особенности химического состава слюды мезостазиса кимберлитов трубы им. А.П. Смелова в координатах (а) $FeO-Al_2O_3$ (Mitchell, 1995), (б) TiO_2 -

Al_2O_3 (Mitchell, 1995), (б) $FeO/(FeO+MgO)$ - BaO (Gaspar, Wyllie, 1982);, 1 – незональная слюда трубки им. А.П. Смелова, 2 – зональная слюда трубки им. А.П. Смелова (центр зерна), 3 – зональная слюда трубки им. А.П. Смелова (край зерна), 4 – слюда с пятнистой зональностью трубки им. А.П. Смелова, 5 – область состава флогопита из гипабиссального кимберлита Пайболд трубки Премьер (Dongre et al., 2019), 6 – область состава флогопита из вулканокластического кимберлита трубки Премьер (Dongre et al., 2019), 7 – поле составов флогопита дайки Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010), 8 – поле составов флогопита силлов Вэссэлтон (Zech et al., 2025), 9 – тренды и область составов флогопита из кимберлитов (Mitchell, 1995), 10 - тренды и область составов флогопита из лампроитов (Mitchell, 1995), 11 - тренды и область составов флогопита из оранжеитов (Mitchell, 1995), 12 - тренд составов флогопита из ультраосновных лампрофиров (Mitchell, 1995), 13 – флогопит из айлликов (Tappe et al., 2004; Nielsen et al., 2009; Kargin et al., 2017; Dongre, 2020; Nosova et al., 2020), 14 – флогопит мелилититов (Velde et al., 1979). Поля составов карбонатитов, перидотитов и кимберлитов по (Gaspar, Wyllie, 1984), йолитов по (Beccaluva et al., 2017), лампрофиров по (Greenwood, 1998).

На бинарных диаграммах TiO_2 - Al_2O_3 и FeO_t - Al_2O_3 (Mitchell, 1995) фигуративные точки составов бариевой слюды основной массы трубки им. А.П. Смелова, включая незональные зерна, центральные и периферийные зоны зональных зерен, а также зерна с «пятнистой» зональностью, в целом, образуют единые области с полями составов высокобариевых слюд гипабиссального кимберлита Пайбалд трубки Премьер (Dongre et al., 2019) и дайки Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010) попадают в область слюд из кимберлитов (Mitchell, 1995) и демонстрируют эволюционный тренд увеличения содержаний алюминия на фоне умеренного понижения концентраций титана и железа (рис. 5.5.7, а, б), характерный для кимберлитов группы I (Mitchell, 1995). Локальные смещения отдельных точек в «оранжеитовую» область (Mitchell, 1995) связано с

эпизодическим увеличением трехвалентного железа и повышения фугитивности кислорода на разных этапах эволюции кимберлитового расплава.

На диаграмме $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})\text{-BaO}$, предложенной Дж. Гаспаром (Gaspar, Wyllie, 1982), figurative points of compositions of phlogopite in the main mass of kimberlite rocks from the Manchara pipe (im. A.P. Smelova) form a single field of compositions with a separated field of mica from the Manchara pipe (Oparin, Oleynikov, 2021), dikes from the Snep Leyk (Kopylova et al., 2010) and a volcaniclastic calcite kimberlite pipe from Premier, which may indicate the universality of the regimes of phlogopite crystallization at the late magmatic stage of kimberlite formation (fig. 5.5.7, b). Phlogopite from the Manchara pipe (im. A.P. Smelova), as a whole, like mica from the Manchara pipe, does not fall into the field of mica from carbonatites (Gaspar, Wyllie, 1984), ailikites (Tappe et al., 2004; Nielsen et al., 2009; Kargin et al., 2017; Dongre, 2020; Nosova et al., 2020), yolites (Beccaluva et al., 2017), lamprophyres (Greenwood, 1998), melilitites (Velde et al., 1979) and mantle peridotites (Gaspar, Wyllie, 1984). (fig. 5.5.7, b). On the graph $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})\text{-BaO}$ it is possible to follow how these phlogopites, independently of zonality, are grouped in two fields of different BaO concentrations. The upper field (BaO from 4 to 9 mas. %) corresponds to barium phlogopite, and the lower (BaO from 0.05 to 3.5 mas. %) – barium-containing (fig. 5.5.7, b). The graph illustrates that the overwhelming majority of non-zonal plasticine corresponds to barium-containing phlogopite (fig. 5.5.7, b). It is also possible to note the predominance of barium phlogopite among central zones of zonal plasticine mica, which indicates the widest spread of the reverse type of zonality.

Таким образом, согласно полученным данным, можно сделать вывод, что флогопит в кимберлитовых породах трубок Хомпу-Майского поля кристаллизовался в несколько этапов.

Начало кристаллизации мегакристаллов флогопита из трубки Манчары происходило в мантийных условиях. Это первая генерация флогопита,

представленная его высокохромистыми центральными зонами мегакристов. Завершение их кристаллизации происходило непосредственно в кимберлитовом расплаве, что подтверждается низкохромистыми краевыми зонами мегакристов. Низкие содержания хрома в этой разновидности слюды, по всей видимости, связаны с кристаллизацией макрокристаллов хромита и магнезиохромита, обедняющих расплав хромом. К второй генерации относится слюда сегрегаций и основной массы, представленная следующими разновидностями: флогопит, барийсодержащий флогопит и бариевый флогопит. Все эти разновидности могут присутствовать в пределах одного зерна, формируя зоны с различным содержанием оксида бария.

В результате изучения зональности флогопита основной массы трубок Манчары и им. А.П. Смелова установлены особенности поведения BaO на позднемагматической стадии формирования кимберлитовых пород. Начало кристаллизации слюды основной массы на позднемагматической стадии проходило при высокой концентрации бария в остаточном расплаве, что проявляется в виде обратного типа зональности, который является наиболее распространенным в слюдах пород Хомпу-Майского поля, и характерен для содержащих барий кимберлитовых слюд в целом (Kopylova et al., 2010; Mitchell, 1995). Совместная кристаллизация стронциевого фторапатита (Опарин, Олейников, 2021) и бариевого флогопита может свидетельствовать о том, что в их образовании на позднемагматическом этапе принимали участие флюиды, обогащенные стронцием и барием. В редких случаях возможно обогащение остаточных расплавов барием, что приводит к появлению зональности прямого типа.

В разновидностях слюды основной массы всех исследуемых тел в пределах чувствительности рентгеноспектрального метода концентрации фтора зафиксированы не были. Это связано, по всей вероятности, с совместной кристаллизацией слюды и фторапатита, забирающего фтор из расплава (Опарин и др., 2020). Полученные в результате настоящего исследования данные также

подтверждают сделанный ранее Р. Х. Митчеллом вывод о том, что концентрации титана в слюдах кимберлитовых пород не зависят от содержания бария (Mitchell, 1995).

Анализ литературных и полученных данных позволяет предположить, что появление высокобариевых слюд может быть связано с повышенными содержаниями CO_2 в расплаве, что приводит к появлению магматического кальцита (Castilio-Oliver et al., 2018). Так, например, кальцитовый кимберлит силлов Бенфонтейн содержит незональный киноситалит (Mitchell, 1995), а обогащенные кальцитом кимберлитовые дайки Снэп Лейк и Джос содержат бариевый флогопит (Kopylova et al., 2010) и калиевый киноситалит (Mitchell, 1995). Не исключено, что в редких случаях слюда, относящая к калиевому киноситалиту, может присутствовать и среди зерен флогопита трубок им. А.П. Смелова и Манчары, так как флогопит такого состава был установлен в трубке Турахская Хомпу-Майского поля (Опарин, Олейников, 2021). Определить количество магматического карбоната в кимберлитах Хомпу-Майского поля сложно из-за наложенных масштабных постмагматических преобразований апикальных частей трубок (карбонатизации и серпентинизации), однако, его присутствие подтверждается данными о наличии идиоморфных включений кальцита, в том числе и Sr-содержащего, в макрокристаллах магнезиохромита трубки Манчары, а также призматических зерен в основной массе этой трубки.

Проведенный сравнительный анализ строения зональных слюд кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля с таковыми из известных кимберлитовых тел мира показал, что режим обогащения бария может быть различным, о чем свидетельствует появление в кристаллах различных типов зональности. Бариевые слюды мезостазиса Хомпу-Майского поля близки к таковым из дайки кальцитовых кимберлитов Снэп Лейк (Kopylova et al., 2010), гипабиссального кальцитового кимберлита Пайбалд трубки Премьер (Dongre et al., 2019) и вулканокластического кимберлита трубки Премьер (Dongre et al., 2019) и образуют с ними единое поле составов, что может свидетельствовать о

типоморфизме бариевых кимберлитовых слюд и близких условиях их кристаллизации на позднемагматическом этапе.

5.6. Апатит

Трубка Манчары. Зерна апатита встречаются в мелкозернистой серпентин-карбонатной матрице в ассоциации с лейстами флогопита, ксеноморфными зернами перовскита и атолловыми кристаллами минералов группы шпинели (рис. 5.6.1, а). В протолочных пробах и аншлифах апатит диагностирован, большей частью, в виде водяно-прозрачных кристаллов, имеющих гексагонально-призматический габитус со степенью удлинения (от 1:3 до 1:5) размером от 20 до 500 мкм и иногда образующих скопления в породе (рис. 5.6.1, а). Изредка встречаются резорбированные зерна апатита размером от 50 до 100 мкм с кавернами (рис. 5.6.1, б, в). Каверны выполнены выделениями кальцита (до 100 мкм) (рис. 5.6.1, б), серпентина (до 60 мкм) (рис. 5.6.1, в) и перовскита (рис. 5.6.1, г), а также бывают заполнены атолловыми кристаллами, кайма которых сформирована губчатыми образованиями или пластинчатыми скелетными кристаллами магнетита (до 100 мкм). Ядра атолловых кристаллов (до 25 мкм) представлены магнезиоферритом (рис. 5.6.1, г).

Часто кристаллы апатита, демонстрируют химическую зональность (рис. 5.6.2) по содержанию SrO (приложение 14). Сканирование по профилю фиксирует различные содержания SrO и CaO и свидетельствует о выдержанности концентраций этих окислов в пределах каждой отдельной зоны (рис. 5.6.2, а). Зональность апатита устанавливается в обратнорассеянных электронах (BSE) (рис. 5.6.2). Участки более яркого оттенка отличаются повышенными содержаниями SrO и пониженного CaO (приложение 14). По типу узора зональные кристаллы являются концентрическими (Краснова, Петров, 1995). В поперечном сечении каждая из зон представлена в виде фигуры, повторяющей контуры внешних границ кристалла — шестиугольники (рис. 5.6.2, б, в). Зерна, разрезанные при полировке вдоль длинной оси кристалла, в силу отсутствия пирамидальных вершин демонстрируют «полосообразный» узор (рис. 5.6.2, г). В обоих случаях

встречаются зерна, демонстрирующие как обратную, так и прямую типы зональности.

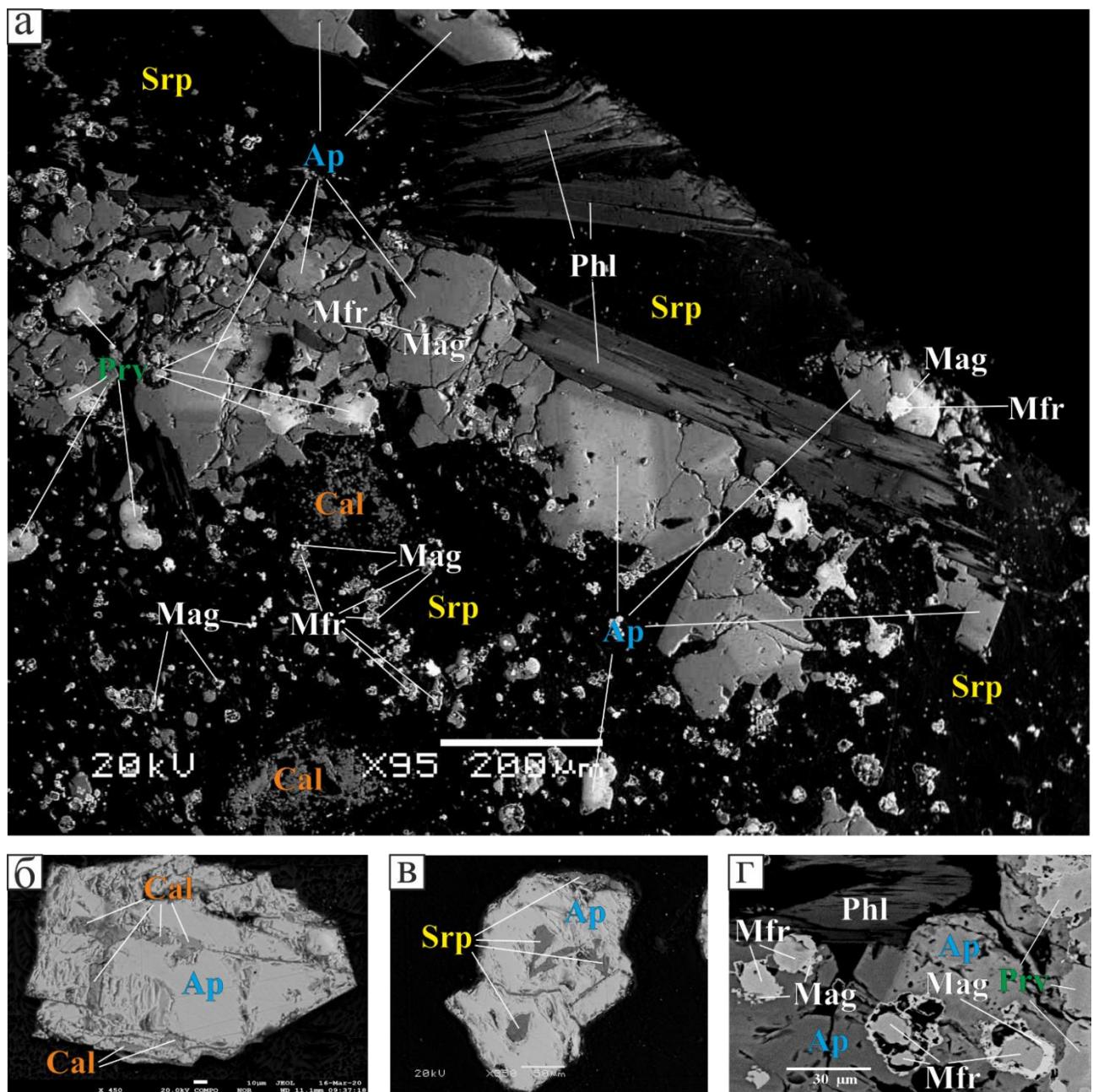


Рис. 5.6.1. Апатит из кимберлитовых пород трубы Манчары: а – зерна апатита в мезостазисе кимберлита трубы Манчары, б – гипидиоморфное зерно апатита с выделениями кальцита, в – ксеноморфное зерно апатита с выделениями серпентина, г – край зонального зерна апатита со сростками перовскита и с кавернами, заполненными атоловыми кристаллами магнезиоферрита и магнетита; Ap – апатит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Cal – кальцит, Srp – серпентин, Phl – флогопит. BSE.

Обратная зональность по содержанию стронция обусловлена его снижением от центра к краю (рис. 5.6.2, б), а прямая - увеличением (рис. 5.6.2, в). Наличие этих двух типов зональности говорит о том, что начало формирования минерала на позднемагматической стадии проходило не одномоментно, а как при высокой концентрации стронция в остаточном расплаве, так и при более низких его содержаниях.

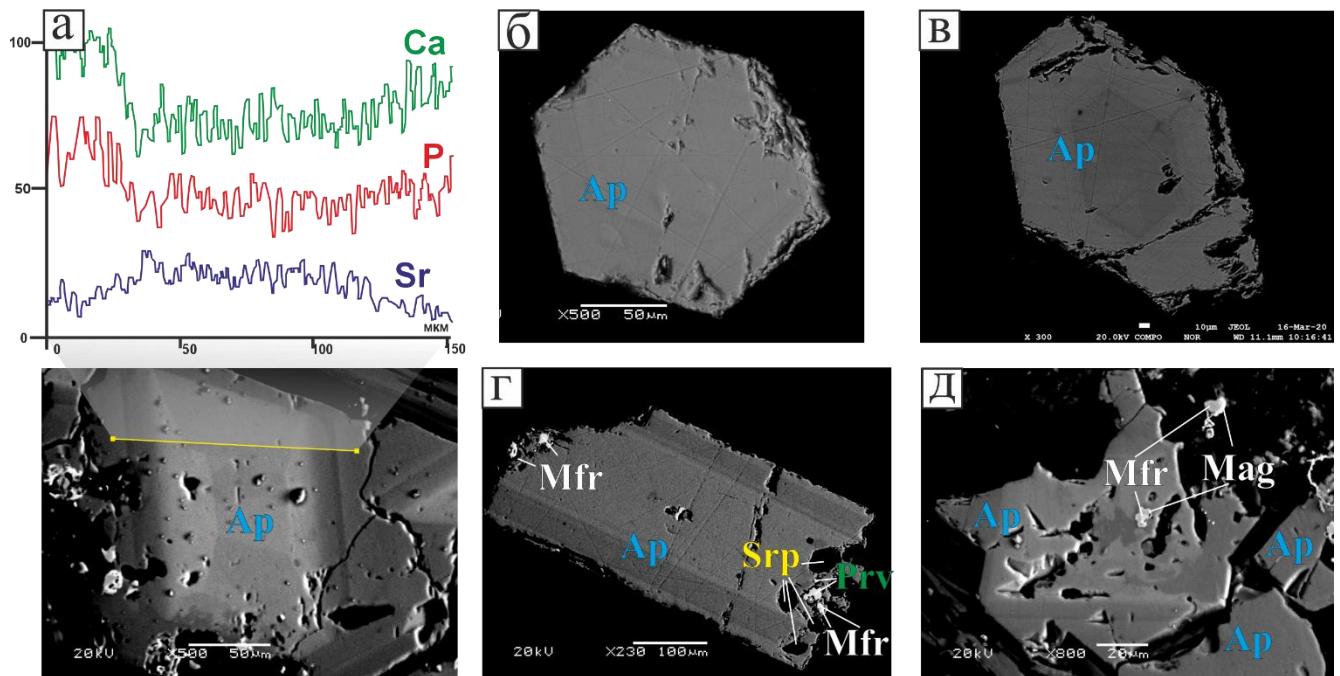


Рис. 5.6.2. Зональные кристаллы апатита из трубки Манчары: а – визуализация линейного сканирования зонального кристалла апатита, б – идиоморфный кристалл апатита с обратной зональностью, в – идиоморфный кристалл апатита с прямой зональностью, г – кристалл апатита с «полосообразным узором» зональности, д – ксеноморфное зерно апатита с диффузной зональностью; Ap – апатит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Prv – первовскит, Srp – серпентин. BSE

Увеличение содержания SrO в апатите приводит к снижению количества CaO (приложение 14). Такие взаимоотношения компонентов связаны с изоморфным замещением этих элементов по схеме $\text{Sr}^{2+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$ (Пущарковский и др., 1987). Разница в содержании стронция между зонами меняется от 3,53 до 9,36 мас. % SrO. Единичные зерна апатита демонстрируют сложную диффузную

зональность с наличием ксеноморфных по форме зон (рис. 5.6.2, д). Центральная часть такого зерна представляет собой скелетный кристалл (рис. 5.6.2, д), сформировавшийся при пересыщении (Краснова, Петров, 1995) элементов под влиянием диффузии в присутствии флюидов на позднемагматической стадии. В центре отмечаются зоны, как с пониженным (до 4,46 мас. %), так и с повышенным содержанием SrO (до 9,15 мас. %). Краевая часть имеет плоскогранные формы, образование которых связано с падением пересыщения (Краснова, Петров, 1995) и пониженными концентрациями стронция. В кимберлитовых породах трубы Манчары присутствующий в мезостазисе апатит имеет позднемагматическое происхождение, на что указывает его гексагонально-призматический габитус, предполагающий кристаллизацию из расплава в присутствии флюида (Wyllie et al., 1962).

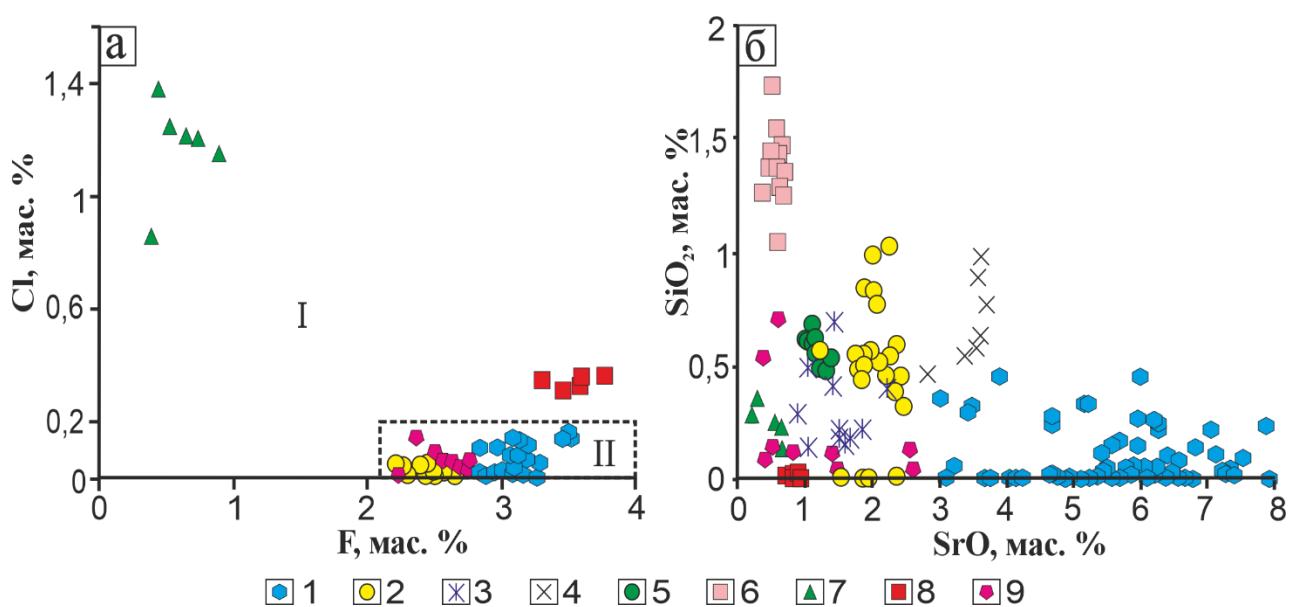


Рис. 5.6.3. Особенности состава апатита в координатах F - Cl (а) и SrO - SiO_2 (б): 1 – кимберлитовая трубка Манчары, 2 – кимберлитовая дайка Снэп Лэйк (Канада) (Milligan, 2017), 3 – кимберлиты рудника Де Бирс (ЮАР) (Soltys et al., 2017), 4 – кимберлиты рудника Кимберли (ЮАР) (Soltys et al., 2017), 5 – кимберлитовые силлы Весселтон (ЮАР) (Soltys et al., 2017), 6 – кимберлитовые силлы Бенфонтеин (ЮАР) (Soltys et al., 2017), 7 – ксенолиты перидотитов Яньюоань (Китай) (Zhao et al., 2015), 8 – ксенолиты эклогитов из кимберлитовой трубы Иерихон (Канада) (Heaman et al., 2006), 9 – карбонатиты из карбонатитового комплекса Палабора

(ЮАР) (Giebel et al., 2019). I – апатиты высокотемпературных сухих магм (Бушляков, Холоднов, 1986), II – апатиты низкотемпературных водных магм (Бушляков, Холоднов, 1986).

Апатит из кимберлитовой трубки Манчары характеризуется повышенными содержаниями SrO (до 9,64 мас. %) (приложение 15), по сравнению с минералом из кимберлитовых трубок Бенфонтейн (ЮАР) (Soltys et al., 2017), Кимберли (ЮАР) (Soltys et al., 2017), Дэ Бирс (ЮАР) (Soltys et al., 2017), Вэссэлтон (ЮАР) (Soltys et al., 2017), кимберлитовой дайки Снэп Лэйк (Канада) (Milligan, 2017), карбонатитов Палаборы (ЮАР) (Giebel et al., 2019), ксенолитов перидотитов из базальтов Яньюоань (Китай) (Zhao et al., 2015) и ксенолитов эклогитов из кимберлитовой трубки Иерихон (Канада) (Heaman et al., 2006), где содержания этого оксида не превышают 4 мас. % (рис. 5.6.3, б).

На диаграмме SrO-SiO₂ (рис. 5.6.3, б) апатиты трубки Манчары образуют отдельное поле составов, отличаясь от минерала из вышеперечисленных пород за счет высокого содержания стронция. Механизм образования высокостронциевого апатита (Watson, Green, 1981; Prowatke, Klemme, 2006; Ayers, Watson, 1993) в базальтоидах связан с влиянием отделившихся на позднемагматическом этапе флюидов, богатых Sr (Соловова et al., 2006; Соловова et al., 2009). Найдки высокостронциевого апатита в кимберлитах трубки Манчары могут свидетельствовать о сходных механизмах накопления Sr в этих породах.

Одной из основных типоморфных особенностей апатита является содержания в нем F и Cl (Бушляков, Холоднов, 1986), поскольку концентрации этих элементов выявляют существенные различия в составе апатита из различных кимберлитовых трубок (Milligan, 2017). Количество F в изученных зернах составляет от 2,85 до 3,53 мас. %, Cl от 0,01 до 0,27 мас. % (приложение 15). Изученные зерна соответствуют фторапатиту, что выражается в преобладании фторапатитового минала (от 0,82 до 0,99 ф.е.) над хлорапатитовым (от 0,01 до 0,04 ф.е.) и гидроксилапатитовым (от 0,02 до 0,19 ф.е.). Содержание F в изученных зернах превышает концентрацию фтора в апатите алмазоносной дайки Снэп Лэйк

(Канада), где содержание этого элемента составляет от 1,67 до 2,75 мас. % (Milligan, 2017). На диаграмме F-Cl (рис. 5.6.3, а) фигуративные точки состава апатита из трубки Манчары образуют обособленное поле, не пересекаясь с апатитами из Снэп Лэйк (Milligan, 2017), карбонатитов Палаборы (ЮАР) (Giebel et al., 2019), ксенолитов перидотитов из базальтов Яньюоань (Китай) (Zhao et al., 2015) и ксенолитов эклогитов из кимберлитовой трубки Иерихон (Канада) (Heaman et al., 2006) (рис. 5.6.3). Таким образом, необычно высокое содержание фтора при низком хлоре является типоморфным признаком апатита из Хомпу-Майского поля.

Содержания фтора в апатите выдержаны и не зависят от концентрации SrO. В бариевом флогопите (Опарин, 2017), находящемся в ассоциации с исследуемым апатитом, содержания фтора установлены не были, что также косвенно свидетельствует об одновременной кристаллизации флогопита и апатита, забравшего весь фтор из остаточного расплава.

Содержание хлора в апатите из трубки Манчары, как и в кимберлите из дайки Снэп Лэйк (Milligan, 2017), не превышает 0,27 мас. % (приложение 15). Наиболее высокие содержания хлора (рис. 5.6.3 а) отмечаются в ксенолитах перидотитов (Zhao et al., 2015) и эклогитов (Heaman et al., 2006), то есть основная часть хлора уходит в минералы еще в мантийных условиях.

По соотношению галогенов апатит из кимберлитов трубки Манчары, как и апатиты из кимберлитовой дайки Снэп Лэйк (Milligan, 2017) и карбонатитов (Giebel et al., 2019), на диаграмме F-Cl попадает в область фосфатов низкотемпературных водных магм (Бушляков, Холоднов, 1986) (рис. 5.6.3), что согласуется с позднемагматическим происхождением исследуемого минерала.

Изучение химического состава апатита из кимберлитовой трубки Манчары показало, что, кроме основных компонентов, во многих зернах присутствуют примеси Ce_2O_3 (от 0,01 до 2,56 мас. %) и Nb_2O_5 (от 0,01 до 0,61 мас. %) (приложение 15). Другие примеси: SiO_2 , BaO , MnO , La_2O_3 , Nd_2O_3 , Yb_2O_3 , Sm_2O_3 , Dy_2O_3 , Gd_2O_3 в пределах чувствительности метода зафиксированы только в отдельных зернах

(приложение 15). Таким образом, состав апатита показывает, что флюид, участвующий в кристаллизации пород, обогащен прежде всего стронцием и фтором.

Трубка им. А.П. Смелова. В трубке им. А.П. Смелова апатит встречается в виде гипидиоморфных резорбированных кристаллов размером от 50 до 100 мкм, которые часто образуют скопления в мезостазисе и ассоциируют с флогопитом, кальцитом, перовскитом и минералами группы шпинели (рис. 3.2.3, 3.2.4). В большинстве случаев это гипидиоморфные или ксеноморфные резорбированные кристаллы, которые в отличие от апатита из трубки Манчары, не характеризуются зональным строением и выглядят однотонными в режиме BSE.

Количество фтора в зернах изученных верхнего и среднего горизонтов трубки составляет от 1,66 до 2,26 мас. % и является более низким, чем в апатите нижней изученной части трубки, где содержание этого галогена колеблется от 3,29 до 3,66 мас. % (приложение 16). Расчет кристаллохимии минерала (приложение 16), показал, что количество минала гидроксилапатита в минерале мезостазиса нижнего изученного горизонта (172–200 м) составляет от 3 до 12 мас. % с резким преобладанием фторапатитового минала (87–97 мас. %) (приложение 16.) В апатите кимберлитовых пород более высоких уровней количество гидроксилапатитового минала значительно увеличивается и составляет от 40 до 60 мас. %, что позволяет отнести их либо к фтор–гидроксилапатиту, либо к гидрокси–фторапатиту.

Апатит трубки им. А.П. Смелова беден содержанием хлора. В минимальных количествах он присутствует во фторапатите нижнего изученного горизонта, где его количество не превышает 0,05 мас. % (приложение 16). Различия в содержаниях фтора хорошо прослеживаются на диаграмме F–Cl (рис. 5.6.4, а), где фигуративные точки состава исследуемого минерала из нижнего горизонта попадают в ранее выделенное поле апатита из трубки Манчары (Опарин и др., 2020), не пересекаясь с апатитами из кимберлитовой дайки Снэп Лэйк (Milligan, 2017). На этой же диаграмме отчетливо видно, что фигуративные точки составов апатита из верхнего

и среднего горизонтов обеднены галогенами относительно апатита из нижнего горизонта трубок им. А.П. Смелова, Манчары и дайки Снэп Лейк.

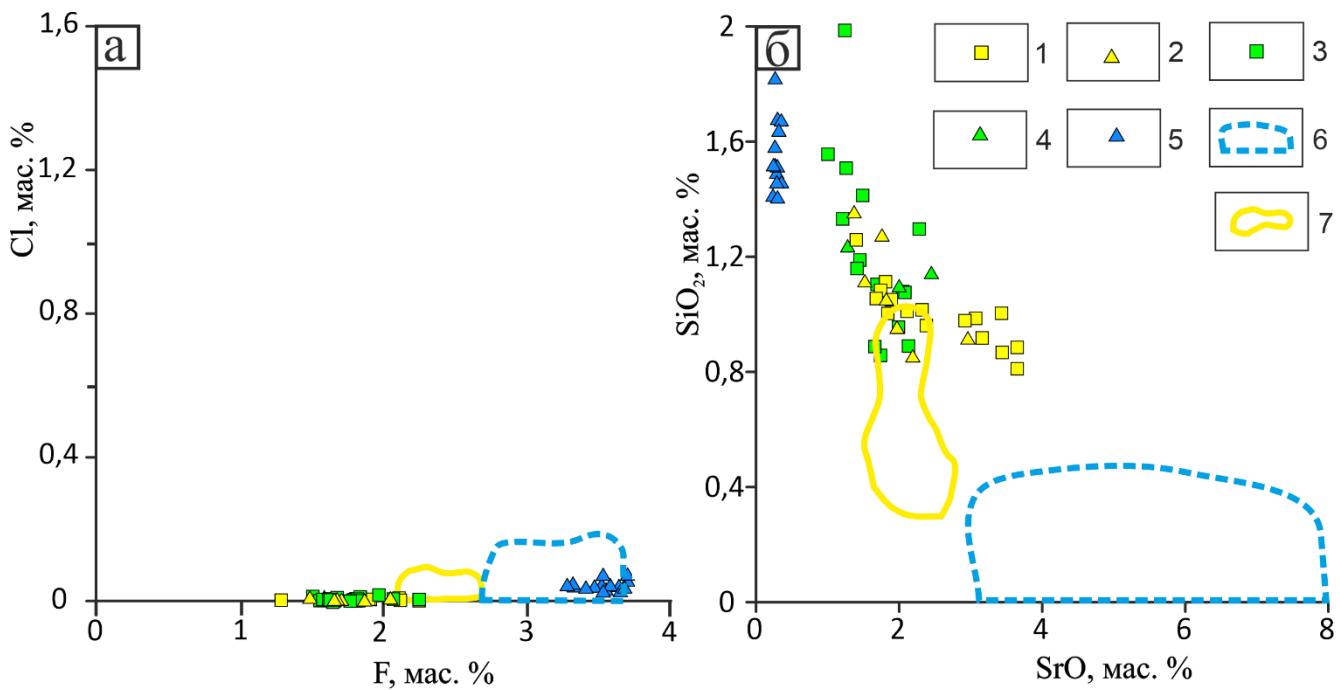


Рис. 5.6.4. Особенности состава апатита основной массы кимберлитов трубы им. А.П. Смелова в координатах: а – F – Cl ; б – SrO – SiO_2 . Условные обозначения: 1 – фтор–гидроксилапатит верхнего горизонта, 2 – гидрокси–фторапатит верхнего горизонта, 3 – фтор–гидроксилапатит среднего горизонта, 4 – гидрокси–фторапатит среднего горизонта, 5 – фторапатит нижнего горизонта, выделенные поля составов апатита: 6 – трубка Манчары (Опарин, Олейников, Баранов, 2020), 7 – кимберлитовая дайка Снэп Лэйк (Канада) (Milligan, 2017).

По содержанию стронция можно выделить две разновидности апатита (рис. 5.6.4, б). Первая представлена низкостронциевым фторапатитом (от 0,26 до 0,30 мас. % SrO) глубоких горизонтов (приложение 16). Ко второй разновидности можно отнести более высокостронциевые фтор–гидроксилапатит и гидрокси–фторапатит среднего и верхнего горизонтов (от 1,00 до 3,65 мас. % SrO).

Изучение особенностей химического состава апатита из кимберлитовой трубы им. А.П. Смелова показало, что кроме основных компонентов, во всех зернах присутствуют примеси оксидов ниобия (от 0,76 до 1,43 мас. %) и бария (до 0,08 мас. %). Подобные примеси ниобия ранее не были зафиксированы в

кимберлитовых апатитах из трубок мира, но отмечались в апатите из трубы Манчары Хомпу–Майского поля (Опарин, 2020) лампроитов (Rao et al., 2014) и карбонатитов (Seo et al., 2016). Примеси Ce_2O_3 и La_2O_3 в пределах чувствительности рентгеноспектрального метода анализа зафиксированы только в отдельных зернах апатита основной массы среднего и верхнего изученных горизонтов, а их концентрации не превышают 0,17 мас. % (приложение 16). Зерна апатита из нижнего горизонта стабильно содержат концентрации оксидов церия (0,24–0,37 мас. %) и лантана (0,08–0,23 мас. %). Примеси Ce_2O_3 и La_2O_3 в подобных количествах отмечались исследователями в кимберлитовых породах трубы Манчары (Опарин, Олейников, Баранов, 2020), даек Де Бирс (Soltys et al., 2020) и Джос (Malarkey et al., 2010), силлов Вэссэлтон и трубы Бултфонтейн (Guiliani et al., 2017; Soltys et al., 2020).

Таким образом, впервые для кимберлитовых пород установлены изменения содержания фтора и стронция в апатите в зависимости от глубины кристаллизации. Кроме того, такие различия в содержании стронция согласуются с выводами, полученными Солтисом с соавторами, где они связывают низкие содержания SrO в апатите из кимберлитов кристаллизацией этого минерала непосредственно из кимберлитового расплава, в то время как повышенные содержания оксида стронция соответствуют кристаллизации апатита из гидрогенных флюидов вторичного или гидротермального происхождения (Soltys et al., 2020).

Проведенные исследования показали, что апатит из кимберлитовой трубы Манчары является стронциевым фторапатитом. Это выражается в преобладании фторапатитового минала (приложение 15) и высоком содержании стронция (до 9,64 мас. %). В результате изучения зонального стронциевого фторапатита установлено изменение поведения SrO на позднемагматической стадии формирования кимберлитовой трубы Манчары. Начало формирования минерала на позднемагматической стадии проходило не одномоментно – как при высокой концентрации стронция в остаточном расплаве, так и при более низких его содержаниях, что проявляется в виде обратной и прямой типов зональности.

Высокие содержания стронция, совместная кристаллизация с бариевым флогопитом, а также морфологические особенности зерен апатита из трубы Манчары указывают на его кристаллизацию на позднемагматическом этапе из остаточного расплава при участии флюида. Отличия в составах апатита из трубы Манчары и трубы им. Смелова, а также из алмазоносных кимберлитовых тел (Milligan, 2017; Soltys et al., 2017), карбонатитов (Giebel et al., 2019), ксенолитов перидотитов (Zhao et al., 2015) и эклогитов (Heaman et al., 2006) ЮАР, Канады и Китая указывают на наличие типоморфных особенностей минерала для каждого объекта, что позволяет использовать примесный состав апатита в сравнительном изучении кимберлитовых и других пород.

Исследования апатита основной массы трубы им. А.П. Смелова показали наличие двух генераций этого минерала: первая представлена низкостронциевым фторапатитом наименее измененных кимберлитов глубоких горизонтов, который кристаллизовался непосредственно из кимберлитового расплава. Ко второй относятся фтор–гидроксилапатит и гидрокси–фторапатит среднего и верхнего горизонтов, кристаллизация которых произошла под влиянием вторичных гидрогенных флюидов, обогащенных стронцием. Впервые для кимберлитовых пород установлены изменения содержания фтора и стронция в апатите в зависимости от глубины кристаллизации.

Совместная кристаллизация стронциевых фтор–гидроксилапатита и гидрокси–фторапатита и бариевого флогопита среднего и верхнего горизонтов трубы им. А.П. Смелова может свидетельствовать о том, что в их кристаллизации на позднемагматическом этапе принимали участие флюиды, обогащенные барием, стронцием и фтором. Высокие содержания бария во флогопите и стронция в апатите из кимберлитов средней и верхней частей трубы свидетельствует о максимальном обогащении флюида BaO и SrO в остаточном расплаве, участвующем в формировании пород этих горизонтов.

5.7. Циркониевый гранат

Редкие минералы супергруппы гранатов (Grew et al, 2013): кимцеит ($\text{Ca}(\text{Zr},\text{Ti})_2(\text{Si},\text{Al}^{3+})_3\text{O}_{12}$) и керимасит ($\text{Ca}(\text{Zr},\text{Ti})_2(\text{Si},\text{Fe}^{2+})_3\text{O}_{12}$) впервые обнаружены в породах трубок Якутской кимберлитовой провинции. Минералы диагностированы в основной массе порфирового кимберлита трубы Манчары Хомпу-Майского поля (Центральная Якутия). Циркониевые Ca-Ti-гранаты, ранее диагностированы в карбонатитах щелочного массива Магнет Коув (Milton et al., 1961) и вулкана Керимаси (Zaitsev, 2010), базальтовых лавах острова Стромболи (Munno, 1980), породах вулканического комплекса Сабатини (Schingaro et al., 2001), лампрофировых дайках Маратон (Platt, Mitchell, 1979) и Аиллик (Tappe et al., 2006), в скарнах месторождений Высока-Златно (Uher et al., 2015) и Вилюй (Galuskina et al., 2005).

В кимберлитовых породах циркониевые гранаты диагностированы только в силлах Вэссэлтон (Mitchell, 1995) и трубке Нью Эландс (Mitchell, Meyer, 1989). Считается, что циркониевые минералы в кимберлитах образовались в результате концентрации несовместимых элементов в остаточном расплаве и их присутствие не свидетельствует о генетической связи пород с карбонатитами или лампроитами (Mitchell, 1995).

В трубке Манчары циркониевые гранаты встречаются локально в основной массе порфирового кимберлита среднего и нижнего горизонтов, иногда образуя скопления и сростки между собой. Они имеют размер от 20 до 50 мкм и расположены в серпентиновом матриксе кимберлита с обильной сырью микрозерен граната андрадитового состава в ассоциации с кальцирбитом, кальцитом, перовскитом, минералами группы шпинели, апатитом и флогопитом (рис. 5.7.1-5.7.3).

Для гранатов характерно скелетно-зональное строение. Подавляющее большинство таких скелетных кристаллов характеризуется атолловой структурой, проявляющейся в наличии промежуточной зоны (лагуны), выполненной серпентином и расположенной между центральным кристаллом (ядро атолла) и

краевой скелетной зоной (кольцо атолла). У части кристаллов лагуна отсутствует. Согласно Д. П. Григорьеву скелетные кристаллы возникают в тех случаях, когда минерал растет метасоматически, поэтому исследуемые в настоящей статье кристаллы граната обеих морфологических разновидностей относятся к метакристаллам (Григорьев, 1961).

Атолловые скелетно-зональные кристаллы (рис. 5.7.1 – 5.7.2) имеют идиоморфную (рис. 5.7.1, г, д, е, гипидиоморфную (рис. 5.7.1, а) и ксеноморфную формы (рис. 5.7.1, б). Наблюдаются срастания атолловых гранатов между собой (рис. 5.7.1, в), с ксеноморфными зернами перовскита (рис. 5.7.1, в, г) и со сложными атолловыми агрегатами минералов группы шпинели и перовскита (рис. 5.7.1, д). Отсутствие кольца атолла на границе срастания с перовскитом может свидетельствовать о более ранней кристаллизации перовскита относительно атолловых гранатов.

Ядро атолла по химическому составу может быть, как однородным (рис. 5.7.1, а-г), так и зональным (рис. 5.7.1, д, е), с наличием нескольких зон. Однородные центральные кристаллы имеют идиоморфную (рис. 5.7.1, д), гипидиоморфную (рис. 5.7.1, а, д) и ксеноморфную (рис. 5.7.1, б, в) форму, то есть их внешняя граница в отдельных случаях может быть сильно резорбирована (рис. 5.7.1, б). По составу такие ядра соответствуют керимаситу (приложение 17, ан. 1-2) либо, в редких случаях, андрадиту (рис. 5.7.1, д; приложение 17, ан. 5).

В зональных ядрах в единичных случаях центральная зона представлена резорбированным керимаситовым ядром ксеноморфной формы (рис. 5.7.1, д) (приложение 17, ан. 3), а кристаллографически оформленная внешней границей средняя зона, расположенная между ядром и лагуной (рис. 5.7.1, д) – андрадитом (приложение 17, ан. 4). Рядом (рис. 5.7.1, д) в сростке с атолловым агрегатом минералов группы шпинели присутствует атолловый скелетно-зональный кристалл, ядро и кайма которого сложены андрадитом. В отдельных случаях внешняя андрадитовая зона ядра имеет фрагментарное строение (рис. 5.7.1, е;

приложение 17, ан. 7). Ее целостность, наряду с внешним скелетным атолловым кольцом, нарушается серпентином основной массы (рис. 5.7.1, е).

Кольцевая зона в атолловых гранатах выдержаны по толщине и имеет скелетную природу, о чем свидетельствует ее губчатая структура, шестоватый облик внешней границы и наличие на ней выростов (Galuskina et al., 1998) (рис. 5.7.1). В целом, кольцо атолла, несмотря на губчатое строение, в большинстве случаев кристаллографически оформлено (рис. 5.7.1, г, д, е), то есть имеет элементы огранки и наследует форму ядра атолла. Между ядром и кольцом атолла наблюдаются соединяющие тонкие перемычки граната (рис. 5.7.1). В отдельных случаях лагуна имеет фрагментарное распространение (рис. 5.7.1. в, е). Толщина атоллового кольца колеблется в диапазоне 1,5-2 мкм. На внутренней части кольца отдельных атолловых гранатов наблюдается микрозона (рис. 5.7.1, а, г), определить состав которой является проблематичным в силу ее небольшой толщины. В пределах чувствительности рентгеноспектрального метода получить количественные анализы краевых скелетных зон, имеющих губчатое строение, не удалось. Полученная сумма окислов составила от 88 до 95 мас. %, что, возможно, связано не только с их небольшой мощностью, но и присутствием в составе анионной OH-группы.

Следует также отметить, что близкими составами и аналогичными низкими аналитическими суммами обладают крупные (до 50 мкм) ксеноморфные зерна (рис. 5.7.1, г) и мелкие (1,5 -2 мкм) зерна андрадита (рис. 5.7.1, а, в; рис. 5.7.3, а), неравномерно распространенные в основной массе кимберлитовых пород, слагающих трубку Манчары и зачастую образующие крупные скопления в породе. По своему строению эти незональные гранаты схожи с атолловыми каймами, имеют выросты по внешней границе и губчатый облик. Все это свидетельствует об их скелетном росте и, по всей видимости, они кристаллизовались одновременно с кольцевыми внешними зонами атолловых гранатов и являются гидрогранатами, наличие воды в которых подтверждается данными КР-спектроскопии.

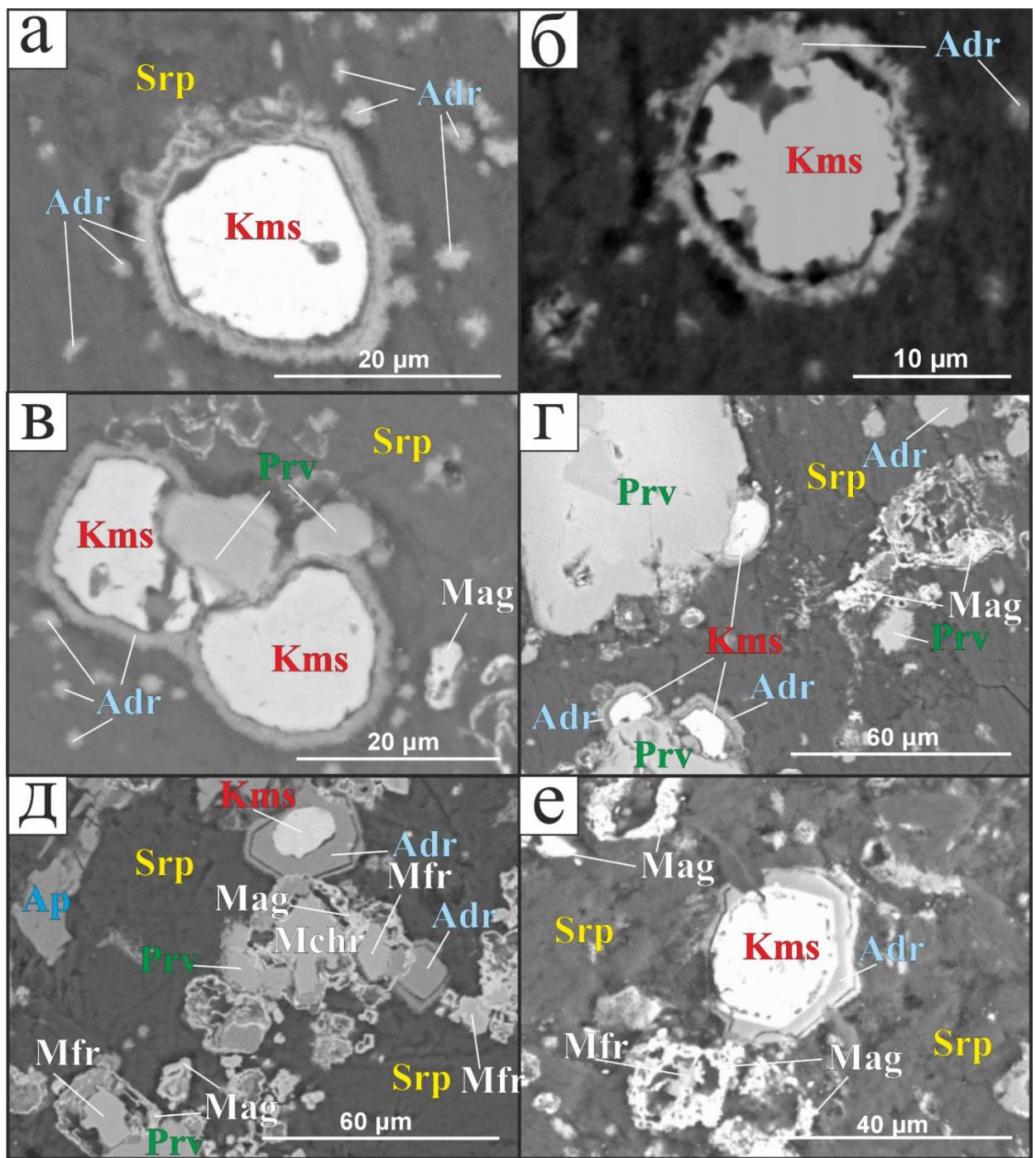


Рис. 5.7.1. Атолловые скелетно-зональные кристаллы гранатов основной массы кимберлитов трубки Манчары (BSE): а – атолловый скелетно-зональный кристалл граната гипидиоморфного облика в серпентиновом матриксе среди губчатых микрозерен андрадита, б – атолловый скелетно-зональный кристалл граната ксеноморфного облика; в – сросток ксеноморфных атолловых скелетно-зональных кристаллов граната и зерен перовскита; г – атолловые скелетно-зональные кристаллы граната с элементами огранки в сростках с перовскитом, гомогенные ксеноморфные зерна андрадита; д – идиоморфные

атолловые скелетно-зональные кристаллы граната в сростке со сложным атолловидным агрегатом магнезиохромита, магнезиоферрита и перовскита; *e* – резорбированный гипидиоморфный атолловый скелетно-зональный кристалл граната. *Kms* – керимасит, *Ktz* – кимцеит, *Slo* – шорломит, *Adr* – андрадит, *Srp* – серпентин, *Prv* – перовскит, *Mag* – магнетит, *Mchr* – магнезиохромит, *Mfr* – магнезиоферрит, *Ap* – анатит.

Атолловые скелетно-зональные кристаллы граната иногда образуют крупные скопления в породе и сростки между собой (рис. 5.7.2, а, б). Ядра этих атолловых гранатов характеризуются сложным строением, обусловленным срастанием зональных кристаллов. Центральные зоны ядер на начальном этапе их роста представляли собой разноориентированные кристаллы, с автономными кристаллизационными двориками (Воробьев, 1990). По мере развития, кристаллизационные дворики соседних кристаллов перекрывались и кристаллы начинали конкурировать между собой, угнетая друг друга. Близко расположенные кристаллы росли в противоположные стороны, деформируя друг друга, срастаясь и образуя общий кристаллизационный дворик. В результате, мы наблюдаем причудливое слияние идиморфных (с элементами огранки) и ксеноморфных форм в составе центральных зон ядер атолловых гранатов. Ко всему прочему, центральная зона срастается с ксеноморфным вростком кальциртита (рис. 5.7.2, б). На этом этапе заканчивается полногранный рост ядра атолла и начинается скелетный рост с образованием лагуны и кольца атолла. Атолловые кольца имеют пористое губчатое строение и в точности повторяют форму внешних границ средней зоны центральных кристаллов. Между внутренней частью кольца и внешней границей промежуточной зоны ядра наблюдаются микронные перемычки граната, соединяющие внешнюю границу центрального кристалла и внешней кольцевой зоной, подтверждая ее скелетную природу.

По химическому составу центральные зоны ядер атолловых скелетно-зональных кристаллов граната согласно номенклатуре IMA (Grew et al., 2013)

соответствуют керимаситу (приложение 18, ан. 1, 2), о чём свидетельствует доминирование Zr^{4+} в октаэдрической позиции и преобладание трехвалентного железа над алюминием в тетраэдрической позиции. Средние зоны атолловых ядер, расположенные между центральными зонами и лагуной, представлены преимущественно андрадитом (рис. 5.7.2, б), иногда с примесью ZrO_2 до 1,54 мас. % (приложение 18, ан. 3, 5). Однако, в редких случаях это может быть и железистый гроссуляр (рис. 5.7.2, в), с характерным для этого граната преобладанием Al^{3+} в октаэдрической позиции, а также значительным количеством Fe^{3+} (приложение 18, ан. 7).

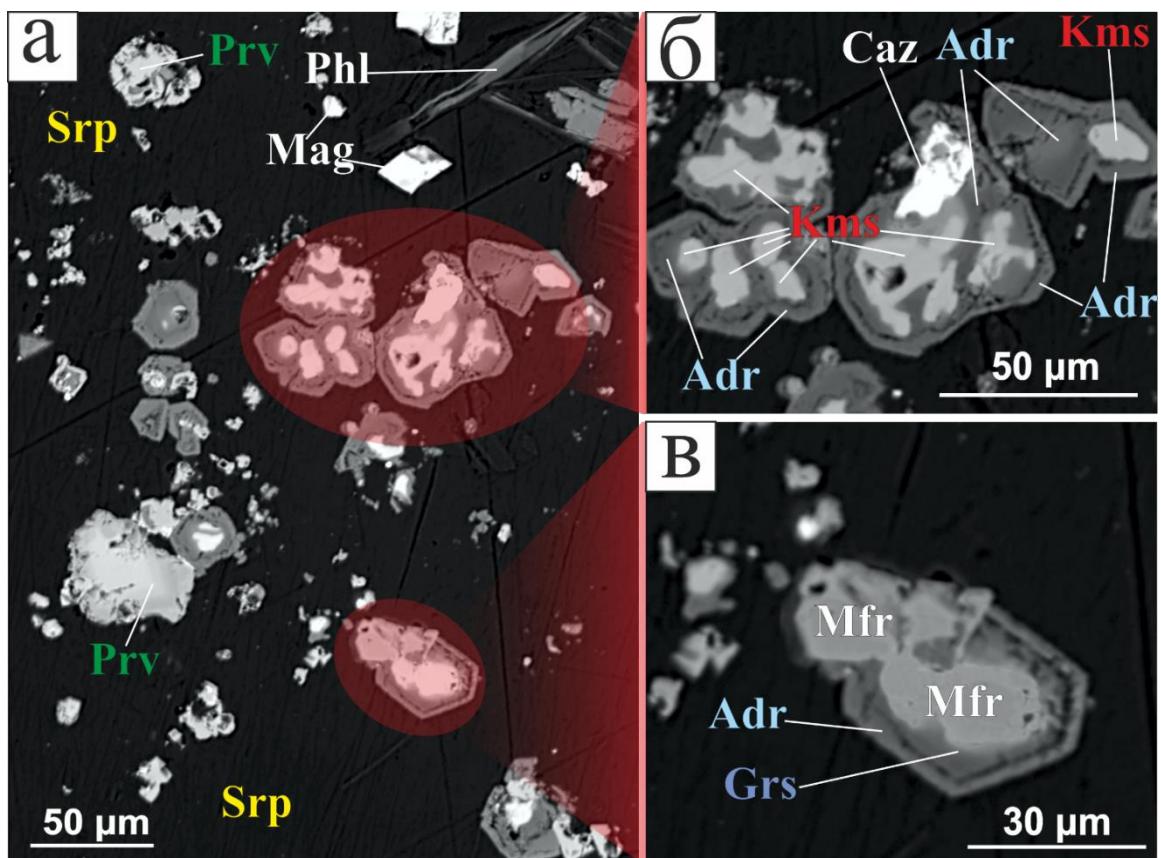


Рис. 5.7.2. Атолловые скелетно-зональные кристаллы гранатов сложного строения основной массы кимберлитов трубки Манчары (BSE): а – скопления атолловых скелетно-зональных кристаллов в мезостазисе; б – сложнозональные атолловые скелетно-зональные кристаллы граната; в – идиоморфный атолловый скелетно-зональный кристалл граната с включениями кальциртита и магнезиоферрита. Kms – керимасит, Grs – гроссуляр, Adr – андрадит, Srp –

серпентин, Prv – первовскит, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Phl – флогопит, Cas – кальциртит.

Для внешних кольцевых зон исследуемых атолловых гранатов получить количественные аналитические суммы в пределах разрешающей способности рентгеноспектрального метода не удалось, что связано не только с их микронной мощностью, но и присутствием в составе анионной OH-группы, о чем свидетельствуют данные КР-спектроскопии.

Скелетно-зональные кристаллы граната (рис. 5.7.3, а-в) без атоллового строения менее распространены по сравнению с атолловыми гранатами. По рисунку зональности центральных частей (зоны I, II и III) скелетно-зональных кристаллов можно сделать вывод об их неравномерном росте (Жабин, 1979). Отсутствие зон II и III на одной из сторон скелетно-зонального кристалла граната (рис. 5.7.3, в) может свидетельствовать об односторонней кристаллизации навстречу потоку питающего флюида. Подобный механизм описан в работе (Григорьев, 1961) на примере метасоматического роста зонального кристалла турмалина. Краевая скелетная зона IV (рис. 5.7.3, б, в) имеет фрагментарный характер, ксеноморфную форму и губчатое строение. Ее пористая губчатая структура предполагает скелетный рост мелкими кристаллами. На внешней границе зоны III (рис. 5.7.3, б), в местах контакта с внутренней границей зоны IV, наблюдаются следы растворения, что может свидетельствовать о перерыве в кристаллизации.

В соответствии с номенклатурой IMA (Grew et al., 2013) выполнены кристаллохимические расчеты, в результате которых установлено, что во всех изученных скелетно-зональных кристаллах (рис. 5.7.3, б, в) зона I представлена кимцеитом (приложение 19, ан. 1, 3, 4). Зона II по химическому составу соответствует Zr-содержащему шорломиту, о чем свидетельствует доминирующий в октаэдрической позиции катион Ti^{4+} и значительное количество Zr^{4+} (приложение 19, ан. 5, 7, 8). Крайняя плоскогранная зона III, более темная в обратнорассеянных электронах, относится к Al-содержащему андрадиту с небольшой примесью оксида

циркония (до 0,71 мас. %) (приложение 19, ан. 9, 10). Краевая зона IV соответствует андрадиту, а низкие аналитические суммы связаны с ее губчатым строением и с присутствием в составе гидроксильной группы.

В целом, во всех центральных зонах (I-III) наблюдается тенденция к увеличению концентраций Ca и Si и уменьшению содержания Zr (рис. 5.7.3, г, д) от центра к краю. Концентрации Al, Mg, Ti и Fe относительно выдержаны в пределах всех зон ядер (рис. 5.7.3, г, д). Краевые ксеноморфные зоны IV характеризуются повышенными, относительно центральных, концентрациями железа и магния и пониженными содержаниями оксидов алюминия и титана (рис. 5.7.3, г, д), что согласуется с их андрадитовым составом (приложение 19, ан. 9, 10)

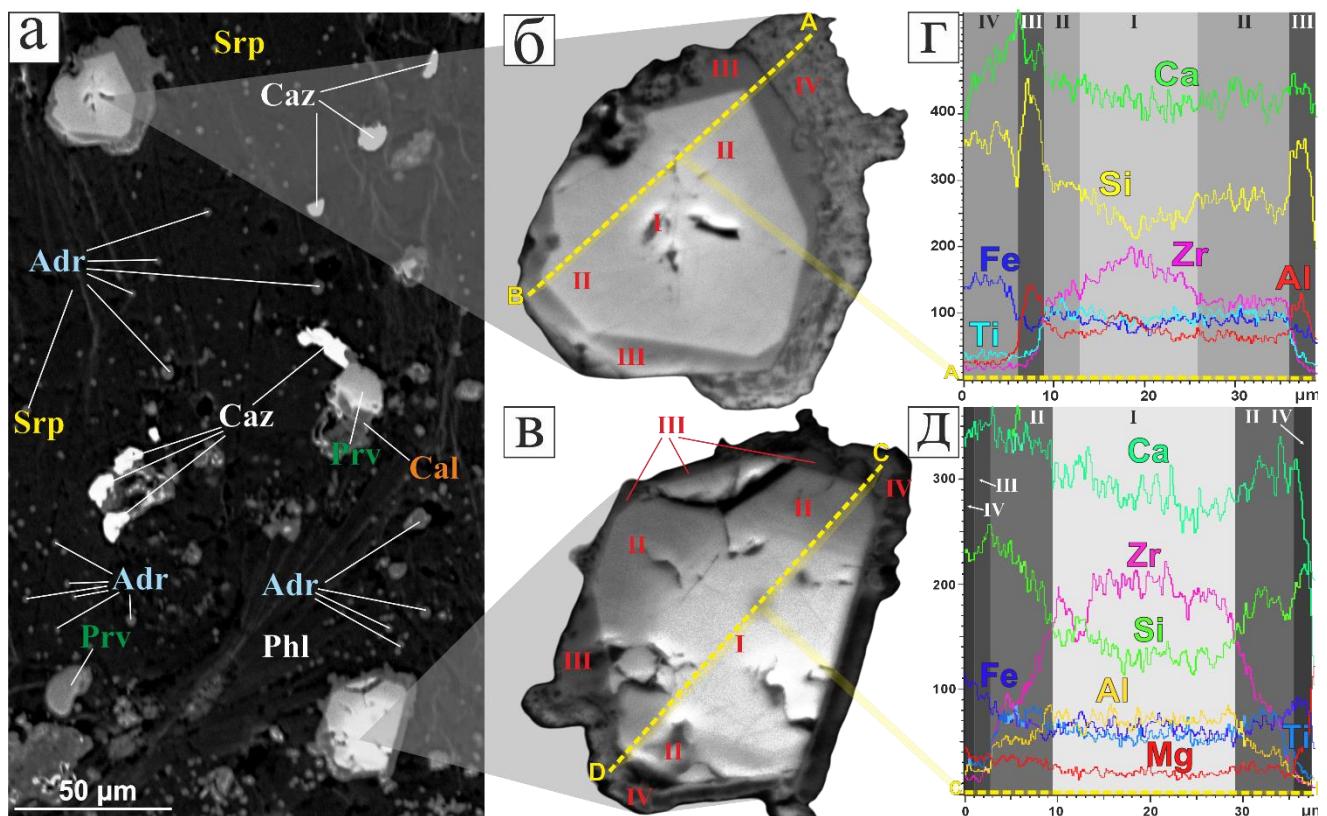


Рис. 5.7.3. Скелетно-зональные кристаллы граната с фрагментарной скелетной внешней зоной (BSE): а – кимберлитовый мезостазис, содержащий скелетно-зональные кристаллы; б – скелетно-зональный кристалл с фрагментом скелетной внешней зоны и идиоморфным зональным ядром; в – скелетно-зональный кристалл со слабовыраженной скелетной внешней зоной и

идиоморфным зональным ядром; г – распределение химических элементов вдоль линии сканирования A-B; д – распределение химических элементов вдоль линии сканирования C-D. Srp – серпентин, Prv – перовскит, Cal – кальцит, Adr – андрадит, Phl – флогопит, Caz - кальциртит. I-IV – зоны, участвующие в строении скелетно-зональных кристаллов граната.

BSE-изображения и рентгеновские карты пространственного распределения отдельных элементов (рис. 5.7.4) наглядно демонстрируют химическую зональность отдельного скелетно-зонального кристалла граната. Для наглядности на каждую из этих карт было наложено BSE-изображение кристалла с увеличенной прозрачностью, благодаря чему продемонстрировано содержание элементов в пределах каждой из зон. В данном случае также выделяется 4 макрозоны (I-IV). Центральные кристалломорфные зоны I-II характеризуются идиоморфной формой, что свидетельствует о полногранном росте. Зона III, граничащая с краевой скелетной зоной IV, едва прослеживается в обратнорассеянных электронах (рис. 5.7.4, а). Краевая зона IV имеет губчатую структуру и неровные границы с выростами, свидетельствующие о скелетном росте. По химическому составу зона I соответствует кимценту (приложение 19, ан. 2), а зона II – Zr-содержащему шорломиту (приложение 19, ан. 5). Определить состав зоны III в пределах разрешающей способности рентгеноспектрального метода не удалось, в силу небольшой ее мощности. Однако эта тонкая зона отчетливо фиксируется на КР-карте (рис. 5.7.5), и ее спектр соответствует андрадиту. Между зонами I и II наблюдается тонкая микрозона, определить состав которой, из-за ее небольшой толщины (меньше 1 мкм), в пределах чувствительности рентгеноспектрального метода не представляется возможным, однако, она хорошо видна в обратнорассеянных электронах (рис. 5.7.4, а) и на рентгеновских картах (рис. 5.7.4, в, з). На КР-карте эта зона едва угадывается и по спектру также соответствует кимценту (рис. 5.7.5, б, в). По всей видимости, появление это тонкой зоны связано с кратковременным изменением состава питающей среды, а именно незначительным повышением в ней концентраций циркония (рис. 5.7.4, з). Фрагментарное увеличение содержания алюминия фиксируется в зоне III (рис.

5.7.4, в). В пределах всего исследуемого кристалла от центра к краю наблюдается увеличение концентраций кремния и железа (рис. 5.7.4, б, д). Содержания оксида кальция в центральных зонах, в целом, выдержаны (рис. 5.7.4, е). Центральная зона I отличается немного пониженными концентрациями TiO_2 относительно зоны II (приложение 19, ан. 2, 5), на внешней границе которой отмечается наличие тонкой реакционной зоны, с более низкими концентрациями титана, по сравнению с зоной II, но более высокими относительно зоны III (рис. 5.7.4, ж). Краевая скелетная зона IV стехиометрически соответствует андрадиту, и, как и следовало ожидать, характеризуется низкой аналитической суммой, связанной с ее небольшой мощностью, пористой структурой и присутствием в составе анионной OH-группы. Содержания магния значительно увеличиваются от внутренней границы зоны IV к внешней. Обратная тенденция наблюдается с распределением железа, количества которого на внутренней границе зоны IV выше, чем на внешней (рис. 5.7.4, д). Увеличение концентраций железа в скелетной зоне носит фрагментарный характер. Скелетная и центральные плоскогранные зоны характеризуются относительно выдержаными концентрациями кальция (рис. 5.7.4, е). Незначительные фрагментарные превышения этого элемента фиксируются в пределах зоны IV, на внешней границе которой наблюдается чередование тонких реакционных зон, с постепенно уменьшающимся содержанием Ca (рис. 5.7.4, е). Для скелетной зоны также характерны наиболее низкие концентрации титана и циркония, относительно центральных зон, что согласуется с крайне низким содержанием в ней кимцеитового компонента (рис. 5.7.4, ж, з). Для зон I и II отмечается наличие примеси гафния в количестве 0,36 и 0,34 мас. %, соответственно (приложение 19, ан. 2, 6). Содержание этого оксида довольно выдержано в пределах зон I - III (рис. 5.7.4, и) и значительно понижается в скелетной зоне IV. Циркониевые Ca-Ti-гранаты обычно включают некоторое количество Hf, элемента с высоким геохимическим сродством к Zr (Uher et al., 2015). Опубликованные содержания HfO_2 в циркониевых гранатах варьируют от ~0,1 до 0,8 мас. %, (Galuskin, 2005; Galuskina et al., 2005; Galuskina, 2010; Zaitsev, 2010).

Полученная в результате проведенных исследований методом КР-спектрометрии карта распределения спектральных параметров скелетно-зонального кристалла граната демонстрирует изменение структуры от его центра к периферии (рис. 5.7.5). Каждая из выделенных на рентгеновских картах (рис. 5.7.4) макрозон обладает своим КР-спектром. Метод КР-картирования позволил более четко визуализировать гетерогенное строение кристалла, выявить границы между всеми зонами и установить наличие дефектов и трещин. Зоны I и II имеют спектр кимцеита (рис. 5.7.5, в) и представляют собой одно целое на КР-карте несмотря на различные содержания ZrO_2 в этих зонах – 19,6 и 13,7 мас. %, соответственно (приложение 19, ан. 2, 6).

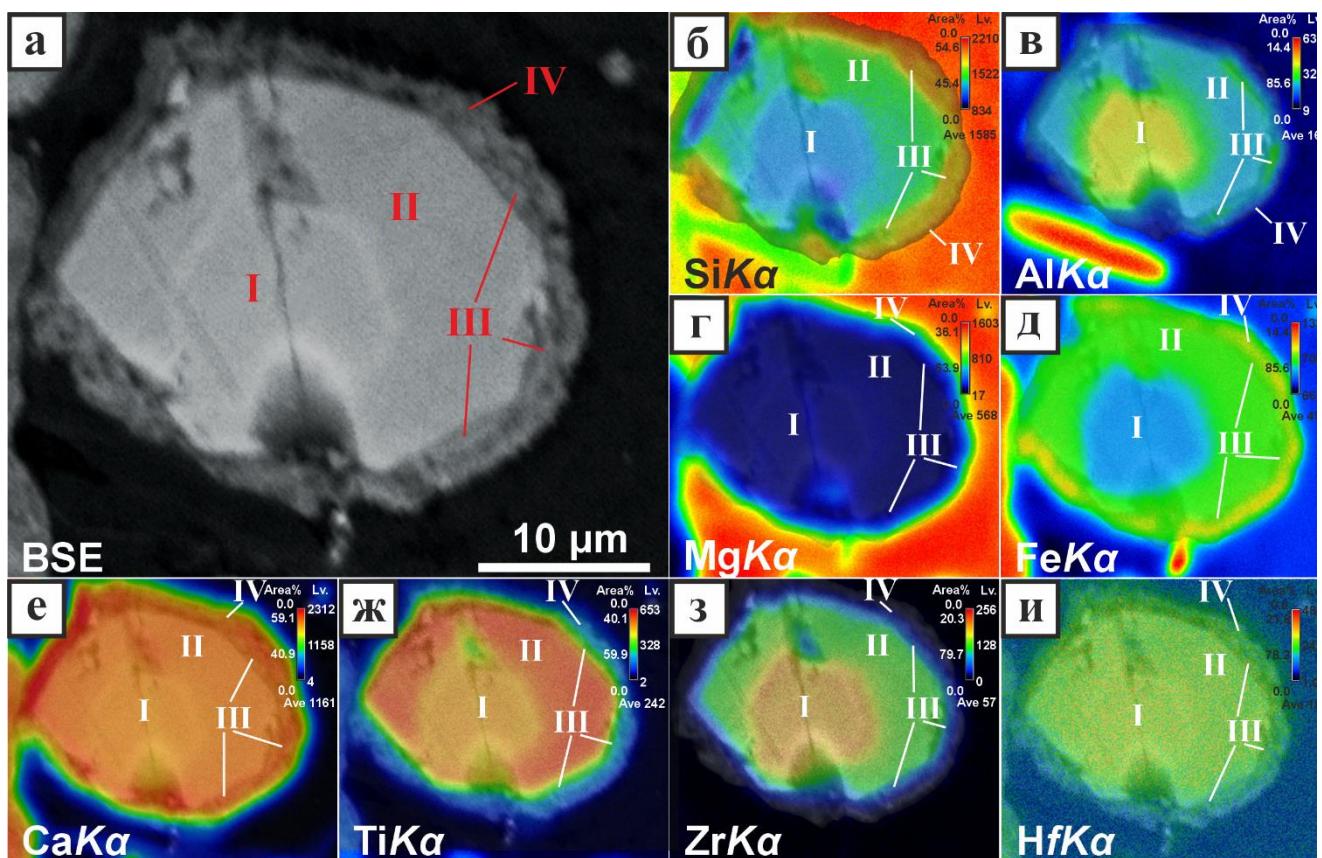


Рис. 5.7.4. Зональность скелетно-зонального кристалла граната, выделенная по химическому составу: а – BSE-изображение граната, б-и – карты распределения отдельных элементов в характеристических рентгеновских лучах. I-IV – зоны, участвующие в строении скелетно-зональных кристаллов граната.

Здесь также наблюдается тонкая зона между зонами I и II, представленная в виде полосы более темного оттенка спектра кимцеита (рис. 5.7.5, б). Зона III, слабо

различимая в режиме BSE, имеет фрагментарное распространение в пределах кристалла и четко фиксируется на КР-карте (рис. 5.7.5, б), а ее спектр соответствует спектру андрадита (рис. 5.7.5, в). Граница между зоной III и скелетной зоной IV неровная и корродированная, что, по всей видимости, является отражением реакционных процессов.

КР-картирование подтверждает губчатое (пористое) строение и резорбированные внешние и внутренние границы зоны IV (рис. 5.7.5, б). В кавернах этой краевой зоны наблюдаются реликтовые включения андрадита зоны III. КР-спектр внешней зоны IV, в целом, сопоставим со спектром андрадита, однако здесь отмечается наличие двух линий - 3568 и 3688 см⁻¹ (рис. 5.7.5, в). Согласно (Rossman, Aines, 1991) две линии в спектре андрадита около 3598 и 3660 см⁻¹ отвечают изоморфизму $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow 4\text{OH}^-$. Исходя из этого можно сделать вывод о присутствии OH-группы в молекуле граната краевой зоны IV, который можно отнести к гидроандрадиту. Гидроандрадит и андрадит также частично развиваются по трещинам в центральных зонах. Присутствие графита (рис. 5.7.5) связано с артефактами пробоподготовки — остатками напыления на поверхности полированной пластинки. Область построения КР-карты кроме скелетно-зонального кристалла граната также захватывает часть более крупного (70 мкм) ксеноморфного зерна граната (рис. 5.7.5, а), который также имеет КР-спектр гидроандрадита. Такие зерна, как уже упоминалось выше, в большом количестве распространены в кимберлите трубки Манчары. Вокруг внешней скелетной зоны кристалла в серпентиновом матриксе на КР-карте (рис. 5.7.5, б) фиксируется мельчайшая сыпь гидроандрадитовых фаз, имеющая размер от десятых долей микрона до 1,5 мкм и образующая своего рода ореол вокруг скелетной зоны. Наиболее крупные из этих выделений обладают скелетной формой и, по всей видимости, аналогичны мелким гомогенным скелетным кристаллам андрадита, широко распространенным в мезостазисе кимберлитов трубки Манчары и образующим скопления в породе в виде микронной сыпи.

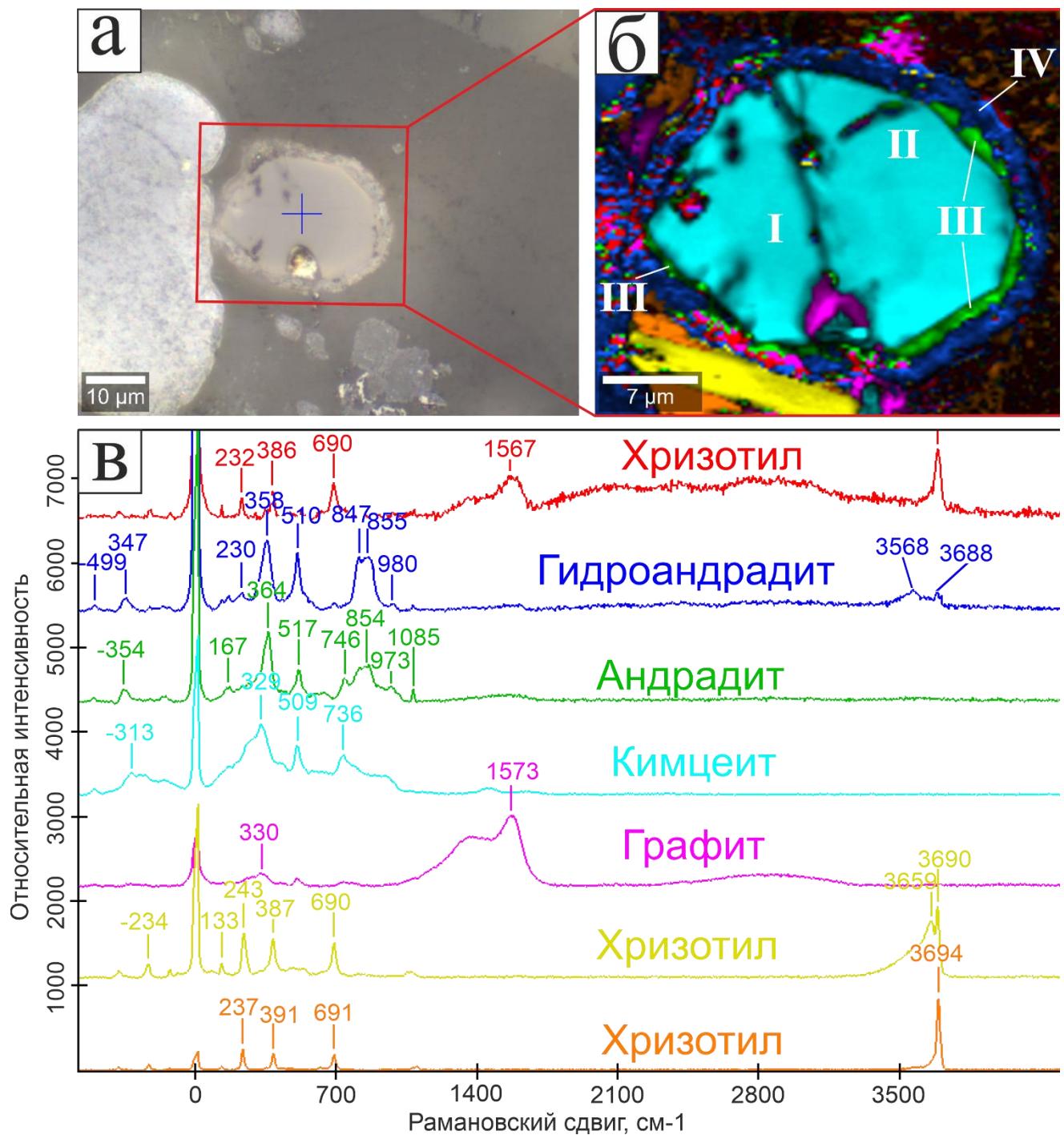


Рис. 5.7.5. КР-спектроскопия атоллового скелетно-зонального кристалла граната: а – BSE изображение скелетно-зонального кристалла граната и выбранная область для КР-картирования; б – КР-карта скелетно-зонального кристалла граната; в – КР-спектры минералов, цвета спектров соответствуют цветам зон на КР-карте. I-IV – зоны, участвующие в строении скелетно-зональных кристаллов граната.

Изменения химического состава циркониевых гранатов из трубы Манчары, хорошо прослеживаются на классификационной диаграмме Ti-Zr (Galuskin, 2005)

(рис. 5.7.6). Зональное строение контролируется общим трендом уменьшения Zr от центра к краю кристаллов. В зависимости от локальных вариаций циркония в расплаве центральные зоны формировались как керимаситовые, кимцеитовые либо андрадитовые. Дальнейшая эволюция сопровождалась переходом к Zr-шорломиту, затем к андрадиту и завершалась внешними скелетными зонами и гомогенными зёренами основной массы гидроандрадитового состава.

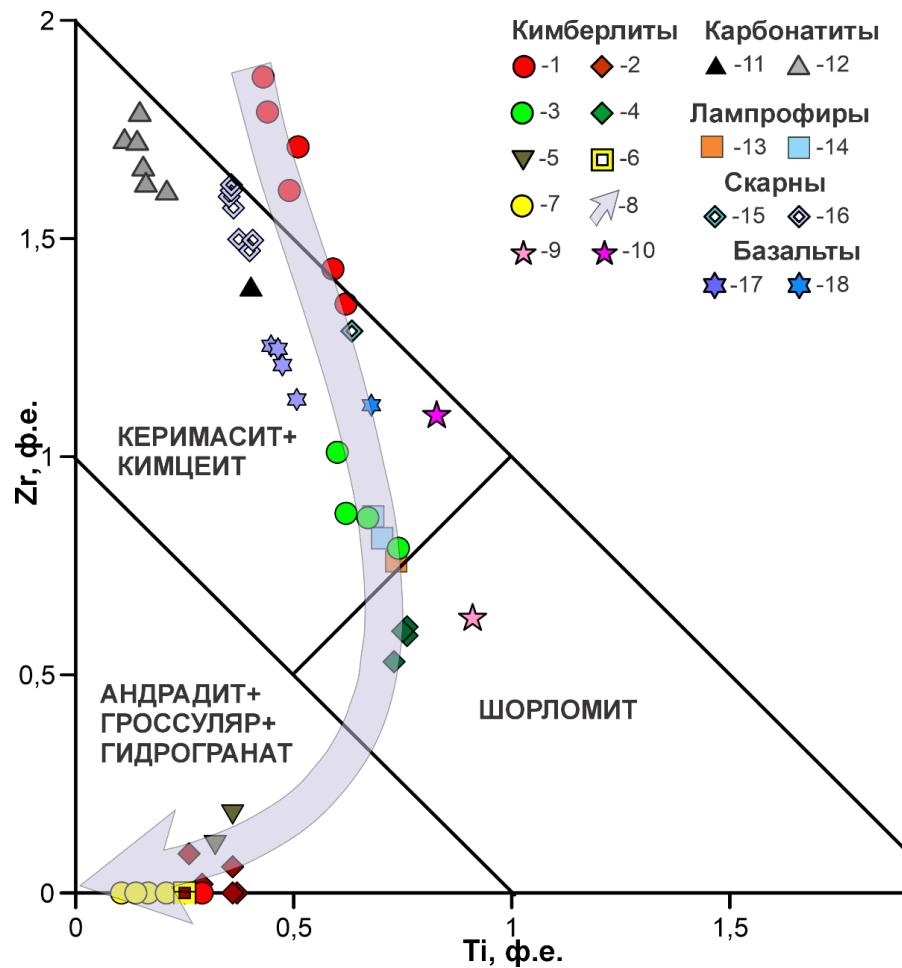


Рис. 5.7.6. Состав гранатов в координатах Ti - Zr (ф.е.) по (Galuskin, 2005). Трубка Манчары: 1 – керимасит центральной зоны (I) ядра атолловых скелетно-зональных кристаллов, 2 – андрадит средней зоны (II) ядра атолловых скелетно-зональных кристаллов, 3 – кимцеит центральной зоны (I) скелетно-зональных кристаллов, 4 – шорломит средней зоны (II) скелетно-зональных кристаллов, 5 – андрадит средней зоны (III) скелетно-зональных кристаллов, 6 – гидроандрадитовая краевая скелетная зона атолловых скелетно-зональных (III) и скелетно-зональных (IV) кристаллов, 7 – гомогенный гидроандрадит основной

массы кимберлита, 8 – эволюционный тренд изменения составов гранатов трубы Манчары; 9 – шорломит из кимберлитовой дайки Нью Эландс (Mitchell, Meyer, 1986); 10 - керимасит из кимберлитовых силлов Вэссэлтон (Mitchell, 1995); 11 – кимцеит из карбонатитов щелочного массива Магнет Коув (Milton et al., 1961); 12 – керимасит из карбонатитов вулкана Керимаси (Zaitsev, 2010); 13 – керимасит из лампрофировой дайки Аиллик (Tappe, 2006); 14 – керимасит из лампрофировой дайки Маратон (Platt, Mitchell, 1979); 15 – керимасит из скарнов месторождения Вилюй (Galuskina et al., 2005); 16 – керимасит из скарнов месторождения Высока-Златно (Uher, 2015); 17 – кимцеит из базальтовых лав острова Стромболи (Munno et al., 1980); 18 – керимасит из шиошонитовых базальтов вулканического комплекса Сабатини (Schingaro et al. 2001).

Керимасит из кимберлитов трубы Манчары отличается более высокими содержаниями титана относительно минерала из карбонатитов вулкана Керимаси (Zaitsev, 2010), Магнет Коув (Milton, 1961) и скарнов месторождения Высока-Златно (Uher et al., 2015), обладая при этом близкими содержаниями циркония. Схожими с гранатом из трубы Манчары, концентрациями титана и циркония характеризуется керимасит из месторождения Вилюй (Galuskina et al., 2005). Для кимцеита из трубы Манчары, который характеризуется более низкими содержаниями Zr по сравнению с гранатами из базальтов Стромболи (Munno et al., 1980) и Сабатини (Schingaro et al., 2001), отмечается общее поле составов с минералом из лампрофировых даек Маратон (Platt, Mitchell, 1979) и Аиллик (Tappe, 2006). В целом циркониевые гранаты из трубы Манчары характеризуются более высокими концентрациями циркония и низкими титана относительно керимасита кимберлитовых силлов Вэссэлтон (Mitchell, 1995) и циркониевого шорломита трубы Нью Эландс (Mitchell, Meyer, 1989).

Циркониевые гранаты являются редкими минералами, формирующими в специфических геохимических условиях, связанных с магматическими и метасоматическими процессами.

В кимберлитах силлов Вэссэлтон (Mitchell, 1995) и дайки Нью Эландс (Mitchell, Meyer, 1986) циркониевые гранаты представлены единичными мелкими ксеноморфными гомогенными по составу кристаллами, погруженными в кальцит-хлоритовую основную массу с минералами группы шпинели, перовскитом, флогопитом, рутилом и апатитом. По мнению отдельных исследователей такие гранаты являются первичной фазой основной массы и кристаллизовались непосредственно из кимберлитового расплава (Mitchell and Meyer, 1986). Проведенные кристаллохимические расчеты согласно утвержденной IMA номенклатуре (Grew et al., 2013), данные циркониевые гранаты, которые были определены, как кимцеит, показали, что в силле Вэссэлтон минерал является керимаситом ($\{Ca_{3,05}\}_{3,05}[Zr_{1,1}Ti_{0,73}]_{1,83}(Si_{1,47}Fe^{3+}_{1,04}Al_{0,39}Ti_{0,1})_3O_{12}$), в то время как в дайке Нью Эландс соответствует циркониевому шорломиту ($\{Ca_{2,89}Na_{0,19}\}_{3,07}[Ti_{0,91}Zr_{0,63}Mg_{0,31}Fe^{3+}_{0,05}Mn^{2+}_{0,01}]_{1,91}(Si_{2,1}Fe^{3+}_{0,9})_3O_{12}$). Также гомогенное строение зерен установлено у керимасита базальтовых лав острова Стромболи (Munno et al., 1980), шошонитовых базальтов вулканического комплекса Сабатини (Schingaro et al. 2001) лампрофиров дайки Аиллик (Tappe, 2006), ультраосновного лампрофира дайки Маратон (Platt, Mitchell, 1979) и карбонатитов Магнет Коув (Milton et al., 1961). Приведенный пересчет кристаллохимических формул циркониевых гранатов из вышеупомянутых пород в соответствии с позднее изданной классификацией IMA показал, что во всех случаях циркониевые гранаты относятся к керимаситу, что подтверждается доминированием трехвалентного железа над алюминием на Z-позиции.

В отличии от этих находок циркониевые гранаты трубки Манчары имеют скелетно-зональное строение, что сближает их с керимаситом из скарнов Cu-Au месторождения Высока-Златно, который образует изометричные кристаллы с выраженной зональностью, которая проявляется в виде регулярных осцилляторных концентрических зон или нерегулярных пятнистых текстур (Uher, 2015) и циркониевыми гранатами из скарнового месторождения Вилой (Galuskina et al., 2005). Вилойские гранаты обладают ромбододекаэдрической формой и также

демонстрируют зональное строение, характеризующееся повышенным содержанием циркония в центральных зонах с уменьшением количества этого элемента от центра к краю. В результате чего центральные зоны представлены кимцейтом, окруженным более поздними зонами шорломита и андрадита. Такие гранаты установлены в апоскарновых породах, которые являются продуктами ретроградного изменения высокотемпературных мелилитовых скарнов. Таким образом, с учетом скелетно-зонального строения зерен и их фрагментарным распространением в кимберлитовых породах трубы Манчары образование зерен циркониевых гранатов происходило на заключительных стадиях становления трубы под воздействием флюида, обогащенного цирконием и титаном. При этом зональность гранатов отражает изменения в составе флюида во время роста кристаллов.

Появление атолловых скелетно-зональных кристаллов из трубы Манчары рассмотрено по аналогии с гранатами месторождения Вилюй (Galuskina et al., 2007). После завершения процессов роста, на постмагматической стадии под влиянием серпентинизации началась кристаллизация гидрогранатов, формирующих микрокристаллы в матрице породы и зоны на ядре атоллового граната. Эти зоны становились неустойчивыми и при дальнейшем изменении условий подвергались селективному растворению с замещением серпентином, заполняющим лагуну между ядром и атолловым кольцом. Атолловое кольцо гидроандрадита формируется по скелетному механизму роста в виде нового слоя на месте растворенной зоны.

Таким образом, на основании анализа строения скелетно-зональных кристаллов гранатов из кимберлитов трубы Манчары можно сделать вывод о сложном многостадийном процессе их формирования, связанным с локальным обогащением позднемагматического остаточного расплава цирконием на фоне общего тренда эволюции кимберлитового расплава к SiO_2 -дефицитным и карбонатно-обогащенным составам. Источником циркония необходимым для кристаллизации циркониевых минералов в том числе гранатов, по всей видимости,

являлись обломочные цирконы из метаморфических пород, в большом количестве обнаруженные в тяжелой неэлектромагнитной фракции кимберлитов трубы Манчары (Смелов и др., 2013). CO₂-обогащенный флюид, выделившийся из остаточного расплава, взаимодействовал с этими цирконами, а также с перовскитом и магнезиоферритом, послужившими источниками титана, железа и алюминия, которые также входят в состав гранатов. Незакономерный характер изменения содержаний циркония в кимберлитах трубы Манчары (приложение 26) и морфологические особенности зерен циркониевых гранатов однозначно свидетельствуют о их метасоматическом происхождении.

Серпентинизация кимберлитов сопровождается гидротермальными флюидами (Stripp et al., 2006), которые насыщаются кальцием и железом, необходимыми для кристаллизации гидроандрадита, который кристаллизуется в виде мелких скелетных кристаллов (рис. 5.7.1, а, в; рис. 5.7.3, а) и более крупных ксеноморфных зерен (рис. 5.7.1, г) в серпентиновом матриксе.

5.8. Кальциртит

Редкий титаноцирконат кальция кальциртит ($Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$), как и циркониевые гранаты, впервые был обнаружен в кимберлитовых породах трубок Якутской кимберлитовой провинции. Кальциртит установлен в карбонатитах массивов Горноозерский (Здорик и др., 1961), Якупиранга (Sinclair et al., 1986), Себльяр (Булах, Шевалевский, 1962), Гулинский (Bulakh et al., 1967), в перидотитах интрузивного комплекса Блю Хиллс (Mitchell, 1995) и скарнах Монте Сомма (Везувий) (Pascal et al., 2009). В кимберлитовых породах кальциртит встречается чаще, нежели циркониевые гранаты. Он был установлен в трубках Мотэ (Raber, Haggerty, 1979), Монастыри (Kamenetsky et al., 2014) и Новоласпинская (Цымбал и др., 2011), в силлах Бенфонтейн и Вэссэлтон (Mitchell, 1994) и интрузиве Освальдо Франка (Carvalho et al., 2022).

Минерал диагностирован в серпентиновом матриксе наименее измененных кимберлитов нижних изученных горизонтов трубы Манчары, как в виде

дискретных ксеноморфных гомогенных зерен и их скоплений, реже идиоморфных зональных зерен (рис. 5.8.1, 5.8.2), размером от 5 до 50 мкм. Минерал находится в ассоциации с ксеноморфными зернами гидроандрадита (рис. 5.7.3, а; 5.8.1, а, в; 5.8.2, в), зональными пластинками бариевого флогопита (рис. 5.7.2, а; рис. 5.7.3, а; 5.8.2, а), перовскитом (рис. 5.7.3, а; 5.8.1, а, в; 5.8.2), магнезиоферритом (рис. 5.8.1, г) и кальцитом (рис. 5.7.3, а; 5.8.2, в). То есть, для кальциртита характерен парагенезис мезостазиса, аналогичный парагенезису минералов группы граната исследуемой трубки. На отдельных участках нижнего изученного горизонта диатремы трубки Манчары кальциртит также можно встретить в ассоциации с атолловыми и скелетно-зональными кристаллами граната. Кроме того, данный титаноцирконат кальция определен и в интенсивно карбонатизированном кимберлите верхней части трубки. В этом случае он присутствует в виде редких дискретных гипидиоморфных зерен размером не более 10 мкм, погруженных в серпентиновый матрикс с ксеноморфными выделениями доломита (рис. 5.8.1, б).

На некоторых участках мезостазиса, содержащего циркониевые гранаты, единичные ксеноморфные зерна кальциртита примыкают в виде вростков к атолловым скелетно-зональным кристаллам граната (рис. 5.7.2, б). Характер контакта границ кальциртита с ядром и кольцом атолла указывает на то, что кальциртит был более ранней фазой.

Наиболее распространены срастания кальциртита с перовскитом и кальцитом. В редких случаях, в таких срастаниях участвуют все три перечисленных минерала (рис. 5.7.3, а). Наибольшим распространением обладают сростки кальциртита с перовскитом (рис. 5.8.2, а, б). В режиме BSE в строении кристалла кальциртита установлено наличие двух зон (рис. 5.8.2, б), отличающихся по содержанию циркония и титана. Центральная зона обладает идиоморфной формой и отличается от периферийной более высокими содержаниями TiO_2 и низкими ZrO_2 (приложение 20, ан. 1, 2). Различия в содержаниях этих элементов в пределах зон связаны с изоморфизмом $Zr^{4+} \rightarrow Ti^{4+}$, характерным для циркониевых минералов

(Пеков, 1998). Характер взаимоотношений кальциртита с перовскитом позволяет предположить более раннюю кристаллизацию перовскита (рис. 5.8.2, б).

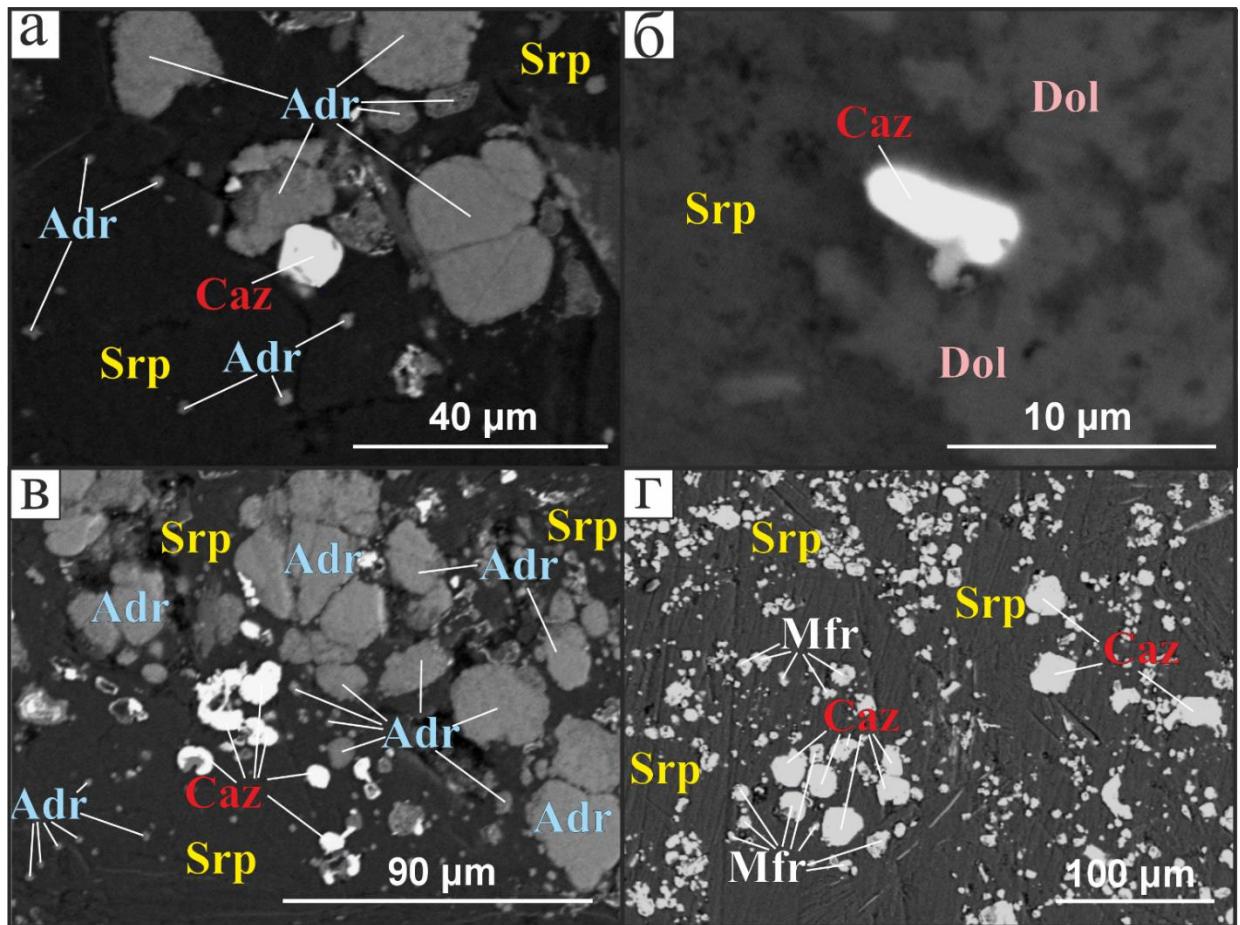


Рис. 5.8.1. Кальциртит основной массы кимберлитов трубки Манчары (BSE): а – гипидиоморфное зерно кальциртита в ассоциации с гидроандрадитом; б – гипидиоморфное зерно кальциртита в интенсивно карбонатизированном кимберлите верхних горизонтов диатремы; в – скопление зерен кальциртита в ассоциации с ксеноморфными зернами и микронной сырью андрадита; г – скопления зерен кальциртита в ассоциации с магнезиоферритом. Caz – кальциртит, Srp – серпентин, Dol – доломит Adr – гидроандрадит, Mfr – магнезиоферрит.

На отдельных участках серпентинового мезостазиса нижних изученных горизонтов трубки Манчары были установлены волокнисто-призматические агрегаты магнезиально-железистого кальцита (MgO – 2,02 мас. %, FeO_{tot} – 3,60 мас. %) размером до 400 мкм, ассоциирующие с ксеноморфными зернами перовскита и

гидроандрадита. С данными кальцитовыми агрегатами ассоциирует кольцевидное скопление изометричных зерен кальциртита, внутри которого расположены ксеноморфные выделения магнезиально-железистого карбоната ($MgO - 8,88$ мас. %, $FeO_{tot} - 13,78$ мас. %, $CaO - 30,34$ мас. %).

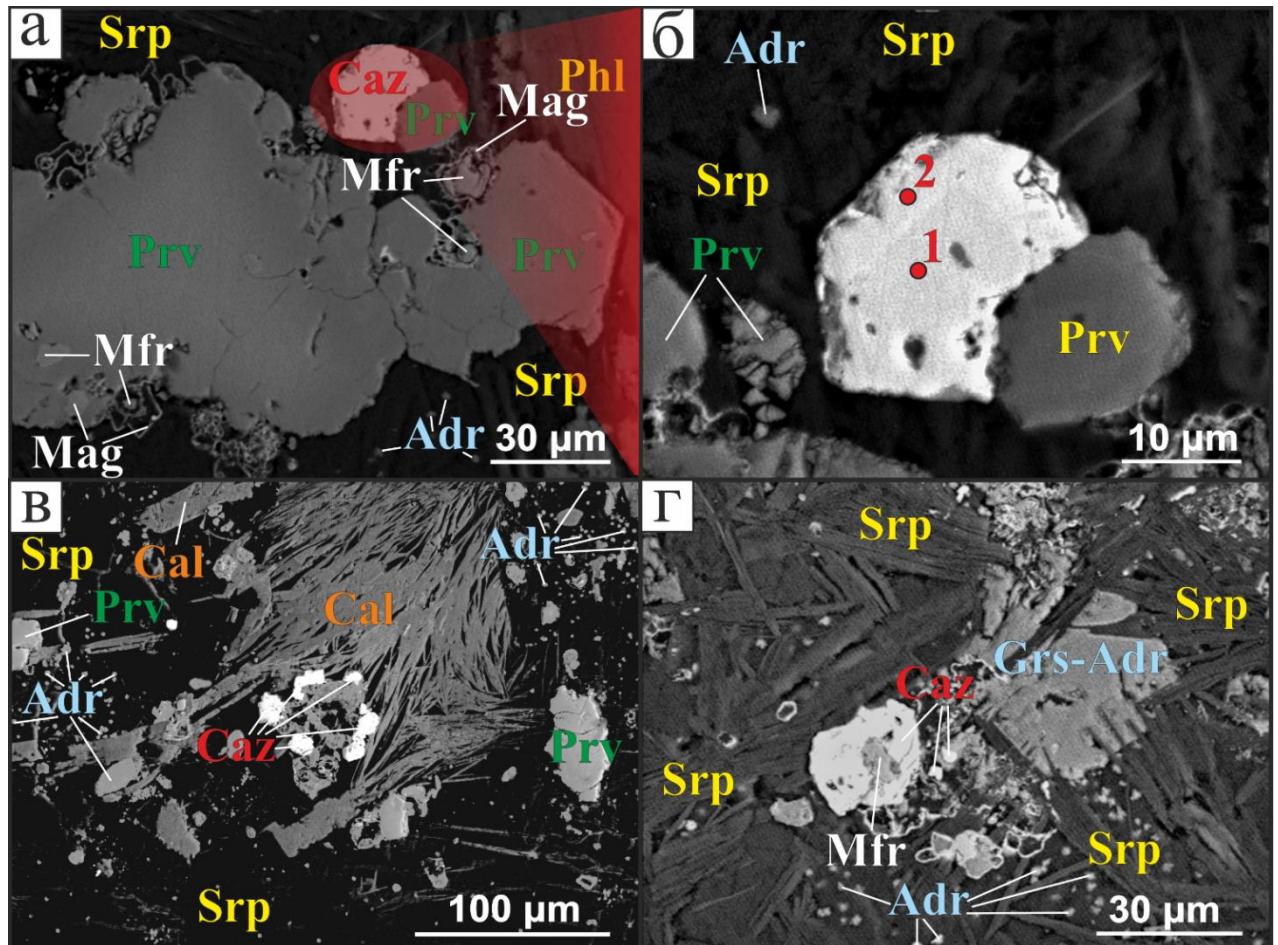


Рис. 5.8.2. Кальциртит основной массы кимберлитов трубки Манчары (BSE):
 а, б – сросток зонального гипидиоморфного кристалла кальциртита с перовскитом в ассоциации с перовскитом и перовскитом; в – скопление зерен кальциртита в ассоциации с волокнисто призматическим агрегатом кальциита; г – ксеноморфное зерно кальциртита с включением магнезиоферрита в ассоциации с перовскитом. Caz – кальциртит (точки 1 и 2 на рисунке соответствуют анализам 1 и 2 в таблице 5.8.1), Srp – серпентин, Prv – перовскит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Cal – кальцит, Phl – флогопит, Grs-Adr – гроссуляр-андрадит.

Кальциртит, как правило, не содержит включений других минералов, однако иногда встречаются его индивиды, в которых установлены включения магнезиоферрита (MgO – 11,71 мас. %, FeO_{tot} – 63,23 мас. %, Al_2O_3 – 10,19 мас. %, Cr_2O_3 – 8,41 мас. %, TiO_2 – 6,34 мас. %) (рис. 5.8.2, г). Такие зерна с включениями присутствуют на участках основной массы, сложенной мелкопластинчатым серпентином в ассоциации с резорбированным идиоморфным зерном граната грессуляр-андрадитового состава и микронной сыпью гидроандрадита.

Кальциртит ($Ca_2Zr_5Ti_2O_{16}$) вместе с тажеранитом ($Zr,Ca,Ti)O_2$ и хирнеитом ($Ca_2Zr_4Mn^{3+}SbTiO_{16}$) образуют собственную минеральную группу, утвержденную IMA (Miyawaki et al., 2022) – группу кальциртита. Кальциртит обладает химическим составом идентичным тажераниту, что позволяет допустить ошибку при диагностике цирконатов кальция рентгеноспектральным методом. Основные отличия заключаются в размерах и симметрии элементарной ячейки – в кальцирите она тетрагональная (Bulach et al., 1967), в тажераните – кубическая (Конев и др., 1969). Кроме того, титан в кальцирите находится в четырехвалентной форме, в то время как тажеранит содержит трехвалентный титан. С целью подтверждения принадлежности обнаруженного сложного оксида Ca , Ti и Zr в основной массе кимберлитов трубки Манчары был использован метод КР-спектроскопии, позволяющий идентифицировать химические соединения близкого состава. Для этого было выбрано одно гипидиоморфное зерно кальциртита в составе скопления ему подобных и в ассоциации с магнезиоферритом (рис. 5.8.3, а). В режиме BSE выбранное зерно по Z-контрасту выглядит однородным, то есть резких границ зон не просматривается. Полученная карта распределения спектральных элементов демонстрирует, что зерно состоит из нескольких участков («субзерен») неправильной формы (рис. 5.8.3, б), при этом все участки имеют спектры кальциртита, но с различной интенсивностью (рис. 5.8.3, в). Возможной причиной таких вариаций интенсивности может быть кристаллографическая ориентировка «субзерен», оказывающая влияние на КР-спектры.

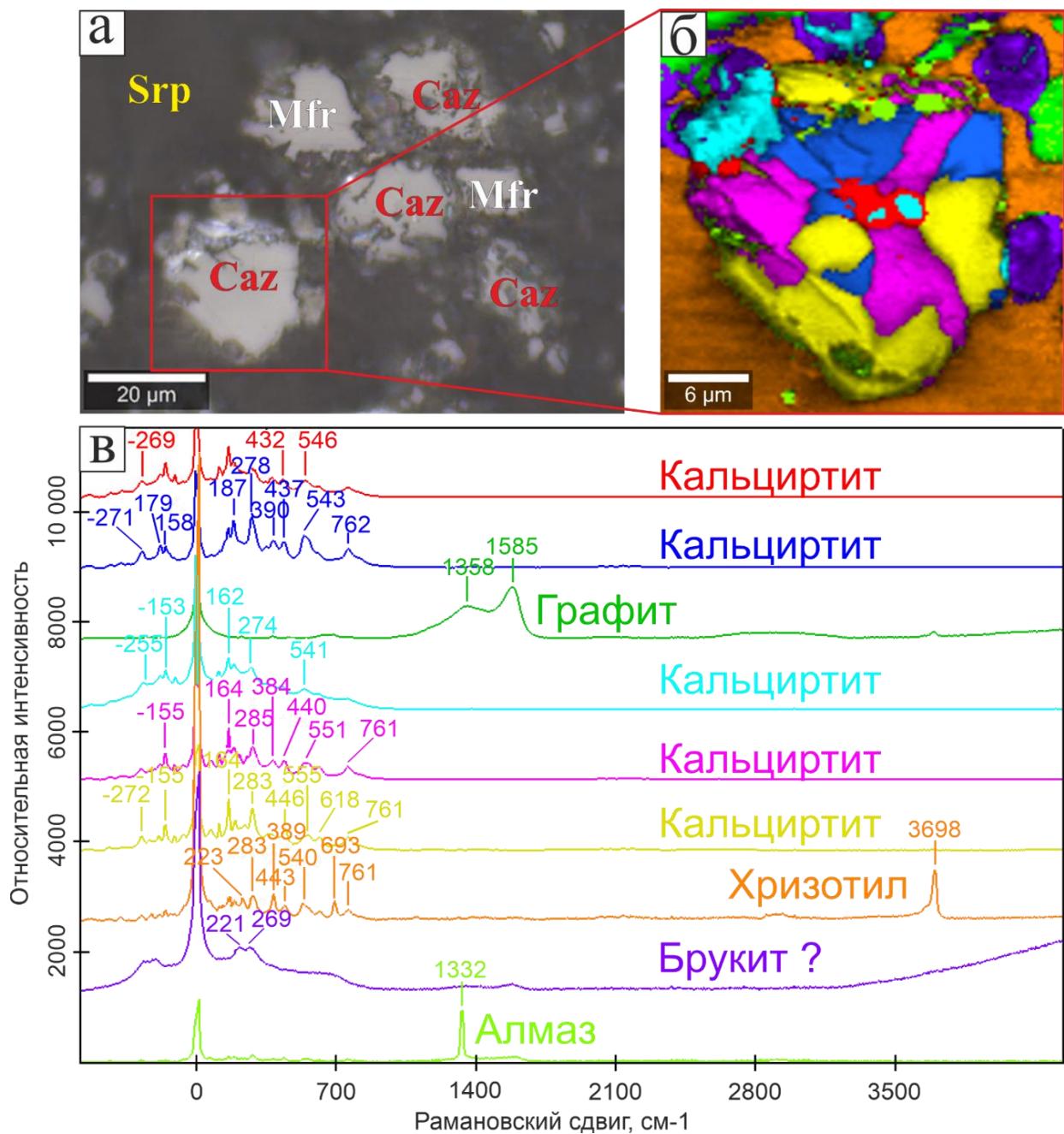


Рис. 5.8.3 Результаты КР-картирования и индивидуальные КР-спектры кальциртита: а – BSE-изображение скопления зерен кальциртита и выбранная область для КР-картирования (Caz – кальциртит, Mfr – магнезиоферрит, Srp – серпентин); б – КР-карта исследуемой области; в – КР-спектры минералов, цвета спектров соответствуют цветам зон на КР-карте.

В приложении 20 приведены представительные анализы составов кальциртитов из основной массы кимберлитов трубки Манчары. Исследуемый минерал характеризуется относительно узким диапазоном содержания оксида

кальция и более широким титана и циркония. Количество CaO в минерале варьирует от 10,28 до 13,52 мас. %, TiO₂ от 9,81 до 14,90 мас. %, а ZrO₂ от 68,81 до 79,70 мас. % (приложение 20, рис. 5.8.4). С увеличением содержания титана, в минерале уменьшается количество циркония, что хорошо прослеживается на диаграмме TiO₂-ZrO₂ (рис. 5.8.4) и связано с изоморфизмом этих элементов по схеме Zr⁴⁺→Ti⁴⁺. Помимо основных компонентов рентгеноспектральным методом в составе отдельных зерен кальциртита были зафиксированы примеси оксидов алюминия (от 0,05 до 0,14 мас. %), магния (от 0,02 до 0,27 мас. %), железа (от 0,52 до 1,95 мас. %), и гафния (от 0,86 до 1,27 мас. %) (приложение 20).

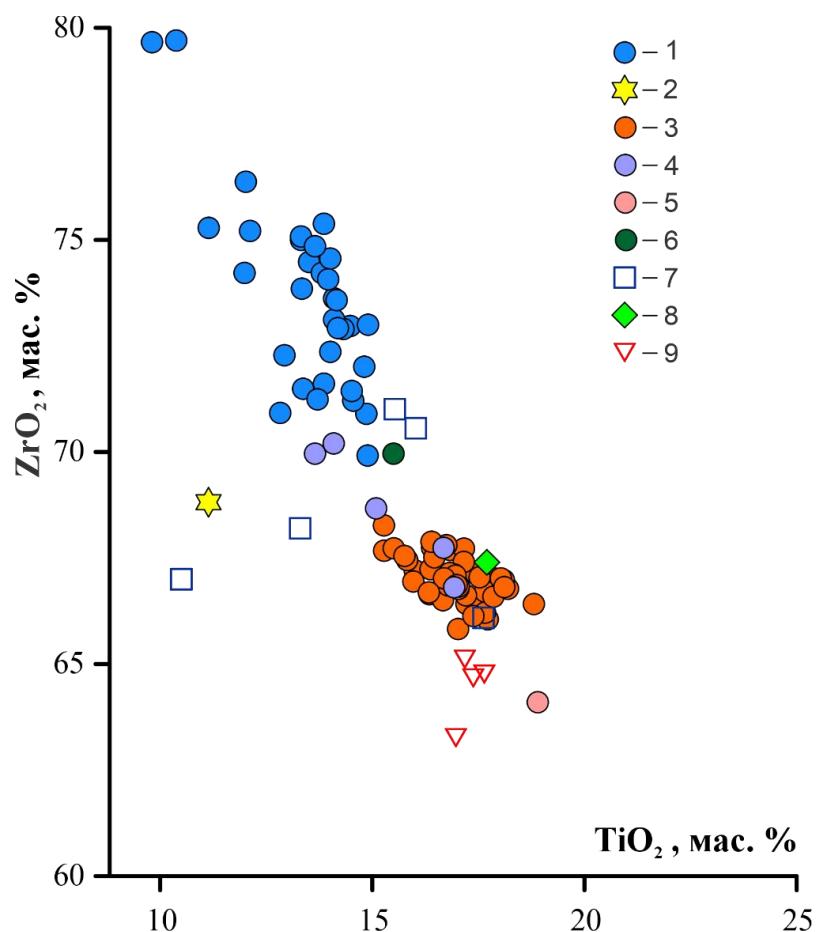


Рис. 5.8.4. Состав кальциртита в координатах TiO₂ – ZrO₂. Кимберлиты: 1 – трубка Манчары, 2 – зерно кальциртита из трубки Манчары, установленное при помощи КР-спектроскопии, 3 – кимберлитовый интрузив Освальдо Франка (Carvalho *et al.*, 2022), 4 – трубка Новоласпинская (Цымбал и др., 2011), силлы Бенфонтеин (Mitchell, 1995), 5 – трубка Монастыри (Kamenetsky *et al.*, 2014);

карбонатиты: 7 – массив Горноозерский (Здорик и др., 1961), массив Себльяэр (Булах, Шевалевский, 1962), массив Гулинский (Bulakh et al., 1967), массив Якупиранга (Sinclair et al., 1986); перидотиты: 8 – интрузивный комплекс Блю Хиллс (Mitchell, 1995); скарны: 9 – Монте Сомма (Везувий) (Pascal et al., 2009).

Кальциртит из кимберлитовой трубки Манчары характеризуется повышенными содержаниями циркония по сравнению с кальциртитом из кимберлитов Южной Африки (Mitchell, 1995; Kamenetsky et al., 2014), кимберлитовой трубки Новоласпинская (Цымбал и др., 2011), кимберлитового интрузива Освальдо Франка (Carvalho et al., 2022), карбонатитовых массивов Горноозерского (Здорик и др., 1961), Себльяэр (Булах, Шевалевский, 1962), Гулинского (Bulakh et al., 1967) и Якупиранга (Sinclair et al., 1986), а также из перидотитов интрузивного комплекса Блю Хиллс (Mitchell, 1995) и скарнов Монте Сомма (Везувий) (Pascal et al., 2009), где содержания ZrO_2 , в целом, не превышают 70 мас. % (рис. 5.8.4).

На тройной диаграмме $CaO-TiO_2-ZrO_2$ (Mitchell, 1995; Stubican, Ray, 1977; Heilman, Stubican, 1982) фигуративные точки составов кальциртита из кимберлитовых трубок Манчары образуют единое поле составов (рис. 5.8.5), отличное от состава кальциртита из карбонатитового комплекса Якупиранга (Sinclair et al., 1986), а также кальциртита из кимберлитов Бразилии (Carvalho et al., 2022), силлов Бенфонтейн (Mitchell, 1995), трубок Новоласпинской (Цымбал и др., 2011), Мотэ (Raber, Haggerty, 1979) и Монастери (Kamenetsky et al., 2014), перидотитов (Mitchell, 1995) и скарнов (Pascal et al., 2009). Точки составов кальциртита из трубки Манчары образуют тренд, связанный с изоморфизмом титана и циркония и, за счет низкого содержания титана, стремящийся к полям составов Ti -бедных членов серии цирконатов кальция из кимберлитовых силлов Вэссэлтон и Бенфонтейн (Mitchell, 1995), не являющихся кальциртитом и расположенных в нижней части диаграммы $CaO-TiO_2-ZrO_2$ вблизи линии раздела между составами кальциртита и синтезированными безтитановыми минералами $CaZr_4O_9$, $Ca_2Zr_7O_{16}$, $Ca_6Zr_{19}O_{44}$ (Stubican, Ray, 1977; Heilman, Stubican, 1982) (рис. 5.8.5). Однако,

полученные КР-спектры для отдельного зерна, figurativная точка которого располагается в нижней части поля составов минерала из трубки Манчары, подтверждают принадлежность к кальциртиту, тем самым расширяя границы поля его составов для кимберлитов в системе $\text{CaO}-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$. Таким образом, обнаруженный в мезостазисе трубки Манчары цирконат кальция является низкотитанистым и высокоциркониевым кальциртитом.

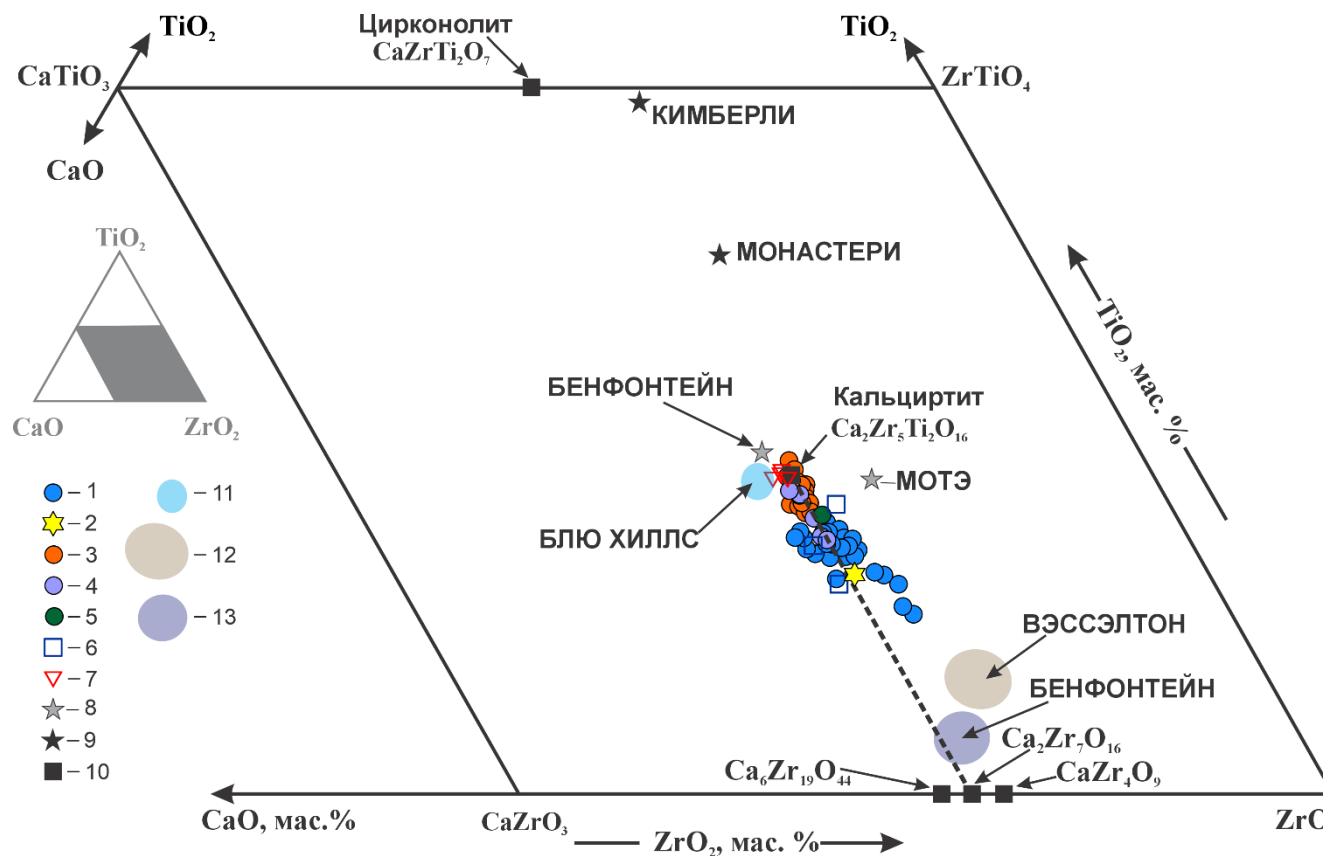


Рис. 5.8.5. Состав кальциртита и цирконата кальция в координатах $\text{CaO} - \text{TiO}_2 - \text{ZrO}_2$ (мас. %), по работам (Mitchell, 1994; Stubican, Ray, 1977; Heilman, Stubican, 1982): 1 – кальциртит из кимберлитов трубки Манчары, 2 – точка состава кальциртита из трубки Манчары, подтвержденного при помощи КР-спектроскопии, 3 – кальциртит из кимберлитового интрузива Освальдо Франка (Carvalho et al., 2022), 4 – кальциртит из кимберлитов трубки Новоластинская (Цымбал и др., 2011), 5 – кальциртит из кимберлитов трубки Монастери (Kamenetsky et al., 2014); 6 – кальциртит из карбонатитовых массивов Горноозерский (Здорик и др., 1961), Себльяэр (Булах, Шевалевский, 1962), Гулинский (Bulakh et al., 1967) и Якутиранга (Sinclair et al., 1986); 7 – кальциртит

из скарнов Монте Сомма (Везувий) (Pascal et al., 2009); 8 – кальциртит из кимберлитовых силлов Бенфонтеин (Mitchell, 1994) и трубы Мотэ (Raber, Haggerty, 1979); 9 – цирконат кальция из кимберлитов трубок Кимберли и Монастери (Raber, Haggerty 1979); 10 – фигуративные точки идеальных составов цирконолита (Bayliss, 1989) и синтезированных цирконатов кальция $CaZr_4O_9$, $Ca_2Zr_7O_{16}$, $Ca_6Zr_{19}O_{44}$ (Stubican, Ray 1977; Heilman, Stubican, 1982); 11 – поле составов кальциртита из перидотитов интрузивного комплекса Блю Хиллс (Mitchell, 1994); 12 – поле составов цирконата кальция из кимберлитов силлов Весселтон (Mitchell, 1994); 13 - поле составов цирконата кальция из кимберлитов силлов Бенфонтеин (Mitchell, 1994).

К моменту завершения кристаллизации первичных минералов на позднемагматической стадии эволюции остаточный расплав был обеднен кремнеземом и значительно обогащен карбонатной составляющей. Присутствие редких резорбированных зерен бадделеита и примеси оксида циркония в отдельных зернах магнезиоферрита (ZrO_2 0,15 мас. %) и перовскита (приложение 8) свидетельствует о том, что расплав на завершающей стадии кристаллизации был локально обогащен цирконием, что обусловило кристаллизацию кальциртита. Изначально источником циркония, как уже отмечалось выше, могли быть обломочные цирконы метаморфических пород (Смелов и др., 2013). Подобный механизм кристаллизации циркониевых минералов в кимберлитах рассмотрен в работе (Цымбал и др., 2011), на примере баделлеита, кальциртита и цирконолита основной массы трубы Новоласпинская.

В трубке Манчары отмечается случай включения зерна кальциртита в керимаситовое ядро атоллового граната (рис. 5.7.2, б). Это предполагает близкую кристаллизацию минералов за счет одного флюида, обогащенного цирконием. Кальциртит вкупе с циркониевым гранатом являются характерными минералами ультраосновных лампрофиров (аилликитов), карбонатитов и скарнов. Согласно классификации магматических пород Таппе с соавторами (Tappe et al., 2005), если ультраосновная порода богата карбонатами и содержит шорломит или

кимцеитовый гранат, то такая порода относится к аилликитам. То есть теоретически, по этим утверждениям, породы, слагающие трубку Манчары должны быть отнесены к аилликитам. Однако, такие редкие минералы отсутствуют в мезостазисе пород других исследованных трубок Хомпу-Майского поля, имеющих минеральный набор идентичный таковому трубки Манчары. Причем циркониевые гранаты и кальциртит имеют крайне неравномерное распределение в разрезе трубки Манчары. По всей видимости, при эволюции кимберлитового расплава создались определенные условия, позволяющие кристаллизоваться таким редким циркониевым фазам. Эти условия, вероятно, связаны с влиянием остаточного карбонатного флюида на позднемагматической стадии. Цымбал с соавторами объясняет кристаллизацию кальциртита в мезостазисе кимберлита трубки Новоласпинская результатом взаимодействия первовскита с обогащенным карбонатной составляющей остаточного кимберлитового расплава, обогащенного цирконием, высвободившемся из первовскита и магнетита (Цымбал и др., 2011). По их мнению, такой расплав-флюид обладал высокой реакционной способностью и активно взаимодействовал с ранее выделившимися силикатами и оксидами, содержащийся в которых цирконий «сбрасывался» в результате чего они частично или полностью были замещены новообразованными циркониевыми минералами. В трубке Манчары циркониевые гранаты и кальциртит также находятся в ассоциации и непосредственной близости (зачастую и в сростках) с ксеноморфными зернами первовскита и атолловыми кристаллами минералов группы шпинели (магнезиохромит, магнезиоферрит и магнетит), что может свидетельствовать о схожей модели их формирования.

Кристаллизация циркониевых минералов в кимберлитах трубки Манчары интерпретируется как результат локального обогащения позднемагматического остаточного расплава цирконием на фоне общего тренда эволюции кимберлитового расплава к SiO_2 -дефицитным и карбонатно-обогащенным составам. К моменту завершения кристаллизации основных первичных фаз остаточный расплав приобрёл выраженно карбонатный характер, что сопровождалось выделением CO_2 -обогащённого флюида и ростом его реакционной

способности по отношению к ранее сформированным минералам мезостазиса. Источником Zr являются многочисленные обломочные цирконы из метаморфических пород, фиксируемые в тяжёлой неэлектромагнитной фракции. Позднемагматический CO₂-флюид, взаимодействуя с такими цирконами, обеспечивал высвобождение циркония и одновременно вовлекал в реакцию минералы мезостазиса — прежде всего перовскит и шпинелиды, служившие донорами Ti, Fe и Al. Сочетание Zr из циркона и Ti, Fe, Al из перовскита и шпинелидов в карбонатно-флюидной среде объясняет формирование циркониевых минералов, как продуктов кристаллизации из остаточного расплава. На позднемагматической стадии, при максимальном карбонатном обогащении системы и появлении Zr-обогащённых участков мезостазиса, происходила кристаллизация кальциртита, а затем ядерных зон циркониевых гранатов. Далее, по мере продолжающейся эволюции состава флюида, на уже сформированных ядрах нарастили новые зоны циркониевого граната, формируя выраженную зональность. После завершения роста циркониевых гранатов, на постмагматической стадии под влиянием серпентинизации, начиналась кристаллизация гидрогранатов как в виде гомогенных зёрен мезостазиса, так и внешних зон вокруг циркониевых гранатах. Последующее изменение параметров среды делало часть этих зон неустойчивыми, что приводило к селективному растворению с формированием атолловой структуры.

Неравномерное распределение циркониевых минералов в разрезе кимберлитовой трубки Манчары может свидетельствовать об ограниченной миграции высвободившегося циркония в остаточном расплаве, обогащенном карбонатной составляющей на поздне- и постмагматической стадиях его эволюции.

5.9. Карбонаты

Карбонатные минералы в трубках Манчары и им. А.П. Смелова встречаются по всему исследуемому разрезу в виде включений в макрокристаллах магнезиохромита и породообразующего минерала мезостазиса кимберлитов.

Основным представителем карбонатов является кальцит. На верхних изученных горизонтах кимберлитовых пород, подвергшихся наложенной карбонатизации присутствуют доломит, железистый и железосодержащий доломит.

К настоящему времени, несмотря на существование общих рекомендаций IMA–CNMNC, строгая, общепринятая номенклатура для Ca–Mg–Fe-карбонатов не разработана (Hatert et al., 2013; Mitchell, 2025) и количественные пороговые значения для рядов их твердых растворов, в частности для магнезит–сидеритовых и доломитовых карбонатов, не установлены. Поэтому в диссертационной работе для описания и классификации карбонатных минералов принятая терминология, предложенная в статье Р.Х. Митчелла (Mitchell, 2025), опирающаяся на химический состав природных Ca–Mg–Fe-карбонатов. Составы карбонатов рассматриваются в координатах Ca–Mg–Fe²⁺, с введением количественно определённых интервалов (Mitchell, Smith, 2017; Mitchell, 2025). При этом не выделяются новые минеральные виды, а используются только общепринятые корневые названия (кальцит, доломит, магнезит, сидерит) и допустимые модификаторы согласно рекомендациям IMA–CNMNC (Hatert et al., 2013). Все применяемые пороговые значения для выделения отдельных типов карбонатов (магнезит, железистый магнезит, магнезиальный сидерит, сидерит; доломит, железосодержащий, железистый и высокожелезистый доломит, кальцит, железистый кальцит, кальциевый сидерит) приведены в таблице 5.9.1.

Таблица 5.9.1. Пороговые значения для классификации Ca–Mg–Fe-карбонатов, по (Mitchell, 2025).

<i>Минерал</i>	<i>Пороговые значения</i>
Магнезит	$X_{Ca} < 0,10; 0 \leq \#Fe < 0,25$
Железистый магнезит	$X_{Ca} < 0,10; 0,25 \leq \#Fe < 0,50$
Магнезиальный сидерит	$X_{Ca} < 0,10; 0,50 \leq \#Fe < 0,75$
Сидерит	$X_{Ca} < 0,10; 0,75 \leq \#Fe \leq 1,00$
Доломит	$0,10 \leq X_{Ca} \leq 0,60; \#Fe \approx 0$
Железосодержащий доломит	$0,10 \leq X_{Ca} \leq 0,60; 0 < \#Fe < 0,10$
Железистый доломит	$0,10 \leq X_{Ca} \leq 0,60; 0,10 \leq \#Fe \leq 0,70$
Высокожелезистый доломит	$0,10 \leq X_{Ca} \leq 0,60; \#Fe > 0,70$

Продолжение таблицы 5.9.1.

Кальцит	$X_{Ca} > 0,60; \#Ca = 1,00$
Железистый кальцит	$X_{Ca} > 0,60; 0,50 \leq \#Ca < 1,00$
Кальциевый сидерит	$X_{Ca} > 0,60; 0 < \#Ca < 0,50$

Обозначения: $X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe)$; $\#Fe = Fe/(Fe+Mg)$; $\#Ca = Ca/(Ca+Fe)$.

Трубка Манчары. В трубке Манчары встречаются следующие морфологические разновидности карбонатов: включения в макрокристаллах магнезиохромита, карбонатные минералы основной массы, карбонаты измененной матрицы кимберлитов верхней части диатремы, а также вторичный водный карбонат коалингит. Кроме того, по всему разрезу присутствуют карбонатные прожилки, специализированные исследования которых не проводились.

Включения карбонатных минералов были отмечены в отдельных макрокристаллах магнезиохромита (рис. 5.3.1, 5.9.1). В плоскости полировки они имеют форму отрицательного кристалла (рис. 5.9.1). Размер включений не превышает 100 мкм.

Часть включений (рис. 5.9.1, а-б) повторяет форму минерала-хозяина и расположена вдоль линейно-протяженной трещины (рис. 5.3.1, б), образованной, по всей видимости, под влиянием эффекта декомпрессии (Arndt et al., 2010) в процессе подъема расплава к поверхности, приводящей к дроблению включений в месте их соприкосновения с трещиной. По химическому составу такие включения соответствуют кальциту ($X_{Ca}=1,00; \#Ca = 1,00$) (приложение 21).

Кальцит ($X_{Ca}=1,00; \#Ca = 1,00$; приложение 21) диагностирован и в составе полиминеральных включений, состоящих из флогопита и серпентина (рис. 5.3.1, б; 5.9.1, д). В этом случае кристаллографически оформленное зерно имеет отчетливо выраженную зональность: наиболее светлые в режиме BSE зоны обогащены SrO до 2,58 мас. %, в то время как в темных зонах в пределах чувствительности метода примесь стронция не установлена (приложение 21, ан. 11, 12). В пределах плоскости полировки образца видимая связь этого включения с трещинами не фиксируется, что позволяет рассматривать его как первичное. Учитывая, что

плоскость среза представляет собой двумерное сечение, существует вероятность, что трещины, не наблюдаемые в этой плоскости, могут пересекать включения в плоскостях, перпендикулярных срезу. Присутствие серпентина указывает на преобразование полиминерального включения в результате постмагматической серпентинизации.

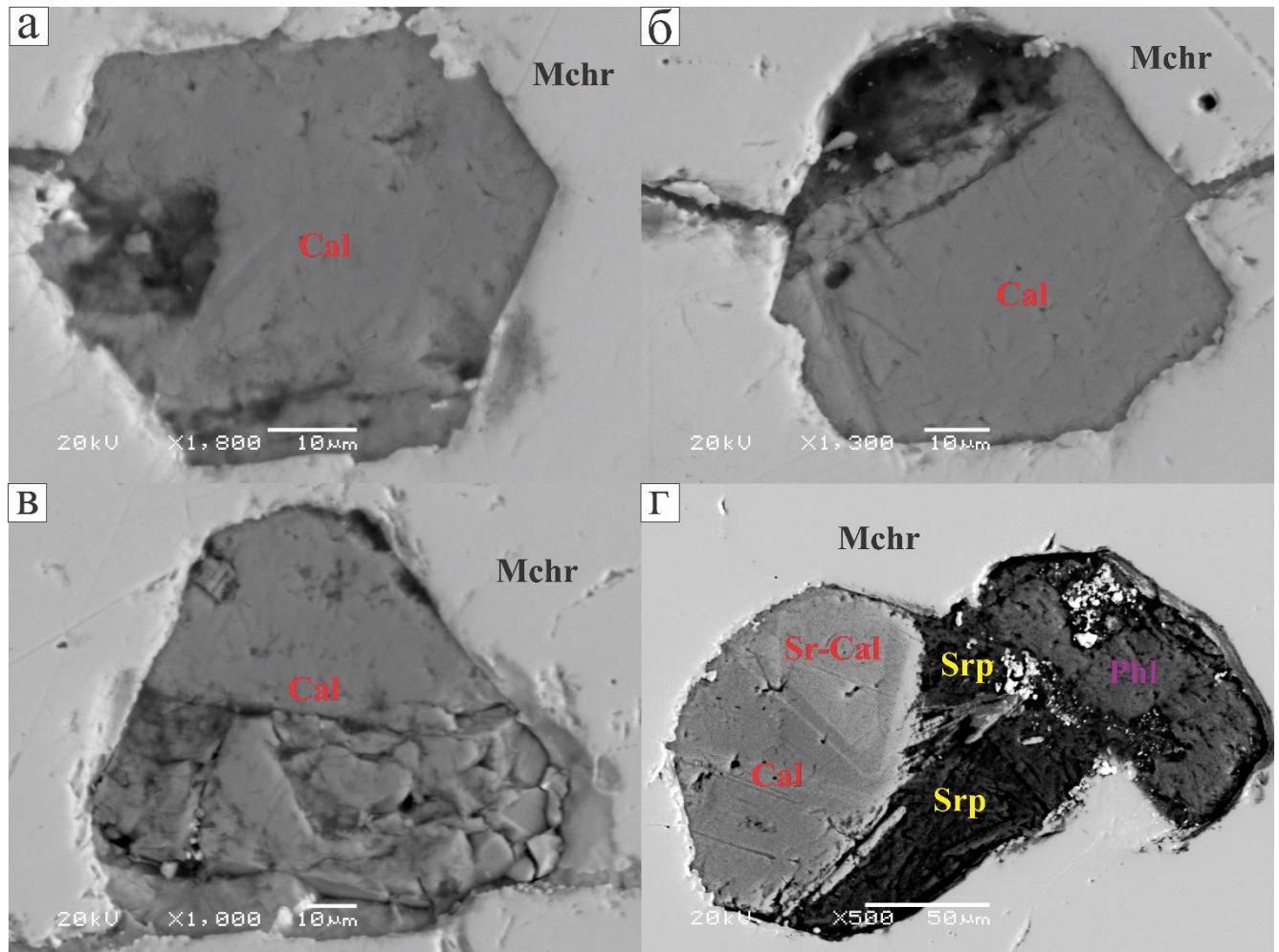


Рис. 5.9.1. Включения кальцита в макрокристаллах магнезиохромита из трубы Манчары, BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Sr-Cal – стронциевый кальцит, Srp – серпентин, Mchr – магнезиохромит, Phl - флогопит.

Карбонаты основной массы представлены редкими идиоморфными зернами и многочисленными ксеноморфными выделениями (рис. 5.9.2).

Идиоморфные зерна сохранились только в наименее изменённых постмагматическими процессами порфировых кимберлитах нижней части трубы Манчары и представлены в виде игольчатых (рис. 5.9.2, а, б) и таблитчатых

кристаллов (рис. 5.9.2, а, в, г). Игольчатые кристаллы зафиксированы в серпентиновом матриксе (рис. 5.9.2, а, б) в ассоциации с перовскитом, андрадитом и магнетитом. Зачастую они образуют агрегаты между собой, с таблитчатыми кристаллами карбонатов и их ксеноморфными выделениями (рис. 5.9.2, а). Таблитчатые удлиненные кристаллы обнаружены в сростках с апатитом (рис. 5.9.2, в), а изометричные идиоморфные часто наблюдаются в плотных срастаниях с перовскитом по кристаллографическим граням (рис. 5.9.2, а, г). По составу идиоморфные зерна карбонатов соответствуют кальциту ($X_{Ca}=1,00$; $\#Ca = 1,00$) и, в отдельных случаях, железистому кальциту (X_{Ca} от 0,68 до 0,90; $\#Ca$ от 0,93 до 0,94; $\#Fe$ от 0,16 до 0,50) (приложение 21). Среди идиоморфных кристаллов кальцита встречаются индивиды с пятнистой зональностью по стронцию (рис. 5.9.2, в). Светлые зоны в режиме BSE содержат от 1,83 до 3,63 мас. % SrO. (приложение 21). Подобные выделенные в трубке Манчары идиоморфные зерна кальцита присутствуют в кальцитовых кимберлитах силлов Бенфонтейн (Mitchell, 1986) и поля Лак-де-Гра (Armstrong et al., 2004) и и интерпретируются как индикаторы позднемагматической стадии эволюции мезостазиса накапливающие стронций из CO_2 -флюида, выделившегося из остаточного расплава.

Ксеноморфные выделения являются наиболее распространенным морфологическим типом карбонатных минералов мезостазиса и встречаются повсеместно на всех изученных горизонтах апикальной части трубы Манчары. Как правило, такие образования подразделяются на собственно «кимберлитовые», слагающие основную массу пород и метасоматические, являющиеся продуктами постмагматической карбонатизации минералов мезостазиса (Зинчук, 2023). Возможность определения принадлежности карбонатных минералов ксеноморфных выделений к той или иной ассоциации осложняется тем фактом, что подобные образования могут формироваться в результате перекристаллизации первичных магматических карбонатов (Wilson et al., 2007; Giuliani et al., 2017, Зинчук, 2023). Как правило, такие образования подразделяются на собственно «кимберлитовые», слагающие основную массу пород и метасоматические,

являющиеся продуктами постмагматической карбонатизации минералов мезостазиса (Зинчук, 2023). Возможность определения принадлежности карбонатных минералов ксеноморфных выделений к той или иной ассоциации осложняется тем фактом, что подобные образования могут формироваться в результате перекристаллизации первичных магматических карбонатов (Wilson et al., 2007; Giuliani et al., 2017, Зинчук, 2023).

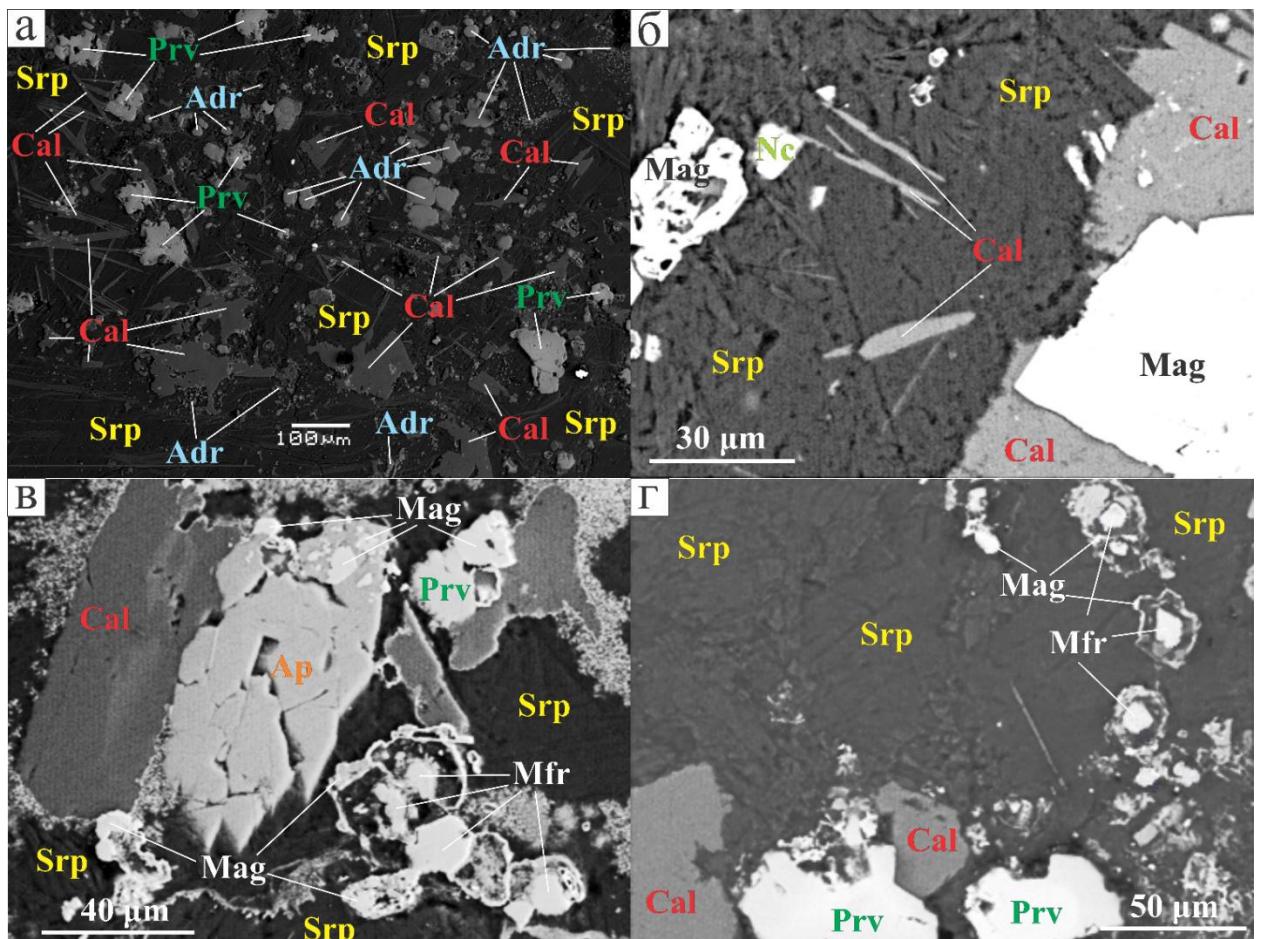


Рис. 5.9.2. Идиоморфный кальцит кимберлитов трубы Манчары, BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Adr – гидроанадрадит, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Prv – первовскит, Ap – апатит, Nc – никелин.

Карбонаты ксеноморфных выделений, заполняющих интерстиции между другими фазами основной массы – первовскитом, апатитом, флогопитом, магнетитом и андрадитом (рис. 5.9.3, а, б) нижней части трубы Манчары по химическому составу соответствуют кальциту (X_{Ca} от 0,94 до 1,00; $\#Ca = 1,00$;

приложение 21) и, в единичных случаях, железистом кальциту ($X_{Ca} = 0,90$; $\#Ca = 0,94$; $\#Fe = 0,50$; приложение 21).

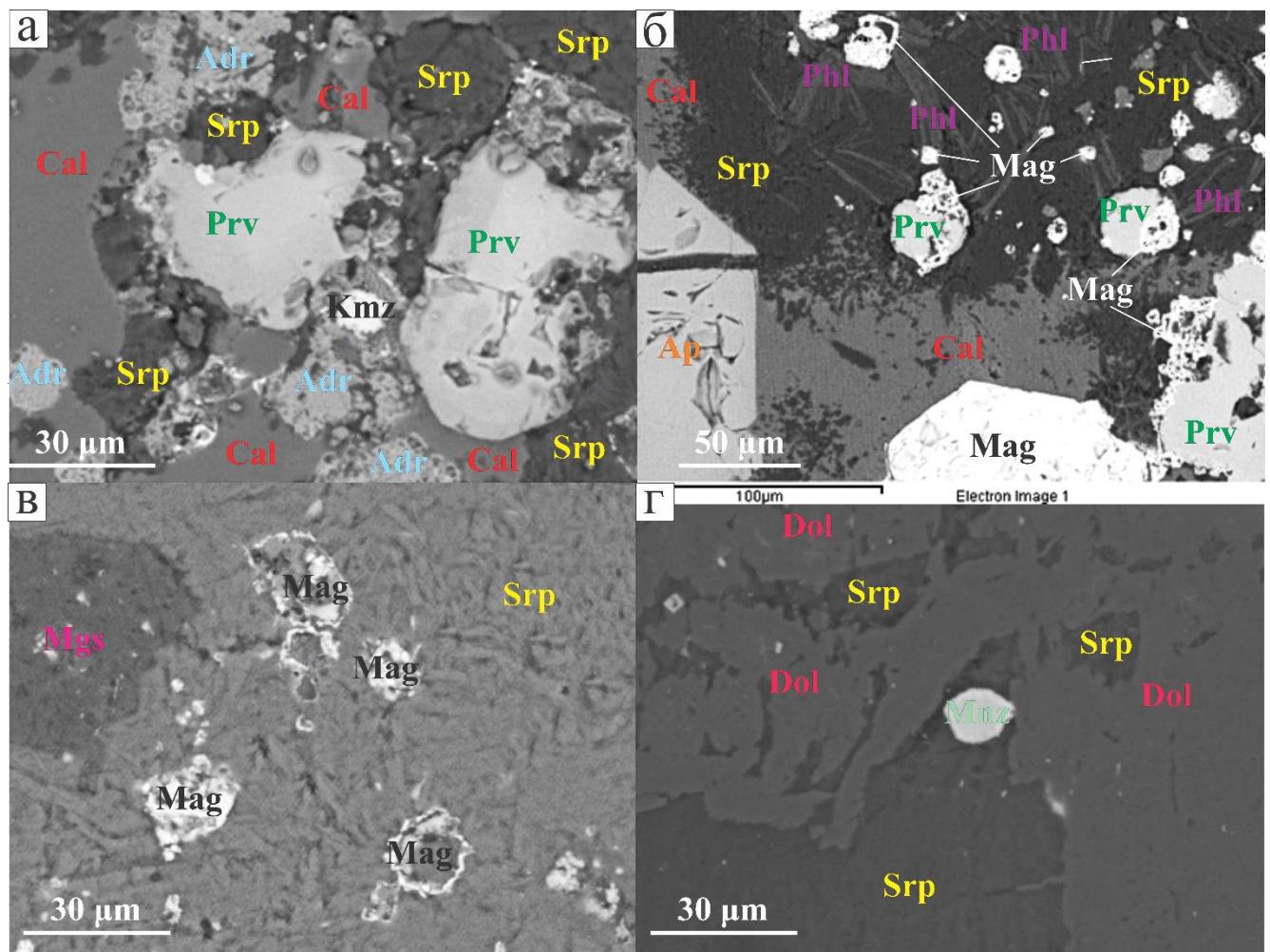


Рис. 5.9.3. Интерстициальные карбонатные минералы мезостазиса кимберлитов трубы Манчары, BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Mgs – магнезит, Dol – доломит, Adr – гидроанадрадит, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Ap – анатит, Kmz – кимзецит, Phl – флогопит, Mnz – монацит.

Для мезостазиса порфировых кимберлитов среднего уровня апикальной части трубы, также, как и для нижнего, характерно наличие интерстициальных кальцита ($X_{Ca} = 1$; $\#Ca = 1$; приложение 21) и железистого кальцита (X_{Ca} от 0,68 до 0,83; $\#Ca$ от 0,90 до 0,93; $\#Fe$ от 0,16 до 0,53; приложение 21). На этом уровне отмечается редкое присутствие магнезита ($X_{Ca} = 0$; $\#Fe$ от 0,05 до 0,09; $\#Ca = 0$; приложение 21), представленного в виде ксеноморфных выделений размером не более 40 мкм (рис. 5.9.3, в).

Карбонатные минералы мезостазиса наиболее измененных верхних уровней апикальной части трубки Манчары по составу соответствуют доломиту (X_{Ca} от 0,48 до 0,59; $\#Ca = 1$; $\#Fe = 0$; приложение 21) и железосодержащему доломиту X_{Ca} от 0,50 до 0,54; $\#Ca = 0,95$; $\#Fe = 0,06$; приложение 21), образовавшихся при постмагматической карбонатизации за счёт высвобождения магния и железа из силикатных и рудных минералов. Доломит и его железосодержащая разновидность формируют сплошной карбонатный матрикс, в котором серпентин сохраняется в виде реликтовых участков (рис. 5.9.3, г), а апатит, флогопит и магнетит в виде единичных резорбированных зерен (рис. 3.1.4, а, д). Кроме того, доломит, замещая серпентинизированные псевдоморфозы по оливину (рис. 3.1.4, в, г), уничтожает их контуры, в результате чего кимберлиты верхней части трубки Манчары утрачивают свои первичные текстурно-структурные признаки.

В трубке Манчары гораздо позже окончательного становления кимберлитового тела происходило формирование коалингита — редкого магнезиально-железистого водного карбоната состава $Mg_{10}Fe_2(OH)_{24}(CO_3)2H_2O$ (Zayakina et al. 2015). Он установлен в составе дезинтегрированного кимберлита среднего уровня апикальной части трубки (50-80 м) по данным рентгенофазового анализа (рис. 5.9.4). Химический состав коалингита был подтвержден при изучении неполированных пластинок минерала (размер до 0,3 мм) (рис. 5.9.5) на электронном сканирующем микроскопе. Помимо основных компонентов установлена незначительная примесь MnO (приложение 22).

Для кимберлитовых пород данная находка является первой. Ранее коалингит был найден в поверхностной зоне выветривания серпентинитов Нью Идрии в Калифорнии (New Idria, California) (Mumpton et al., 1965). В России известны только две находки этого минерала: в Нижнетагильском дунитовом массиве (Иванов, 1984) и в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Cesnokov et al., 1998). Минерал имеет слоистую структуру и относится к подгруппе гидроталькита (Семенов и др., 1981).

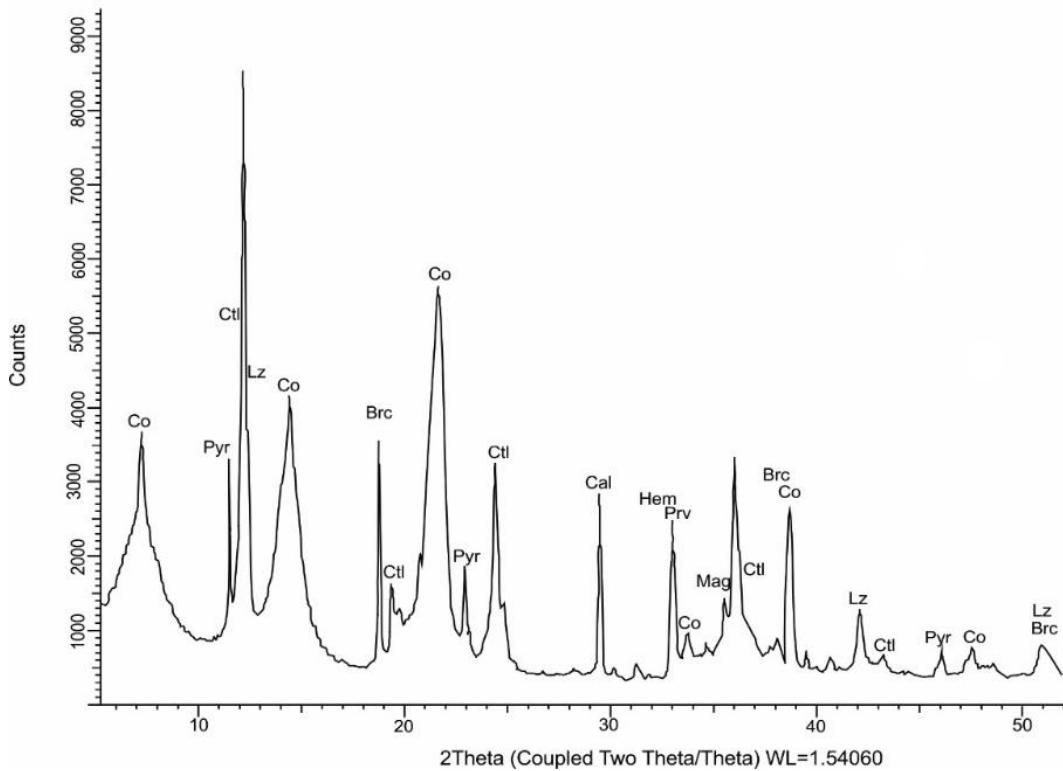


Рис. 5.9.4. Дифрактограмма препаратов кимберлита трубы Манчары с коалингитом.

Генетически коалингит наиболее часто связывают с замещением брусита в серпентинитах в условиях гипергенеза либо при взаимодействии пород с подземными водами, обогащёнными CO_2 при достаточно высокой фугитивности кислорода (Mumpton, Thompson, 1966). Так как в трубке Манчары он выявлен только в дезинтегрированной породе, вскрытой на глубинах 50–80 м, в ассоциации с бруситом и учитывая глубинное положение дезинтегрированных участков и их локальный характер, образование коалингита интерпретируется как результат локального взаимодействия подземных межпластиовых вод, обогащенных CO_2 , которые циркулировали в пределах трубы по вертикальной или наклонной зоне тектонических нарушений и реагировали с дезинтегрированным кимберлитом. Таким образом, коалингит в трубке Манчары фиксирует хронологически оторванный этап преобразования кимберлита.

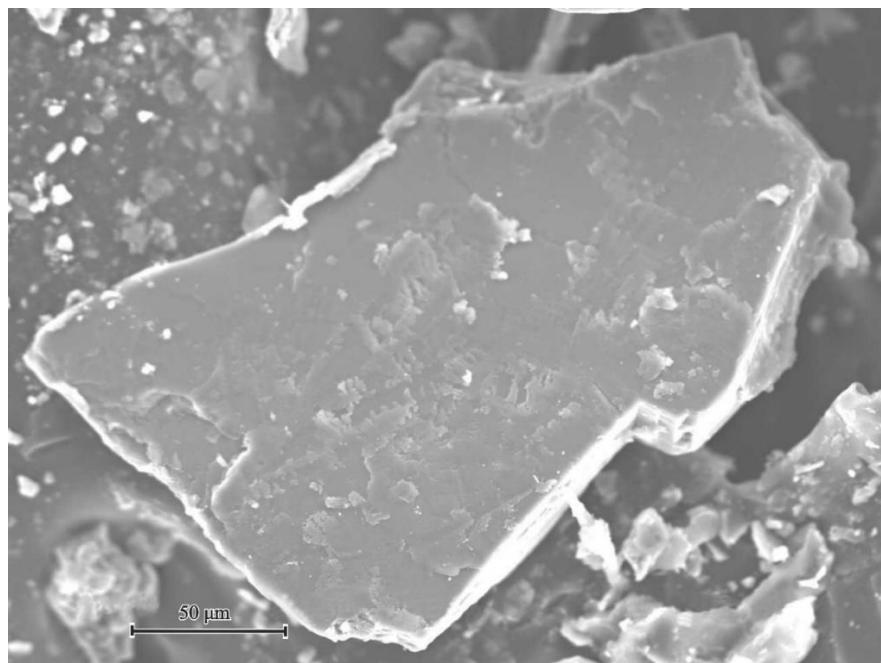


Рис. 5.9.5. Пластинка коалингита. SEI.

Трубка им. А.П. Смелова. По всему исследованному разрезу трубы им. А.П. Смелова карбонаты установлены в качестве породообразующего минерала основной массы кимберлитов.

В нижней исследованной части трубы карбонатные минералы представлены в виде ксеноморфных выделений, выполняющих интерстиции между перовскитом, ильменитом, флогопитом, оливином и его псевдоморфозами (рис. 5.9.6, а, б). По составу карбонаты нижних горизонтов соответствуют кальциту ($X_{Ca} = 0,97$; #Fe = 0; #Ca = 1,00; приложение 23) с примесью оксида магния до 1,06 мас. %.

Выше по разрезу, как в наименее измененных, так и фрагментированных (вне зависимости от принадлежности к реликтам кимберлитовой брекчии или связующей ее массе) кимберлитовых брекчий средней части трубы им. А.П. Смелова карбонаты по химическому составу соответствуют кальциту ($X_{Ca} = 1,00$; #Ca = 1,00; приложение 23) и железосодержащему кальциту с примесью оксида стронция от 0,02 до 0,08 мас. % (X_{Ca} от 0,92 до 0,97; #Fe от 0,09 до 0,38; #Ca от 0,98 до 1,00; приложение 23). На этом уровне карбонаты слагают матрикс основной массы реликтов наименее измененных кимберлитов. Кальцит и железистый

кальцит также сохраняются в виде реликтовых ксеноморфных зерен, окруженных серпентином связующей массы.

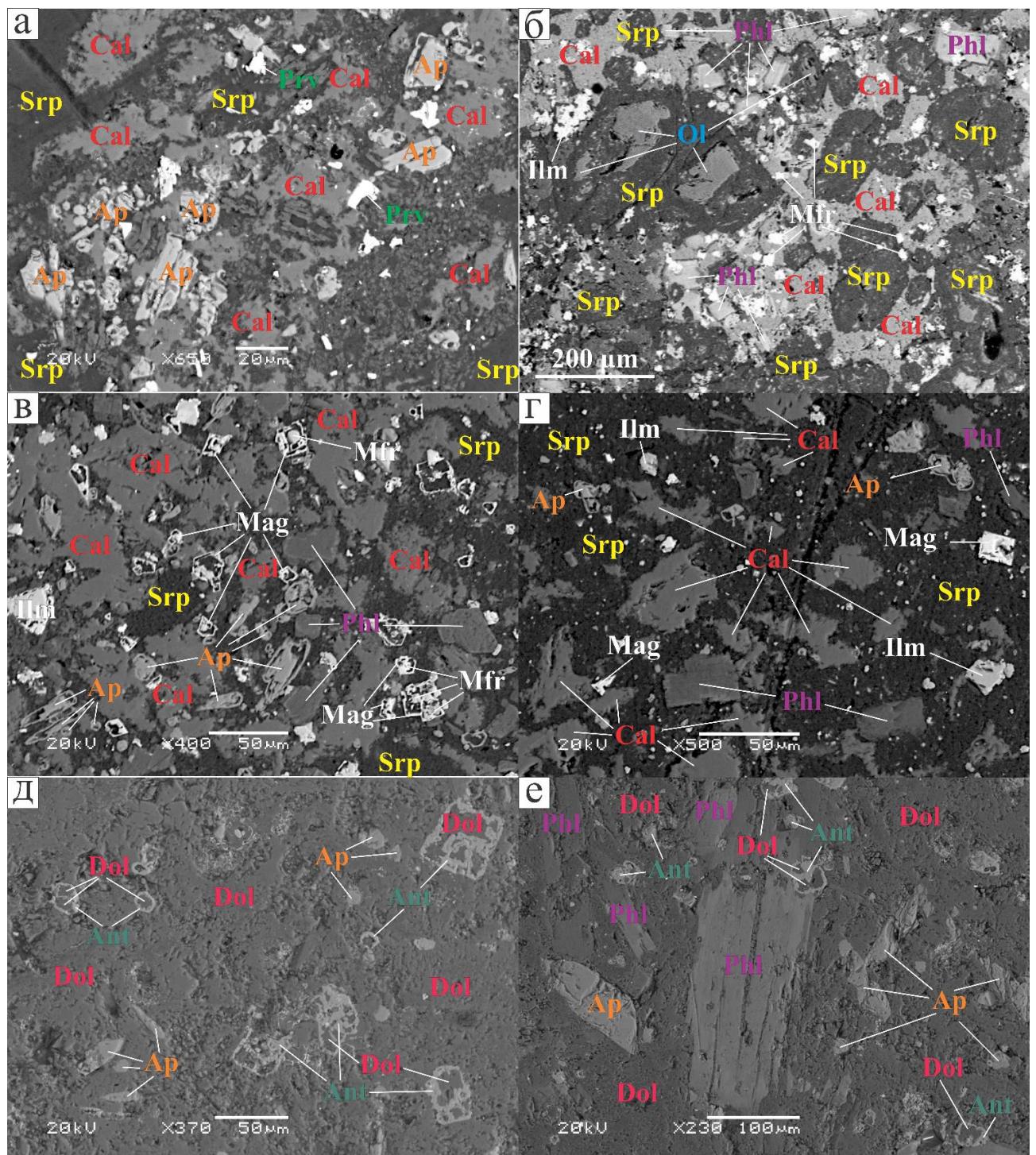


Рис. 5.9.6. Карбонатные минералы мезостазиса кимберлитов трубы им. А.П. Смелова, BSE. Обозначения минералов: Cal – кальцит, Dol – доломит, Ol – оливин, Srp – серпентин, Mag – магнетит, Mfr – магнезиоферрит, Ilm - ильменит, Prv – перовскит, Ant – антаз, Phl – флогопит, Ap – апатит.

В наиболее измененных постмагматическими процессами верхних уровнях апикальной части трубы им. А.П. Смелова карбонатные минералы выполняют матрицу кимберлита, в которой апатит, редкие пластинки флогопита и скелетные субквадратные кристаллы анатаза (рис. 5.9.6, д, е) сохранились в виде реликтов. По химическому составу карбонаты соответствуют железистому (X_{Ca} от 0,48 до 0,56; #Fe от 0,13 до 0,20; #Ca от 0,84 до 0,89) и железосодержащему (X_{Ca} от 0,47 до 0,51; #Fe от 0,07 до 0,09; #Ca = 0,92) доломиту (приложение 23). В железистом и железосодержащем доломите отмечается примесь оксида стронция от 0,04 до 0,92 мас. %, и 1,67-1,71 мас. %, соответственно (приложение 23).

Содержание карбонатной компоненты ($N_{(карб.)}$) в кимберлитах трубок Манчары и им. А.П. Смелова оценивалось нормативно по данным валового содержания CO_2 ($CO_2_{(порода)}$) в породе с учётом выявленной по минералогическим данным смены преобладающих карбонатов по разрезу. Для нижнего и среднего горизонтов, где доминируют кальцит и железосодержащий кальцит, расчет выполнялся по стехиометрии кальцита, исходя из доли CO_2 в $CaCO_3$ по формуле:

$$N_{(карб.)} = 2,27 * CO_2_{(порода)},$$

где коэффициент 2,27 соответствует стехиометрическому соотношению $CaCO_3 - CO_2$ (порода). Для верхних горизонтов, характеризующихся преобладанием доломита, железистого и железосодержащего доломита, расчет выполнялся по стехиометрии доломита, исходя из доли CO_2 в $CaMg(CO_3)_2$ по формуле:

$$N_{(карб.)} = 2,10 * CO_2_{(порода)},$$

где коэффициент 2,10 соответствует стехиометрическому соотношению $CaMg(CO_3)_2 - CO_2$ (порода).

Полученные содержания карбонатных минералов для каждого из исследованных горизонтов обеих трубок выражены в медианных значениях и представлены в таблице 5.9.2.

Таблица 5.9.2. Медианные значения нормативного содержания карбонатных минералов в кимберлитах трубок Манчары и им. А. П. Смелова.

Трубка	Горизонт	$N_{(карб.)}$, мас. %
Манчары	Верхний	20,16
	Средний	5,63
	Нижний	3,72
им. А.П. Смелова	Верхний	54,77
	Средний	23,34
	Нижний	22,65

Таким образом, распределение карбонатных минералов по разрезу трубок Манчары и им. А.П. Смелова отражает многостадийную историю становления кимберлитов, в которой ранние карбонаты последовательно частично перерабатывались постмагматическими процессами, наиболее интенсивными на верхних уровнях трубок. В обоих телах нижние и, частично, средние изученные горизонты характеризуются преобладанием кальцита и железосодержащего кальцита, тогда как вверх по разрезу возрастает количество доломита (включая железистые и железосодержащие разновидности) и, в целом, увеличивается доля карбонатной компоненты в породе, что согласуется с опубликованными представлениями о высокой подверженности кимберлитового матрикса к последующим гидротермально-метасоматическим преобразованиям (Mitchell, 1986; Exley, Jones, 1983; Castillo-Oliver et al., 2018).

Степень сохранности первичных магматических карбонатных минералов в двух трубках различна. В трубке Манчары весомым аргументом в пользу первичной генерации карбонатов являются наличие включений кальцита в магнезиохромите, идиоморфных игольчатых и таблитчатых кристаллов кальцита в мезостазисе наименее изменённых кимберлитов, а также зональность по Sr и повышенные содержания Sr в отдельных зернах этих генераций. Такие морфологические и геохимические признаки позволяют сопоставить изученный кальцит с позднемагматическими карбонатами мезостазиса кимберлитовых тел поля Лак де Грас (Лесли, Анаконда, Гризли, Рэт, Коала Уэст, Мизери Ист, Рэттлер), трубки Интернациональная в Якутии, а также кальцитовых кимберлитов силлов

Бенфонтейн и Вэссэлтон, дайки Снэп Лейк и трубок Дайвик, Маджуагаа (Masun, 1999; Armstrong et al., 2004; Mitchell, 2008; Castillo-Oliver et al., 2018; Костровицкий, Яковлев, 2023; Zech et al., 2025), где подчёркивается роль Sr-обогащённого кальцита как индикатора магматической эволюции мезостазиса. Наблюдаемая зональность по стронцию в части включений и идиоморфных кристаллов мезостазиса согласуется с современными представлениями о том, что при дифференциации и дегазации кимберлитовой магмы карбонаты выступают главным концентратором Sr (Castillo-Oliver et al., 2018; Giuliani et al., 2020). Более поздние проявления карбонатной минерализации в трубке Манчары представлены ксеноморфными карбонатами основной массы, тесно ассоциирующими с апатитом, флогопитом, оксидами Fe–Ti и гидроандрадитом. Поскольку такие выделения располагаются в межзерновом пространстве, часто контактируют с серпентином и вторичными фазами и могут подвергаться перекристаллизации, однозначно определить их генезис не представляется возможным: они способны отражать как перекристаллизацию раннего кальцита мезостазиса, так и являться продуктами постмагматической карбонатизации (Castillo-Oliver et al., 2018; Giuliani et al., 2020; Зинчук, 2023). Выявленное в верхних уровнях Манчары преобладание доломита (в том числе железистых разновидностей) объясняется постмагматической доломитизацией матрикса при участии водно-углекислых растворов: Mg поступает преимущественно из серпентиновых и других Mg-силикатных ассоциаций, а Fe — из Fe–Mg-силикатов и рудных фаз (Stripp et al., 2006; Castillo-Oliver et al., 2018).

Для трубы им. А.П. Смелова, в отличие от Манчары, не зафиксированы столь же наглядные морфологические признаки первичного кальцита типа включений в минералах группы шпинели или идиоморфных зерен. В то же время, ее нижняя изученная часть также характеризуются преобладанием кальцита и железосодержащего кальцита, а переход к доломитовому матриксу в верхней части разреза по своей направленности соответствует сценарию наложенной карбонатизации, широко обсуждаемому для кимберлитов мира (Stripp et al., 2006; Castillo-Oliver et al., 2018; Howarth et al., 2019; Зинчук, 2023). Существенное

отличие трубки им. А.П. Смелова заключается в значительно более высоком нормативном количестве карбонатных минералов по сравнению с Манчары и более выраженной роли наложенной карбонатизации матрикса, что закономерно повышает долю доломита в верхних уровнях и маскирует первичные текстурно-структурные признаки породы. Тем не менее, с учётом того, что в нижней части трубки им. А.П. Смелова доминирует кальцит, а доломит приурочен к зонам максимальной переработки, обе трубки корректно относить к кальцитовым кимберлитам в том смысле, как это принято для сопоставимых объектов (силлы Бенфонтейн и Вэссэлтон, дайка Снэп Лейк и др.): первичная карбонатная фаза мезостазиса представлена кальцитом, тогда как доломит отражает преимущественно позднюю переработку и условия циркуляции водно-углекислых растворов (Mitchell, 2008; Castillo-Oliver et al., 2018; Fulop et al., 2018; White et al., 2012).

5.10. Особенности кристаллизации кимберлитового расплава и постмагматических преобразований кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова

Из имеющихся парагенезисов мантийное происхождение имеют ядра зональных зерен оливина из трубки им. А.П. Смелова, по составу соответствующих минералу из ксенолитов зернистых перидотитов (Arndt et al., 2010; Giuliani, 2018; Abersteiner et al., 2022). Рост кайм оливина происходит непосредственно в кимберлитовом расплаве. В трубке Манчары первичный оливин представлен только псевдоморфозами серпентина. К мантийному парагенезису трубки Манчары относятся мегакристаллы флогопита. Их высокохромистые центральные зоны по химическому составу соответствуют лерцолитовой ассоциации, тогда как низкохромистые периферийные зоны трактуются как ранний продукт собственно кимберлитовой магмы. Наличие раннемагматической каймы флогопита указывает на вывод из системы K, Al и части Mg, что влияет на состав кайм макрокристаллов магнезиохромита, обедненных алюминием.

Репером раннемагматической стадии эволюции расплава трубы им. А.П. Смелова становятся каймы оливина и первая генерация Fe-Ti оксидов. Закономерное изменение Ni, Mn, Ca и падение $\#Mg$ от ядра к краю в каймах оливина отражают кристаллизацию из эволюционирующего расплава. Рост Cr_2O_3 в каймах при отсутствии включений хромсодержащих оксидных фаз указывает, что каймы формировались до массовой кристаллизации Fe-Ti оксидов основной массы. В трубке им. А.П. Смелова макрокристаллы хромита встречаются единично, микрокристаллический магнезиохромит крайне редок, а основная масса оксидов представлена более «поздними» магнезиоферритом и магнетитом, поэтому Cr мог дольше оставаться в расплаве и захватываться на стадии роста оливиновых кайм.

Макрокристаллы хромита и магнезиохромита из трубы Манчары трактуются как собственно кимберлитовые фенокристаллы, сформировавшиеся в восстановительных условиях на ранней стадии и забирающие хром из расплава. В трубке Манчары кальцит диагностирован как первичный компонент включений в макрокристаллах магнезиохромита. Это означает, что карбонатная составляющая была активна уже во время кристаллизации макрокристаллов на раннемагматической стадии. Ранняя кристаллизация мега- и макрокристаллов пикроильменита могла ограничивать последующую нуклеацию микрозёрен ильменита в мезостазисе кимберлитов трубы Манчары. В трубке им. А.П. Смелова редкость крупных кристаллов пикроильменита согласуется с тем, что ильменит кристаллизовался в виде микрозёрен в основной массе. То есть в Манчары Ti и Fe частично входят в ранние макрокристаллические фазы, тогда как в трубке им. А.П. Смелова значимая доля этих компонентов дольше остаётся доступной для позднемагматических реакций (включая развитие кайм вокруг пикроильменита и формирование титансодержащих разновидностей минералов группы шпинели).

В позднемагматическую стадию в обеих трубках кристаллизуются минералы мезостазиса. Установлена последовательность кристаллизации шпинелидов: от микрокристаллов магнезиохромита к гомогенным зернам магнезиоферрита. Далее формируются магнезиоферритовые ядра зональных и атолловых кристаллов, а

также реакционные каймы магнезиоферрита и титансодержащего магнетита вокруг пикроильменита. Затем кристаллизуется магнетит (как гомогенные зерна, так и периферийные зоны зональных микрокристаллов), и на завершающем этапе формируются каймы атолловых кристаллов с магнетитовыми ядром и каймой, связанные с повышением фугитивности кислорода. Совместная кристаллизация минералов группы шпинели с флогопитом мезостазиса приводит к кристаллизации бедных Mg-Al и Fe^{3+} -богатым (магнезиоферрит-магнетит) шпинелидам.

Кристаллизация первовскита хронологически близка к формированию магнезиоферритовых ядер атолловых шпинелидов (рис. 5.4.1, д). Закономерный рост доли CaTiO_3 -компоненты в первовските от центра к краю сопровождается уменьшением Na_2O и ΣREE . Это связано с ростом активности Ca в магматической системе и с низкой совместимостью Na в первовските ($D_{\text{Na}} \sim 0,17\text{--}0,19$). Снижение концентраций РЗЭ во внешних зонах первовскита обусловлено их обеднением расплава и сокристаллизацией с апатитом, который в карбонатно-насыщенных системах имеет высокий коэффициент распределения - D_{REE} от 1 до 7 (Guo et al., 2024).

Стронциевый фторапатит в обеих трубках кристаллизуется совместно с бариевым флогопитом на позднемагматической стадии под влиянием Ba-Sr-F-CO_2 -обогащенного флюида, выделившегося из остаточного расплава. В трубке им. А.П. Смелова состав апатита меняется с глубиной: в нижних горизонтах преобладает фторапатит, тогда как выше появляются фтор-гидроксилапатит и гидрокси-фторапатит, включая стронциевый фторсодержащий гидроксилапатит, что интерпретируется как усиление роли гидрогенных (вторичных/гидротермальных) флюидов вверх по разрезу. В трубке им. А.П. Смелова поздние флюиды обуславливают F, OH и Sr-составляющую апатита. В Манчары позднемагматический флюид характеризуется обогащением Sr, что приводит к появлению Sr-содержащих минералов, таких как апатит и магматический кальцит.

На заключительном этапе остаточный расплав приобрёл выраженно карбонатный состав. Обогащенный CO_2 флюид, взаимодействуя с обломочными ксеногенными цирконами, обогащался Zr, а также Ti, Fe и Al из перовскита и шпинелидов. За счет этих элементов происходило формирование кальциртита и ядерных зон циркониевых гранатов. После завершения метасоматического роста циркониевых гранатов под влиянием серпентинизации началась кристаллизация гидрогранатов, как в виде гомогенных зёрен в мезостазисе, так и внешних зон на циркониевых гранатах.

Серпентинизация в обеих трубках наиболее интенсивно проявлена при формировании связующей массы кимберлитовых пород фрагментированных в результате эксплозивных (фреатических) процессов средних изученных горизонтов.

Минералогические и геохимические исследования показывают, что в формировании обеих трубок принимали участие однотипные кальцитовые кимберлитовые расплавы с близким сценарием эволюции. Несмотря на то, что, в целом, содержания CO_2 по всему разрезу в кимберлитах трубы им. А.П. Смелова выше, доказательств обособления карбонатной составляющей на раннемагматической стадии, как в трубке Манчары не установлено. Однако сходство состава пород обоих тел позволяет предположить существенно кальцитовую природу расплава, сформировавшего и трубку им. А.П. Смелова. Отличия между кимберлитами трубок в первую очередь обусловлены различным набором унаследованных мантийных и раннемагматических минералов. Различия в интенсивности проявления постмагматических процессов серпентинизации и карбонатизации в трубках Манчары и им. А.П. Смелова обуславливают разную степень сохранности первичных минералов и состав мезостазиса.

Результаты петрогохимических и минералогических исследований дает основание сформулировать второе защищаемое положение: **Кимберлиты трубок Хомпу-Майского поля формировались при участии Ba–Sr–F–CO₂-обогащённого флюида, что выражено в присутствии стронциевого кальцита в виде включений в макрокристаллах магнезиохромита и в основной массе, бариевого флогопита и стронциевого фторапатита и позволяет отнести эти породы к кальцитовым кимберлитам. В трубке Манчары данный режим сопровождался локальным обогащением остаточного расплава цирконием в SiO₂-дефицитных условиях и кристаллизацией редких циркониевых фаз — керимасита, кимцеита и кальциртита.**

ГЛАВА 6. ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Полученные ранее Rb-Sr датировки основной массы кимберлитов позволили оценить возраст трубки Манчары в 358 ± 42 млн. лет (Зайцев, Смелов и др., 2010) и отнести ее к алмазоносной среднепалеозойской эпохе кимберлитообразования. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований перовскита и апатита мезостазиса вулканокластических лапиллей из кимберлитовых трубок Атырдах и им. А.П. Смелова Хомпу-Майского поля указали на более поздний силурийский возраст - 425-431 млн. лет, а конкордатный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст кимберлитовых цирконов из этих же тел продемонстрировал узкий интервал средневзвешенных значений 485,1-486,6 млн. лет, что соответствует границе позднего кембрия и раннего ордовика (Махоткин и др., 2021). Такие неопределенности возрастных оценок послужили основанием для проведения дополнительных геохронологических исследований (Олейников и др., 2024). В этой работе для получения более надежных результатов были проведены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования перовскита мезостазиса кимберлитов трубки Манчары. Этот минерал является распространённой первичной породообразующей фазой основной массы кимберлитовых пород и надёжным геохронометром для определения возраста кристаллизации кимберлитовых тел (Лепехина и др., 2008).

Для проведения U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований использован перовскит из образца наименее измененного вторичными процессами порфирового кимберлита, отобранного с глубины 96 м от поверхности диатремы. В данном образце мелкозернистый мезостазис кимберлита выполнен преимущественно серпентином, ксеноморфными выделениями карбоната, редкими зёрнами апатита и пластинками слюды (рис. 5.6.1, а). Ассоциация рудных минералов основной массы представлена минералами группы шпинели, пикроильменитом и перовскитом.

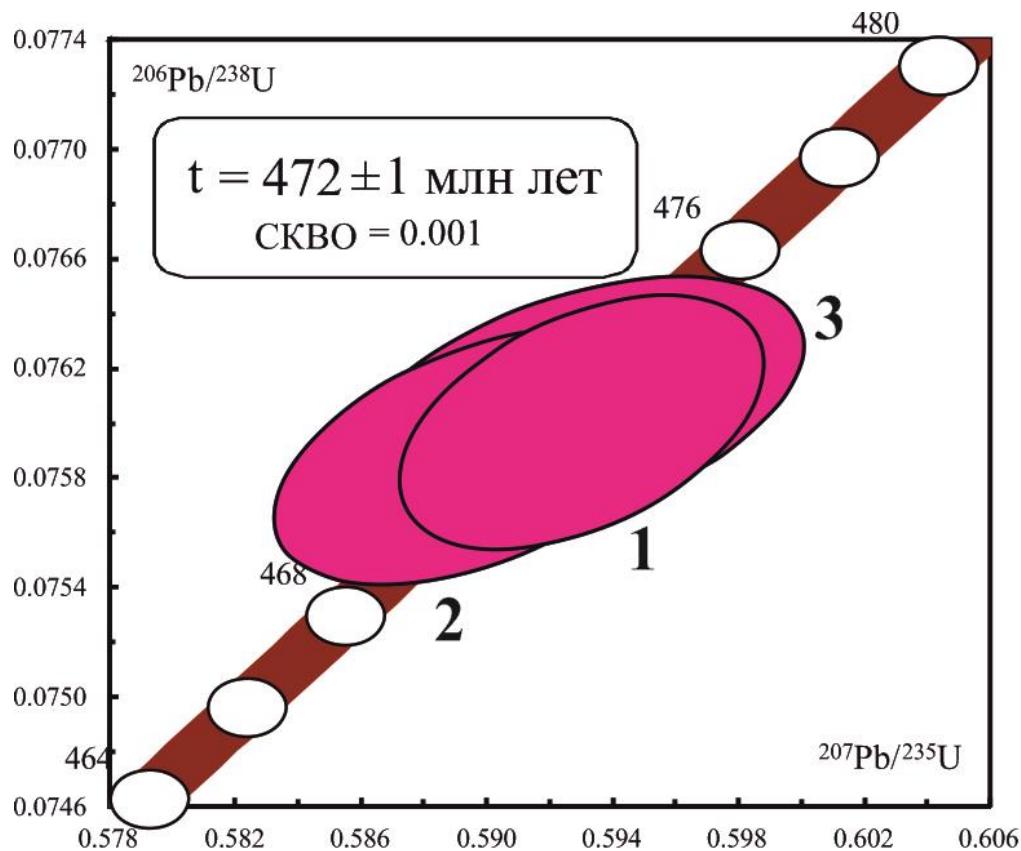


Рис. 6.1. Диаграмма с конкордией для перовскита из кимберлитов трубы Манчары (Хомпу-Майское кимберлитовое поле). Номера точек соответствуют порядковым номерам в приложении 27.

Для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований использованы три микронавески перовскита (приложение 27). Содержание урана в изученных пробах перовскита варьирует в пределах 33,38 – 51,02 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pbc/Pbt) не превышает 0,24 (приложение 27). Для перовскита из кимберлитов трубы Манчары получена конкордантная оценка возраста – 472 ± 1 млн лет (СКВО = 0,001) (Рис. 6.1.) (Олейников и др., 2024).

Такие значения, наряду с полученными ранее датировками по кимберлитовым цирконам трубок Атырдах и им. А.П. Смелова (Махоткин и др., 2021), свидетельствуют о том, что кимберлитовый магматизм Хомпу-Майского поля относится к ранее не выделяемой для ЯКП раннепалеозойской эпохе. С учетом отсутствия доказательной базы полихронности кимберлитовых полей ЯКП

(Мальковец и др., 2017) предполагается, что полученная датировка соответствует возрасту этого поля.

В пределах региона наиболее близкими по возрасту проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма являются Горноозерский и Поворотный массивы Сетте-Дабанского комплекса (Худолей и др., 2001; Худолей, 2003), расположенные примерно в 400 км к востоку от Хомпу-Майского поля. Апатит из пироксенитов Горноозерского массива датирован 463-487 млн лет (Pb-Pb метод) (Зайцев и др., 1992), а Sm-Nd изохронный возраст пироксенитов, являющихся наиболее ранней магматической фазой массива Поворотный, составляет 487 ± 29 млн лет (Худолей и др., 2001), что соответствует позднекембрийско-среднеордовикскому интервалу. Эти данные указывают на существование регионального раннепалеозойского импульса внутриплитного магматизма в Сетте-Дабанской тектонической зоне Южно-Верхоянского орогенного пояса, вероятно связанного с рифтогенезом (Худолей и др., 2001; Худолей, 2003). Такая синхронность возрастов кимберлитов и щелочно-ультраосновных магматитов подчёркивает, что U-Pb (ID-TIMS) возраст перовскита трубки Манчары (472 ± 1 млн лет) соответствует раннепалеозойскому этапу магматической активизации, вероятно, связанному с рифтогенезом.

Раннепалеозойский возраст трубки Манчары Хомпу-Майского поля согласуется с существованием на данной территории перерыва в осадконакоплении – «палеотектонической ниши», соответствующей этапу длительного или контрастного воздымания больших частей Сибирской платформы (Брахфогель, 1984). Кимберлитовый магматизм раннепалеозойского возраста в пределах Алданской антеклизы, по всей видимости, связан с воздействием локальных мантийных аномалий и/или метасоматических процессов в литосферной мантии. Кимберлитовый раннепалеозойский магматизм в пределах Алданской антеклизы не связан с крупномасштабными плутонами, подобными Якутскому и Сибирскому (Ernst, 2014), так как имеет более древний возраст (рис 6.2).

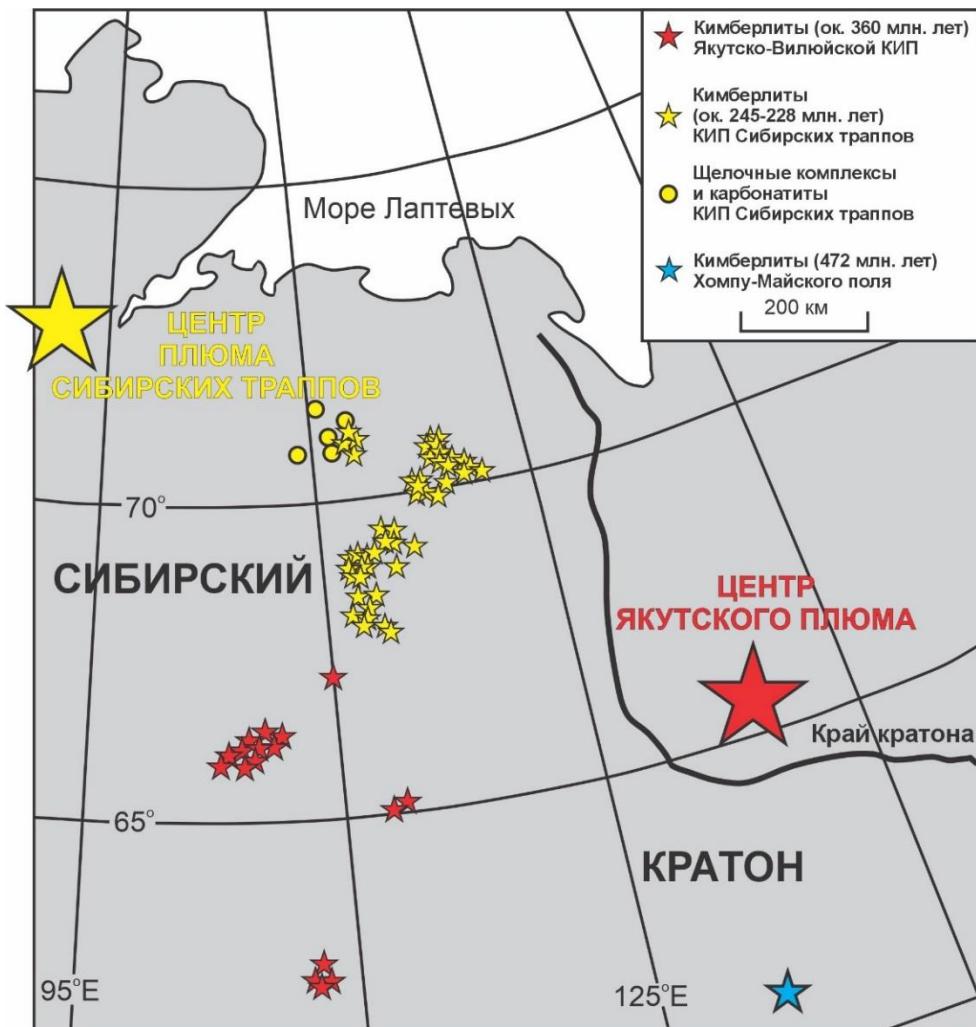


Рис. 6.2. Схема расположения кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции и Хомпу-Майского поля относительно центров мантийных плюмов по (Ernst, 2014).

Известные в пределах Алданской антеклизы щелочно-ультраосновные породы (рис. 6.3), слагающие мезозойские (Nikolenko et al., 2020) и докембрийские (Yarmolyuk et al., 2005; Прокопьев и др., 2022) трубки взрыва Чомполинского, Тобук-Хатыстырского, Инглийского полей, а также дайки ультраосновного щелочного фоскорит-карбонатитового комплекса Арбастах, ранее были идентифицированы, как кимберлиты (Каминский, Потапов, 1970; Глаголев и др., 1974). Это послужило предпосылкой для выделения в данном районе Алданской кимберлитовой провинции (Каминский, Потапов, 1970). Более поздние исследования пород этих тел показали, что по минералогическим, петрохимическим и другим особенностям эти породы не являются кимберлитами, а относятся к лампроитам, миннетам и ультраосновным лампрофирам (Богатиков

и др., 1991; Корнилова, 1997; Nikolenko et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022). Их главными особенностями являются: значительная роль в составе клинопироксена и калиевого полевого шпата, отсутствие граната дунит-гардбургитового алмазного парагенезиса и, в подавляющем большинстве случаев, пиропа. Обобщение данных по вещественному составу лампроитов Алданской антеклизы, слагающих трубы, дайки, штоки, силлы, некки в пределах отдельных полей и расслоенных массивов К-щелочных комплексов показало, что среди них отсутствуют породы аналогичные кимберлитам и оливиновым лампроитам Австралии (Богатиков и др., 1991). Таким образом, исторически сложившееся представление о «Алданской кимберлитовой провинции» в первоначальном смысле опиралось на породы, которые при современном уровне изученности не следует рассматривать как проявления кимберлитового магматизма.

Трубы Хомпу-Майского поля по петрографическим, геохимическим и минералогическим данным сложены порфировым кимберлитом и кимберлитовой брекчиею (Смелов и др., 2010; Опарин, Олейников, 2022; Опарин, Олейников, 2024). Поэтому наличие кимберлитовых трубок в пределах Алданской антеклизы служит прямым свидетельством существования кимберлитового магматизма на ее территории. При этом Хомпу-Майское поле имеет возраст, отличный от возрастов полей Якутской кимберлитовой провинции, и территориально удалено от кимберлитоконтролирующих зон, в пределах которых сосредоточены поля ЯКП (Брахфогель, 1984) (рис. 6.3). В связи с этим выделение Алданской кимберлитовой субпровинции (Олейников и др., 2024), как структурно и геохронологически самостоятельной части ЯКП (рис. 6.3) представляется обоснованным. Важно подчеркнуть, что эпоха кимберлitoобразования такого возраста ранее не фиксировалась в пределах ЯКП, что расширяет поисковый потенциал на новой территории, включая вероятность выявления алмазоносных трубок, поскольку все известные коренные месторождения алмазов на Сибирской платформе не моложе среднепалеозойского возраста (Брахфогель, 1984; Зайцев, Смелов и др., 2010; Мальковец и др., 2017).

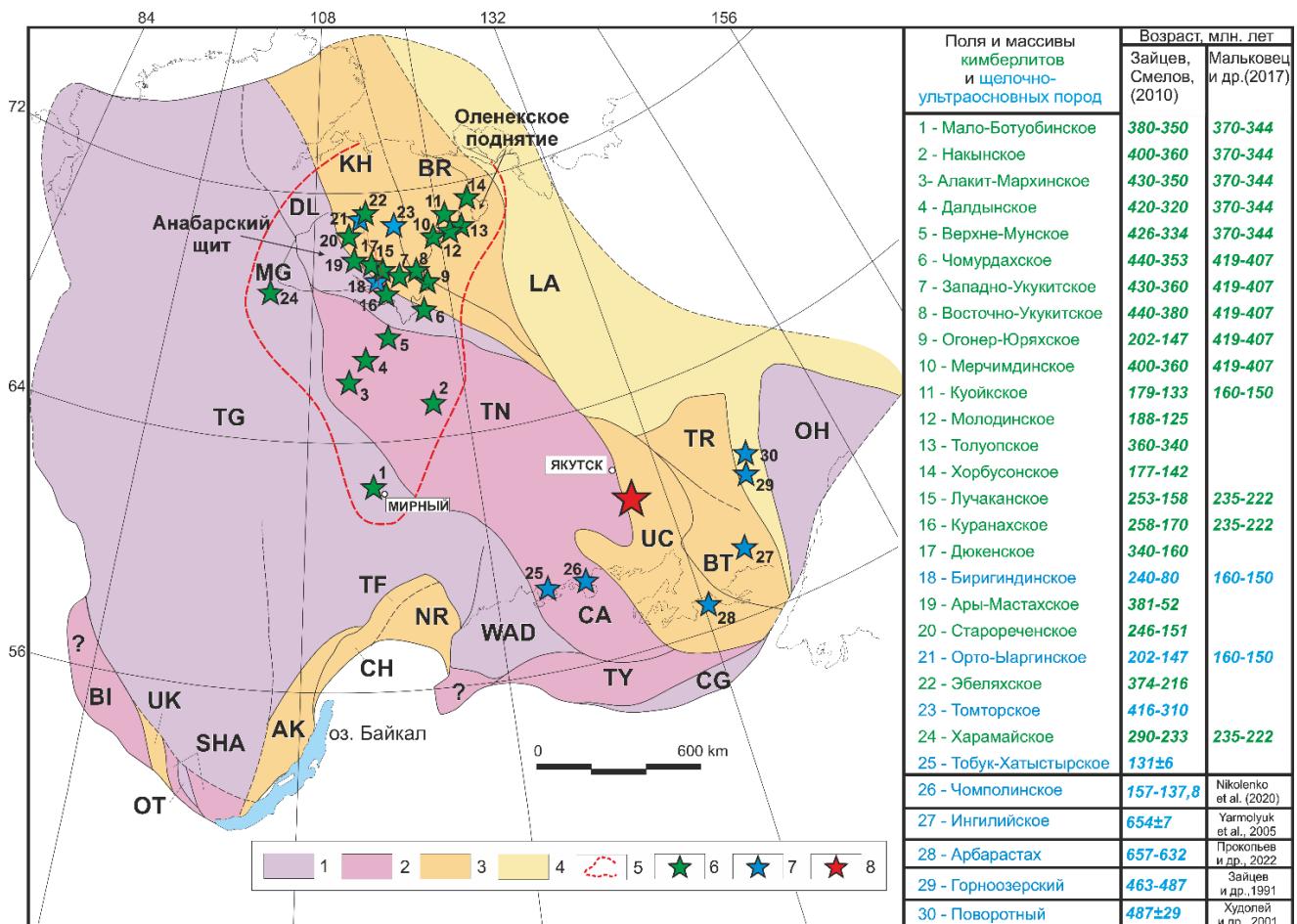


Рис. 6.3. Геологическая схема фундамента Северо-Азиатского кратона (Smelov, Timofeev, 2007) и положение полей кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород, а также их массивов: 1 – архей; 2 – архей и палеопротерозой нерасчлененные; 3 – палеопротерозой; 4 – мезопротерозой; 5 – контур Якутской кимберлитовой провинции; 6 – кимберлитовые поля ЯКП; 7 – поля и массивы щелочно-ультраосновных пород; 8 – Хомту-Майское кимберлитовое поле. Докембрийские террейны: Западно-Алданский (WAD), Центрально-Алданский (CA), Учурский (UC), Батомгский (BT), Чогарский (CG), Тындинский (TY), Далдынский (DL), Хапчанский (KH), Маганский (MG), Акитканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Тонодский (TF), Шарыжалгайский (SHA), Охотский (OT), Охотский (OH), Урикско-Лийский (UK), Бирюсинский (BL), Тунгусский (TG), Тюнгский (TN), Биректинский (BR), Тырынский (TR), Лено-Алданский (LA).

Исходя из вышесказанного формулируется третье защищаемое положение:
Раннеордовикский возраст кимберлитовой трубки Манчары (472 ± 1 млн лет), установленный методом U-Pb (ID-TIMS) датирования перовскита, обосновывает существование новой раннепалеозойской эпохи кимберлитового магматизма на Сибирской платформе и позволяет выделить Алданскую субпровинцию в составе Якутской кимберлитовой провинции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трубки Хомпу-Майского поля имеют сходное вертикальное строение, обусловленное взрывными процессами и различной степенью постмагматических преобразований. Малый эрозионный срез определяет минимальную сохранность минералов-индикаторов на самых верхних горизонтах.

Петрохимические и геохимические данные указывают на принадлежность кимберлитов трубок Манчары и им. А.П. Смелова к единой петрогенетической общности и на их соответствие низкокремнеземистым кимберлитам группы I. Соотношения Nb/U и Ce/Pb, а также выраженная Pb-аномалия согласуются с происхождением расплавов из субконтинентальной литосферной мантии при минимальном вовлечении корового вещества.

Минералогические данные свидетельствуют об участии на позднемагматической стадии CO_2 -флюидов, выделившихся из остаточного расплава и обогащённых Ba, Sr, F и Zr, что позволяет отнести породы к кальцитовым кимберлитам.

Полученный раннеордовикский возраст кимберлитов трубки Манчары подтверждает существование на Сибирской платформе раннепалеозойской эпохи кимберлитового магматизма и обосновывают выделение Алданской субпровинции в составе Якутской кимберлитовой провинции.

Результаты работы создают основу для дальнейших исследований кимберлитов Алданской антеклизы, направленных на уточнение источников и петрогенезиса магм, количественную оценку роли флюидов и развитие минералого-геохимических критериев прогнозирования и поиска алмазоносных тел в данном регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Минералогия кимберлитовых пород трубы Манчаары (Якутское погребенное поднятие – архейский кратон) в Центральной Якутии // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: сб. докл. Хабаровск: ИГиП ДВО РАН, 2010а. С. 39–41.
2. Алтухова З.А. Петрография кимберлитовых пород трубы Манчаары (Якутское погребенное поднятие) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: сб. докл. Хабаровск: ИГиП ДВО РАН, 2010б. С. 36–38.
3. Амшинский А.Н. О связи окисления алмаза с вторичными изменениями ильменита в кимберлитах // Гетегрогенность пород и руд Сибири. 1986. № 26. С. 81–93.
4. Армстронг К.А., Роедер П.Л., Хельмштедт Х.Х. Состав шпинелей кимберлитовой трубы С14 (озеро Киркланд, Онтарио) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 429–439.
5. Афанасьев В.П., Гаранин В.К., Жиляева В.А., Кудрявцева Г.П. О неоднородности хромсодержащего ильменита из кимберлитовой трубы Зимняя // Геология рудных месторождений. 1981. № 2. С. 44–57.
6. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Подъячев Б.П., Избеков Э.Д. Перспективы алмазоносности южного борта Вилуйской синеклизы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 119–122.
7. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похilenko Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Издательский дом «Манускрипт». 2001. Филиал «Гео» Издательства СО РАН. 276 с.
8. Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А., Махоткин И. Л., Новгородова М. И., Соловова И. П., Галускин Е. В., Ганеев И. И., Гирнис А. В., Еремеев Н. В., Когарко Л. Н., Кудрявцева Г. П., Михайличенко О. А., Наумов В. Б., Сапожникова Е. Н. Лампроиты. М.: Наука. 1991. 302 с.

9. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платоформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1984. 128 с.
10. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Москва: Недра. 1967. 144 с.
11. Булах А. Г., Шевалевский И.Д. К минералогии и кристаллографии кальциртита из щелочных пород и карбонатитов // Записки ВМО. 1962. Т. 91. № 1. С. 14–29.
12. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. 1986. М.: Недра. 192 с.
13. Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. 1990. М.: Наука. 184 с.
14. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. Москва: ГЕОС. 2009. 498 с.
15. Геншафт Ю.С., Илупин И.П. Каймы изменения ильменитов в кимберлита // Минералогический журнал. 1982. № 4. С. 79–84.
16. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков Л.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбаратах и Инагли. М.: Наука 1974. 175 с.
17. Головин А.В., Тарасов А.А. Оливин основной массы кимберлитов: внутреннее строение и состав // Процессы минералообразования при высоких давлениях, происхождение алмаза и мантийных магм: Тезисы докладов всероссийской конференции, посвященной 90-летию академика Николая Владимировича Соболева. 17–19 июня 2025 г., Новосибирск / Сибирское отделение РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, НИИГУ [и др.]. Новосибирск: СО РАН. 2025. С. 169.
18. Голубкова А. Б., Носова А. А., Ларионова Ю. О. Мегакристы пикроильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // Геохимия. 2013. № 5. С. 396–427.

19. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. 1961. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та. 284 с.
20. Гусев Н. И., Антонов А. В. Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) – продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 105–118.
21. Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука. 1979. 278 с.
22. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет. 2010. 108 с.
23. Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 51–59.
24. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тян О.А. Геохронология и изотопная геология карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. 248 с.
25. Здорик Т.Б., Сидоренко Г.А., Быкова А.В. Новый титаноцирконат кальция – кальциртит // Доклады Академии наук СССР. 1961. Т. 137. № 3. С. 681–684.
26. Зинчук Н. Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Geology. 2023. № 2. С. 28–43.
27. Избеков Э.Д., Подъячев Б.П., Афанасьев В.П. Признаки симметричной алмазоносности восточной части Сибирской платформы (относительно оси Вилюйской синеклизы) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 352–353.
28. Каминский Ф. В., Потапов С. В. Новая кимберлитовая провинция докембрийского возраста на восточной окраине Алданского щита / Геология и условия образования алмазных месторождений: Труды II Всесоюзного совещания по геологии алмазных месторождений. 1970. С. 128–133.
29. Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Кононова В.А. Кимберлиты Далдыно-Алакитского района (Якутия): Пространственное распределение пород с различными вещественными характеристиками // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 520–545.

30. Каргин А. В., Носова А. А., Сазонова Л. В., Пересецкая Е. В., Голубева Ю. Ю., Лебедева Н. М., Третяченко В. В., Хвостиков В. А., Бурмий Ж. П. Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 341–369.
31. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Кузьмин Д.В. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива (Маймеч-Котуйская провинция, Сибирь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1572–1579.
32. Конев А.А., Ущаповская З.В., Кашаев А.А., Лебедева В.С. Тажеранит – новый кальций- титан-циркониевый минерал // Доклады Академии Наук СССР. 1969. Т. 186. № 4. С. 917–920.
33. Корнилова В. П. Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий бассейна р. Чомполо // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 6–9.
34. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. Москва: Наука. 1983. 157 с.
35. Костровицкий С. И., Соловьева Л. В., Яковлев Д. А., Суворова Л. Ф., Сандимирова Г. П., Травин А. В., Юдин Д. С. Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162.
36. Костровицкий С.И., Морицио Т., Серов И.В., Ротман А.Я. О происхождении кимберлитов // Доклады Российской Академии Наук. 2004. Т. 399. № 2. С. 236–240.
37. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Происхождение кимберлитов Якутской провинции. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН. 2023. 491 с.
38. Краснова Н.И., Петров Т.Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. Изд-во СПбГУ. 1995. 228 с.
39. Ларионова Ю. О., Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Носова А. А., Третяченко В. В., Травин А. В., Каргин А. В., Юдин Д. С. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607–639.

40. Лепехина Е.Н., Ротман А.Я., Антонов А.В., Сергеев С.А. SIMS SHRIMP U-Pb датирование первоскитов из кимберлитов Верхнемунского поля Сибирской платформы // Геохимия магматических пород: Материалы Всероссийского семинара. СПб.: ВСЕГЕИ. 2008. С. 92–94.
41. Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гриффин В.Л., Пирсон Н.Дж., О'Рейлли С., Резвухин Д.И., Гибшер А.А., Шарыгин И.С., Похilenко Н.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирского кратона: Результаты U-Pb датирования кимберлитовых цирконов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2017. С. 329–333.
42. Маршинцев В. К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. Новосибирск: Наука. 1986. 238 с.
43. Махоткин И.Л., Бекренев К.А., Кочнев В.Э., Хачатрян Г.К., Каменецкий В.С. Палеозойские Mg-Ti кимберлиты и Mg карбонатиты Менда-Барылайского алмазоносного района Южной Якутии – новый петрологический ключ к пониманию формирования Якутской алмазоносной провинции // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. 2021. Т. 2. С. 148–151.
44. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А., Алтухова З.А. Кимберлиты Якутского погребенного поднятия // В мире научных открытий. 2010а. № 3–1 (9). С. 99–103.
45. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А., Алтухова З.А. Новый геофизический подход к минерагеническому районированию Сибирской платформы и перспективы алмазоносности Якутского погребенного поднятия // Литосфера. 2011. № 5. С. 30–52.
46. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А., Алтухова З.А. Якутское погребенное поднятие: инъецированные кимберлиты и их тектоническая рама // Наука и образование. 2010б. № 2. С. 11–15.
47. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Геораздел Атлантика–Пацифика: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяженности (на примере Западно-Якутского региона и его обрамления) // Геология алмаза –

настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та. 2005. С. 132–149.

48. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика (концепция и методология). Иркутск. 2002. 320 с.

49. Округин А.В., Белолюбский И.Н., Олейников О.Б., Акимова А.А., Андросова А.Д., Данилова С.А., Шестакова Н.И. Характеристика индикаторных минералов кимберлитов из аллювиальных отложений р. Кенгкеме в районе Якутского поднятия // Наука и образование. 2007. № 4. С. 17–23.

50. Олейников О.Б., Стифеева М.В., Опарин Н.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ощепкова М.Г. U-Pb (ID-TIMS)-возраст первовскита из кимберлитов трубы Манчары (Хомпур-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2024. Т. 517. № 2. С. 203–207.

51. Олейников О.Б., Опарин Н.А. Формирование кимберлитовых трубок Молодинского поля // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания, 28 сентября – 3 октября 2025 г. Санкт-Петербург. С. 251–252.

52. Опарин Н. А., Олейников О. Б. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Хомпур-Майского поля (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2022. Т. 27. № 4. С. 486–498.

53. Опарин Н. А., Олейников О. Б. Минералы ряда флогопит–киноситалит основной массы кимберлитовых пород трубок Хомпур-Майского поля (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021. Т. 26. № 4. С. 29–42.

54. Опарин Н. А., Олейников О. Б., Баранов Л. Н. Апатит из кимберлитовой трубы Манчары (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25. № 3. С. 15–26.

55. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Вещественный состав кимберлитов трубы им. А.П. Смелова (Центральная Якутия) // Геосферные исследования. 2024. № 3. С. 31–41.

56. Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В. Особенности минерального состава кимберлитовых пород Хомпур-Майского поля // Арктика XXI век. Технические науки. 2015. Т. 3. № 1. С. 12–20.
57. Опарин Н.А., Олейников О.Б. Хромшпинелиды из трубок Хомпур-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 35–41.
58. Подъячев Б.П., Избеков Э.Д., Бикбаева Т.В. Признаки алмазоносности в районе г. Якутск // Наука и техника в Якутии. 2003. № 2. С. 61–65.
59. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастиах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 48–66.
60. Протопопов Ю.Х. Тектонические комплексы платформенного чехла Вилюйской синеклизы. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 1993. 48 с.
61. Пущаровский Д.Ю., Надеждина Т.Н., Хомяков А.П. Кристаллическая структура стронций-апатита из Хибин // Кристаллография. 1987. Т. 32. № 4. С. 891–895.
62. Костровицкий С. И., Соловьева Л. В., Яковлев Д. А., Суворова Л. Ф., Сандимирова Г. П., Травин А. В., Юдин Д. С. Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162.
63. Семенов Е. И., Юшко-Захарова О. Е., Максимюк И. Е., Соболева Л. Н., Самсонова Н. С., Куличихина Р. Д., Беляева И. Д., Фекличев В. Г. Минералогические таблицы. Справочник. М: Недра. 1981. 399 с.
64. Силаев В.И., Тарских О.В., Сухарев А.Е., Филиппов В.Н. Келифитизация мантийного пикроильменита на примере алмазоносной трубки Зарница // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2008. № 5. С. 5–10.
65. Смелов А.П. Якутия прирастает кимберлитами // Наука из первых рук. 2009а. № 2 (26). С. 12–13.

66. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишнин В.М., Округин А.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А. Кимберлиты трубы Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 153–159.
67. Смелов А.П., Ащепков И.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А., Бабушкина С.А., Полуфунтикова Л.И., Королева О.В. Химический состав и Р–Т условия образования барофильтральных минералов из кимберлитовой трубы Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2009б. № 5. С. 27–31.
68. Смелов А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушкин А.Д., Опарин Н.А. Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубы Манчары // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 68–72.
69. Смелов А.П., Павлушкин А.Д., Толстов А.В., Олейников О.Б. Алмазная «ласточка» Манчары // Наука из первых рук. 2012а. № 3 (45). С. 20–25.
70. Смелов А.П., Прокопьев А.В., Олейников О.Б., Васильев Д.А., Королева О.В. Перспективы алмазоносности Алданской антеклизы: результаты анализа геолого-геофизических данных // Отечественная геология. 2012б. № 5. С. 3–10.
71. Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Кононкова Н.Н. Механизмы образования высокобариевого флогопита и высокостронциевого апита на заключительных стадиях эволюции щелочных магм // Геохимия. 2009. № 6. С. 613–627.
72. Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Симакин С.Г. Высокотемпературный карбонатитовый расплав и его взаимоотношения с щелочными магмами Дункельдыкского комплекса, юго-восточный Памир // Доклады РАН. 2006. Т. 409. С. 1–4.
73. Худолей А.К., Кропачев А.П., Химан Л.М., Журавлев Д.З., Гурьев Г.А. Раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана (Южное Верхоянье, юго-восточная Якутия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2001. Т. 378. № 1. С. 82–85.

74. Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов: На примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ: диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.03 / Худолей Андрей Константинович, СПБГУ, ВСЕГЕИ. Санкт Петербург. 2003. 473 с.
75. Щимбал С.Н., Кременецкий А.А., Соболев В.Б., Щимбал Ю.С. Минералы циркония из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки (юго-восток Украинского щита) // Мінералогічний журнал. 2011. Т. 33. № 1. С. 41–62.
76. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Giuliani A., Howarth G. H., Castillo-Oliver M., Thompson J., Kamenetsky M., Cherry A. Composition and emplacement of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints // Lithos. 2019. V. 324–325. P. 297–314.
77. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Goemann K., Golovin A., Kamenetsky M. Olivine in Kimberlites: Magma Evolution from Deep Mantle to Eruption // Journal of Petrology. 2022. V. 63. № 7. P. 1-32.
78. Agee J., Garrison J., Taylor L. Petrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliott County, Kentucky // American Mineralogist. 1982. V. 67. P. 28–42.
79. Armstrong J. P., Wilson M., Barnett R. L., Nowicki T., Kjarsgaard B. A. Mineralogy of primary carbonate-bearing hypabyssal kimberlite, Lac de Gras, Slave Province, Northwest Territories, Canada // Lithos. 2004. V. 76. № 1–4. P. 415–433.
80. Arndt N. T., Guitreau M., Boullier A.-M., Le Roex A., Tommasi A., Cordier P., Sobolev A. Olivine and the Origin of Kimberlite // Journal of Petrology. 2010. V. 51. № 3. P. 573–602.
81. Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina E. V., Alymova N. A., Kostrovitsky S. I., Rotman A. Y., Mityukhin S. I., Karpenko M. A., Stegnitsky Y. B., Khemelnikova O. S. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. 2010. V. 485. № 1–4. P. 17–41.

82. Ayers J. C., Watson E. B. Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium: Experimental results at 1.0 GPa and 1000°C and application to models of fluid-rock interaction // *Chemical Geology*. 1993. V. 110. № 1–3. P. 299–314.
83. Azzone R. G., Pearson D. G., Sarkar C., Chmyz L., Shibata C. S. V., Luo Y., Ruberti E. Tracking crustal assimilation processes in kimberlites from the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: Petrographic and geochemical controls and the role of perovskites // *Lithos*. 2022. V. 432–433. P. 106888.
84. Barnes S., Roeder P. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2279–2302.
85. Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F. The alkaline-carbonatite complex of Jacupiranga (Brazil): Magma genesis and mode of emplacement // *Gondwana Research*. 2017. V. 44. P. 157–177.
86. Becker M., Le Roex A.P. Geochemistry of South African on- and off-craton Group I and Group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 673–703.
87. Bellis A., Canil D. Erratum // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. № 3. P. 585–585.
88. Bellis A., Canil D. Ferric Iron in CaTiO₃ Perovskite as an Oxygen Barometer for Kimberlitic Magmas I: Experimental Calibration // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. № 2. P. 219–230.
89. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // *European Journal of Mineralogy*. 2019. V. 31 (1). P. 183–192.
90. Brett R. C., Russell J. K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 201–212.
91. Brett R.C., Russell J.K., Andrews G.D.M., Jones T.J. 2015. The ascent of kimberlite: Insights from olivine // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 424. P. 119–131.
92. Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents // *Journal of Petrology*. 1964. V. 5. № 2. P. 310–357.
93. Bulakh A.G., Anastasenko G.F., Dakhiya L.M. Palzirtite from carbonatites of Northern Siberia // *American Mineralogist*. 1967. V. 52. № 6. P. 1880–1885.

94. Canil D., Bellis A. J. Ferric Iron in CaTiO_3 Perovskite as an Oxygen Barometer for Kimberlite Magmas II: Applications // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. № 2. P. 231–252.
95. Carvalho L. D. V., Jalowitzki T., Scholz R., Gonçalves G. O., Rocha M. P., Pereira R. S., Lana C., De Castro M. P., Queiroga G., Fuck R. A. An exotic Cretaceous kimberlite linked to metasomatized lithospheric mantle beneath the southwestern margin of the São Francisco Craton, Brazil // *Geoscience Frontiers*. 2022. V. 13. № 1. 101281.
96. Castillo-Oliver M., Giuliani A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. Characterisation of primary and secondary carbonates in hypabyssal kimberlites: an integrated compositional and Sr-isotopic approach // *Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 112. № S2. P. 555–567.
97. Cesnokov, B., Kotrly, M. and Nisanbajev, T. Brennende Abraumhalden und Aufschlüsse im Tscheljabinsker Kohlenbecken – eine reiche Mineralienküche // *Mineralien-Welt*. 1998. V. 9 (3). P. 54–63.
98. Chakhmouradian A. R., Mitchell R. H. Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites // *The Canadian Mineralogist*. 2000. V. 38. № 4. P. 975–994.
99. Chalapathi Rao N. V., Kumar A., Sahoo S., Dongre A. N., Talukdar D. Petrology and petrogenesis of Mesoproterozoic lamproites from the Ramadugu field, NW margin of the Cuddapah basin, Eastern Dharwar craton, southern India // *Lithos*. 2014. V. 196–197. P. 150–168.
100. Chalapathi Rao N. V., Lehmann B., Belyatsky B., Warnsloh J. M. The Late Cretaceous diamondiferous pyroclastic kimberlites from the Fort à la Corne (FALC) field, Saskatchewan craton, Canada: Petrology, geochemistry and genesis // *Gondwana Research*. 2017. V. 44. P. 236–257.
101. Coe N., Le Roex A., Gurney J., Pearson D. G., Nowell G. Petrogenesis of the Swartruggens and Star Group II kimberlite dyke swarms, South Africa: constraints from whole rock geochemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 156. № 5. P. 627–652.

102. Corfu, F., Andersen, T. B. U–Pb ages of the Dalsfjord Complex, SW Norway and their bearing on the correlation of allochthonous crystalline segment of the Scandinavian Caledonides // International Journal of Earth Science. 2002. V. 91. – P. 955–963.
103. Dawson J. B., Smith J. V. Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite // Nature. 1975. V. 253. № 5490. P. 336–338.
104. DeWolf C., Zeissler C.J., Haliday A., Mezger K., Essene E., The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. – P. 121–134.
105. Dongre A., Tappe S. Kimberlite and carbonatite dykes within the Premier diatreme root (Cullinan Diamond Mine, South Africa): New insights to mineralogical-genetic classifications and magma CO₂ degassing // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 155–173.
106. Dongre A. N., Viljoen K. S., Belyanin G. A., Le Roux P. J., Malandkar M. Petrogenesis of the diamondiferous Pipe-8 ultramafic intrusion from the Wajrakarur kimberlite field of Southern India and its relation to the worldwide Mesoproterozoic (~1.1 Ga) magmatism of kimberlite and related rocks // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. P. 793–805.
107. Doroshkevich, A., Prokopyev, I., Kruk, M., Sharygin, V., Izbrodin, I., Starikova, A., Ponomarchuk, A., Nugumanova, Y. Age and petrogenesis of ultramafic lamprophyres of the Arbarastakh alkaline-carbonatite complex, Aldan-Stanovoy shield, South of Siberian Craton (Russia): evidence for ultramafic lamprophyre carbonatite link // Journal of Petrology. 2022. V. 63. №. P. egac073.
108. Dymshits A., Sharygin I., Liu Z., Korolev N., Malkovets V., Alifirova T., Yakovlev I., Xu Y.-G. Oxidation State of the Lithospheric Mantle Beneath Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe, Upper Muna Field, Siberian Craton // Minerals. 2020. V. 10. P. 740.
109. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press. 2014. 653 p.

110. Exley R.A., Jones A.P. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in kimberlitic carbonates by ion microprobe: hydrothermal alteration, crustal contamination and relation to carbonatite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. Vol. 83. P. 288–292.
111. Fulop A., Kopylova M., Kurszlaukis S., Hilchie L., Ellemers P., Squibb C. Petrography of Snap Lake Kimberlite Dyke (Northwest Territories, Canada) and its Interaction with Country Rock Granitoids // Journal of Petrology. 2018. V. 59. № 12. P. 2493–2518.
112. Galuskin, E. V. Minerały grupy wezuwianu ze skał achtarandytowych (rzeka Wiluj, Jakucja): szereg wiluit – wezuwian – Si-deficytowy wezuwian («hydrowezuwian»): geneza rodingitoidów achtarandytowych. 2005. Katowice: Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego. P. 191
113. Galuskina I. O., Galuskin E. V., Dzierzanowski P., Armbruster T., Kozanecki M. A natural scandian garnet // American Mineralogist. 2005. V. 90. P. 1688–1692.
114. Galuskina I. O., Galuskin E. V., Lazic B., Armbruster T., Dzierżanowski P., Prusik K., Wrzalik R. Eringaite, $\text{Ca}_3\text{Sc}_2(\text{SiO}_4)_3$ a new mineral of the garnet group // Mineralogical Magazine. 2010. V. 74. № 2. P. 365–373.
115. Galuskina I. O., Galuskin E. V., Sitarz M. Atoll hydrogarnet and mechanism of the formation of achtarandite pseudomorphs // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 1998. V. 2. P. 49–62.
116. Gaspar J. C., Wyllie P. J. Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil // American Mineralogist. V. 67. P. 997–1000.
117. Gaspar J. C., Wyllie P. J. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: evidence from ilmenite and spinel from Premier and Wesselton mines and the Benfontein sill, South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 85. № 2. P. 133–140.
118. Giebel R. J., Marks M. A. W., Gauert C. D. K., Markl G. A model for the formation of carbonatite-phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // Lithos. 2019. V. 324–325. P. 89–104.

119. Giuliani A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide // *Lithos*. 2018. V. 312–313. P. 322–342.
120. Giuliani A., Dalton H., Pearson D. G. Kimberlites: The deepest geochemical probes of Earth // *Treatise on Geochemistry*: Elsevier. 2025. P. 159–230.
121. Giuliani A., Pearson D. G., Soltys A., Dalton H., Phillips D., Foley S. F., Lim E., Goemann K., Griffin W. L., Mitchell R. H. Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation // *Science Advances*. 2020. V. 6. № 17. P. eaaz0424.
122. Giuliani A., Phillips D., Pearson D. G., Sarkar S., Müller A. A., Weiss Y., Preston R., Seller M., Spetsius Z. Diamond preservation in the lithospheric mantle recorded by olivine in kimberlites // *Nature Communications*. 2023. V. 14. № 1. P. 6999.
123. Giuliani A., Soltys A., Phillips D., Kamenetsky V. S., Maas R., Goemann K., Woodhead J. D., Drysdale R. N., Griffin W. L. The final stages of kimberlite petrogenesis: Petrography, mineral chemistry, melt inclusions and Sr-C-O isotope geochemistry of the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 342–356.
124. Greene S., Jacob D. E., O'Reilly S. Y. Olivine evidence for an ultramafic silicate precursor melt for the Jericho kimberlite (Slave Craton, Canada) // *Lithos*. 2023. V. 438–439. P. 106996.
125. Greenwood J. C. Barian-titanian micas from Ilha da Trindade, South Atlantic // *Mineralogical Magazine*. 1998. V. 62. P. 687-695.
126. Grew E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Halenius U. Nomenclature of the garnet supergroup // *American Mineralogist*. 2013. V. 98. № 4. P. 785–811.
127. Guo H., Tuduri J., Nabyl Z., Erdmann S., Li X., Gaillard F. Rare earth elements in apatite: A proxy for unravelling carbonatite melt compositions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2024. V. 642. P.118863.

128. Haggerty S. E., Hardie R., McMahon M. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 1979. V. 2. № 1. P. 132–134.
129. Haggerty S. E., Tompkins L. A. Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites // Nature. 1983. V. 303. № 5915. P. 295–300.
130. Haggerty S. Oxide Mineralogy of the Upper Mantle // Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance, De Gruyter. Berlin. 1991. P. 355–416.
131. Heaman L. M., Creaser R. A., Cookenboo H. O., Chacko T. Multi-Stage Modification of the Northern Slave Mantle Lithosphere: Evidence from Zircon- and Diamond-Bearing Eclogite Xenoliths Entrained in Jericho Kimberlite, Canada // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 4. P. 821–858.
132. Hellmann J. R., Stulcan V. S. The existence and stability of $\text{Ca}_6\text{Zr}_{19}\text{O}_{44}$ compound in the system $\text{ZrO}_2\text{-CaO}$ // Materials Research Bulletin. 1982. V. 17. № 4. P. 459–465.
133. Holmes A. A. contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions // Transactions of the Geological Society of South Africa. 1936. V. 39. P. 379–428.
134. Horwitz E. P., Dietz M. L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A. M., Graczyk D. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // Analitica Chimica Acta. 1992. V. 266. P. 25–37.
135. Howarth G. H., Casetta F., Abersteiner A. A review of olivine as a tool for understanding kimberlite petrogenesis and diamond potential // Mineralogy and Petrology. 2025. V. 119. № 4. P. 883–906.
136. Howarth G. H., Taylor L. A. Multi-stage kimberlite evolution tracked in zoned olivine from the Benfontein sill, South Africa // Lithos. 2016. V. 262. P. 384–397.
137. Kamenetsky V. S., Belousova E. A., Giuliani A., Kamenetsky M. B., Goemann K., Griffin W. L. Chemical abrasion of zircon and ilmenite megacrysts in the Monastery kimberlite: Implications for the composition of kimberlite melts // Chemical Geology. 2014. V. 383. P. 76–85.
138. Kamenetsky V., Kamenetsky M., Sobolev A., Golovin A., Demouchy S., Faure K., Sharygin V., Kuzmin D. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia):

morphology, compositional zoning and origin // International Kimberlite Conference Extended Abstracts: 2008. University of Alberta. 2008. V. 49. № 4. P. 823–839.

139. Kargin A. V., Golubeva Yu. Yu., Demonterova E. I., Kovalchuk E. V. Petrographic-geochemical types of Triassic alkaline ultramafic rocks in the Northern Anabar province, Yakutia, Russia // Petrology. 2017. V. 6. P. 535-565.

140. Kjarsgaard B., Wit M., Heaman L., Pearson G., Stiefenhofer J., Januszczak N., Shirey S., Pino A. A Review of the Geology of Global Diamond Mines and Deposits // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. V. 88. P. 2–102.

141. Kopylova M. G., Mogg T., Scott Smith B. Mineralogy of the snap lake kimberlite, northwest territories, canada, and compositions of phlogopite as records of its crystallization // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. № 3. P. 549–570.

142. Kostrovitsky S. I., Malkovets V. G., Verichev E. M., Garanin V. K., Suvorova L. V. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // Lithos. 2004. V. 77. № 1–4. P. 511–523.

143. Kostrovitsky S. Mg-Ilmenite from Kimberlites, Its Origin // In: Mineralogy / ed. M. René. IntechOpen. 2022.

144. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

145. Larionova Y.O., Sazonova L.V., Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V., Tretyachenko V.V., Travin A.V., Yudin D.S. Kimberlite age in the Arkhangelsk province, Russia: isotopic geochronologic Rb–Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and mineralogical data on phlogopite // Petrology. 2016. V. 24 (6). P. 562–593.

146. Le Roex A. P. Geochemistry, Mineralogy and Magmatic Evolution of the Basaltic and Trachytic Lavas from Gough Island, South Atlantic // Journal of Petrology. 1985. V. 26. № 1. P. 149–186.

147. Le Roex A. P., Cliff R. A., Adair B. J. I. Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and Petrogenesis of a Basanite-Phonolite Lava Series // Journal of Petrology. 1990. V. 31. № 4. P. 779–812.

148. 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. No. 12. P. 2261–2286.
149. Lim E., Giuliani A., Phillips D., Goemann K. Origin of complex zoning in olivine from diverse, diamondiferous kimberlites and tectonic settings: Ekati (Canada), Alto Paranaiba (Brazil) and Kaalvallei (South Africa) // *Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 112. № S2. P. 539–554.
150. Locock A. J., Mitchell R. H. Perovskite classification: An Excel spreadsheet to determine and depict end-member proportions for the perovskite- and vapnikite-subgroups of the perovskite supergroup // *Computers, Geosciences*. 2018. V. 113. P. 106–114.
151. Ludwig, K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88–542. 1991. 35 p.
152. Ludwig, K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. 70 p.
153. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Mueller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J. L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. Nomenclature of the micas // *Mineralogical Magazine*. 1999. V. 63. №. 2. P. 267–279.
154. Malarkey J., Pearson D. G., Kjarsgaard B. A., Davidson J. P., Nowell G. M., Ottley C. J., Stammer J. From source to crust: Tracing magmatic evolution in a kimberlite and a melilitite using microsample geochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 299. № 1–2. P. 80–90.
155. Mariano A. N., Roeder P. L. Kerimasi: A Neglected Carbonatite Volcano // *The Journal of Geology*. 1983. V. 91. № 4. P. 449–455.
156. Masun K.M. The Petrography and Mineralogy of the Lac de Gras Kimberlite Field, Slave Province, Northwest Territories: A Comparative Study / M.Sc. Thesis. Lakehead Univ. Thunder Bay. Canada. 1999. 324 p.

157. McDonald I., de Wit M.J., Smith C.B., Bizzi L.A., Viljoen K.S., The geochemistry of the platinum-group elements in Brazilian and southern African kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 14. P. 2883–2903.
158. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
159. McMahon B. M., Haggerty S. E. The Benfontein kimberlite sills; magmatic reactions and high intrusion temperatures // *American Journal of Science*. 1984. V. 284. № 8. P. 893–941.
160. Milligan R. Features of apatite in kimberlite from Ekati Diamond Mine and Snap Lake: modelling kimberlite composition // MSc thesis. Dalhousie University, Halifax, Canada. 2017.
161. Milton C. Kimzeyite, a zirconium garnet from Magnet Cove, Arkansas // *American Mineralogist*. 1961. V. 46. P. 533–548.
162. Mitchell R. H. Accessory rare earth, strontium, barium and zirconium minerals in the Benfontein and Wesselton calcite kimberlites, South Africa // *Kimberlites Related Rocks and Mantle Xenoliths CPRM Special Publication*. Araxa, Brazil: 1994. CPRM Special Publication. 1994. P. 115–128.
163. Mitchell R. H. *Kimberlites*. Boston, MA: Springer US. 1986. 442 p.
164. Mitchell R. H. *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks*. Boston, MA: Springer US. 1995. 410 p.
165. Mitchell R. H. Magnesian ilmenite and its role in kimberlite petrogenesis // *The Journal of Geology*. 1973. V. 81. № 3. P. 301–311.
166. Mitchell R. H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. № 1. P. 1–8.
167. Mitchell R. H. Recommendations for the terminology of carbonates in the ternary system CaCO_3 – MgCO_3 – FeCO_3 with reference to ankerite, “breunnerite”, the magnesite–siderite solid solution series, and carbonatite nomenclature // *The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology*. 2025. V. 63. № 4. P. 319–323.

168. Mitchell R. H., Clarke D. B. Oxide and sulphide mineralogy of the Peuyuk kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 56. № 2. P. 157–172.
169. Mitchell R. H., Smith D. L. Geology and mineralogy of the Ashram Zone carbonatite, Eldor Complex, Québec // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 784–806.
170. Mitchell R. H., Welch M. D., Chakhmouradian A. R. Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. № 3. P. 411–461.
171. Mitchell R., Chakhmouradian A. Instability of perovskite in a CO₂-rich environment: examples from carbonatite and kimberlite // The Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 939–952.
172. Mitchell R., Meyer H. Mineralogy of micaceous kimberlites from the New Elands and Star Mines, Orange Free State, South Africa // International Kimberlite Conference Extended Abstracts. 1986. P. 75–77.
173. Mitchell R.H. Accessory rare earth, strontium, barium and zirconium minerals in the Benfontein and Wesselton calcite kimberlites, South Africa // Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths. Proceeding of the 5th International Kimberlite Conference (Araxá, Brazil). 1994. V. 1. P. 329–345.
174. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. New York; London: Plenum Press. 1986. 442 p.
175. Miyawaki R., Hatert F., Pasero M., Mills S. J. IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) – Newsletter 64 // European Journal of Mineralogy. 2022. V. 34. № 1. P. 1–6.
176. Moore A. E. Olivine: a monitor of magma evolutionary paths in kimberlites and olivine melilitites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. № 2. P. 238–248.
177. Moore A. The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites—evidence from kimberlites in the northern Lesotho – Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // South African Journal of Geology. 2001. V. 104. P. 23–38.

178. Moore A., Belousova E. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 149. № 4. P. 462–481.
179. Moss S., Russell J. K., Smith B. H. S., Brett R. C. Olivine crystal size distributions in kimberlite // American Mineralogist. 2010. V. 95. № 4. P. 527–536.
180. Mumpton, F. A., Thompson, C. S. The stability of brucite in the weathering zone of the New Idria serpentinite // Clays Clay Minerals, Proceeding of National Conference. 1966. P. 249–257.
181. Mumpton, F.A., Jaffe, H. W., Thompson, C. S. Coalingite, a new mineral from the New Idria serpentinite, Fresno and San Benito counties, California // American Mineralogist. 1965. V. 50. P 1893–1913.
182. Munno R., Rossi G., Tadini C. Crystal chemistry of kimzeyite from Stromboli, Aeolian Islands, Italy // American Mineralogist. 1980. V. 65. P. 188–191.
183. Nielsen T. F. D., Jensen S. M., Secher K., Sand K. K. Distribution of kimberlite and aillikite in the Diamond Province of southern West Greenland: A regional perspective based on groundmass mineral chemistry and bulk compositions // Lithos. 2009. V. 112S. P. 358-371.
184. Nikolenko E.I., Lobov, K.V., Agashev A.M., Sharygin I.S., Nikolenko A.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and new mineralogical and geochemical data from lamprophyres of Chompolo field (South Yakutia, Russia) // Minerals. 2020. V. 10. №. 10. P. 886.
185. Nosova A. A., Kargin A. V., Sazonova L. V., Dubinina E. O., Chugaev A. V., Lebedeva N. M., Yudin D. S., Larionova Yu. O., Abersteiner A. B., Gareev B. I., Batalin G. A. Sr-Nd-Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events // Lithos. 2020. V. 364-365. 105509.

186. O'Brien H. E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 1998. V. 7. P. 643–645.
187. Paktunc A. D., Cabri L. J. A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel // *Lithos*. 1995. V. 35. № 3. P. 261–282.
188. Pascal M.-L., Di Muro A., Fonteilles M., Principe C. Zirconolite and calzirtite in banded forsterite-spinel-calcite skarn ejecta from the 1631 eruption of Vesuvius: inferences for magma-wallrock interactions // *Mineralogical Magazine*. 2009. V. 73. № 2. P. 333–356.
189. Pasero M., Kampf A. R., Ferraris C., Pekov I. V., Rakovan J., White T. J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *European Journal of Mineralogy*. 2010. V. 22. № 2. P. 163–179.
190. Pasteris J. Opaque oxide phases of the De Beers Pipe Kimberlite (Kimberley, South Africa) and their petrologic significance / PhD dissertation. Yale University, New Haven, USA. 1980.
191. Pasteris J. Spinel zonation in the De Beers Kimberlite, South Africa; possible role of phlogopite // *Canadian Mineralogist*. 1983. V. 21. № 1. P. 41–58.
192. Paton C., Herget J. M., Woodhead J. D., Phillips D., Shee S. R. Identifying the asthenospheric component of kimberlite magmas from the Dharwar Craton, India // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 296–310.
193. Pearson D. G., Woodhead J., Janney P. E. Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle // *Elements*. 2019. V. 15. № 6. P. 387–392.
194. Platt R., Mitchell R. The Marathon Dikes. I: Zirconium-rich titanian garnets and manganoan magnesian ulvöspinel-magnetite spinels // *American Mineralogist*. 1979. V. 64. P. 546–550.
195. Prowatke S., Klemme S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. № 17. P. 4513–4527.
196. Raber E., Haggerty S. E. Zircon-oxide reactions in diamond-bearing kimberlites // *Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry*. 1979. V. 15. P. 229–240.

197. Rast N. Nucleation and growth of metamorphic minerals // In: Pitcher W. S. and Flinn G. W. (Eds), Controls of Metamorphism. Oliver and Boyd. 1965. P. 73–102.
198. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P. V., Müller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J.-L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. Nomenclature of the micas // Mineralogical Magazine. 1999. V. 63. № 2. P. 267–279.
199. Roeder P. L., Schulze D. J. Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // Journal of Petrology. 2008. V. 49. № 8. P. 1473–1495.
200. Rossman G., Aines R. The hydrous components in garnets: Grossular-hydrogrossular // American Mineralogist. 1991. V. 76. P. 1153–1164.
201. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. № 3. P. 267–309.
202. Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., Garanin V.K., Suvorova L.V. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // Lithos. 2004. V. 77. P. 511–523.
203. Schingaro E., Scordari F., Capitanio F., Parodi G., Smith D. C., Mottana A. Crystal chemistry of kimzeyite from Anguillara, Mts. Sabatini, Italy // European Journal of Mineralogy. 2001. V. 13. № 4. P. 749–759.
204. Scott Smith B.H., Nowicki T.E., Russell J.K., Webb K.J., Mitchell R.H., Hetman C.M., Robey J.V. A Glossary of Kimberlite and Related Terms. Published by Scott-Smith Petrology Inc., North Vancouver, BC, Canada. 2018. Part 1. 144 p. Part 2. 59 p. Part 3. 56 p.
205. Seo J., Choi S., Park J., Whattam S., Kim D. W., Ryu I., Oh C. W. Geochemical and mineralogical characteristics of the Yonghwa phoscorite–carbonatite complex, South Korea, and genetic implications // Lithos. 2016. V. 262. P. 606–619.
206. Shee S. The petrogenesis of the Wesselton Mine kimberlites, Kimberley / PhD dissertation. University of Cape Town, South Africa. 1985.
207. Sinclair W., Eggleton R., McLaughlin G. Structure refinement of calzirtite from Jacupiranga, Brazil // American Mineralogist. 1986. V. 71. P. 815–818.

208. Smelov A. P., Andreev A. P., Altukhova Z. A., Babushkina S. A., Bekrenev K. A., Zaitsev A. I., Izbekov E. D., Koroleva O. V., Mishnin V. M., Okrugin A. V., Oleinikov O. B., Surnin A. A. Kimberlites of the Manchary pipe: a new kimberlite field in Central Yakutia // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. № 1. P. 121–126.
209. Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 279–288.
210. Sobolev N. V., Sobolev A. V., Tomilenko A. A., Kovyazin S. V., Batanova V. G., Kuz'min D. V. Paragenesis and complex zoning of olivine macrocrysts from unaltered kimberlite of the Udachnaya-East pipe, Yakutia: relationship with the kimberlite formation conditions and evolution // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 1–2. P. 260–279.
211. Soltys A., Giuliani A., Phillips D. Apatite compositions and groundmass mineralogy record divergent melt/fluid evolution trajectories in coherent kimberlites caused by differing emplacement mechanisms // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175. № 5. P. 49.
212. Soltys A., Giuliani A., Phillips D. Apatite from the Kimberley kimberlites (South Africa): petrography and mineral chemistry // 11th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 2017. 11IKC-4491.
213. Soltys A., Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V. S. Kimberlite Metasomatism of the Lithosphere and the Evolution of Olivine in Carbonate-rich Melts – Evidence from the Kimberley Kimberlites (South Africa) // Journal of Petrology. 2020. V. 61. № 6. P. 1–31.
214. Sparks R. S. J., Brooker R. A., Brown R. J., Field M., Kavanagh J., Ogilvie-Harris R., Walter M. J., White J. The nature of kimberlite melts, rocks and magmas // 9th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 2008. 9IKC-A-00260. 2008.
215. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
216. Steiger, R.H. Jäger, E., Subcommission on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.

217. Stripp G.R., Field M., Schumacher J.C., Sparks R.S.J., Cressey G. Post-emplacement serpentinization and related hydrothermal metamorphism in a kimberlite from Venetia, South Africa // *Journal of Metamorphic Geology*. 2006. V. 24. №. 6. P. 515–534.
218. Stubican V. S., Ray S. P. Phase Equilibria and Ordering in the System ZrO_2 -CaO // *Journal of the American Ceramic Society*. 1977. V. 60. № 11–12. P. 534–537.
219. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 7. P. 1261–1315.
220. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Kjarsgaard B. A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 9. P. 1893–1900.
221. Tappe S., Jenner G. A., Foley S. F., Heaman L. M., Besserer D., Kjarsgaard B. A., Ryan B. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic alkaline province // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 491–518.
222. Taylor W. R., Tompkins L. A., Haggerty S. E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 19. P. 4017–4037.
223. Tompkins L. A., Haggerty S. E. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. V. 91. № 3. P. 245–263.
224. Treiman A. H., Essene E. J. A periclase-dolomite-calcite carbonatite from the Oka complex, Quebec, and its calculated volatile composition // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 85. № 2. P. 149–157.
225. Uher P., Milovská S., Milovský R., Koděra P., Bačík P., Bilohuščin V. Kerimasite, $\{Ca_3\}[Zr_2](SiFe_{3+2})O_{12}$ garnet from the Vysoká-Zlatno skarn, Štiavnica stratovolcano, Slovakia // *Mineralogical Magazine*. 2015. V. 79. № 3. P. 715–733.
226. Velde D. Octahedral micas in melilite-bearing eruptive rocks // *Carnegie Institution of Washington Year Book*. 1979. V. 78. P. 468–475.

227. Watson E. B., Green T. H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // *Earth and Planetary Science Letters*. 1981. V. 56. P. 405–421.
228. White J., Sparks R., Bailey K., Barnett W., Field M., Windsor L. Kimberlite sills and dykes associated with the Wesselton kimberlite pipe, Kimberley, South Africa // *South African Journal of Geology*. 2012. V. 115(1). P. 1-32.
229. Williams M., Schoneveld L., Mao Y., Klump J., Gosses J., Dalton H., Bath A., Barnes S. pyrolite: Python for geochemistry // *Journal of Open Source Software*. 2020. V. 5. № 50. P. 2314.
230. Wilson M. R., Kjarsgaard B. A., Taylor B. Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest Territories, Canada // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. № 3–4. P. 435–454.
231. Wyatt B. Manganese ilmenite from the Premier kimberlite // *Kimberlite Symposium II, Extended Abstracts*. Cambridge. 1979. P. 279–284.
232. Wyllie P. J., Cox K. G., Biggar G. M. The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks // *Journal of Petrology*. 1962. V. 3. № 2. P. 238–243.
233. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin N.V., 2005. Late Riphean Rifting and Breakup of Laurasia: Data on Geochronological Studies of Ultramafic Alkaline Complexes in the Southern Framing of the Siberian Craton // *Doklady Earth Sciences*. V. 404 (7). P. 1031–1036.
234. Yaxley G.M., Berry A.J., Kamenetsky V.S., Woodland A.B., Golovin A.V. An oxygen fugacity profile through the Siberian craton–Fe K-edge XANES determinations of Fe^{3+}/Fe in garnets in peridotite xenoliths from the Udachnaya East kimberlite // *Lithos*. 2012. V. 140. P. 142–151.
235. Zaitsev A. N., Williams C. T., Britvin S. N., Kuznetsova I. V., Spratt J., Petrov S. V., Keller J. Kerimasite, $\text{Ca}_3\text{Zr}_2(\text{Fe}_3+2\text{Si})\text{O}_{12}$ a new garnet from carbonatites of Kerimasi volcano and surrounding explosion craters, northern Tanzania // *Mineralogical Magazine*. 2010. V. 74. № 5. P. 803–820.
236. Zayakina N.V., Oleinikov O.B., Vasileva T.I., Oparin N.A. Coalingite from kimberlite breccia of the Manchary pipe, Central Yakutia // *Geology of ore deposits*. 2015. V. 57 (8). P. 732–736.

237. Zech R. F., Giuliani A., Weiss Y., Schmidt M. W. The origin of compositional variations in kimberlites based on comparative petrology and geochemistry of samples from four cratons // *Mineralogy and Petrology*. 2025. V. 146. P. 223–240.
238. Zhao X.-M., Zhang H.-F., Zhu X.-K., Zhu B., Cao H. Effects of melt percolation on iron isotopic variation in peridotites from Yangyuan, North China Craton // *Chemical Geology*. 2015. V. 401. P. 96–110.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Представительные составы макрокристаллов оливина трубки им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11											
Зона	Ядро									Кайма												
Оксиды, мас. %																						
SiO ₂	41,71	41,04	40,77	41,84	40,63	41,31	40,59	41,32	41,77	41,80	39,94											
MgO	51,20	50,47	50,49	52,30	50,00	52,12	50,72	51,57	51,54	51,32	48,19											
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00											
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03											
MnO	0,11	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	0,10	0,14											
Cr ₂ O ₃	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,09	0,13											
CaO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05											
FeO	6,79	7,16	7,13	6,39	8,04	6,90	7,91	7,63	6,65	7,37	9,91											
NiO	0,34	0,35	0,35	0,32	0,34	0,34	0,35	0,30	0,33	0,35	0,26											
Сумма	100,28	99,21	98,94	101,06	99,24	100,87	99,81	101,05	100,54	101,08	98,64											
Атомы, ф.е. (расчет на 3 катиона)																						
Si	1,005	1,002	0,999	0,999	0,997	0,992	0,990	0,993	1,004	1,002	0,995											
Mg	1,839	1,837	1,844	1,862	1,828	1,865	1,845	1,848	1,846	1,834	1,789											
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000											
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001											
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003											
Cr	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003											
Ca	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001											
Fe	0,137	0,146	0,146	0,128	0,165	0,139	0,162	0,153	0,134	0,148	0,206											
Ni	0,007	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,005											
Сумма	2,993	2,997	3,000	3,000	3,002	3,007	3,008	3,005	2,995	2,996	3,003											
#Mg	93,08	92,63	92,66	93,59	91,73	93,09	91,95	92,34	93,25	92,54	89,66											
Конечные члены, %																						
Fo	92,97	92,55	92,57	93,49	91,62	92,99	91,83	92,22	93,15	92,44	89,53											
Fa	6,91	7,36	7,34	6,41	8,26	6,90	8,04	7,65	6,74	7,45	10,33											
Tp	0,11	0,09	0,09	0,10	0,12	0,11	0,13	0,12	0,11	0,10	0,15											

Приложение 2. Представительные составы микрокристаллов оливина трубы им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7
Зона	Ядро				Кайма		
Оксиды, мас. %							
SiO ₂	40,25	41,44	41,31	41,18	40,04	40,43	41,56
MgO	52,27	51,62	52,26	52,31	48,39	48,38	50,80
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03
MnO	0,08	0,11	0,10	0,09	0,16	0,12	0,12
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,07	0,07	0,13	0,14	0,10
CaO	0,02	0,02	0,03	0,04	0,12	0,10	0,05
FeO	5,35	7,56	7,15	6,34	9,74	10,22	8,46
NiO	0,31	0,31	0,32	0,31	0,15	0,33	0,28
Сумма	98,37	101,15	101,25	100,37	98,77	99,79	101,41
Атомы, ф.е. (расчет на 3 катиона)							
Si	0,986	0,995	0,989	0,991	0,995	0,997	0,998
Mg	1,908	1,847	1,866	1,877	1,792	1,777	1,819
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
Cr	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,001
Fe	0,110	0,152	0,143	0,128	0,202	0,211	0,170
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,003	0,007	0,005
Сумма	3,013	3,004	3,009	3,008	3,003	3,001	3,000
#Mg	94,57	92,41	92,87	93,63	89,86	89,41	91,45
Конечные члены, %							
Fo	94,50	92,31	92,78	93,54	89,70	89,29	91,34
Fa	5,42	7,58	7,12	6,36	10,13	10,58	8,54
Tp	0,08	0,10	0,09	0,09	0,17	0,13	0,12

Приложение 3. Представительные составы макрокристаллов ильменита кимберлитов трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Оксиды, мас. %															
SiO ₂	0,08	0,00	0,02	0,03	0,01	0,49	0,19	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,13	0,14
TiO ₂	51,36	44,24	47,40	48,06	47,72	36,08	48,67	48,39	52,23	52,79	52,54	53,62	51,19	50,78	53,18
Al ₂ O ₃	1,50	1,38	2,86	1,41	1,89	2,78	2,10	1,03	1,25	0,61	1,08	0,60	1,29	0,90	0,68
Cr ₂ O ₃	4,47	4,26	3,86	3,08	3,02	3,02	2,81	2,25	2,11	2,06	2,04	1,82	1,76	1,57	1,39
FeO _{tot}	30,59	36,57	35,40	35,94	37,16	47,12	35,86	37,92	32,25	32,45	30,78	32,37	36,68	35,48	33,10
MnO	0,10	0,25	0,07	0,20	0,27	0,21	0,25	0,17	0,09	0,05	0,25	0,19	0,13	0,12	0,23
MgO	13,01	12,72	11,95	11,85	11,57	10,25	11,74	11,18	12,50	12,66	13,54	12,06	10,82	11,43	11,37
CaO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,11	0,02	0,03	0,03
Сумма	101,13	99,45	101,59	100,59	101,65	99,97	101,64	100,95	100,49	100,67	100,26	100,80	101,92	100,43	100,11
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,87	0,76	0,80	0,82	0,81	0,62	0,82	0,83	0,89	0,90	0,89	0,92	0,87	0,87	0,92
Al	0,04	0,04	0,08	0,04	0,05	0,07	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Cr	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,43	0,32	0,40	0,42	0,41	0,27	0,43	0,44	0,47	0,47	0,43	0,50	0,50	0,48	0,53
Fe ³⁺	0,14	0,38	0,26	0,27	0,29	0,62	0,25	0,28	0,15	0,15	0,15	0,11	0,19	0,20	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,44	0,43	0,40	0,40	0,39	0,35	0,39	0,38	0,42	0,43	0,46	0,41	0,37	0,39	0,39
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 3

№	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Оксиды, мас. %															
SiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00	0,00	0,01	0,10
TiO ₂	54,98	49,59	46,40	54,89	55,31	46,88	48,89	51,35	55,00	54,99	55,18	54,69	53,23	53,72	55,15
Al ₂ O ₃	0,36	1,95	0,82	0,68	0,48	1,22	0,93	1,07	0,38	0,51	0,62	0,34	0,66	0,56	0,48
Cr ₂ O ₃	1,38	1,34	1,31	1,31	1,17	1,16	1,07	0,99	0,96	0,93	0,90	0,86	0,82	0,75	0,74
FeO _{tot}	32,24	35,15	40,56	29,95	29,07	41,12	38,56	34,71	31,35	32,02	32,90	33,06	36,13	32,96	30,08
MnO	0,06	0,25	0,11	0,26	0,22	0,22	0,26	0,19	0,10	0,06	0,05	0,26	0,06	0,26	0,10
MgO	12,39	11,93	11,48	13,50	13,29	10,81	11,57	10,39	12,91	12,34	11,54	12,07	11,07	12,09	12,82
CaO	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03
Сумма	101,42	100,24	100,73	100,62	99,57	101,43	101,30	98,72	100,73	100,89	101,39	101,31	101,98	100,38	99,49
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,94	0,85	0,79	0,93	0,95	0,80	0,83	0,90	0,94	0,94	0,94	0,93	0,91	0,92	0,95
Al	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Cr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,52	0,44	0,40	0,47	0,49	0,43	0,44	0,54	0,50	0,52	0,55	0,52	0,53	0,51	0,51
Fe ³⁺	0,09	0,23	0,37	0,09	0,06	0,35	0,29	0,14	0,10	0,09	0,07	0,11	0,15	0,12	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,42	0,40	0,39	0,45	0,45	0,36	0,39	0,36	0,44	0,42	0,39	0,41	0,37	0,41	0,44
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 3

№	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Оксиды, мас. %															
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,12	0,01
TiO ₂	50,30	56,38	55,57	50,47	54,60	52,86	53,23	56,85	52,68	52,69	55,09	57,68	56,67	54,68	56,94
Al ₂ O ₃	0,39	0,23	0,30	0,51	0,36	0,84	0,53	0,22	0,47	0,60	0,35	0,25	0,26	0,39	0,28
Cr ₂ O ₃	0,72	0,72	0,71	0,71	0,69	0,66	0,63	0,63	0,57	0,55	0,55	0,54	0,54	0,52	0,52
FeO _{tot}	40,28	29,26	30,47	38,14	32,82	34,79	34,04	28,06	34,88	37,01	32,01	31,24	30,33	33,18	30,70
MnO	0,13	0,24	0,09	0,29	0,13	0,15	0,22	0,18	0,10	0,06	0,25	0,06	0,21	0,13	0,24
MgO	8,65	13,00	12,90	9,97	11,61	10,98	10,41	13,06	11,30	10,70	12,25	11,93	12,62	11,63	12,51
CaO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04
Сумма	100,47	99,84	100,07	100,10	100,30	100,30	99,14	99,02	100,02	101,64	100,52	101,75	100,71	100,68	101,24
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,88	0,97	0,95	0,88	0,94	0,91	0,94	0,99	0,91	0,90	0,95	0,98	0,97	0,94	0,97
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,58	0,52	0,51	0,53	0,54	0,53	0,57	0,53	0,52	0,54	0,52	0,58	0,54	0,54	0,54
Fe ³⁺	0,21	0,04	0,07	0,21	0,09	0,14	0,10	0,01	0,15	0,17	0,09	0,01	0,04	0,09	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,30	0,44	0,44	0,35	0,40	0,38	0,36	0,45	0,39	0,36	0,42	0,40	0,43	0,40	0,42
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 3

№	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Оксиды, мас. %															
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00
TiO ₂	55,55	57,16	56,47	55,94	55,56	56,51	54,57	55,57	54,69	54,69	53,11	56,61	55,24	49,02	49,39
Al ₂ O ₃	0,25	0,17	0,23	0,38	0,36	0,34	0,49	0,30	0,31	0,31	0,51	0,23	0,36	0,18	0,27
Cr ₂ O ₃	0,46	0,45	0,44	0,43	0,40	0,38	0,37	0,31	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,29	0,28
FeO _{tot}	30,64	30,28	29,38	31,35	33,08	32,38	35,10	34,44	33,40	33,40	35,44	32,18	32,86	43,86	42,69
MnO	0,21	0,23	0,12	0,11	0,08	0,11	0,08	0,07	0,07	0,07	0,22	0,24	0,27	0,13	0,16
MgO	12,31	13,15	13,00	12,51	11,63	11,93	10,73	10,83	11,11	11,11	10,64	11,68	11,05	7,49	7,75
CaO	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01
Сумма	99,45	101,49	99,67	100,74	101,14	101,69	101,36	101,54	99,91	99,91	100,28	101,25	100,15	100,97	100,55
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,96	0,97	0,97	0,96	0,95	0,96	0,94	0,96	0,95	0,95	0,92	0,97	0,96	0,86	0,87
Al	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,54	0,52	0,53	0,53	0,56	0,56	0,57	0,58	0,57	0,57	0,55	0,57	0,58	0,60	0,60
Fe ³⁺	0,06	0,05	0,04	0,07	0,08	0,06	0,10	0,07	0,08	0,08	0,13	0,05	0,06	0,26	0,24
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,42	0,44	0,44	0,42	0,40	0,40	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,40	0,38	0,26	0,27
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 3

№	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
Оксиды, мас. %																
SiO ₂	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO ₂	49,73	56,04	51,12	54,90	50,39	54,37	51,23	51,81	50,82	48,54	51,99	54,79	54,36	50,81	52,02	52,29
Al ₂ O ₃	0,24	0,47	0,23	0,28	0,30	0,32	0,15	1,13	0,58	1,61	0,64	0,27	0,43	0,38	0,48	0,41
Cr ₂ O ₃	0,26	0,25	0,24	0,24	0,24	0,24	0,21	0,20	0,16	0,15	0,14	0,13	0,11	0,10	0,10	0,10
FeO _{tot}	42,39	33,68	38,88	31,22	40,96	33,65	41,19	37,16	37,35	39,24	38,43	34,66	36,58	40,31	38,62	37,04
MnO	0,20	0,08	0,27	0,26	0,15	0,19	0,22	0,11	0,08	0,28	0,09	0,25	0,07	0,19	0,28	0,24
MgO	8,12	11,18	8,37	11,36	8,60	11,02	8,47	10,08	9,90	10,41	9,80	10,48	10,29	8,88	9,93	9,45
CaO	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,95	101,92	99,12	98,29	100,64	99,84	101,48	100,51	98,90	100,24	101,14	100,60	101,86	100,69	101,44	99,54
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.																
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,87	0,96	0,91	0,97	0,88	0,95	0,89	0,90	0,90	0,84	0,90	0,95	0,93	0,89	0,90	0,92
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,59	0,58	0,61	0,57	0,58	0,56	0,60	0,55	0,55	0,48	0,56	0,59	0,58	0,58	0,55	0,59
Fe ³⁺	0,24	0,06	0,16	0,05	0,22	0,09	0,20	0,17	0,19	0,28	0,18	0,08	0,12	0,21	0,19	0,14
Mn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,28	0,38	0,30	0,40	0,30	0,38	0,29	0,35	0,35	0,36	0,34	0,36	0,35	0,31	0,34	0,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 3

№	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
Оксиды, мас. %																
SiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04
TiO ₂	51,62	50,56	50,76	50,61	51,38	50,08	54,14	51,43	53,22	50,76	47,65	52,89	51,62	52,67	51,28	53,12
Al ₂ O ₃	0,22	0,34	0,46	0,56	0,45	0,32	0,39	0,50	0,27	0,43	1,28	0,45	0,39	0,37	0,52	0,24
Cr ₂ O ₃	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02
FeO _{tot}	39,92	40,42	40,28	38,46	39,07	41,57	36,90	40,14	39,03	39,26	41,66	37,94	39,67	37,62	38,27	37,35
MnO	0,16	0,22	0,18	0,17	0,09	0,28	0,31	0,20	0,08	0,25	0,27	0,21	0,09	0,18	0,21	0,10
MgO	8,35	8,80	8,91	9,31	9,14	8,73	9,69	9,14	9,23	9,23	9,97	9,70	9,11	9,49	9,38	9,34
CaO	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Сумма	100,37	100,45	100,69	99,22	100,22	101,07	101,59	101,50	101,91	100,04	100,90	101,31	100,94	100,37	99,70	100,23
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.																
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,91	0,89	0,89	0,90	0,90	0,87	0,94	0,89	0,92	0,89	0,82	0,92	0,90	0,92	0,90	0,93
Al	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,62	0,58	0,58	0,56	0,58	0,57	0,60	0,57	0,60	0,57	0,47	0,58	0,58	0,59	0,57	0,61
Fe ³⁺	0,17	0,21	0,21	0,19	0,18	0,24	0,11	0,20	0,15	0,20	0,32	0,15	0,19	0,14	0,18	0,12
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,29	0,31	0,31	0,33	0,32	0,30	0,33	0,31	0,32	0,32	0,34	0,33	0,32	0,33	0,33	0,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Приложение 4. Представительные составы ильменита кимберлитов трубки им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Размер	Макрокристаллы								Микрокристаллы						
Тип	Незональные						Зональные		Незональные				Зональные		
Зона					Центр	Край					Центр				
Оксиды, мас. %															
SiO ₂									0,09	0,07	0,17		0,06		
TiO ₂	49,91	51,36	52,05	53,97	51,17	50,77	51,48	53,25	51,40	50,92	50,86	54,14	54,66	53,76	54,05
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,49	0,53	0,00	0,09	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,08	0,01	4,43	3,63	3,59	3,55
FeO _{tot}	41,66	35,73	31,32	28,72	38,3	38,26	36,43	33,59	35,36	38,12	37,58	26,18	26,40	26,02	27,38
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,82	0,21	0,29	0,32	0,00	0,52	0,00	0,00
MgO	9,15	13,32	16,01	15,98	10,09	9,48	11,55	5,46	11,89	10,56	10,55	15,35	15,25	15,22	13,95
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,35	0,00	0,36	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,03	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,32	0,29	0,00	0,26	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,72	100,41	99,38	98,67	99,56	98,51	99,46	100,52	100,87	100,90	100,68	100,10	101,33	98,59	98,93
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,87	0,87	0,88	0,90	0,90	0,91	0,90	0,97	0,88	0,88	0,88	0,91	0,91	0,92	0,93
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,08	0,06	0,06
Fe ²⁺	0,56	0,42	0,34	0,37	0,55	0,57	0,50	0,59	0,46	0,50	0,50	0,40	0,38	0,40	0,46
Fe ³⁺	0,26	0,25	0,25	0,16	0,20	0,19	0,21	0,09	0,21	0,23	0,22	0,09	0,11	0,09	0,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,32	0,45	0,54	0,53	0,35	0,34	0,40	0,20	0,40	0,36	0,36	0,51	0,50	0,52	0,48
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение приложения 4

№	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Размер	Микрокристаллы															
Тип	Зональные															
Зона	Центр												Край			
	Оксиды, мас. %															
SiO ₂	0,07			0,17	0,04		0,11	0,13	0,0637	0,01	0,08	0,07				
TiO ₂	54,75	54,25	52,37	53,55	53,60	53,09	53,25	52,93	51,05	52,13	51,29	59,78	53,58	55,6	52,87	50,48
Al ₂ O ₃	0,09	0,00	0,00	0,05	0,21	0,00	0,24	0,55	0,2511	0,75	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	3,46	3,39	3,21	2,39	2,01	1,92	1,83	0,33	0,3249	0,31	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _{tot}	25,82	27,42	26,93	28,50	28,73	29,34	29,42	32,31	38,49	34,93	36,80	21,72	35,56	18,17	34,84	32,34
MnO	0,69	0,54	0,74	2,54	0,66	0,65	0,58	0,43	0,2569	0,24	0,37	2,38	7,2	1,7	6,39	10
MgO	15,79	13,82	13,4	10,52	15,07	13,63	14,69	13,52	10,78	12,45	11,39	16,22	4,19	21,35	5,3	3,24
CaO	0,30	0,00	0,73	0,26	0,14	0,00	0,21	0,03	0,02	0,08	0,04	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,09	0,00	0,00	0,05	0,12	0,00	0,12	0,09	0,04	0,10	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,26	0,00	0,00	0,23	0,37	0,00	0,36	0,32	0,33	0,31	0,29	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,94	1,96	3,22	
Сумма	101,31	99,42	97,38	98,26	100,94	98,63	100,81	100,64	101,61	101,32	100,75	100,70	100,53	99,76	101,36	99,28
	Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,91	0,93	0,92	0,95	0,90	0,92	0,89	0,90	0,87	0,88	0,88	1,00	0,98	0,91	0,96	0,95
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,36	0,45	0,42	0,52	0,37	0,44	0,38	0,43	0,49	0,45	0,48	0,40	0,68	0,10	0,57	0,51
Fe ³⁺	0,11	0,07	0,11	0,04	0,16	0,13	0,17	0,18	0,24	0,21	0,22	0,00	0,04	0,23	0,13	0,17
Mn	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,15	0,03	0,13	0,21
Mg	0,52	0,47	0,47	0,37	0,50	0,47	0,49	0,45	0,37	0,42	0,39	0,54	0,15	0,69	0,19	0,12
Ca	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	

Продолжение приложения 4

№	32	33	34	35	36	37	38
Размер	Микрокристаллы						
Тип	Зональные						
Зона	Край						
Оксиды, мас. %							
SiO ₂	0,07	0,16	0,36	0,21	0,11		
TiO ₂	56,21	54,25	54,56	52,45	53,69	51,71	52,64
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,12	0,11	0,09	0,00	0,00	0,00
FeO _{tot}	32,63	33,99	33,96	34,23	31,19	35,91	34,24
MnO	5,15	6,66	6,71	5,97	6,37	5,79	5,44
MgO	5,69	4,67	4,49	5,41	4,91	5,72	5,84
CaO	0,08	0,21	0,03	0,33	0,20	0,00	0,00
NiO	0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,16	0,14	0,16	0,15	0,14	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,43
Сумма	100,00	100,22	100,41	98,86	96,61	99,13	100,59
Формула рассчитана на 3 атома кислорода, ф.е.							
Si	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	1,01	0,99	1,00	0,96	1,01	0,94	0,96
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,65	0,68	0,69	0,63	0,66	0,62	0,56
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,11	0,14
Mn	0,10	0,14	0,14	0,12	0,14	0,12	0,11
Mg	0,20	0,17	0,16	0,20	0,18	0,21	0,21
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02

Приложение 5. Представительные составы макрокристаллов минералов группы шпинели кимберлитов трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Минерал	Магнезиохромит	Хромит														
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	1,08	0,00	2,41	1,54	1,21	0,18	2,28	1,15	2,27	2,23	2,20	2,06	1,48	2,36	2,50	0,56
Al ₂ O ₃	17,08	10,20	4,29	2,98	1,04	4,05	1,24	2,00	1,28	1,13	1,16	2,49	2,00	1,69	0,83	5,70
Cr ₂ O ₃	48,08	55,55	55,25	61,65	61,20	60,65	60,30	60,15	60,05	59,69	59,67	59,60	59,51	59,42	59,19	59,02
FeO _{tot}	17,59	20,60	28,20	23,34	27,59	25,54	26,23	28,36	25,70	26,89	29,22	25,30	26,75	26,65	29,36	25,13
MnO	0,00	0,00	0,00	0,29	0,42	0,39	0,35	0,43	0,37	0,34	0,46	0,32	0,38	0,35	0,37	0,37
MgO	14,19	11,85	10,08	9,88	8,65	9,51	9,17	8,16	9,91	9,19	7,73	9,64	9,38	9,71	8,23	9,60
Сумма	98,02	98,20	100,23	99,68	100,11	100,32	99,57	100,25	99,58	99,47	100,44	99,41	99,50	100,18	100,48	100,38
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,03	0,00	0,06	0,04	0,03	0,00	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,01
Al	0,64	0,40	0,17	0,12	0,04	0,16	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,10	0,08	0,07	0,03	0,23
Cr	1,20	1,45	1,47	1,66	1,67	1,62	1,65	1,64	1,63	1,63	1,64	1,62	1,62	1,61	1,62	1,57
Fe ²⁺	0,36	0,42	0,56	0,53	0,57	0,51	0,58	0,60	0,54	0,57	0,64	0,55	0,55	0,56	0,63	0,52
Fe ³⁺	0,11	0,15	0,24	0,14	0,22	0,21	0,18	0,22	0,20	0,20	0,20	0,18	0,22	0,21	0,22	0,18
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,67	0,58	0,51	0,50	0,45	0,48	0,47	0,42	0,51	0,47	0,40	0,49	0,48	0,49	0,42	0,48

Примечание: анализы 1-3 соответствуют макрокристаллам с включениями магматического кальцита.

Продолжение приложения 5

№	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Минерал	Хромит															
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	2,14	2,08	2,45	2,16	1,86	1,18	0,61	0,90	2,38	2,47	1,47	2,84	0,78	1,73	2,85	3,34
Al ₂ O ₃	1,73	1,27	1,47	1,31	1,76	2,97	8,00	7,06	3,07	2,52	5,18	1,91	6,02	4,16	1,42	1,74
Cr ₂ O ₃	58,94	58,24	58,14	58,10	58,01	57,97	57,90	57,42	57,23	56,18	55,88	55,78	55,49	55,27	54,22	53,24
FeO _{tot}	28,51	28,73	28,40	27,98	30,05	28,50	23,49	25,18	27,78	29,71	28,64	30,97	27,33	29,26	31,96	32,34
MnO	0,41	0,45	0,50	0,36	0,40	0,42	0,34	0,31	0,32	0,38	0,43	0,40	0,43	0,36	0,41	0,37
MgO	8,68	8,96	8,36	9,59	8,14	8,68	9,79	9,59	9,12	8,97	8,90	8,51	9,39	9,08	8,58	8,68
Сумма	100,41	99,73	99,32	99,50	100,22	99,72	100,13	100,45	99,90	100,23	100,50	100,41	99,44	99,86	99,44	99,71
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06	0,04	0,07	0,02	0,04	0,07	0,09
Al	0,07	0,05	0,06	0,05	0,07	0,12	0,31	0,28	0,12	0,10	0,21	0,08	0,24	0,17	0,06	0,07
Cr	1,60	1,59	1,60	1,58	1,58	1,57	1,52	1,51	1,55	1,52	1,49	1,51	1,48	1,49	1,49	1,45
Fe ²⁺	0,60	0,58	0,62	0,55	0,62	0,57	0,52	0,54	0,59	0,60	0,58	0,63	0,53	0,57	0,62	0,63
Fe ³⁺	0,22	0,25	0,21	0,25	0,25	0,24	0,13	0,16	0,21	0,25	0,23	0,26	0,24	0,26	0,31	0,30
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,44	0,46	0,43	0,49	0,42	0,44	0,49	0,48	0,46	0,46	0,45	0,44	0,47	0,46	0,44	0,45

Продолжение приложения 5

№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Минерал	Хромит							Магнезиохромит								
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	2,48	3,34	1,84	1,31	3,39	2,43	4,15	0,06	0,05	0,88	1,44	0,77	2,28	2,14	1,88	2,06
Al ₂ O ₃	2,15	3,23	9,88	9,12	2,32	3,51	2,11	9,00	9,53	9,33	5,79	6,31	6,33	4,77	5,09	8,44
Cr ₂ O ₃	52,13	51,72	51,55	51,10	50,71	50,09	45,04	59,43	59,18	58,24	57,97	57,86	57,24	56,49	56,19	55,84
FeO _{tot}	34,20	31,66	26,37	27,79	34,24	35,19	40,50	18,27	18,03	19,75	23,04	24,21	22,06	25,12	24,47	21,36
MnO	0,42	0,38	0,31	0,22	0,39	0,40	0,32	0,29	0,27	0,27	0,33	0,31	0,29	0,32	0,30	0,25
MgO	8,09	9,36	9,62	10,40	8,32	8,00	8,17	12,43	12,48	11,85	11,01	10,74	11,37	10,70	11,53	12,19
Сумма	99,47	99,69	99,57	99,94	99,37	99,62	100,29	99,50	99,54	100,32	99,61	100,20	99,59	99,54	99,46	100,15
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,06	0,09	0,05	0,03	0,09	0,06	0,11	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05
Al	0,09	0,13	0,39	0,35	0,09	0,14	0,09	0,35	0,37	0,36	0,23	0,25	0,25	0,19	0,20	0,32
Cr	1,43	1,39	1,35	1,33	1,39	1,36	1,22	1,54	1,53	1,50	1,53	1,52	1,51	1,50	1,49	1,44
Fe ²⁺	0,63	0,60	0,56	0,52	0,65	0,64	0,68	0,39	0,39	0,44	0,48	0,48	0,49	0,51	0,46	0,45
Fe ³⁺	0,36	0,30	0,17	0,25	0,34	0,37	0,48	0,11	0,10	0,10	0,17	0,19	0,13	0,20	0,22	0,13
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,42	0,48	0,48	0,51	0,43	0,41	0,42	0,61	0,61	0,58	0,55	0,53	0,56	0,54	0,57	0,59

Продолжение приложения 5

№	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
Минерал	Магнезиохромит															
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	0,26	0,24	1,41	0,18	0,21	0,15	2,51	0,16	1,73	0,24	0,26	0,23	0,35	0,66	0,12	2,40
Al ₂ O ₃	9,40	10,77	8,92	9,78	9,72	9,76	5,11	9,74	8,29	10,49	10,33	10,47	10,24	9,93	10,40	8,46
Cr ₂ O ₃	55,55	55,41	55,41	55,35	55,21	55,19	55,14	55,00	54,72	54,66	54,53	54,44	54,34	54,22	54,13	53,79
FeO _{tot}	23,40	21,81	21,98	23,66	23,24	23,26	25,33	23,26	22,57	23,45	23,74	23,44	22,89	23,71	22,24	22,80
MnO	0,29	0,27	0,26	0,27	0,32	0,34	0,34	0,27	0,43	0,26	0,29	0,29	0,27	0,29	0,23	0,25
MgO	10,71	11,87	11,62	11,23	11,29	11,01	11,16	11,65	11,68	10,99	11,13	11,63	11,84	10,73	12,21	12,21
Сумма	99,62	100,38	99,60	100,47	99,99	99,72	99,59	100,09	99,42	100,09	100,28	100,49	99,93	99,54	99,34	99,93
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06
Al	0,37	0,41	0,35	0,38	0,37	0,38	0,20	0,37	0,32	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,40	0,33
Cr	1,45	1,42	1,44	1,42	1,43	1,43	1,46	1,42	1,43	1,41	1,40	1,39	1,40	1,41	1,39	1,39
Fe ²⁺	0,47	0,43	0,46	0,45	0,45	0,46	0,50	0,43	0,46	0,46	0,46	0,44	0,43	0,48	0,40	0,46
Fe ³⁺	0,17	0,16	0,15	0,19	0,19	0,18	0,21	0,20	0,17	0,18	0,19	0,20	0,19	0,17	0,20	0,17
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,53	0,57	0,57	0,54	0,55	0,54	0,56	0,57	0,57	0,53	0,54	0,56	0,57	0,53	0,59	0,59

Продолжение приложения 5

№	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Минерал	Магнезиохромит															
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	0,19	0,96	0,60	0,62	0,91	2,30	0,82	0,64	0,03	2,21	1,74	0,94	1,76	2,26	1,95	1,08
Al ₂ O ₃	10,47	10,37	10,78	10,80	9,56	7,85	10,47	11,00	13,80	8,80	8,96	11,46	11,05	9,95	1,8	17,08
Cr ₂ O ₃	53,77	53,75	53,72	53,51	53,48	53,36	52,98	52,67	52,33	52,15	52,13	52,13	51,93	51,45	52,9	48,08
FeO _{tot}	23,66	23,58	23,82	23,59	23,80	23,98	24,98	24,32	21,61	24,07	25,34	23,90	22,99	23,58	29,81	17,59
MnO	0,35	0,26	0,30	0,30	0,29	0,26	0,33	0,30	0,30	0,25	0,29	0,37	0,29	0,24	0,00	0,00
MgO	11,17	10,53	11,14	11,13	11,36	12,18	10,40	10,77	11,62	11,87	11,36	10,57	12,19	12,26	11,61	14,19
Сумма	99,61	99,44	100,35	99,96	99,39	100,00	99,98	99,69	99,69	99,35	99,84	99,38	100,23	99,74	98,07	98,02
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,00	0,05	0,04	0,02	0,04	0,06	0,05	0,03
Al	0,40	0,40	0,41	0,41	0,37	0,30	0,40	0,42	0,52	0,34	0,35	0,44	0,42	0,38	0,07	0,64
Cr	1,39	1,40	1,38	1,38	1,39	1,38	1,37	1,36	1,33	1,35	1,35	1,35	1,32	1,32	1,43	1,20
Fe ²⁺	0,45	0,50	0,47	0,47	0,46	0,46	0,50	0,48	0,44	0,47	0,48	0,50	0,45	0,45	0,46	0,36
Fe ³⁺	0,20	0,15	0,18	0,18	0,20	0,20	0,18	0,18	0,15	0,20	0,21	0,16	0,17	0,19	0,40	0,11
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,54	0,52	0,54	0,54	0,56	0,59	0,51	0,53	0,56	0,58	0,56	0,52	0,59	0,59	0,59	0,67

Примечание: анализы 79 и 80 соответствуют макрокристаллам с включениями магматического кальцита (SrO до 2,58 мас. %)

Продолжение приложения 5

№	81	82	83	84	85	86
Минерал	Магнезиохромит					
Оксиды, мас. %						
TiO ₂	1,66	1,54	1,52	1,77	0,04	1,54
Al ₂ O ₃	12,09	12,15	12,42	12,99	16,51	14,22
Cr ₂ O ₃	50,83	50,53	50,47	49,89	49,32	48,82
FeO _{tot}	21,93	24,02	22,14	22,99	21,32	21,75
MnO	0,23	0,34	0,28	0,24	0,29	0,25
MgO	13,12	11,59	12,68	12,22	12,02	13,04
Сумма	99,91	100,18	99,55	100,13	99,50	99,66
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.						
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04
Al	0,46	0,46	0,47	0,49	0,62	0,53
Cr	1,28	1,29	1,28	1,26	1,24	1,23
Fe ²⁺	0,41	0,47	0,42	0,45	0,42	0,41
Fe ³⁺	0,18	0,18	0,17	0,16	0,14	0,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,63	0,56	0,61	0,58	0,57	0,62

Приложение 6. Представительные составы микрокристаллов минералов группы шпинели кимберлитов трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Тип	Агрегат		Атолловые кристаллы													
Зона			Кайма		Ядро											
Минерал	Магнетит			Магнетит			Магнезиохромит				Магнезиоферрит					
Оксиды, мас. %																
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	1,60	1,13	8,05	7,22	6,73	8,11	10,74	9,26	14,20	11,49	12,80	13,65	12,78
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,99	4,98	3,93	4,02	3,88	3,84	4,05	4,98	4,22	4,81	4,39
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,94	46,41	44,28	33,68	31,24	42,44	6,60	21,74	6,68	5,87	13,93
FeO _{tot}	98,46	93,92	94,75	91,82	95,80	66,09	24,18	20,54	35,97	38,01	25,05	50,75	38,55	56,79	57,50	47,53
MnO	0,00	0,00	0,00	1,25	0,69	0,00	0,63	0,44	0,00	0,00	0,00	1,13	1,04	0,00	0,00	0,69
MgO	1,85	1,86	0,00	0,00	1,44	12,26	17,93	19,20	16,03	16,27	18,74	20,36	20,39	16,55	17,73	17,75
Сумма	100,31	95,78	94,75	94,67	99,06	98,33	101,35	95,12	97,81	100,14	99,33	97,09	98,19	97,04	99,56	97,07
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																
Ti	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,20	0,17	0,17	0,20	0,26	0,22	0,34	0,27	0,31	0,32	0,31
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,18	0,15	0,16	0,15	0,14	0,15	0,18	0,16	0,18	0,17
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	1,15	1,16	0,87	0,79	1,07	0,17	0,54	0,17	0,15	0,36
Fe ²⁺	0,90	0,90	1,00	1,01	0,93	0,60	0,31	0,21	0,42	0,48	0,33	0,34	0,29	0,51	0,49	0,44
Fe ³⁺	2,00	2,00	2,00	1,91	1,94	1,20	0,32	0,36	0,57	0,54	0,34	1,00	0,73	1,04	1,03	0,85
Mn	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02
Mg	0,10	0,10	0,00	0,00	0,08	0,60	0,84	0,94	0,78	0,78	0,89	0,96	0,96	0,80	0,83	0,86

Продолжение приложения 6

№	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32			
Тип	Атолловые кристаллы														Включения в первовските				
Зона	Ядро																		
Минерал	Магнезиоферрит								Магнетит	Магнезиоферрит									
Оксиды, мас. %																			
TiO ₂	11,07	11,43	10,57	6,15	11,67	11,15	16,80	7,46	7,39	11,55	14,91	8,66	9,20	11,00	12,92	13,78			
Al ₂ O ₃	3,91	4,50	4,72	6,62	4,70	5,57	2,93	9,71	4,29	4,23	4,29	6,24	5,16	5,17	4,75	4,21			
Cr ₂ O ₃	17,56	8,80	20,87		15,65	16,49	16,10	6,13	11,99	8,99	3,37	12,17	13,83	6,46	2,76	0,49			
FeO _{tot}	49,43	56,38	47,43	71,77	44,04	47,14	41,89	66,29	57,55	51,00	61,69	55,43	54,48	61,92	61,19	63,69			
MnO	0,43	1,16	0,00	0,48	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
MgO	17,18	19,72	17,96	15,10	21,26	18,88	21,10	9,77	15,79	19,39	17,26	15,60	16,44	16,49	17,68	17,02			
Сумма	99,58	101,99	101,55	100,12	97,90	99,23	98,82	99,36	97,01	95,78	101,52	98,10	99,11	101,04	99,30	99,19			
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																			
Ti	0,27	0,26	0,25	0,15	0,28	0,26	0,40	0,18	0,18	0,28	0,35	0,21	0,22	0,26	0,31	0,33			
Al	0,15	0,16	0,17	0,25	0,17	0,21	0,11	0,37	0,17	0,16	0,16	0,24	0,19	0,19	0,18	0,16			
Cr	0,44	0,21	0,51	0,00	0,39	0,41	0,40	0,16	0,31	0,23	0,08	0,31	0,35	0,16	0,07	0,01			
Fe ²⁺	0,44	0,34	0,41	0,42	0,27	0,38	0,41	0,71	0,41	0,33	0,55	0,46	0,44	0,49	0,47	0,52			
Fe ³⁺	0,88	1,10	0,82	1,46	0,89	0,86	0,70	1,10	1,16	1,05	1,06	1,03	1,02	1,13	1,14	1,17			
Mn	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	0,82	0,90	0,83	0,71	0,99	0,88	0,99	0,48	0,77	0,93	0,80	0,75	0,78	0,77	0,83	0,81			

Продолжение приложения 6

№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46				
Тип	Включения в перовските				Гомогенные				Полиминеральные каймы ильменита									
Минерал	Магнезиоферрит										Магнетит		Магнезиоферрит					
Оксиды, мас. %																		
TiO ₂	13,82	6,96	9,56	9,97	2,87	14,69	10,33	8,31	16,43	0,00	1,15	1,48	20,52	15,73				
Al ₂ O ₃	4,91	7,51	5,50	5,34	10,19	3,56	5,57	7,96	2,77	0,00	0,00	0,00	2,51	4,95				
Cr ₂ O ₃	1,80	0,64	0,00	6,33	5,25	3,28	11,65	11,34	9,51	0,87	0,00	0,44	5,81	3,63				
FeO _{tot}	62,88	67,18	62,76	62,78	66,92	59,50	52,85	49,64	56,68	88,37	89,65	86,03	47,71	54,61				
MnO	0,00	0,00	1,53	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,16	0,58	0,36	0,00				
MgO	16,31	14,29	17,22	13,49	12,50	17,79	18,20	18,31	11,11	3,59	2,23	3,32	19,94	18,57				
Сумма	99,72	96,58	96,57	97,91	97,73	99,82	98,60	95,56	96,50	92,83	94,19	91,85	96,85	97,49				
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.																		
Ti	0,33	0,17	0,23	0,25	0,07	0,35	0,25	0,20	0,43	0,00	0,03	0,04	0,50	0,38				
Al	0,18	0,29	0,21	0,21	0,39	0,13	0,21	0,30	0,11	0,00	0,00	0,00	0,10	0,19				
Cr	0,05	0,02	0,00	0,16	0,13	0,08	0,29	0,29	0,26	0,03	0,00	0,01	0,15	0,09				
Fe ²⁺	0,56	0,48	0,36	0,59	0,47	0,48	0,39	0,32	0,86	0,80	0,87	0,84	0,53	0,49				
Fe ³⁺	1,11	1,35	1,33	1,14	1,34	1,09	1,01	1,01	0,78	1,97	1,94	1,90	0,76	0,97				
Mn	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00				
Mg	0,77	0,69	0,83	0,66	0,60	0,84	0,86	0,88	0,57	0,20	0,12	0,19	0,96	0,88				

Приложение 7. Представительные составы минералов группы шпинели кимберлитов трубы им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Тип	Гомогенные		Зональные		Атолловые		Каймы вокруг ильменита			Включения в флогопите	Макрокристалл
Зона			центр	край	ядро	кайма					
Минерал	Mchr	Mag	Mfr	Mag	Mag	Mag	Mfr	Mag	Uspl	Mchr	Chr
Оксиды, мас. %											
SiO ₂	0,14	2,55	0,14	0,42	0,64	2,18	1,01	3,72	0,13	0,08	0,00
TiO ₂	1,75	0,74	11,72	1,67	0,24	9,19	16,53	12,55	26,29	2,66	2,38
Al ₂ O ₃	7,54	0,00	5,19	1,88	0,00	3,38	2,51	1,51	1,40	2,44	2,94
Cr ₂ O ₃	48,55	0,03	5,47	1,33	0,02	0,88	5,09	5,51	4,23	55,07	59,37
V ₂ O ₃	0,33	0,00	0,09	0,12	0,00	0,18	0,15	0,41	0,43	0,39	0,00
FeO	11,16	62,78	43,11	62,35	67,51	45,79	35,46	32,52	15,11	10,18	6,59
Fe ₂ O ₃	16,79	35,26	17,79	26,62	30,41	26,45	22,66	28,17	38,69	18,13	19,15
NiO	0,17	0,00	0,17	0,06	0,50	0,12	0,09	0,05	0,06	0,16	0,00
MnO	0,29	0,06	0,88	0,29	0,06	0,80	1,61	1,78	3,09	0,42	0,00
MgO	11,00	0,20	15,76	3,99	0,79	10,00	15,63	11,06	8,74	10,54	10,23
Сумма	97,72	101,62	100,32	98,73	100,17	98,97	100,74	97,28	98,17	100,07	100,00
Формула рассчитана на 3 катиона и 4 атома кислорода, ф.е.											
Si	0,00	0,10	0,00	0,02	0,02	0,08	0,03	0,13	0,00	0,00	0,00
Ti	0,04	0,02	0,29	0,05	0,01	0,24	0,41	0,33	0,70	0,07	0,06
Al	0,30	0,00	0,20	0,08	0,00	0,14	0,10	0,06	0,06	0,10	0,12
Cr	1,30	0,00	0,14	0,04	0,00	0,02	0,13	0,15	0,12	1,49	1,59
V	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,29	1,77	1,07	1,75	1,94	1,20	0,88	0,85	0,40	0,26	0,17
Fe ²⁺	0,48	1,10	0,49	0,83	0,97	0,77	0,62	0,82	1,15	0,52	0,54
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04	0,05	0,09	0,01	0,00
Mg	0,56	0,01	0,77	0,22	0,04	0,52	0,77	0,58	0,46	0,54	0,52

Примечание: Mchr- магнезиохромит, Mfr – магнезиоферрит, Mag – магнетит, Uspl - ульвошпинель

Приложение 8. Представительные составы перовскита трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Зерно		1			2			3		4		5	6
Положение	Край	Центр	Край	Центр	Край	Край	Край	Край	Край	Край	Центр	Центр	
Оксиды, мас. %													
Na ₂ O		0,70		0,68					0,63	0,44	0,67	0,80	
SiO ₂				0,25					0,30	0,15	0,22	0,23	
CaO	39,76	36,06	40,13	35,44	39,84	40,08	39,77	38,46	35,07	39,65	35,32	34,57	
TiO ₂	57,38	55,03	57,33	55,52	58,53	56,31	58,49	54,55	54,39	57,61	53,99	54,09	
Fe ₂ O ₃	1,40	1,14	1,24	1,06	0,99	1,66	1,27	1,18	1,22	1,14	1,18	0,90	
SrO		0,35	0,24	0,27	0,32	1,00	0,38	2,62	0,28	0,43	0,40	0,27	
ZrO ₂	0,56	0,43	0,28		0,47	1,03	0,45	1,58	0,41	0,47	0,42	0,33	
Nb ₂ O ₅	0,60	0,59	0,59	0,77	0,78	0,94	0,79	1,27	0,95	0,66	1,14	1,00	
La ₂ O ₃				2,10					1,93		1,76	2,93	
Ce ₂ O ₃		2,46		3,17					2,92		2,81	3,66	
Nd ₂ O ₃		1,34		1,46					1,45		1,02	1,20	
ThO ₂		0,69		0,65			0,24		0,47		0,55	0,52	
Сумма	99,56	98,68	99,69	101,26	100,83	100,85	101,26	100,36	99,90	100,44	99,36	100,41	
Конечные члены, %													
NaNbO ₃	0,00	0,64	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,69	1,24	1,09	
Na _{0,5} REE _{0,5} TiO ₃	0,00	5,21	0,00	4,64	0,00	0,00	0,00	0,00	3,85	0,00	3,78	5,32	
REEFeO ₃	0,00	0,69	0,00	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	2,23	0,00	2,14	1,64	
SrTiO ₃	0,00	0,48	0,32	0,37	0,43	1,33	0,51	3,56	0,39	0,58	0,56	0,38	
REETiO _{3,5}	0,00	0,00	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,45	1,30	
CaZrO ₃	0,64	0,50	0,32	0,00	0,53	1,15	0,51	1,80	0,49	0,53	0,49	0,39	
CaTiO ₃	99,36	91,73	99,36	90,73	99,03	96,00	98,47	92,49	90,76	98,19	90,74	89,30	
Th _{0,25} NbO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaNb _{0,5} Fe _{0,5} O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,51	0,00	2,15	0,00	0,00	0,00	0,00	
Th _{0,5} TiO ₃	0,00	0,75	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,60	0,57	
ΔNNO	-2,3	-3,2	-2,9	-3,9	-4,3	-1,6	-3,2	-4,0	-3,3	-3,5	-3,8	-4,8	

Продолжение приложения 8

№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Зерно	7			8			9	10	11			12
Положение	Центр	Край	Центр	Центр	Край	Край	Край	Край	Центр	Край	Край	Центр
Оксиды, мас. %												
Na ₂ O	0,73		0,70	0,78			0,33	0,34	0,68	0,39		0,67
Al ₂ O ₃					0,37					0,32	0,40	
SiO ₂			0,23					0,15	0,21		0,50	
CaO	34,65	39,67	34,17	34,53	39,19	39,10	40,05	39,93	34,74	39,97	38,50	35,17
TiO ₂	54,34	56,35	54,50	54,80	54,80	57,19	57,27	57,30	54,15	57,54	54,85	55,15
Fe ₂ O ₃	1,30	1,18	1,17	1,06	1,69	1,20	1,30	1,11	1,28	1,07	1,57	1,13
SrO	0,45	0,25		0,25	1,13		0,33	0,42	0,38	0,14	2,78	0,21
ZrO ₂		0,77		0,31	1,80	0,58	0,86	0,60		0,42	1,63	
Nb ₂ O ₅	0,67	0,57	0,83	0,75	1,30	0,81	0,85	0,93	0,93	0,73	1,20	0,74
La ₂ O ₃	1,20		1,87	2,32					2,80			1,56
Ce ₂ O ₃	3,18		3,07	3,24		0,32		0,67	3,59	0,40		2,97
Nd ₂ O ₃	1,63		1,61	1,43					1,55			1,42
ThO ₂	0,70		0,41	0,89					0,75			
Сумма	99,17	98,67	98,44	100,25	100,11	99,08	100,86	101,34	100,93	100,87	101,27	98,91
Конечные члены, %												
NaNbO ₃	0,73	0,00	0,93	0,82	0,00	0,00	0,88	0,96	1,01	0,76	0,00	0,81
Na _{0,5} REE _{0,5} TiO ₃	5,39	0,00	4,88	5,68	0,00	0,00	0,00	1,09	4,33	0,67	0,00	4,69
REEFeO ₃	2,61	0,00	2,18	1,92	0,00	0,28	0,00	0,01	2,32	0,00	0,00	2,08
SrTiO ₃	0,63	0,34	0,00	0,35	1,54	0,00	0,44	0,56	0,53	0,19	3,76	0,30
REETiO _{3,5}	0,00	0,00	0,66	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	0,00	0,00	0,43
CaZrO ₃	0,00	0,88	0,00	0,37	2,06	0,67	0,96	0,67	0,00	0,47	1,85	0,00
CaTiO ₃	89,87	98,78	90,89	89,17	95,14	99,05	97,71	96,71	89,73	97,91	92,51	91,69
CaNb _{0,5} Fe _{0,5} O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,87	0,00
Th _{0,5} TiO ₃	0,77	0,00	0,46	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00	0,00	0,00
ΔNNO	-2,6	-3,1	-3,4	-3,8	-1,9	-3,4	-3,1	-4,0	-3,1	-3,9	-2,3	-3,4

Приложение 9. Представительные составы перовскита трубы им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Оксиды, мас. %											
Na ₂ O	0,62	1,36	1,60	2,92	1,55	0,62	2,03	2,58	1,75	2,71	1,70
MgO	0,03	0,06	0,96	0,12	0,12	0,25	0,12	0,20	0,14	0,76	0,17
SiO ₂	0,13	0,15	0,27	0,18	0,14	0,24	0,15	0,18	0,23	0,44	0,14
K ₂ O	0,05	0,04	0,10	0,11	0,07	0,03	0,05	0,01	0,04	0,03	0,12
CaO	37,73	37,47	32,64	33,15	36,67	36,78	35,59	34,62	36,48	34,17	36,16
TiO ₂	53,61	54,96	54,30	51,39	54,97	52,86	53,91	53,44	54,47	52,05	54,37
MnO	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07
Fe ₂ O ₃	2,02	1,42	1,73	1,61	1,54	2,16	1,39	1,88	1,56	1,82	1,79
SrO	0,41	0,36	0,37	0,30	0,36	1,00	0,36	0,31	0,34	0,27	0,35
Nb ₂ O ₅	1,10	0,65	0,93	1,07	0,82	1,11	0,83	1,02	0,82	0,88	0,80
BaO	3,05	2,84	3,57	3,28	2,96	3,19	3,14	2,73	3,11	3,03	2,89
La ₂ O ₃	0,40	0,43	1,07	1,20	0,49	0,28	0,70	0,77	0,43	0,85	0,52
Ce ₂ O ₃	1,28	1,67	3,58	4,96	1,81	0,93	3,23	3,79	2,12	3,41	1,90
Сумма	100,49	101,45	101,12	100,28	101,50	99,49	101,50	101,53	101,50	100,42	100,98
Конечные члены, %											
NaNbO ₃	1,22	0,71	1,04	1,23	0,89	1,25	0,92	1,13	0,90	1,01	0,88
Na _{0,5} REE _{0,5} TiO ₃	3,02	3,69	8,44	11,54	4,04	2,21	7,04	8,23	4,52	7,89	4,30
BaTiO ₃	2,93	2,67	3,46	3,28	2,78	3,10	3,01	2,63	2,95	3,00	2,74
SrTiO ₃	0,58	0,50	0,53	0,44	0,49	1,44	0,51	0,44	0,47	0,40	0,50
CaTiO ₃	92,25	92,43	86,53	83,50	91,79	91,99	88,52	87,57	91,16	87,70	91,58
ΔNNO	-0,04	-2,18	-1,06	-1,63	-1,84	0,62	-2,47	-0,55	-1,77	-0,54	-0,69

Приложение 10. Представительные составы мегакристаллов флогопита трубы Манчары

№ анализа	1(ц)	2(ц)	3(ц)	4(к)	5(к)	6(к)
Оксиды, мас. %						
SiO ₂	43,25	43,02	41,56	42,61	41,90	41,88
TiO ₂	0,33	0,31	0,49	0,71	1,08	1,04
Al ₂ O ₃	13,12	11,81	12,55	11,17	10,95	11,34
Cr ₂ O ₃	0,51	0,54	0,86	0,02	0,02	0,00
FeO	2,61	2,58	2,77	6,32	5,79	5,92
MnO	0,00	0,02	0,04	0,02	0,10	0,03
MgO	27,72	25,56	25,86	24,92	23,71	23,22
CaO	0,08	0,04	0,02	0,01	0,16	0,04
Na ₂ O	0,28	0,12	0,08	0,18	0,24	0,14
K ₂ O	8,88	10,11	10,24	10,13	10,25	10,50
BaO	0,16	0,14	0,38	0,05	0,00	0,06
Сумма	97,00	94,34	94,90	96,16	94,22	95,17
Формула рассчитана на 11 атомов кислорода, ф.е.						
Si	2,97	3,05	2,95	3,02	3,03	3,03
Al _{tot}	1,06	0,99	1,05	0,93	0,93	0,97
Ti	0,02	0,02	0,03	0,04	0,06	0,06
Cr	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00
Fe _{tot}	0,15	0,15	0,17	0,38	0,35	0,36
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	2,83	2,71	2,74	2,63	2,56	2,51
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
K	0,78	0,92	0,93	0,92	0,95	0,97
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00

Примечание: (к) – край зерна, (ц) – центр зерна.

Приложение 11. Представительные составы флогопита сегрегаций из трубки Манчары

№	Зона 1		Зона 2		Зона 3		Зона 4	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Оксиды, мас. %								
Тип	Бариевый флогопит						Барийсодержащий флогопит	
SiO ₂	33,92	33,32	30,45	33,4	39,51	37,69	38,73	38,59
TiO ₂	1,61	1,83	0,20	1,28	0,59	0,52	1,59	0,98
Al ₂ O ₃	17,12	17,18	17,79	20,72	13,63	16,95	15,22	15,87
FeO	3,88	4,18	4,11	3,59	4,85	3,99	3,43	2,82
MgO	20,89	19,51	20,87	20,72	22,14	23,57	22,22	22,82
BaO	11,99	12,6	14,37	14,13	4,00	4,04	2,65	3,10
K ₂ O	6,16	6,44	5,32	5,47	8,82	10,24	9,05	9,35
Na ₂ O	0,00	0,18	0,00	0,76	0,00	0,20	0,23	0,16
Сумма	95,57	95,23	93,01	97,68	93,52	97,19	93,12	93,68
Формула рассчитана на 11 атомов кислорода, ф.е.								
Si	2,60	2,59	2,46	2,47	2,93	2,71	2,84	2,82
Al iv	1,55	1,57	1,69	1,80	1,19	1,44	1,32	1,37
Ti	0,09	0,11	0,01	0,07	0,03	0,03	0,09	0,05
Fe	0,25	0,27	0,28	0,22	0,30	0,24	0,21	0,17
Mg	2,39	2,26	2,51	2,28	2,45	2,53	2,43	2,49
Na	0,00	0,03	0,00	0,11	0,00	0,03	0,03	0,02
K	0,60	0,64	0,55	0,52	0,83	0,94	0,85	0,87
Ba	0,36	0,38	0,45	0,41	0,12	0,11	0,08	0,09

Приложение 12. Представительные составы слюды основной массы трубы Манчары

№	1	2	3	4	6	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Оксиды, мас. %																
Тип	Флогопит			Барийсодержащий флогопит				Бариевый флогопит								
SiO ₂	41,72	44,43	42,77	41,20	40,78	39,73	39,37	39,30	34,77	35,96	35,75	33,53	35,94	34,48	34,29	31,47
TiO ₂	0,94						0,31								0,21	0,90
Al ₂ O ₃	9,40	9,86	6,49	6,81	8,80	9,15	9,83	10,91	16,27	14,06	14,88	16,48	13,38	16,26	15,01	15,24
FeO	7,31	6,58	9,17	9,82	6,34	6,50	5,95	4,66	4,34	4,33	3,66	2,54	4,41	3,63	3,65	4,24
MgO	24,84	24,78	28,68	25,09	26,73	26,01	27,02	26,09	23,64	25,17	24,70	23,64	26,42	24,77	23,53	22,64
K ₂ O	10,03	10,43	9,39	9,90	9,54	10,38	9,10	9,34	8,45	6,97	7,97	6,77	6,32	6,72	5,66	5,40
BaO				1,27	2,59	2,87	3,25	6,34	6,90	7,41	8,92	10,08	10,31	10,54	11,17	14,17
Сумма	94,24	96,08	96,50	94,09	94,78	94,64	94,83	96,64	94,37	93,90	95,88	93,04	96,78	96,40	93,52	94,06
Формула рассчитана на 11 атомов кислорода, ф.е.																
Si	3,04	3,15	3,07	3,09	3,00	2,96	2,91	2,90	2,63	2,72	2,69	2,60	2,70	2,60	2,66	2,52
Ti	0,81	0,82	0,55	0,60	0,76	0,80	0,86	0,95	1,45	1,25	1,32	1,51	1,18	1,44	1,37	1,44
Al	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
Fe	0,45	0,39	0,55	0,62	0,39	0,41	0,37	0,29	0,27	0,27	0,23	0,16	0,28	0,23	0,24	0,28
Mg	2,70	2,61	3,07	2,80	2,93	2,89	2,98	2,87	2,67	2,84	2,77	2,73	2,95	2,78	2,73	2,70
K	0,93	0,94	0,86	0,95	0,90	0,99	0,86	0,88	0,82	0,67	0,76	0,67	0,60	0,65	0,56	0,55
Ba	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,08	0,09	0,18	0,20	0,22	0,26	0,31	0,30	0,31	0,34	0,44

Приложение 13. Представительные составы слюды основной массы кимберлитовых пород трубки им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ зерна	1		2		3		4		5	6	7		8
Оксиды, мас. %													
Зона	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	незональное зерно	центр	край	центр	край
Тип	Б	Б	Б	БС	БС	Б	Б	БС	БС	БС	БС	Б	БС
SiO ₂	33,21	31,84	33,82	39,49	37,69	32,56	33,30	37,13	38,10	38,75	39,10	34,06	39,23
TiO ₂	1,86	1,82	1,79	0,42	3,01	1,48	1,86	0,65	1,59	1,92	1,70	1,53	2,09
Al ₂ O ₃	18,00	18,37	18,43	15,51	13,13	18,03	17,47	15,76	15,04	13,32	12,66	17,25	13,85
Cr ₂ O ₃	0,25	0,12	0,26	0,00	0,45	0,00	0,18	0,11	0,26	0,18	0,69	0,13	0,12
FeO _t	3,42	3,47	3,68	2,93	5,47	3,34	3,63	3,94	4,87	5,83	5,08	4,30	5,15
MnO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,11	0,06
MgO	23,55	23,24	23,52	26,54	23,18	23,28	23,79	26,62	25,48	24,35	25,07	25,46	24,92
BaO	7,38	9,28	6,42	0,22	0,64	7,57	7,36	0,40	1,32	0,69	0,28	3,70	0,78
Na ₂ O	0,31	0,37	0,32	0,13	0,20	0,27	0,24	0,15	0,38	0,52	0,69	0,27	0,46
K ₂ O	8,75	7,82	9,56	11,85	11,45	8,76	8,81	10,56	10,42	10,92	11,10	8,78	11,10
NiO	0,03	0,04	0,00	0,05	0,01	0,13	0,00	0,07	0,06	0,01	0,14	0,17	0,02
Сумма	96,73	96,33	97,86	97,08	95,21	95,32	96,64	95,32	97,50	96,54	96,39	95,58	97,77
Формула рассчитана на 11 атомов кислорода, ф.е.													
Si	2,39	2,31	2,41	2,77	2,75	2,38	2,40	2,66	2,69	2,78	2,80	2,46	2,76
Ti	0,10	0,10	0,10	0,02	0,16	0,08	0,10	0,04	0,08	0,10	0,09	0,08	0,11
Al	1,52	1,57	1,54	1,28	1,13	1,55	1,48	1,33	1,25	1,12	1,07	1,47	1,15
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Fe	0,21	0,21	0,22	0,17	0,33	0,20	0,22	0,24	0,29	0,35	0,30	0,26	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	2,52	2,51	2,49	2,77	2,52	2,53	2,55	2,84	2,68	2,60	2,67	2,74	2,62
Ba	0,21	0,26	0,18	0,01	0,02	0,22	0,21	0,01	0,04	0,02	0,01	0,10	0,02
Na	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,05	0,07	0,10	0,04	0,06
K	0,80	0,72	0,87	1,06	1,06	0,82	0,81	0,97	0,94	1,00	1,01	0,81	1,00

Примечание: БС – барийсодержащий флогопит, Б – бариевый флогопит.

Приложение 14. Представительные составы отдельных зональных зерен апатита из трубы Манчары, мас. %

№.	1		2	
	Зона	Светлая	Темная	Светлая
Расположение	Центр	Край	Центр	Край
F	2,85	3,12	3,18	3,21
CaO	47,46	50,22	49,47	51,17
P ₂ O ₅	39,44	40,59	39,63	39,46
SiO ₂	0,10	0,00	0,01	0,33
BaO	0,53	0,03	0,08	0,02
Cl	0,09	0,03	0,05	0,09
Ce ₂ O ₃	0,06	0,00	0,03	0,00
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06
SrO	7,54	4,66	5,78	3,53
Nd ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,38	0,34	0,28	0,20
Gd ₂ O ₃	0,00	0,28	0,00	0,20
Сумма	99,25	98,52	98,51	98,32

Приложение 15. Представительные составы апатита из трубы Манчары, мас. %

№.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
F	2,92	3,42	3,08	3,14	3,36	3,05	3,53	2,85	3,36	3,12	2,85	3,11
CaO	45,37	52,52	42,23	48,80	41,53	49,60	52,91	47,46	41,53	48,81	47,46	49,12
P ₂ O ₅	38,55	41,96	37,10	39,18	35,93	40,41	42,12	39,44	35,93	40,67	39,44	40,05
SiO ₂	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,10	0,00
BaO	0,44	0,02	0,10	0,03	0,09	0,10	0,00	0,53	0,09	0,10	0,53	0,02
Cl	0,03	0,04	0,00	0,03	0,03	0,00	0,14	0,09	0,03	0,01	0,09	0,00
Ce ₂ O ₃	0,02	0,36	2,56	0,01	0,00	0,04	0,19	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00
La ₂ O ₃	0,05	0,12	2,28	0,03	3,03	0,01	0,16	0,00	3,03	0,00	0,00	0,00
SrO	9,64	0,07	3,71	6,13	5,04	5,77	0,16	7,54	5,04	5,72	7,54	5,97
Nd ₂ O ₃	0,00	0,28	3,53	0,00	5,49	0,00	0,10	0,07	5,49	0,01	0,07	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
Nb ₂ O ₅	0,04	0,17	0,30	0,28	0,25	0,18	0,01	0,38	0,25	0,12	0,38	0,23
Yb ₂ O ₃	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy ₂ O ₃	0,00	0,51	0,00	0,65	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd ₂ O ₃	0,00	0,96	0,43	0,82	0,35	0,59	0,00	0,00	0,35	0,56	0,00	0,60
Сумма	97,07	100,47	95,44	99,18	95,10	99,87	99,35	98,52	95,10	99,12	98,52	99,35
X(Fap)	0,82	0,96	0,87	0,88	0,94	0,86	0,99	0,80	0,94	0,88	0,80	0,87
X(Cap)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
X(Oap)	0,17	0,03	0,13	0,11	0,05	0,14	0,00	0,19	0,05	0,12	0,19	0,13

Продолжение приложения 15

№.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
F	3,14	3,21	3,53	3,12	3,13	3,46	3,17	3,12	3,21	2,93
CaO	48,80	49,10	52,91	48,47	48,55	51,07	48,71	48,60	48,85	50,02
P ₂ O ₅	39,18	39,72	42,12	39,64	39,50	41,63	39,97	39,60	39,85	36,56
SiO ₂	0,06	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,02	0,00	2,09
BaO	0,03	0,06	0,00	0,00	0,18	0,00	0,10	0,08	0,17	0,04
Cl	0,03	0,00	0,14	0,00	0,03	0,02	0,11	0,04	0,00	0,27
Ce ₂ O ₃	0,01	0,00	0,19	0,00	0,01	0,16	0,01	0,01	0,03	0,04
La ₂ O ₃	0,03	0,01	0,16	0,00	0,04	0,09	0,01	0,03	0,00	0,01
SrO	6,13	4,86	0,16	6,10	5,96	0,14	5,99	5,43	4,92	3,81
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,03	0,01
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	0,28	0,61	0,01	0,25	0,37	0,10	0,28	0,31	0,05	0,21
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,45	0,00	0,12	0,04	0,00
Dy ₂ O ₃	0,65	0,22	0,03	0,04	0,00	1,67	0,01	0,00	0,00	0,19
Gd ₂ O ₃	0,82	0,00	0,00	0,48	0,64	0,92	0,00	1,28	0,05	0,67
Сумма	99,18	97,78	99,35	98,13	98,57	100,44	98,36	98,64	97,19	96,85
X(Fap)	0,88	0,90	0,99	0,88	0,88	0,97	0,89	0,88	0,90	0,82
X(Cap)	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04
X(Oap)	0,11	0,10	0,00	0,12	0,12	0,02	0,09	0,12	0,10	0,14

Приложение 16. Представительные составы апатита из трубы им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Горизонт	Верхний				Средний				Нижний			
Оксиды, мас. %												
F	1,66	1,64	2,26	2,13	1,52	1,59	1,98	2,26	3,56	3,66	3,54	3,29
CaO	53,24	52,04	53,60	51,97	55,38	53,97	53,20	54,06	53,84	53,31	52,74	52,71
P ₂ O ₅	39,93	40,14	38,78	39,25	38,17	39,92	37,80	38,37	38,55	37,65	38,52	38,72
SiO ₂	0,92	0,89	1,05	0,87	1,56	0,89	1,51	0,96	1,68	1,82	1,52	1,58
BaO	0,04	0,06	0,08	0,01	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02	0,02	0,07
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,05
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,37	0,33	0,24
La ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,06	0,10	0,17	0,00	0,00	0,23	0,21	0,18	0,08
SrO	3,16	3,65	1,89	3,44	1,00	2,13	1,26	1,99	0,30	0,27	0,30	0,26
Nb ₂ O ₅	1,27	1,43	1,10	1,05	1,02	1,41	1,10	1,17	0,88	0,76	1,18	1,03
O=F,Cl	0,70	0,69	0,95	0,90	0,64	0,67	0,84	0,95	1,51	1,55	1,50	1,40
Сумма	99,58	99,16	97,81	97,91	98,14	99,41	96,08	97,86	97,87	96,55	96,85	96,64

Продолжение приложения 16

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Горизонт	Верхний				Средний				Нижний			
Атомы, ф.е. (расчет на 25 кислорода)												
F	0,88	0,87	1,20	1,13	0,80	0,84	1,05	1,20	1,89	1,94	1,87	1,74
Ca	9,55	9,34	9,62	9,32	9,94	9,68	9,55	9,70	9,66	9,56	9,46	9,46
P	5,66	5,69	5,50	5,56	5,41	5,66	5,36	5,44	5,47	5,34	5,46	5,49
Si	0,15	0,15	0,18	0,15	0,26	0,15	0,25	0,16	0,28	0,31	0,25	0,27
Ba	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,61	0,71	0,37	0,67	0,19	0,41	0,24	0,39	0,06	0,05	0,06	0,05
Nb	0,23	0,26	0,20	0,19	0,19	0,26	0,20	0,21	0,16	0,14	0,22	0,19
OH	1,12	1,13	0,80	0,87	1,19	1,16	0,95	0,80	0,10	0,05	0,12	0,24
Миналы, ф.е.												
Фторапатит	0,44	0,43	0,60	0,56	0,40	0,42	0,52	0,60	0,94	0,97	0,94	0,87
Хлорапатит	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Гидроксиапатит	0,56	0,56	0,40	0,44	0,60	0,58	0,47	0,40	0,05	0,03	0,06	0,12

Приложение 17. Представительные составы атолловых скелетно-зональных кристаллов граната трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7
Оксиды, мас. %							
SiO ₂	9,94	8,48	9,51	34,87	36,63	7,58	35,08
TiO ₂	5,89	6,83	6,6	4,04	4,72	5,61	4,28
ZrO ₂	37,57	35,11	33,18	0,00	0,00	38,43	2,18
Al ₂ O ₃	6,6	7,74	7,38	4,75	3,92	6,75	3,68
FeO _{tot}	13,17	12,22	13,09	19,57	19,11	12,94	18,16
MgO	0,00	0,00	0,00	2,49	1,89	1,44	2,15
CaO	28,22	27,95	28,13	31,85	32,6	27,17	34,64
Сумма	101,39	98,33	97,89	97,57	98,87	99,92	100,17
Формула рассчитана на 12 атомов кислорода (ф.е.)							
Ca	2,96	2,99	2,99	2,79	2,84	2,89	3,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,13	0,02
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,16	0,00	0,00
Сумма X	2,96	2,99	2,99	3,00	3,00	3,02	3,02
Ti	0,25	0,29	0,39	0,25	0,29	0,05	0,26
Zr	1,79	1,71	1,61	0,00	0,00	1,87	0,09
Mg	0,00	0,00	0,00	0,10	0,23	0,09	0,23
Al	0,00	0,00	0,00	0,31	0,35	0,00	0,19
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	1,33	1,10	0,00	1,23
Сумма Y	2,04	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Si	0,97	0,85	0,95	2,86	2,97	0,76	2,84
Al	0,76	0,91	0,86	0,14	0,03	0,79	0,16
Ti	0,19	0,22	0,10	0,00	0,00	0,38	0,00
Fe ²⁺	0,24	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,84	0,94	1,04	0,00	0,00	1,08	0,00
Сумма Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Конечные члены							
Группа	Шорломит	Шорломит	Шорломит	Гранат	Гранат	Шорломит	Гранат
Разновидность	Керимасит	Керимасит	Керимасит	Андрадит	Андрадит	Керимасит	Андрадит

Приложение 18. Представительные составы сростков атолловых скелетно-зональных кристаллов граната трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6
Оксиды, мас. %						
SiO ₂	13,33	14,17	35,61	34,66	35,03	35,46
TiO ₂	8,44	8,33	6,07	5,88	5,87	4,85
ZrO ₂	28,24	30,84	0,00	0,00	1,54	0,62
HfO ₂	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	5,48	5,64	8,28	7,92	8,77	10,83
FeO _{tot}	12,85	14,88	12,85	12,44	11,87	10,25
MgO	0,60	0,00	1,88	2,40	1,52	1,37
CaO	27,99	27,89	33,61	33,28	33,95	34,27
Сумма	97,42	101,75	98,30	96,58	98,55	97,65
Формула рассчитана на 12 атомов кислорода (ф.е.)						
Ca	2,94	2,83	2,90	2,91	2,94	2,95
Mg	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,15	0,10	0,00	0,06	0,05
Сумма X	3,00	2,98	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	0,61	0,59	0,37	0,36	0,36	0,29
Zr	1,35	1,43	0,00	0,00	0,06	0,02
Hf	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,00	0,23	0,20	0,18	0,16
Al	0,00	0,00	0,65	0,59	0,66	0,88
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,76	0,85	0,68	0,64
Сумма Y	2,00	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00
Si	1,31	1,34	2,86	2,83	2,83	2,85
Al	0,63	0,63	0,14	0,17	0,17	0,15
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,27	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,79	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Конечные члены						
Группа	Шорломит	Шорломит	Гранат	Гранат	Гранат	Гранат
Разновидность	Керимасит	Керимасит	Андрадит	Андрадит	Андрадит	Гроссуляр

Приложение 19. Представительные составы скелетно-зональных кристаллов граната трубки Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Оксиды, мас. %										
Зона	I				II				III	
SiO ₂	21,1	20,11	19,45	21,39	24,4	22,70	22,56	24,22	34,56	34,75
TiO ₂	11,3	9,82	8,95	9,35	11,17	11,39	11,48	11,34	5,84	5,11
ZrO ₂	18,55	19,57	23,28	20,26	12,5	13,69	14,19	14,00	4,59	2,68
HfO ₂	0,00	0,36	0,00		0,00	0,34	0,00		0,00	0,71
Al ₂ O ₃	7,16	7,15	8,48	7,03	3,68	4,01	4,26	3,65	6,11	4,82
FeO _{tot}	9,77	8,59	9,67	9,19	14,06	13,29	12,83	14,45	13,47	16,06
MgO	2,71	2,07	2,08	2,91	2,74	1,86	2,93	1,97	2,52	1,55
CaO	30	30,33	29,54	30,27	30,63	30,99	30,01	30,43	33,25	32,75
Сумма	100,59	97,99	101,45	100,4	99,18	98,29	98,26	100,06	100,34	97,91
Формула рассчитана на 12 атомов кислорода (ф.е.)										
Ca	2,81	2,94	2,80	2,85	2,86	2,96	2,84	2,85	2,88	2,91
Fe ²⁺	0,19	0,06	0,19	0,02	0,14	0,04	0,14	0,00	0,12	0,09
Mg	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00	0,00
Сумма X	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	0,74	0,67	0,60	0,62	0,73	0,76	0,76	0,75	0,36	0,32
Zr	0,79	0,86	1,01	0,87	0,53	0,59	0,61	0,60	0,18	0,11
Hf	0,00	0,01	0,00	0,37	0,00	0,01	0,00	0,26	0,00	0,01
Mg	0,35	0,28	0,28	0,00	0,36	0,25	0,37	0,00	0,30	0,19
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,37	0,35
Fe ²⁺	0,03	0,08	0,05	0,15	0,03	0,14	0,00	0,20	0,02	0,12
Fe ³⁺	0,08	0,09	0,76	2,00	0,35	0,25	0,25	2,00	0,76	0,90
Сумма Y	2,00	2,00	2,00	1,88	2,00	2,00	2,00	2,12	2,00	2,00
Si	1,85	1,82	1,72	0,73	2,12	2,02	2,00	0,38	2,79	2,88
Al	0,74	0,76	0,89	0,00	0,38	0,42	0,44	0,00	0,21	0,12
Fe ³⁺	0,42	0,42	0,39	0,39	0,50	0,56	0,56	0,51	0,00	0,00
Сумма Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Конечные члены										
Группа	Шорломит				Шорломит				Гранат	
Разновидность	Кимцеит				Шорломит				Андрадит	

Приложение 20. Представительные составы кальциртита трубы Манчары

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Оксиды, мас. %										
TiO ₂	13,34	11,99	13,37	9,81	14,32	14,10	14,01	12,12	13,71	12,93
Al ₂ O ₃					0,08					
FeO			1,85	1,24	0,87	2,22	1,49	1,75	2,14	1,95
MgO										
CaO	12,04	12,80	13,01	10,64	12,32	12,03	12,48	11,14	12,09	11,75
ZrO ₂	73,85	74,22	71,49	79,66	72,90	73,12	72,36	75,21	71,24	72,28
HfO ₂					1,06					
Сумма	99,23	99,01	99,72	101,35	101,55	101,47	100,34	100,22	99,18	98,91
Формула рассчитана на 16 атомов кислорода (ф.е.)										
Ti	1,53	1,39	1,53	1,13	1,61	1,58	1,59	1,39	1,57	1,49
Al					0,01					
Fe			0,24	0,16	0,11	0,28	0,19	0,22	0,27	0,25
Mg										
Ca	1,97	2,11	2,12	1,74	1,97	1,92	2,01	1,82	1,98	1,93
Zr	5,49	5,56	5,30	5,93	5,30	5,32	5,31	5,59	5,30	5,41
Hf					0,05					
Сумма	8,98	9,05	9,18	8,95	9,04	9,10	9,10	9,02	9,12	9,09

Продолжение приложения 20

Анализ	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Оксиды, мас. %										
TiO ₂	12,83	10,38	14,52	11,14	14,89	12,81	14,90	13,86	14,16	14,01
Al ₂ O ₃			0,05	0,14	0,11	0,83				
FeO	2,13		0,92	1,32	1,19	9,84	0,52	1,09		
MgO	0,28			0,27	0,02	0,78		0,62		
CaO	12,27	11,00	12,10	10,28	11,83	10,19	12,51	13,45	12,96	11,89
ZrO ₂	70,92	79,70	71,44	75,28	69,92	62,77	73,00	71,61	73,58	74,56
HfO ₂			1,13	1,27	0,86	1,02				
Сумма	98,43	101,08	100,16	99,70	98,81	98,23	100,93	100,63	100,70	100,46
Формула рассчитана на 16 атомов кислорода (ф.е.)										
Ti	1,49	1,19	1,65	1,29	1,71	1,50	1,67	1,56	1,59	1,58
Al			0,01	0,02	0,02	0,15				
Fe	0,27		0,12	0,17	0,15	1,28	0,06	0,14		
Mg	0,06			0,06	0,01	0,18		0,14		
Ca	2,03	1,79	1,96	1,70	1,93	1,70	2,00	2,16	2,08	1,91
Zr	5,33	5,91	5,26	5,67	5,20	4,76	5,30	5,22	5,37	5,46
Hf			0,05	0,06	0,04	0,05				
Сумма	9,18	8,90	9,04	8,97	9,05	9,62	9,03	9,22	9,04	8,96

Приложение 21. Представительные составы карбонатных минералов трубы Манчары

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Разновидность	Идиоморфные зерна									Включения в магнезиохромите		
Оксиды, мас. %												
CaO	51,55	51,23	55,43	54,01	48,13	39,19	54,53	54,62	54,93	54,91	51,82	53,53
MgO					2,02	11,25						
FeO _{tot}					3,60	3,81						
SrO	3,05	3,63	1,83							2,58		
Сумма	54,6	54,86	57,26	54,01	53,75	54,25	54,53	54,62	54,93	54,91	54,4	53,53
Формула рассчитана на 6 атомов кислорода, ф.е.												
Ca	1,94	1,93	1,96	2,00	1,79	1,36	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95	2,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,06	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
X _{Ca}	1,00	1,00	1,00	1,00	0,90	0,68	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
#Fe					0,50	0,16						
#Ca	1,00	1,00	1,00	1,00	0,94	0,93	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Минерал	Кальцит				Железистый кальцит		Кальцит					

Продолжение приложения 21

№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Разновидность	Интерстициальные карбонаты мезостазиса													
Оксиды, мас. %														
CaO	54,62	52,34	52,71	55,28	54,20	55,46	44,35				32,77	26,19	28,65	30,55
MgO		2,55	1,64				3,15	51,37	49,74	45,06	16,15	20,39	19,17	17,54
FeO _{tot}							6,38	4,65	6,15	7,71			2,01	1,90
SrO														
Сумма	54,62	54,89	54,35	55,28	54,2	55,46	53,88	56,02	55,89	52,77	48,92	46,58	49,83	49,99
Формула рассчитана на 6 атомов кислорода, ф.е.														
Ca	2,00	1,87	1,92	2,00	2,00	2,00	1,65	0,00	0,00	0,00	1,19	0,96	1,01	1,08
Mg	0,00	0,13	0,08	0,00	0,00	0,00	0,16	1,90	1,87	1,82	0,81	1,04	0,94	0,86
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,10	0,13	0,18	0,00	0,00	0,06	0,05
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Ca}	1,00	0,94	0,96	1,00	1,00	1,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,59	0,48	0,50	0,54
#Fe		0,00	0,00				0,53	0,05	0,06	0,09	0,00	0,00	0,06	0,06
#Ca	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,90	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	0,95	0,95
Минерал	Кальцит						Железистый кальцит	Магнезит			Доломит		Железосодержащий доломит	

Приложение 22. Химический состав коалингита из кимберлитов трубки Манчары

Компонент	Среднее содержание (n=4)	Интервал содержаний	Стандартное отклонение	Коалингит (Mumpton et al., 1965)
MgO	46,56	45,13–47,36	1,05	46,9
Fe ₂ O ₃	17,80	16,61–18,66	0,92	18,6
MnO	1,21	0,66–1,36	0,52	–
H ₂ O				29,4
CO ₂				5,1

Приложение 23. Представительные составы карбонатных минералов мезостазиса кимберлитов трубки им. А.П. Смелова

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Оксиды, мас. %															
CaO	52,25	54,86	54,51	54,95	52,03	55,58	57,36	29,66	31,32	28,75	34,26	29,57	31,34	28,60	26,96
MgO	1,06				2,80	1,20	0,24	19,33	20,42	16,62	15,87	16,88	14,63	17,98	19,93
FeOt _{tot}					1,14	0,22	0,26	5,99	5,51	7,20	7,03	5,93	5,19	3,29	2,85
SrO					0,04	0,08	0,02	0,12	0,15	0,10	0,04		0,92	1,71	1,67
Сумма	53,31	54,86	54,51	54,95	56,01	57,08	57,88	55,10	57,40	52,67	57,20	52,38	52,08	51,58	51,41
Формула рассчитана на 6 атомов кислорода, ф.е.															
Ca	1,95	2,00	2,00	2,00	1,83	1,93	1,98	0,97	0,98	1,00	1,11	1,03	1,11	1,00	0,93
Mg	0,05	0,00	0,00	0,00	0,14	0,06	0,01	0,88	0,89	0,80	0,71	0,81	0,72	0,88	0,96
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,15	0,13	0,20	0,18	0,16	0,14	0,09	0,08
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03
X _{Ca}	0,97	1,00	1,00	1,00	0,92	0,97	0,99	0,48	0,49	0,50	0,55	0,51	0,56	0,51	0,47
#Fe	0,00				0,19	0,09	0,38	0,15	0,13	0,20	0,20	0,16	0,17	0,09	0,07
#Ca	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	1,00	0,86	0,88	0,84	0,86	0,86	0,89	0,92	0,92
Минерал	Кальцит				Железистый кальцит				Железистый доломит				Железосодержащий доломит		

Приложение 24. Представительные анализы химического состава кимберлитов трубы Манчары, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Горизонт	Нижний						Средний					
Глубина, м	112,4			101			90		79			
SiO ₂	24,65	25,99	24,55	26,14	27,33	28,57	27,28	27,98	29,24	27,05	28,72	29,02
TiO ₂	3,02	3,06	2,92	3,74	3,88	4,91	3,53	5,91	3,73	3,55	3,68	4,32
Al ₂ O ₃	1,62	1,9	2,2	2,15	1,87	1,76	1,77	3,03	2,02	1,85	1,7	2,24
Fe ₂ O ₃	7,27	8	6,78	8,42	8,46	8,03	8,47	6,83	7,38	7,27	8,39	7,64
FeO	2,18	1,76	2,61	1,45	1,51	1,68	1,68	2,38	2,67	2,25	1,7	1,7
MnO	0,1	0,11	0,12	0,15	0,14	0,15	0,15	0,1	0,16	0,12	0,14	0,09
MgO	28,24	28,09	25,94	30,51	30,75	29,71	30,66	32,14	32,51	29,61	30,95	31,23
CaO	12,18	12,22	14,85	10,41	9,54	10,01	9,64	7	6,76	10,07	9,57	8,21
Na ₂ O	1,69	0,86	0,7	0,69	1,73	0,12	0,38	0,56	0,68	1,25	0,72	0,53
K ₂ O	0,15	0,3	0,39	0,07	0,21	0,11	0,28	0,36	0,14	0,53	0,06	0,04
H ₂ O ⁻	0,01	0,78	0,76	1,07	0,93	1,06	0,88	0,92	0,76	0,01	0,74	0,9
H ₂ O ⁺	11,71	9,83	9,71	12,64	12,48	11,84	12,51	11,6	12,65	11,6	12,09	11,76
P ₂ O ₅	3,08	3,16	3,59	1,27	0,51	0,6	0,56	0,06	0,31	0,11	0,3	0,11
CO ₂	4,09	4,09	5,13	1,64	1,64	1,37	2,47	1,35	1,36	4,63	1,9	2,47
Li ₂ O	0,0005	0,0006	0,0007	0,0005	0,0007	0,0008	0,0006	0,0005	0,0005	0,0006	0,0005	0,0005
Rb ₂ O	0,001	0,002	0,003	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0
S	0,18	0,2	0,13	0,28	0,22	0,26	0,33	0,27	0,2	0,25	0,16	0,21
F	0,21	0,25	0,3	0,23	0,19	0,12	0,23	0,08	0,1	0,08	0,1	0,07
Сумма	100,29	99,74	99,8	100,14	100,37	99,65	99,87	100,33	99,86	100,2	100,15	99,62

Продолжение приложения 24

№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Горизонт	Средний									
Глубина, м	79	68	66		57		56			
SiO ₂	28,41	27,37	27,21	29,45	28,35	29,62	27,66	28,57	27,90	28,60
TiO ₂	3,19	3,69	3,07	3,06	4,28	3,74	3,43	3,70	3,22	3,47
Al ₂ O ₃	1,75	1,92	1,48	1,75	2,57	2,04	1,51	1,77	1,20	1,60
Fe ₂ O ₃	9,10	8,59	8,16	8,42	8,25	9,06	8,75	8,64	8,05	9,07
FeO	1,36	2,08	2,15	1,73	3,10	2,29	1,85	2,09	1,71	1,83
MnO	0,15	0,14	0,19	0,12	0,12	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15
MgO	29,03	30,84	27,58	30,46	32,87	32,11	31,88	31,80	30,83	31,33
CaO	11,53	9,05	12,66	9,87	6,18	7,04	9,23	8,37	10,37	9,52
Na ₂ O	0,39	0,68	0,64	1,54	0,25	0,44	0,56	0,89	1,28	1,22
K ₂ O	0,20	0,49	0,33	0,47	0,03	0,29	0,09	0,51	0,10	0,35
H ₂ O ⁻	0,82	0,67	0,72	0,84	0,56	0,53	0,78	0,68	0,72	0,78
H ₂ O ⁺	11,83	10,97	9,97	11,32	12,11	11,55	9,77	12,08	11,45	11,27
P ₂ O ₅	0,15	0,50	0,39	0,15	0,33	0,70	1,51	1,08	2,67	0,94
CO ₂	2,47	2,48	5,80	0,55	0,82	0,27	3,03	0,00	0,27	0,27
Li ₂ O	0,0004	0,0005	0,0009	0,0003	0,0005	0,0005	0	0	0	0,0003
Rb ₂ O	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
S	0,24	0,38	0,12	0,11	0,23	0,24	0,05	0,00	0,15	0,19
F	0,09	0,13	0,09	0,12	0,11	0,11	0,56	0,37	0,40	0,76
Сумма	99,87	99,75	99,80	100,35	99,96	100,01	99,79	99,89	99,90	100,25

Продолжение приложения 24

№	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Горизонт	Средний								
Глубина, м	46		36				35		
SiO ₂	28,62	28,66	27,74	27,82	26,86	27,30	26,72	25,19	27,62
TiO ₂	3,13	4,59	3,60	4,32	3,51	3,05	3,23	3,16	3,52
Al ₂ O ₃	1,75	2,13	1,75	2,25	1,93	1,60	1,31	1,90	1,85
Fe ₂ O ₃	7,68	8,04	9,24	9,16	8,17	8,13	7,52	7,65	6,64
FeO	1,67	1,73	1,21	1,58	1,14	1,12	2,78	1,67	2,24
MnO	0,12	0,18	0,13	0,18	0,14	0,14	0,16	0,12	0,14
MgO	31,50	30,93	33,28	33,09	29,52	31,17	30,23	27,47	31,11
CaO	9,74	10,27	6,19	6,20	10,80	11,47	8,21	12,01	6,91
Na ₂ O	1,26	1,25	1,64	0,99	0,38	1,28	0,63	0,90	1,75
K ₂ O	0,67	0,67	2,14	1,13	1,76	0,07	0,43	0,46	0,16
H ₂ O ⁻	0,68	0,80	0,68	0,78	0,50	0,80	0,20	0,50	0,47
H ₂ O ⁺	10,91	11,55	9,54	12,10	10,39	11,94	9,39	8,79	9,45
P ₂ O ₅	2,40	0,10	0,94	0,45	2,04	1,95	0,80	0,52	1,27
CO ₂	0,00	0,00	0,27	0,27	2,47	0,00	7,98	9,64	6,90
Li ₂ O	0	0,0004	0,0009	0,0005	0,001	0,0005	0,0078	0,0065	0,0108
Rb ₂ O	0,001	0	0,0151	0,003	0,0131	0,001	0,001	0,001	0,001
S	0,00	0,03	0,05	0,12	0,00	0,13	0,29	0,53	0,26
F	0,34	0,26	0,53	0,29	0,56	0,29	0,16	0,18	0,25
Сумма	100,51	100,28	100,32	100,33	99,44	100,26	99,77	100,12	99,98

Продолжение приложения 24

№	32	33	34	35
Горизонт	Верхний			
Глубина, м	25			
SiO ₂	20,69	27,84	18,55	29,32
TiO ₂	2,32	3,89	2,40	4,18
Al ₂ O ₃	1,27	2,12	1,17	2,38
Fe ₂ O ₃	5,12	8,43	12,60	8,47
FeO	2,32	3,12	4,71	2,51
MnO	0,10	0,15	0,13	0,11
MgO	22,68	30,50	20,26	31,08
CaO	20,68	5,26	16,17	4,75
Na ₂ O	0,77	0,47	0,03	0,13
K ₂ O	0,58	0,41	0,01	0,05
H ₂ O ⁻	0,69	0,66	0,72	0,59
H ₂ O ⁺	8,74	9,98	6,82	9,88
P ₂ O ₅	2,52	0,35	4,58	0,51
CO ₂	12,34	6,44	11,84	4,91
Li ₂ O	0,0014	0,0117	0,0107	0,0115
Rb ₂ O	0,002	0,002	0	0,001
S	0,1	0,6	0,3	1,3
F	0,2	0,2	0,3	0,2
Сумма	100,4	99,6	99,8	99,7

Приложение 25. Представительные анализы химического состава кимберлитов трубы им. А.П. Смелова, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Горизонт	Нижний					Средний							
Глубина, м	196,2	190,8	184	182,2	172,6	166,5	161	155,2	153,5	151	142,7	139,8	133,3
SiO ₂	25,96	24,94	27,72	23,05	27,59	25,63	23,93	24,07	24,87	24,58	25,67	27,74	25,25
TiO ₂	1,24	3,13	2,17	4,01	1,86	1,76	1,86	1,23	1,68	2,51	1,81	1,63	1,28
Al ₂ O ₃	1,62	1,15	1,28	1,29	0,75	0,99	1,57	0,95	1,12	1,49	0,94	1,17	0,62
Fe ₂ O ₃	5,49	4,94	4,44	4,01	5,21	4,94	4,73	3,96	4,72	6,14	4,97	4,86	3,11
FeO	1,38	3,89	2,26	2,84	2,70	2,06	1,99	1,87	1,94	2,09	2,77	2,90	3,33
MnO	0,10	0,14	0,11	0,07	0,10	0,09	0,08	0,08	0,10	0,14	0,14	0,11	0,12
MgO	28,31	31,49	30,11	24,25	31,80	31,05	26,33	25,70	26,95	28,61	31,48	33,24	31,24
CaO	14,75	10,39	12,12	18,06	10,05	10,10	16,75	17,72	14,98	11,98	10,10	9,71	12,42
Na ₂ O	0,09	0,29	0,13	0,09	0,40	0,03	0,12	0,10	0,12	0,06	0,13	0,21	0,17
K ₂ O	0,59	0,76	0,46	0,25	0,47	0,45	0,44	0,40	0,54	1,40	3,96	0,50	0,41
H ₂ O ⁻	0,80	0,68	0,64	1,06	0,89	0,00	0,70	0,76	1,11	1,04	0,88	0,98	0,94
H ₂ O ⁺	7,70	7,05	8,08	6,80	10,63	7,70	9,79	10,10	9,99	9,82	9,62	9,50	11,40
P ₂ O ₅	1,28	1,83	1,02	0,76	1,28	1,02	0,83	0,89	0,85	1,31	1,20	1,07	0,86
CO ₂	10,80	9,78	9,98	14,11	7,08	13,67	10,46	12,47	11,70	8,92	7,14	7,00	9,39
Li ₂ O	0,002	0,0025	0,0016	0,0023	0,0006	0,002	0,0026	0,0011	0,0022	0,0019	0,001	0,0008	0,0009
Rb ₂ O	0,0033	0,0037	0,0022	0,0013	0,0022	0,0026	0,0023	0,0023	0,0028	0,0069	0,0029	0,0027	0,002
S	0,26	0,20	0,13	0,19	0,21	0,51	0,63	0,61	0,58	0,86	0,22	0,26	0,54
F	0,34	0,34	0,25	0,13	0,12	0,14	0,12	0,14	0,25	0,33	0,10	0,14	0,14
Сумма	99,78	100,18	100,17	99,88	100,21	100,25	99,60	100,25	100,28	100,12	100,21	99,98	100,22

Продолжение приложения 25

№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Горизонт	Средний													
Глубина, м	124,3	121,2	119,3	115,9	106,6	99,7	90	81,5	77,2	74,6	67,3	61	52	51,7
SiO ₂	25,01	26,32	26,30	19,26	24,41	26,67	27,33	25,90	24,72	23,41	26,61	26,47	30,59	25,35
TiO ₂	1,60	2,04	2,03	13,08	2,59	3,03	3,24	3,37	2,79	2,71	2,87	2,73	2,65	2,26
Al ₂ O ₃	1,82	0,87	1,14	2,87	1,51	1,61	1,72	2,19	1,81	1,90	2,30	1,60	1,97	1,83
Fe ₂ O ₃	4,27	4,82	3,88	6,01	5,55	5,16	5,60	5,26	5,46	5,77	6,35	6,01	4,23	1,95
FeO	2,39	2,25	3,18	9,49	2,96	4,14	3,75	4,16	3,65	2,89	3,21	2,75	2,15	1,79
MnO	0,12	0,09	0,10	0,18	0,12	0,14	0,12	0,12	0,09	0,15	0,18	0,14	0,11	0,11
MgO	30,13	30,55	31,15	25,86	27,98	29,09	28,97	29,55	28,01	25,64	32,16	30,46	29,12	29,97
CaO	13,06	12,75	11,19	8,16	13,25	10,95	10,59	10,73	12,96	15,25	7,71	9,41	9,03	12,24
Na ₂ O	0,44	0,12	0,05	0,24	0,23	0,06	0,11	0,29	0,33	0,31	0,14	0,85	0,05	0,69
K ₂ O	0,44	0,30	0,26	0,34	1,28	1,13	1,35	1,01	0,87	1,48	1,17	1,02	0,23	0,35
H ₂ O ⁻	1,00	1,10	0,96	0,98	0,80	0,88	0,74	0,74	0,84	0,58	0,52	0,66	0,64	0,50
H ₂ O ⁺	8,79	8,65	10,63	6,88	9,72	7,20	8,83	7,45	9,86	6,87	6,80	7,66	7,36	6,97
P ₂ O ₅	0,72	0,85	0,82	0,67	1,49	1,03	1,27	1,18	1,24	1,04	1,30	1,27	1,14	1,19
CO ₂	10,35	10,28	9,10	6,29	8,72	9,47	6,75	7,31	8,02	11,57	8,94	8,97	9,81	14,77
Li ₂ O	0,0054	0,0008	0,0007	0,0014	0,0012	0,001	0,0008	0,0006	0,0005	0,003	0,0007	0,0014	0,009	0,0111
Rb ₂ O	0,0019	0,0016	0,0014	0,0022	0,0078	0,0071	0,0077	0,006	0,005	0,0084	0,0075	0,0073	0,0015	0,0028
S	0,32	0,22	0,37	0,26	0,19	0,20	0,29	0,41	0,24	0,27	0,24	0,16	0,72	0,25
F	0,13	0,12	0,13	0,10	0,40	0,35	0,26	0,25	0,35	0,33	0,25	0,40	0,25	0,15
Сумма	99,56	100,19	100,28	99,66	100,25	100,09	100,09	99,08	100,25	99,45	100,12	99,74	99,31	99,83

Продолжение приложения 25

№	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Горизонт	Средний					Верхний							
Глубина, м	51,5	48,4	47,6	46	45,4	44,2	43	40,2	37,7	36	32,4	30,5	26,6
SiO ₂	27,42	24,41	27,87	21,26	13,86	26,36	30,20	11,90	6,15	4,03	59,77	7,26	54,94
TiO ₂	2,43	3,92	3,18	2,14	1,84	2,42	2,48	2,55	2,27	2,39	2,69	1,33	3,71
Al ₂ O ₃	1,55	1,60	1,74	1,38	1,24	1,45	1,35	1,43	1,44	1,22	1,54	0,16	2,00
Fe ₂ O ₃	5,58	6,80	7,53	3,69	2,56	3,82	2,42	2,42	2,09	3,77	1,18	0,81	2,22
FeO	3,14	4,15	2,67	4,01	3,58	1,24	5,21	7,01	5,34	5,27	3,38	7,57	3,58
MnO	0,10	0,09	0,09	0,15	0,13	0,09	0,13	0,16	0,12	0,13	0,10	0,13	0,11
MgO	28,37	26,34	27,35	12,38	15,58	23,13	11,46	15,56	15,95	14,99	1,57	14,52	1,81
CaO	10,69	10,69	9,87	22,90	24,67	17,28	16,78	22,52	26,28	27,45	13,23	27,30	14,51
Na ₂ O	0,41	0,56	0,26	0,02	0,02	0,69	0,02	0,05	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02
K ₂ O	0,41	0,73	0,96	0,73	0,64	0,58	0,66	0,71	0,44	0,07	0,04	0,01	0,06
H ₂ O ⁻	0,50	0,50	0,44	0,18	0,20	0,44	0,28	0,18	0,16	0,06	0,14	0,08	0,18
H ₂ O ⁺	7,17	8,52	6,58	0,65	0,07	5,56	1,87	0,18	0,96	0,00	2,62	0,53	0,59
P ₂ O ₅	1,20	0,93	1,04	1,19	0,88	1,20	0,73	0,90	1,29	0,97	2,08	0,43	2,89
CO ₂	10,47	11,15	9,59	28,63	34,26	14,85	26,08	34,54	37,01	39,59	11,46	40,12	11,71
Li ₂ O	0,0106	0,0161	0,0167	0,0038	0,0041	0,0165	0,004	0,003	0,0027	0,002	0,0038	0,003	0,0054
Rb ₂ O	0,0022	0,0041	0,0046	0,0054	0,006	0,0032	0,0051	0,0052	0,0028	0,0005	0,0002	0,0002	0,0004
S	0,44	0,25	0,35	0,04	0,16	0,44	0,08	0,10	0,05	0,15	0,58	0,12	1,32
F	0,25	0,23	0,27	0,16	0,15	0,31	0,16	0,15	0,14	0,07	0,12	0,06	0,16
Сумма	99,54	100,31	99,28	99,28	99,59	99,30	99,58	100,15	99,49	100,14	100,33	100,35	99,57

Продолжение приложения 25

№	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Горизонт	Верхний									
Глубина, м	25,7	19,6	19	18,8	15,7	14,8	11,5	10	7,2	4,8
SiO ₂	8,44	3,56	4,27	3,03	68,94	63,55	84,92	75,21	72,99	5,72
TiO ₂	1,56	2,73	2,17	1,90	2,37	2,23	2,47	4,75	3,70	3,30
Al ₂ O ₃	1,06	1,36	1,31	0,76	1,50	1,49	1,52	3,13	2,66	3,68
Fe ₂ O ₃	0,25	0,00	0,22	0,32	0,17	0,00	0,52	0,00	0,73	0,00
FeO	14,53	6,09	19,27	9,67	9,78	12,85	2,86	4,12	5,51	29,46
MnO	0,29	0,11	0,36	0,21	0,18	0,26	0,06	0,07	0,12	0,46
MgO	10,26	16,11	11,01	14,03	0,91	1,78	0,17	0,33	0,05	6,81
CaO	24,28	27,83	21,32	27,97	3,85	4,32	2,49	4,63	5,04	13,86
Na ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	0,05	0,06
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08	0,05
H ₂ O ⁻	0,14	0,12	0,10	0,06	0,18	0,24	0,08	0,18	0,14	0,14
H ₂ O ⁺	1,15	0,26	1,27	0,30	2,62	0,87	1,19	1,72	1,55	2,28
P ₂ O ₅	1,17	1,40	1,44	0,94	1,34	1,38	1,17	2,42	2,59	1,61
CO ₂	36,63	39,74	37,37	39,90	7,96	11,10	2,38	3,00	4,06	32,86
Li ₂ O	0,0038	0,0024	0,0042	0,0025	0,004	0,0033	0,006	0,0104	0,0061	0,0036
Rb ₂ O	0,0007	0,0001	0,0011	0,0004	0,0008	0,0009	0,0003	0,0005	0,0004	0,0017
S	0,19	0,34	0,24	0,27	0,23	0,33	0,16	0,10	0,19	0,28
F	0,10	0,08	0,09	0,10	0,06	0,06	0,09	0,13	0,14	0,12
Сумма	99,92	99,63	100,37	99,40	100,02	100,30	100,11	99,67	99,41	100,51

Приложение 26. Редкие элементы в кимберлитах Хомпу-Майского поля (ppm)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Трубка	Манчары					Им. А.П. Смелова				
Глубина, м	56	66	96			67,3	74,6	77,2	182,2	184
Cs	0,04	0,01	0,04	0,01	0,09	1,57	1,27	0,73	0,31	0,50
Rb	2,26	1,94	0,97	1,89	16,24	80,54	85,21	54,56	15,68	33,25
Ba	136,27	94,07	20,94	19,68	836,40	3575,30	2534,71	3064,28	2258,67	730,70
Th	17,34	0,20	20,24	19,64	17,22	28,93	26,82	7,40	13,36	20,51
U	4,42	3,49	6,04	5,31	4,54	7,30	6,87	6,88	3,81	5,24
Nb	238,85	228,07	262,33	232,27	220,19	261,63	255,07	238,30	197,45	183,22
Ta	14,96	13,07	15,96	13,38	10,44	13,31	12,28	11,16	13,87	8,21
K	354,86	170,75	39,35	60,83	3247,09	9130,17	9702,23	6534,25	1989,32	4060,57
La	185,16	43,45	220,93	210,56	184,23	308,40	288,85	242,09	135,10	223,68
Ce	362,64	80,29	430,76	396,34	347,52	657,87	598,06	476,80	269,82	436,84
Pb	3,48	4,85	3,10	2,24	5,53	7,06	5,04	1,55	2,32	7,00
Pr	40,25	8,85	47,17	45,14	39,95	70,12	63,71	56,91	31,17	51,63
Sr	1224,77	505,18	2437,67	1943,61	1179,45	1216,88	1731,95	800,73	860,66	749,10
P	4674,46	548,96	124,76	144,61	2657,00	6075,89	4433,44	5379,67	3026,99	5121,82

Продолжение приложения 26

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Трубка	Манчары					Им. А.П. Смелова				
Глубина, м	56	66	96			67,3	74,6	77,2	182,2	184
Nd	132,68	27,80	163,84	157,14	132,12	233,00	207,21	189,44	108,75	168,31
Sm	18,45	3,83	20,30	19,61	16,10	29,75	27,28	25,38	14,11	21,11
Zr	725,20	415,26	908,78	838,37	1579,66	588,83	680,49	426,85	272,53	324,33
Hf	15,33	9,36	19,87	23,11	34,98	12,29	14,64	13,28	5,49	8,46
Eu	4,19	1,00	5,22	4,97	4,23	7,19	6,46	6,51	2,98	4,71
Ti	29598,79	24169,45	29853,68	25369,87	23148,10	17498,46	14303,39	16664,80	24324,52	8922,19
Gd	14,74	3,08	14,97	14,74	12,75	21,40	18,47	18,98	10,75	15,01
Tb	1,40	0,34	1,65	1,54	1,41	2,33	2,06	2,01	1,18	1,66
Dy	4,59	1,70	5,75	5,71	5,15	8,52	7,28	8,17	4,47	6,13
Y	15,22	11,61	17,42	18,50	15,47	25,78	22,58	23,57	15,30	18,88
Ho	0,62	0,24	0,76	0,74	0,65	1,11	0,93	1,16	0,58	0,80
Er	1,40	0,53	1,71	1,33	1,27	2,13	2,24	2,26	1,33	1,72
Tm	0,17	0,07	0,20	0,15	0,15	0,23	0,25	0,23	0,15	0,19
Yb	0,81	0,43	0,90	0,84	0,76	1,42	1,29	1,12	0,83	1,04
Lu	0,10	0,07	0,10	0,15	0,08	0,18	0,17	0,16	0,11	0,16

Приложение 27. Результаты U-Pb геохронологических исследований перовскита из основной массы кимберлитов трубы Манчары

№	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0,30	9,25	33,38	0,21	78,4	$0,0565 \pm 1$	$2,2692 \pm 1$	$0,5928 \pm 59$	$0,0761 \pm 3$	0,46	473 ± 5	473 ± 2	473 ± 20
2	0,23	13,03	45,48	0,21	77,9	$0,0564 \pm 1$	$2,4163 \pm 1$	$0,58970 \pm 55$	$0,0759 \pm 2$	0,47	471 ± 4	471 ± 2	467 ± 18
3	0,20	15,37	51,02	0,24	75,6	$0,0566 \pm 1$	$2,4267 \pm 1$	$0,5930 \pm 46$	$0,0760 \pm 1$	0,46	473 ± 4	472 ± 1	476 ± 16

Примечания: ^a изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Pbc - обычный Pb; Pbt - общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.