

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*

**КАЛАШНИКОВА Татьяна Владимировна**

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС  
МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ  
ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ  
(ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

СПЕЦИАЛЬНОСТЬ 25.00.09 – ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ДИССЕРТАЦИЯ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ  
КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК

НАУЧНЫЙ РУКОВОДИТЕЛЬ:  
ДОКТОР ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК  
КОСТРОВИЦКИЙ СЕРГЕЙ ИВАНОВИЧ

ИРКУТСК - 2017

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ, УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И ТЕРМИНОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В РАБОТЕ</b> .....	15
<b>Глава 1.</b> Мантийные ксенолиты из кимберлитов как источник информации о составе и строении литосферной мантии под древними кратонами.....	17
<b>Глава 2.</b> Геологическая характеристика района исследований	
2.1 Сведения о строении Сибирского кратона.....	26
2.2 Геологическое строение Куойкского поля и трубки Обнаженная.....	32
<b>Глава 3.</b> Петрографическое описание исследуемых ксенолитов.....	37
3.1 Группа гарцбургитов - лерцолитов – оливиновых вебстеритов – вебстеритов (магнезиальная группа).....	42
3.2 Мантийный Phl – Amph метасоматоз, проявленный в породах магнезиальной группы .....	52
3.3 Эклогиты и железистые гранатовые клинопироксениты.....	59
3.4 Флогопит-ильменит – содержащие породы.....	63
<b>Глава 4.</b> Петрохимический и редкоэлементный состав ксенолитов	
4.1 Петрохимический состав пород.....	71
4.2 Содержания редких элементов в породах.....	83
<b>Глава 5.</b> Состав минералов мантийных ксенолитов	
5.1 Особенности химического состава минералов мантийных ксенолитов.....	91
5.1.1 Оливин.....	91
5.1.2 Ортопироксен.....	96
5.1.3 Клинопироксен.....	101
5.1.4 Гранат.....	108
5.1.5 Шпинелиды.....	119
5.1.6 Флогопит.....	123
5.1.7 Амфибол.....	126
5.1.8 Ильменит.....	129
5.2 Содержание редких элементов в минералах мантийных ксенолитов	133
5.2.1 Гранат.....	134
5.2.2 Клинопироксен.....	143
5.2.3 Флогопит.....	149
5.2.4 Ильменит.....	150
5.3 Модальные метасоматические изменения в образцах мантийных ксенолитов.....	151
<b>Глава 6.</b> Изотопные исследования	
6.1 Изотопы кислорода.....	162
6.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изучение возраста.....	166
6.3 Геохимия элементов платиновой группы .....	171
6.4 Re-Os изотопные исследования .....	184

<b>Глава 7. Генетические вопросы происхождения ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная.....</b>	<b>186</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>194</b>
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>197</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ</b>	
<b>Приложение 1 – Составы пород ксенолитов из трубки Обнаженная.....</b>	<b>210</b>
<b>Приложение 2 – Химические составы минералов из ксенолитов трубки Обнаженная.....</b>	<b>219</b>
<b>Приложение 3 - Содержание редких элементов в минералах ксенолитов из трубки Обнаженная.....</b>	<b>250</b>

## **ВВЕДЕНИЕ**

### Актуальность работы

Формирование литосферной мантии древних кратонов и ее дальнейшая эволюция под влиянием метасоматических процессов давно привлекает исследователей как одна из фундаментальных проблем, связанная с изучением развития Земли. Прямым источником информации о составе литосферной мантии являются ксенолиты мантийных пород, выносимые на поверхность породами глубинного происхождения, в частности, кимберлитами. Изучением состава мантийных ксенолитов занимались многочисленные исследователи, начиная с 1960-х гг. [Соболев, 1974; Доусон, 1983, Уханов и др., 1988; Соловьева и др., 1994; Похиленко и др., 1999; Griffin et al., 2002; Aulbach, 2012 и другие]. Согласно доминирующей гипотезе, при высокой степени плавления первоначальной примитивной мантии образовывались коматиитовые и базальтовые расплавы, а также комплементарные к ним деплетированные гарцбургитовые реститы [Griffin et al., 1999; Simon, 2007; Walter, 1999], которые стали основой первичного состава литосферной мантии. В дальнейшем происходило изменение состава минералов реститов под воздействием флюидов или расплавов силикатного [Griffin, O'Reilly, 2007; Kelemen et al., 1998; Agashev et al., 2013], или карбонатитового состава [Griffin, O'Reilly, 2007; Zedgenizov et al., 2007; Agashev et al., 2013]. Считается, что под воздействием расплавов происходит процесс магматического замещения, приводящий к рефертилизации [Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004 и другие]. Процесс рефертилизации литосферной мантии Сибирского кратона на примере ксенолитов из трубки Удачная и различные стадии метасоматических процессов были детально рассмотрены в работах [Соловьева и др., 2008; Agashev et al.; 2013; Doucet et al., 2013; Doucet, 2015; Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015, Ionov et al., 2015]. Исследователи обращали более пристальное внимание на алмазо-содержащие кимберлитовые трубки центральной части Сибирского кратона. Однако в последнее время появилось достаточно много работ, посвященных эволюции литосферной мантии под северо-восточными неалмазоносными кимберлитовыми полями. Объектом исследований являлись

перидотитовые ксенолиты из трубки Обнаженная, как наиболее изученной северной трубки [Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015; Ionov et al., 2015]. Авторы считают, что под влиянием расплавов Сибирских плато-базальтов (250 млн лет) в литосферной мантии происходил интенсивный метасоматоз с образованием крупно-зернистых лерцолитов с высоким содержанием незонального граната и клинопироксена, а также сокращение толщины нижней части литосферной мантии (приблизительно на 50-70 км) в районе Куойкского кимберлитового поля [Pokhilenko et al., 1999].

Среди мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная наряду с перидотитами также распространены Grt, Sp-Grt пироксениты, эклогиты, а также присутствуют флогопит-ильменитовые и флогопит-амфиболовые породы, в которых проявился модальный метасоматоз. Для эклогитовых ксенолитов из данной трубки предполагается происхождение в результате парциального плавления субдуцированной океанической коры и взаимодействия полученных расплавов с вышележащими перидотитами [Taylor et al., 2003; Тейлор, Специус и др., 2005]. Флогопит-содержащие ксенолиты до настоящего времени оставались относительно слабо изученными как по вещественному составу, так и по времени их проявления в литосферной мантии Биректинского блока на северо-востоке Сибирского кратона. Предыдущие исследователи на основании химического состава минералов отмечали, что данные породы являются более низкотемпературными и низкобарическими, чем другие мантийные ксенолиты, и формировались в условиях верхней мантии при участии калий-содержащих флюидов [Харькив и др., 1979; Гаранин и др., 1985; Лапин и др., 1980]. Детальные петрографические, минералогические и геохимические исследования ксенолитов из кимберлитовых трубок позволяют дополнить информацию о составе и строении литосферной мантии под северной частью Сибирского кратона и сделать ряд выводов о ее происхождении.

Объекты исследования. Объектом исследований являются ксенолиты мантийных пород из кимберлитовой трубки Обнаженная, а также других трубок

Куойкского поля (Пятница, Слюдянка), которые представлены различными петрологическими разновидностями. Коллекция ксенолитов включает породы перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового парагенезисов, а также флогопит-ильменит содержащие разновидности.

### Цели и задачи

Целью работы являлось выяснение условий происхождения различных петрографических разновидностей мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная, а также выявление особенностей состава литосферной мантии и процессов, влиявших на ее становление в районе Куойкского поля. Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи:

1. Детальное петрографическое изучение образцов мантийных ксенолитов;
2. Исследование геохимических особенностей пород и распределения главных и редких элементов в минералах;
3. Оценка P-T условий формирования ксенолитов;
4. Изучение природы метасоматических изменений в минералах;
5. Датирование геологических процессов в литосферной мантии под северо-восточной частью Сибирского кратона ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод; Re-Os изотопный метод).

### Фактический материал и методы исследования

В работе была использована коллекция ксенолитов мантийного происхождения из кимберлитовой трубки Обнаженная, а также трубок Слюдянка и Пятница (Куойкское поле), собранная С.И. Костровицким в ходе полевых работ 1974, 2006, 2007, 2012 гг. Также автором лично проводился отбор мантийных ксенолитов во время полевых сезонов 2014-2015 гг. на Мирнинском кимберлитовом поле. Кроме того, в коллекцию были включены 20 образцов, любезно предоставленные Л.В. Соловьевой, 10 образцов флогопит-содержащих ксенолитов, предоставленных С.С. Мацюком и 11 образцов эклогитов, любезно предоставленных А.В. Ухановым. Изученная коллекция включает более 100

образцов мантийных ксенолитов, охватывая различные петрогенетические разновидности.

На основе отобранного материала автором было изучено около 100 шлифов и проведена систематизация образцов. Петрографические исследования прозрачно-полированных шлифов проводились в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Япония).

Определения валового состава пород (около 70 определений) были проведены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов определены методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия). Перед проведением пробоподготовки определялись п.п.п. при температуре 950 °С в муфельной печи. (предел обнаружения 10 ppm) (аналитики Финкельштейн А.Л., Климова А.К.) [Афонин и др., 1984; Afonin et al., 1992]. Для определения концентраций редких элементов применялись рентгенофлуоресцентный спектрометр VRA-30 (элементы Ni, Co, Cr, V, Zn, Cu), а также сканирующий рентгенофлуоресцентный спектрометр S4 Pioneer (Ba, Sr, Zr, Nb) (предел обнаружения – 10 ppm) (аналитики Чупарина Е.В., Айсуева Т.С.). Содержание Na, K, Li, Rb, Cs определялось методом пламенной фотометрии (относительная ошибка 5-10%) (аналитики Алтухова Л.В., Шигарова С.И., Хмелевская И.М.). Содержания Sc, REE, Hf, Ta, Y, Th, U в породе были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Element-2 (пределы обнаружения – 0.01-0.03 ppm) – около 30 определений (аналитики Зарубина О.В., Чумакова Н.Л., Русакова В.А., Воробьева С.С.). Все анализы проводились по стандартным методикам с использованием аттестованных стандартов [Geostandarts..., 1994].

Изучение химического состава минералов проводилось на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск) (аналитик

Суворова Л.Ф.). При личном участии автора было выполнено более 1000 микрозондовых химических анализов минералов на петрогенные оксиды.

Концентрации редких элементов в минералах (около 130 определений) были получены методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на микроанализаторе Cameca IMS 4f Ion probe в Ярославском филиале Физико-технического института РАН (г. Ярославль) (аналитик Симакин С.Г.). Методика ионно-зондовых измерений в своей основе соответствовала методике, приведенной в [Smirnov et al., 1995; Nosova et al., 2002]. Метод обеспечивал точность определений 10–15 отн.% для редких элементов с концентрациями >0.1 ppm и 40–50 отн.% для элементов с концентрациями <0.1 ppm.

Также проводились определения изотопного состава кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  отдельных минералов (оливин, гранат, клинопироксен – 40 определений). Исследования были выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Измерение  $\delta^{18}\text{O}$  проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия (аналитик Т.А. Веливецкая). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению изотопного состава кислорода проведена лазерным методом фторирования [Игнатьев, Веливецкая, 2004]. Точность метода составляет  $\pm 0.1\text{‰}$ . Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа  $\text{O}_2$ , калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту гранат UWG-2. [Valley et al., 1995].

Кроме того, проводилось датирование флогопитов  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом (7 определений) с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI в Институте земной коры СО РАН (аналитик Иванов А.В.). Для датирования использовались навески слюды массой 15-30 мг. Образцы, завернутые в алюминиевую фольгу, помещались в стеклянную ампулу вместе со стандартами BERN4M. Ампулы с образцами облучались в исследовательском ядерном реакторе ВВР-К (г. Томск). Параметры облучения такие же, как в работах [Травин и др., 2009]. Методика подробно описана в работе [Киселев и др., 2014].



Для 12 образцов было проведено аналитическое определение содержания элементов платиновой группы (Os, Ir, Rh, Pt, Pd) и Re в валовых пробах, а также Re-Os изотопные исследования. Анализы были проведены методом изотопного разбавления в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук, Пекин (аналитик Jing Sun). Определение концентрации платиноидов (кроме Os) производилось MC-ICP-MS методом на приборе Thermal-Electron Neptune. Осмий извлекался из раствора методом осаждения в  $CCl_4$  и дальнейшего очищения путем микродистилляции. Изотопы осмия определялись методом масс-спектрометрии отрицательных ионов (N-TIMS) на приборе GT Isoprobe-T [Chu et al., 2009].

### Научная новизна

В настоящей работе приведены результаты комплексного исследования ксенолитов мантийных пород из трубки Обнаженная.

На основе изучения химического состава минералов впервые был детально исследован процесс метасоматических преобразований в ксенолитах из трубки Обнаженная, получены первые данные по содержанию редких элементов во флогопитах, амфиболах и ильменитах из данной трубки. Было отмечено, что во флогопит-амфиболовых парагенезисах состав граната значительно не изменяется и мало отличается от граната в образцах без метасоматических изменений. Амфибол и флогопит развиваются преимущественно по пироксену, являясь свидетельством модального Phl-Amph метасоматоза. Метасоматизирующие агенты были обогащены элементами группы HFSE, REE, а также кальцием и щелочами.

В работе приводятся новые данные по содержанию элементов платиновой группы и Re-Os изотопные характеристики ксенолитов. Особенности фракционирования PGE (Os, Ir, Rh, Pt, Pd) и Re в валовых пробах ксенолитов из трубки Обнаженная указывают на наличие не менее двух этапов в процессе формирования литосферной мантии. Самые древние полученные датировки (2.4 – 2.8 млрд. лет), вероятно, соответствуют возрасту протолита. Второй этап представляет собой воздействие метасоматических флюидов, обогащенных Pt, Pd

и Re, возраст этого процесса приблизительно равен 1.9-2.0 млрд. лет и соответствует возрасту присоединения Биректинского террейна к Сибирскому кратону.

Впервые были детально проанализированы флогопит-ильменит содержащие ксенолиты из данной трубки, получены их геохимические характеристики и возрастные датировки. Для флогопитов из безгранатовых Phl–Pm гипербазитов был получен возраст **~850-870 млн.** лет, что соответствует возрасту крупного метасоматического события в литосферной мантии Сибирского кратона (возможно, становление Родинии и подъем верхнепротерозойского плюма). Датировки флогопита **~600-460** млн. лет соответствуют гранат-содержащим Phl–Pm гипербазитам и, возможно, отвечают этапу воздействия расплавов с высоким содержанием калия, титана и щелочей. Также часть образцов обладают признаками деформации (деформированные пластинки флогопита, розетковидный амфибол - паргасит) и сходством по распределению редких элементов с кимберлитовыми породами. Датировка флогопита одного из таких образцов (**167 млн. лет**) соответствует возрасту прорыва кимберлитового тела.

#### Практическая значимость

В результате проведенных исследований были получены данные по составу, строению и термальному режиму литосферной мантии под северо-восточной частью Сибирского кратона. Сделанные выводы могут внести определенный вклад в изучение состава литосферной мантии под Сибирским кратоном и будут востребованы исследователями, специализирующимися на проблемах мантийной петрологии, а также геологическими организациями, занимающимися поисками алмазов.

#### **Защищаемые положения:**

1. В строении литосферной мантии на северо-востоке Сибирского кратона в районе кимберлитовой трубки Обнаженная преобладают Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые вебстериты и Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н.

магнезиальная группа). Породы представляют собой реститы от частичного плавления примитивной мантии, в дальнейшем преобразованные метасоматизирующими расплавами. На основании Re-Os изотопных датировок предполагается время формирования протолита Mg-группы 2.2 – 2.4 млрд. лет назад.

2. В породах магнезиальной группы наблюдаются метасоматические преобразования (1.7-1.8 млрд. лет), которые выразились в интенсивном развитии флогопита и амфибола по пироксену, привносе Nb, Ta, REE. На основании распределения PGE и Re-Os изотопных отношений, а также распределения редких элементов в минералах предполагается воздействие расплавов и привнос Pt, Pd и Re.

3. В строении литосферной мантии в районе трубки Обнаженная выделяется группа Phl-Ilm гипербазитов и порфиридных слюдитов, обогащенных K, Fe, Ti. Возраст формирования Phl-Ilm гипербазитов, оцененный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по флогопитам, составляет 850-500 млн. лет, а деформированных слюдитов – 167 млн. лет, что соответствует возрасту трубки.

#### Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликовано 25 работ, в том числе 4 статьи, из них 3 – в рецензируемых журналах из перечня ВАК.

Основные результаты работы представлены и опубликованы в материалах Всероссийской конференции молодых учёных «Современные проблемы геохимии - 2013» и «Современные проблемы геохимии - 2015» (ИГХ СО РАН), Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки» (НИ ИрГТУ, г. Иркутск), VI Международной сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), 10 Международной кимберлитовой конференции (10th International Kimberlite Conference) (Индия, г. Бангалор), Всероссийской конференции молодых учёных «Геология Забайкалья»

(ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ), Международной конференции «Модели образования алмаза и его коренных источников. Перспективы алмазоносности Украинского щита и сопредельных территорий» (Институт минералогии им. Семеново, г. Киев), XXIX Международной конференции «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа «Щелочной магматизм Земли» (г. Судак), III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), Всероссийского совещания, посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (ИГХ СО РАН), III Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), Международного симпозиума студентов и молодых учёных имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (ТПУ, г. Томск), совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, г. Иркутск), VII и VIII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Статьи:

1. Соловьева Л. В., **Калашникова Т. В.**, Костровицкий С. И., Суворова Л. Ф. Зональность гранатов в деформированных перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная// ДАН. 2014. Т. 457, № 5. С. 579–585.

2. Solov'eva L. V., **Kalashnikova T. V.**, Kostrovitsky S. I., Ivanov A. V., Matsuk S. S., Suvorova L. F. Metasomatic and magmatic processes in the mantle lithosphere of the Birekte terrain of the Siberian craton and their effect on the lithosphere evolution// Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6, № 3. P. 311-344.

3. **Калашникова Т.В.**, Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Сравнительная характеристика состава минералов из ксенолитов кимберлитовых трубок «Обнаженная» и «Удачная»// Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2015. Т. 53, №4. С. 7-20.

4. Соловьева Л. В., **Калашникова Т. В.**, Костровицкий С. И., Иванов А.В. Мацюк С.С., Суворова Л. Ф. Флогопитовые и флогопит-амфиболовые парагенезисы в литосферной мантии Биректинского террейна Сибирского кратона// ДАН. 2017. Т. 475, № 3. С.310-315.

#### Структура и объём работы

Работа состоит из введения, семи глав и заключения. Объём работы – 258 страниц, включающих 94 рисунка и 26 таблиц (16 таблиц в приложениях). Список литературы состоит из 185 наименований.

Во введении приведены цели и задачи работы, объекты и методы исследования, сформулированы защищаемые положения. В первой главе приведен обзор гипотез по происхождению литосферной мантии на Земле и приведен краткий обзор публикаций, посвященных изучению мантийных ксенолитов из кимберлитов как фрагментов вещества верхней мантии. Особое внимание уделено трубке Обнаженная (Куойкское поле Якутской кимберлитовой провинции). Во второй главе рассматриваются геолого-тектоническое строение Сибирского кратона, геологическое строение Куойкского поля и возраст прорыва трубок. В третьей главе приведено петрографическое описание пород по выделенным генетическим разновидностям, в четвертой главе охарактеризован их химический состав по содержанию петрогенных оксидов и редких элементов. В пятой главе рассматриваются геохимические особенности составов отдельных минералов, а также изменение их состава при модальных метаосматических изменениях. В шестой главе приведены результаты изотопных исследований данных ксенолитов. В седьмой главе обсуждаются особенности генезиса различных разновидностей ксенолитов и эволюции литосферной мантии под кимберлитовой трубкой Обнаженная.

## Благодарности

Работа была выполнена в Лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма №18.1 Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и поддержана грантом РФФИ № 16-35-00496 мол\_а.

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю д.г.-м.н. С.И. Костровицкому за всестороннюю поддержку и помощь в проведении исследований. Искреннюю благодарность автор выражает д.г.-м.н. Л.В. Соловьевой за постоянные обсуждения, помощь и замечания по существу работы, которые определили научное направление данных исследований. Автор признательна сотрудникам ИГХ СО РАН д.г.-м.н. А.Я. Медведеву, д.г.-м.н. М.А. Горновой, к.г.-м.н. А.С. Мехоношину, к.г.-м.н. Д.А. Яковлеву, а также д.г.-м.н. А.Б. Перепелову и д.г.-м.н. В.А. Макрыгиной за оказание всесторонней поддержки и ценные консультации в период выполнения работы.

Автор также выражает благодарность коллективу аналитиков ИГХ СО РАН и других организаций, упомянутых выше. Особая благодарность к.х.н. Суворовой Л.Ф., д.г.-м.н. Иванову А.В. за качественные анализы и постоянное сотрудничество на различных этапах работы, научному сотруднику Института минералогии им. М. Семеновко (Киев) д.г.-м.н. Мацюку С.С. за предоставленную уникальную коллекцию слюдит-содержащих ксенолитов, д.г.-м.н. Уханову А.В. за уникальную коллекцию эклогитов. Автор также признательна Орловой Г.В. за консультации при выполнении петрографических описаний и Масловской М.Н. за помощь при обработке Re-Os изотопных данных.

## Список сокращений, условных обозначений и терминов, используемых в работе

ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry) - масс-спектрометрия с индукционно связанной плазмой

MC-ICP MS – многоколлекторная масс-спектрометрия с индукционно связанной плазмой  
п.п.п. - потери при прокаливании (LOI – loss of ignition)

ppm – г/т

SIMS (Secondary ion mass spectrometry) - масс-спектрометрия вторичных ионов

N-TIMS (Negative thermal ionization mass spectrometry) - масс-спектрометрия отрицательных ионов

$Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times \text{ат.100\%}$  - коэффициент магнезиальности

$Ca\# = Ca/(Ca+Al) \times \text{ат.100\%}$  - коэффициент кальциевости

$Cr\# = Cr/(Cr + Al) \times \text{ат.100\%}$  – коэффициент хромистости

HFSE (High field strange elements) - высокозарядные элементы

LILE (Large ion lithophile elements) - крупноионные литофильные элементы

REE (РЗЭ) – (Rare earth elements) - редкоземельные элементы

LREE (Light rare earth elements) - лёгкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm)

HREE (Heavy rare earth elements) - тяжёлые редкоземельные элементы (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y)

PGE (Platinum group elements) – элементы платиновой группы (ЭПГ)

N-MORB (Normal middle-ocean ridge basalts) - базальты срединно-океанических хребтов

E-MORB (Enriched middle-ocean ridge basalts)

OIB (Ocean island basalts) - базальты океанических островов

IAB (Island arc basalts) - базальты островных дуг

PM (primitive mantle) - примитивная мантия (ПМ)

T – температура

P – давление

### Минералы и миналы:

Adr - андрадит

Aeg – эгирин

Alm - альмандин

Amph – амфибол

Aug – авгит

Brs - барруазит

Cal – кальцит

Срх – клинопироксен

En – энстатит

Fa – фаялит

Fo – форстерит

Fs – ферросиллит

Grs – гроссуляра

Grt - гранат

Ilm – ильменит

Jd – жадеит

OI – оливин

Omp - Омфацит

Orx - ортопироксен

Phl – флогопит

Pn - пентландит

Prg – паргасит

Prp – пироп

Rct - рихтерит

Srp - серпентин

TiMag – титаномагнетит

Sp – шпинель

Sps - спессартин

Ru – рутил

Uv - уваровит

Wo – волластонит

## **Используемые петрологические термины:**

**Деформированные перидотиты** (deformed, sheared peridotites) – петрографическая разновидность ксенолитов, которые характеризуются наличием порфировых выделений оливина, пироксенов и граната в мелкозернистой матрице, признаками деформации. Термин был введен для кратонных перидотитов [Boyd, 1989], считается, что они характеризуются высокими (> 1100-1200 °C) температурами (high-temperature) и большими глубинами образования.

**Зернистые перидотиты** (coarse, granular peridotites) – петрографическая разновидность мантийных ксенолитов, характеризующаяся равномерно-зернистой структурой, отсутствием порфирокластов. Термин был введен, чтобы отличать данные ксенолиты от ксенолитов с признаками деформации [Boyd, 1989]. Считается, что температуры формирования данных пород ниже, чем деформированных (< 1100-1200 °C) (low-temperature).

**Метасоматоз мантийный** (mantle metasomatism) – процесс изменения химического состава горной породы под воздействием расплавов или флюидов, происходящий в условиях мантии. Было выделено несколько типов мантийного метасоматоза [O'Reilly, Griffin, 2013]: модальный («modal») метасоматоз (приводящий к образованию новых минералов), скрытый («cryptic») метасоматоз (изменяется состав уже существующих минералов без образования новых фаз), а также «невидимый» («stealth») метасоматоз (образуются новые минералы, неотличимые по составу от предшествующих).

**Метасоматоз модальный** (modal metasomatism) – разновидность мантийного метасоматоза, при котором в породах образуются новые минеральные фазы (в частности, слюды, амфиболы, карбонаты, апатит, сульфиды и другие). Термин введен [Harte, 1983] для объяснения «присутствия минералов, дополнительных к тем, что обычно встречаются в перидотитах».

**Метасоматоз скрытый** (cryptic metasomatism) – разновидность мантийного метасоматоза, при котором порода обогащается несовместимыми элементами без образования новых минеральных фаз. Термин введен [Dawson, 1984], чтобы описать изменения в химическом и редкоэлементном составе минералов.

**Рестит** (restite, residue) - горная порода, состоящая из нерасплавившегося в результате плавления кристаллического остатка. Такие породы в геохимическом отношении являются деплетированными – т.е. обедненными (в частности, кальцием, алюминием, железом, титаном, а также неместимыми редкими элементами).

**Кумулат** (cumulate) – горная порода, образовавшаяся путем последовательного накопления продуктов ранней кристаллизации из расплава на дне магматической камеры.

**Рефертилизация** (refertilisation) – процесс преобразования деплетированного вещества под воздействием поднимающихся из мантии расплавов, обогащенных несовместимыми редкими элементами (в частности, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, REE). Данным процессом часто объясняется присутствие граната и клинопироксена в породах субконтинентальной литосферной мантии [Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004 и другие].



## **Глава 1. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых трубок как источник информации о составе и строении мантийной литосферы под древними кратонами**

Литосферная мантия – слой верхней мантии Земли, расположенный между границей Мохоровичича и астеносферой. Понятие литосферы как твердой внешней оболочки Земли впервые описано Love A.E.H. [1911] и более детально рассмотрено у Barrell J. [1914]. В дальнейшем концепция твердой литосферы и подстилающей её пластичной астеносферы была принята геологами, геофизиками и является основным положением теории тектоники плит. Отечественными учеными литосферная мантия выделяется по сейсмическим исследованиям и характеризуется скоростями продольных сейсмических волн 8.0-8.4 км/с [Добрецов, 1980; Ботт, 1974].

В различных областях Земли литосферная мантия залегает на разной глубине. Под океанами ее мощность колеблется от 10-15 до 100 км, а под кратонами - от 40-80 до 200-250 км. Под тектонически активными зонами граница Мохоровичича фиксируется нечетко из-за появления горизонтов с промежуточными скоростями продольных сейсмических волн 7.5-7.8 км/с. Первые гипотезы о составе литосферной мантии основывались на экспериментальных данных. Горными породами, которые по своим свойствам - плотности, скоростям прохождения упругих колебаний, электро- и теплопроводности - наиболее соответствовали геофизическим параметрам ниже границы Мохо, оказались перидотиты и эклогиты [Рингвуд, 1981]. Породами, которые также предположительно близки по составу к первичной мантии Земли, являются метеориты. Было замечено [Виноградов, 1959; Виноградов, 1970], что хондритовые метеориты углистого типа по распределению редких элементов близки к ультраосновным земным породам, а по содержанию нелетучих компонентов – к средним составам планет земной группы. В результате был сделан вывод, что концентрации редких элементов в хондритовых метеоритах отвечают распределению редких элементов после образования Солнечной системы. Однако концентрации сидерофильных и халькофильных элементов в

хондритах в десятки раз выше, чем в земной коре и верхней мантии, поэтому была высказана гипотеза об отделении Fe-Ni ядра в процессе формирования Земли и образовании так называемой примитивной мантии, рассчитанный состав которой [McDonough, Sun, 1995] используется во многих геохимических построениях.

Наиболее распространена гипотеза, что при плавлении примитивной мантии образовывались коматиитовые и базальтовые расплавы, а также комплементарные к ним деплетированные реститы [Griffin et al., 1999; Simon, 2007; Walter, 1999], которые обеднены некогерентными элементами и петрогенными оксидами с низкими температурами плавления ( $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ). При этом как рестит рассматривается ультраосновное вещество мантийной литосферы [Anderson, 1974; Boyd et al., 1975; 1997; Herzberg, 1993; Griffin, O'Reilly, 2007 и др.]. У. Гриффин и С. Рейли [Griffin, O'Reilly, 2007] предполагают, что плавление происходило на глубине  $\sim 100$ – $150$  км и механизм подъема легкого рестита был гравитационным (т.е. плотность кристаллизовавшегося оливин-ортопироксенового рестита была меньше, чем основного расплава). Можно выделить следующие геодинамические обстановки, в которых могут сформироваться реститы – внутриплитная (как результат воздействия мантийных плюмов) [Boyd, 1998; Griffin, 1999] и надсубдукционные зоны [Canil, 2004; Pearson, Wittig, 2008].

В дальнейшем происходило изменение состава минералов реститов. Считается, что под воздействием расплавов в литосферной мантии происходит процесс магматического замещения, приводящий к рефертилизации [Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004 и другие]. Одним из первых гипотезу об изменении состава литосферной мантии под воздействием потоков вещества из астеносферы высказал выдающийся отечественный геолог В.С. Соболев [1974]. На протяжении последующих десятилетий эта идея получила блестящее подтверждение в многочисленных исследованиях метасоматических преобразований вещества верхней мантии (монографии «Metasomatism in oceanic and continental lithosphere mantle», 2008; «Metasomatism and the chemical transformation of rock», 2013;

многочисленные статьи). Обогащение литосферного протолита Si и другими литофильными элементами объяснялось воздействием силикатных расплавов или флюидов [Griffin, O'Reilly, 2007; Kelemen et al. 1998]. Были выделены различные типы метасоматизирующих агентов: расплавы силикатного [Griffin, O'Reilly, 2007; Kelemen et al., 1998; Agashev et al., 2013] или карбонатитового состава [Griffin, O'Reilly, 2007; Zedgenizov et al., 2007; Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015].

По типу воздействия на протолит было выделено несколько типов мантийного метасоматоза [O'Reilly, Griffin, 2013]: модальный («modal») метасоматоз (приводящий к образованию новых минералов), скрытый («cryptic») метасоматоз (изменяется состав уже существующих минералов без образования новых фаз), а также «невидимый» («stealth») метасоматоз (образуются новые минералы, неотличимые по составу от предшествующих).

Модальный метасоматоз в мантийных ксенолитах проявляется в развитии типичных метасоматических минералов, интенсивно замещающих первичный парагенезис (флогопит, амфибол, апатит), также минералов, кристаллизовавшихся под воздействием расплавов (рутил, ильменит, графит, сульфиды). Данная форма метасоматических процессов изучалась различными исследователями [Соловьева и др., 1997, 2012; Boyd, Nixon, 1978; Harte, Gurney, 1975; Erlank et al., 1987; Jones et al., 1982; Gregoire et al., 2002, 2003; Van Achtebergh et al., 2001; 2004]. Перечисленные авторы исследовали состав минералов во флогопит-содержащих перидотитах и последовательность метасоматических реакций, приводящих к образованию флогопита и парагенных с ним минералов.

Процесс рефертилизации литосферной мантии Сибирского кратона на примере ксенолитов из трубки Удачная и различные стадии метасоматических процессов были детально рассмотрены в работах [Соловьева и др., 2008; Agashev et al.; 2013; Doucet et al., 2013; Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015 и другие]. Большинство авторов предполагает, что первичные крупно-зернистые (coarse-grained, granular) деплетированные перидотиты были преобразованы в так называемые деформированные (sheared, deformed) разновидности перидотитов, которые характеризуются наличием порфирировых выделений оливина, пироксенов

и граната в мелкозернистой матрице, признаками деформации, а также значительно отличаются по химическому составу минералов. G. Howarth с соавторами [2014] связали эволюцию литосферной мантии Сибирского кратона с воздействием плюма (с 360 до 160 млн. лет). Данные авторы предполагают, что с началом подъема плюма проявился низкотемпературный (950-1100°C) метасоматоз, который привел к рефертилизации реститовых лерцолитов и гарцбургитов. Его воздействие отразилось в увеличении содержания CaO в гранатах и модалного содержания клинопироксена. Второй стадией авторы считают до-трапповый высокотемпературный (>1200°C) кимберлитовый метасоматоз, связанный с расплавами, образованными при низких степенях парциального плавления литосферной мантии. Данный этап отразился в изменении состава гранатов (уменьшение содержания CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и изменение содержания REE - обогащение LREE). Две окончательные стадии, по мнению авторов, проявились в литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона (перидотиты из кимберлитовой трубки Обнаженная, нижнемеловое Куойкское кимберлитовое поле). Под влиянием расплавов Сибирских плато-базальтов (250 млн. лет) происходил интенсивный метасоматоз с образованием крупно-зернистых лерцолитов с высоким содержанием незонального граната и клинопироксена, а также отслаивание нижней части литосферы (приблизительно 50-70 км) в районе Куойкского кимберлитового поля [Pokhilenko et al., 1999]. Последняя стадия (170-160 млн. лет) отвечает затуханию активности плюма и действию кимберлитовых флюидов. Следует отметить, что эти стадии по характеру проявления можно отнести к «cryptic» и «stealth» метасоматозу по [O'Reily, Griffin, 2015].

Присутствие эклогитов на различных уровнях мантийной литосферы в данной модели рассматривается как результат кристаллизации и дифференциации базитовых расплавов. Было высказано предположение [MacGregor and Manton, 1986; Shervais et al., 1988 и другие], что эклогиты представляют собой продукты высокобарического метаморфизма магматитов основного состава, который возможен на глубинах не менее 40 км. В рамках данной модели эклогиты рассматриваются, как высокобарные петрохимические эквиваленты океанической

коры, а также наблюдаются геохимические свидетельства их контакта с морской водой [Jacob et al., 1994; Jacob, 2004]. Формирование эклогитов объясняется гипотезой пододвигания, подталкивания субдуцируемых океанических плит под древнюю континентальную кору (протокуру) (subduction stacking model) наиболее логично обоснованной Г. Гельмштедтом и Дж. Герни [Helmstedt, Gurney, 1995]. Наиболее распространена гипотеза, что протолит эклогитов представлял собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую рециклирование и плавление с образованием расплавов типа ТТГ и карбонатитовых расплавов [Taylor, Spetzius, 2003, и другие].

Исследователи обращали внимание главным образом на алмазоносные поля (Глава 2), однако открытие северных кимберлитовых полей в начале шестидесятых годов вызвало особый интерес. Несмотря на отсутствие алмазов, трубка Обнаженная (Куойкское поле) привлекала к себе внимание тем, что она непосредственно выходит на поверхность, а также обилием в ней глубинных и коровых ксенолитов. Первая статья о мантийных ксенолитах из данной трубки была написана В. А. Милашевым еще в 1959 г., через два года после ее обнаружения [Милашев, 1959, 1960]. Автор выполнил петрографическое описание ксенолитов и разделил их на три группы: дуниты, перидотиты (гарцбургиты – лерцолиты) и пироксениты (включая ортопироксениты и эклогиты). Еще тогда им было отмечено, что данные разновидности представляют собой постепенные переходы по минеральному составу. В качестве наложенных процессов данным автором были описаны амфиболитизация и флогопитизация по пироксенитам, которые он связывал с воздействием кимберлитовой магмы. К этому же периоду относятся достаточно детальные петрографические описания мантийного вещества ксенолитов и химизма минералов [Бобриевич и др., 1959; Бобриевич и др., 1964; Соболев Н.В., 1973; Владимиров и др., 1976 и другие]. При изучении ксенолитов постоянно отмечалось присутствие мантийных пород с парагенезисами, не характерными или редкими для кимберлитов среднепалеозойского возраста на Сибирской платформе, например, достаточно широкую распространенность флогопит-ильменитовых парагенезисов и слюдитов [Гаранин и др., 1985]. В

дальнейшем исследователи неоднократно отмечали факт наличия переходов между разновидностями по минеральному составу. А.В. Уханов впервые привел процентное содержание различных разновидностей ксенолитов в трубке Обнаженная и указал на высокие содержания гранатовых пироксенитов, повышение содержаний ильменитовых парагенезисов по сравнению с южными кимберлитовыми полями Сибирского кратона [Уханов и др., 1988]. В северной части кимберлитовой провинции отсутствуют деформированные перидотиты и алмазоносные эклогиты, что связывалось данным автором с меньшими глубинами формирования кимберлитовых магм. Данным автором также были выполнены оценки P-T условий формирования ксенолитов [Уханов, 1976] по распределению  $Ca/(Ca+Mg)$  в клинопироксене (по Boyd, 1973) и растворимости Al в ортопироксене [по Green, Ringwood, 1970; MacGregor, 1974]. По результатам оценки, перидотиты кристаллизовались на глубинах до 65 км, преимущественно в зоне стабильности шпинели. На глубинах 65-100 км формировались гранатовые пироксениты, еще ниже залегает слой эклогитов. Почти не встречающиеся в данной трубке гранатовые перидотиты, по мнению А.В. Уханова, кристаллизовались на глубинах свыше 160 км. В мантийном материале ксенолитов трубки все исследователи отмечали высокое содержание пород пироксенит-вебстеритовой группы, полное отсутствие высокотемпературных деформированных перидотитов и ксенолитов алмазоносных дунит-гарцбургитов и гранатов гарцбургитового и верлитового парагенезисов [Соболев, Харьков, 1975; Соболев и др., 1977; Уханов и др., 1988; Соловьева и др., 1994]. Физические характеристики мантийной литосферы в северо-восточной части Сибирской платформы, выявленные по расчетам P – T характеристик глубинных ксенолитов в основном по ксенолитам из трубки Обнаженная показали важные различия с мантийной литосферой в центральной части Сибирской платформы (трубка Удачная). Было показано, что мощность мантийной литосферы в северо-восточном блоке платформы не превышает 120 - 130 км [Соболев, 1973; Уханов и др. 1988], а тепловой поток имеет характеристику 40 - 41 мВт/м<sup>2</sup> [Pokhilenko, Sobolev, 1995; Griffin et al., 1993]. В центре Сибирской платформы (район трубки Удачная) эти

параметры определены соответственно в 250 км и 36 – 39 мВт/м<sup>2</sup> [Pokhilenko et al., 1991; Griffin et al., 1993, 1995].

А.В. Ухановым и В.И. Устиновым также были проанализированы эклогитовые ксенолиты из трубки Обнаженная на изотопный состав кислорода [Устинов, Уханов, 1987]. Полученные этими авторами данные в целом находятся выше средних мантийных значений. Авторами предполагалась реакция образования граната из шпинели и ортопироксена, в которой принимал участие флюид, обогащенный  $\delta^{18}\text{O}$ . В дальнейшем происхождение эклогитовых ксенолитов связывалось рядом авторов с субдукционным процессом [MacGregor, 1986; Jacob, 1994]. Высокие содержания  $\delta^{18}\text{O}$  объяснялись высокотемпературным обменом вещества из основания океанической коры (возможно, нижняя часть офиолитового комплекса) с циркулирующей морской водой [Тейлор и Speziус, 2005]. На основании этих данных и наличия европиевой аномалии в гранатах и клинопироксенах из эклогитов трубки Обнаженная Л. Тейлор с соавторами предположил наличие субдукционного процесса. Данный автор [Taylor et al., 2003] выдвинул модель, согласно которой в литосферной мантии под трубкой Обнаженная происходила субдукция океанической плиты, которая под воздействием возрастающих температур и давлений плавилась с образованием тоналит-трондъемит-гранодиоритовых (ТТГ) расплавов и карбонатитовых, что сопровождалось формированием эклогитов. Расплавы типа ТТГ взаимодействовали с расположенными выше в надсубдукционном клине истощенными перидотитами с образованием пироксенитов и вебстеритов.

В последние десятилетия интерес к мантийному веществу, которое выносятся на поверхность кимберлитовые трубки Куойкского поля резко возрос, о чем можно судить о частоте появления публикаций в отечественной и зарубежной прессе. Это связано, прежде всего, с новыми геологическими идеями, реализующими подход к проблемам генезиса мантийной литосферы древних кратонов и ее эволюции в течение геологического времени. Новые точные методы анализа вещества, такие, как микроанализ редких элементов в точке минерала, резкое повышение точности анализа радиогенных и стабильных изотопов (Os, He, O, S, N и других) и их

комплексное геохимическое применение позволяют более широко использовать идеи химической геодинамики [Zindler, Hart, 1986; McDonough, Sun, 1995] для объяснения процессов формирования и временной эволюции вещества мантийной литосферы кратонов. Данные по глубинным ксенолитам из кимберлитов рассматриваются в рамках моделей глубинных плюмов и процессов субдукции на окраине континентальных блоков. Необычная по мантийной литологии литосфера в районе Куойкского кимберлитового поля, расположенного в пределах древнего Биректинского террейна на северо-востоке Сибирского кратона [Розен, 2003], стала объектом для применения идеи активной рефертилизации вещества под влиянием пермо-триасовых Сибирских траппов [Pokhilenko et al., 1999; Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015; Barry et al., 2015; Похиленко и др., 2015, Ionov et al., 2015].

J.F. Pernet-Fisher с соавторами [2015] на базе полученных данных по Re – Os изотопии и элементов группы платины (PGE) в оливинах и валовых пробах пород из трубок Обнаженная и Удачная, исследованных Howarth и другими [2014], пришли к выводам о более сложной эволюции вещества мантийной литосферы в центре и на северо-востоке Сибирского кратона. 6 образцов из трубки Обнаженная приблизительно соответствуют по величине  $\gamma Os$  (+2 ÷ -10) диапазону этой величины в конвектирующей мантии и, таким образом, могли испытать рефертилизацию при просачивании базальтовых расплавов, родоначальных Сибирским траппам. Два образца с высоким радиогенным осмием ( $\gamma Os$  – +85 и +159) из Обнаженной и один образец из Удачной могли быть проработаны, по мнению авторов, богатыми серой и осмием субдукционными флюидами в период собирания кратона, примерно 1.7 – 2.2 млрд. лет назад. В то же время J.F. Pernet-Fisher с соавторами [2015] отмечают противоречие в модели рефертилизации, а именно высокую магнезиальность оливина ( $mg\# > 92$ ) и низкое отношение  $[Pd/Ir]_N$ . Для объяснения этого факта они выдвигают предположение о присутствии в мантийной литосфере северо-восточного блока Сибирского кратона двух разновозрастных типов реститов – возникших при формировании мантийной



литосферы блока и реститов, оставшихся от плавления плюма и присоединившихся к ней («plume subcretion model»).

В качестве общего заключения к главе нужно отметить, что, несмотря на большое количество данных по исследованию мантийного вещества глубинных ксенолитов из трубки Обнаженная, многие вопросы являются остро дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

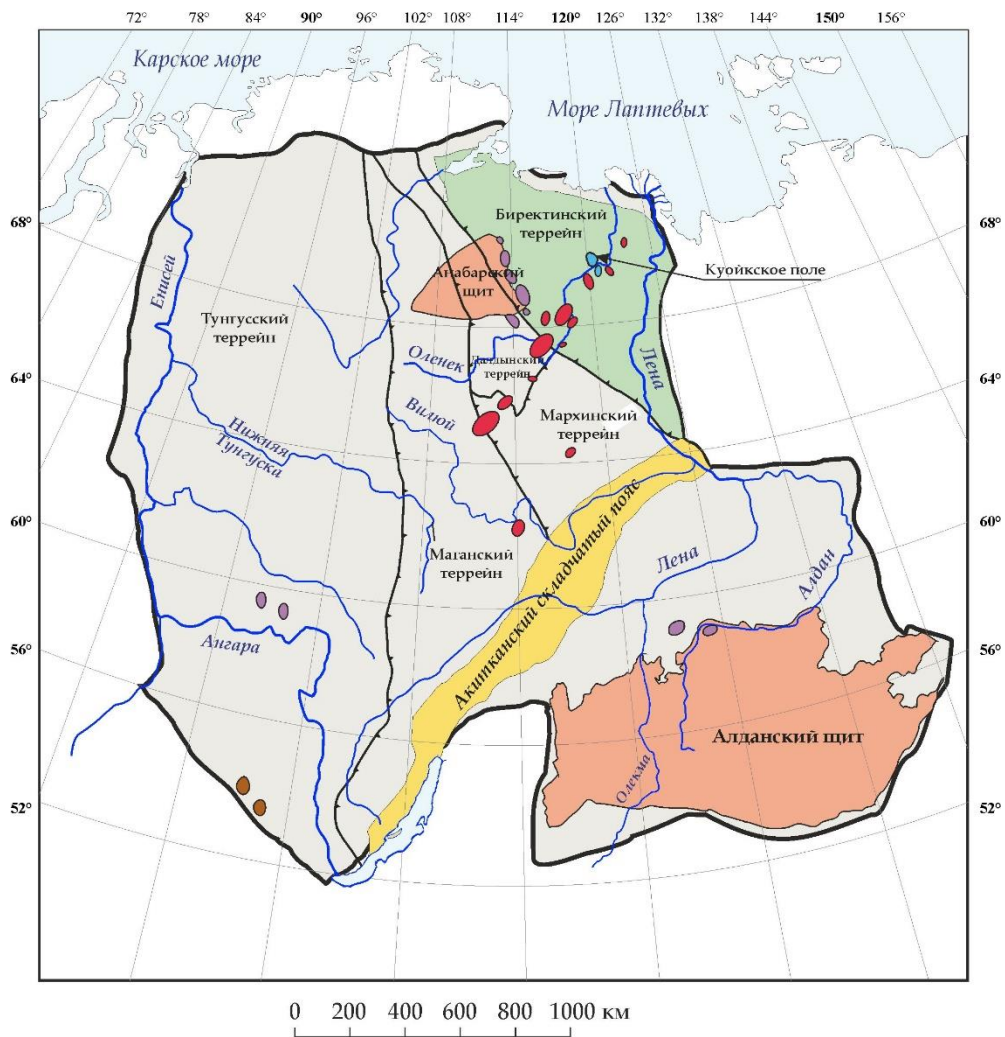
## Глава 2. Геологическая характеристика района исследований

### 2.1. Сведения о строении Сибирского кратона

Куойкское кимберлитовое поле, из трубок которого был взят материал для исследований, относится к Якутской кимберлитовой провинции и расположено в северо-восточной части Сибирского кратона.

С тектонической точки зрения Сибирский кратон представляет собой совокупность террейнов: гранулит-гнейсовых (состоящих из эндербитоидов, двупироксеновых кристаллосланцев, метакарбонатов и кварцитов, характеризующихся гранулитовой фацией метаморфизма) и гранит-зеленокаменных (включающих обширные ареалы гранитоидов и вулканы амфиболитовой фации) террейнов [Розен и др., 2006]. Отдельные блоки разделены разломными зонами (зеленокаменными поясами), представленными бластомилонитами, тектонитами, мигматитами и автохтонными гранитоидами. Современная структура кратона рассматривается как результат аккреции и амальгамации разновозрастных микроконтинентов [Розен, 2003]. Отдельные террейны объединяются Розеном с соавторами в крупные тектонические провинции – Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую. Анабарский и Алданский кристаллический щиты разделяет крупная орогенная структура – Ачитканский зеленокаменный пояс. Общее строение террейнов Сибирского кратона приведено на рисунке 2.1.

Кимберлитовые поля находятся преимущественно в Анабарской и Оленекской тектонических провинциях (Рис. 2.1). Анабарская провинция включает в себя Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны, Мархинский зеленокаменный террейн (бассейн реки Марха), а также такие складчатые структуры, как Котуйканская, Вилуйская разломные зоны [Розен, 2003]. Граница разновозрастных и представленных различными породами Мархинского и Далдынского террейнов, вероятно, представляет собой зону коллизии. Оленекская тектоническая провинция отделена от Анабарской провинции Билляхской разломной зоной и состоит из Хапчанского складчатого пояса и гранит-зеленокаменного Биректинского террейна.



- 1 — Граница Сибирского кратона
- 2 — Главные разломные зоны, разделяющие террейны
- 3 — Архейские кристаллические щиты
- 4 — Складчатый пояс
- 5 — Территория Биректинского террейна

Кимберлитовые поля:

- PR<sub>3</sub>
- PZ<sub>2</sub>
- T<sub>1</sub>
- J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>

Рис. 2.1. Схема расположения древних террейнов и кимберлитовых полей на Сибирском кратоне [по О. М. Розену с соавторами, 2006]. Контуры кратона и кимберлитовые поля - по [Харьков и др., 1998]. Террейны Сибирского кратона и Анабарский кристаллический щит - по [Розен, 2003]. Алданский кристаллический щит - по [Парфенов и др., 2001].

- 1 – граница Сибирского кратона
- 2 – главные разломные зоны.
- 3 – обнаженный кристаллический фундамент;
- 4 - складчатые пояса палеозойско-мезозойского возраста

Проводились различные оценки возраста формирования литосферной мантии Сибирского кратона. Одни из первых датировок были получены Розеном с соавторами [Розен и др., 2005]. По данным Sm-Nd изотопных определений и U-Pb методом по детритовым цирконам данными авторами наблюдались три основных пика: 3.4-2.8 млрд. лет; 2.5-2.3 млрд. лет; 2.0-1.8 млрд. лет. Последний этап, по мнению авторов, соответствует возрасту гранулитового метаморфизма и образованию разломных зон (1.76-1.9 млрд. лет). На восточной активной окраине кратона накапливались кислые вулканы Экитского орогенного пояса, возраст зеленосланцевого метаморфизма которых оценивается в 1.98 млрд. лет. На основании строения земной коры предполагается надвиг Оленекского супертеррейна с северо-востока в юго-западном направлении (в современной структуре). О.М. Розен [Розен и др., 2006] предполагает, что Экитский зеленокаменный пояс формировался в условиях активной континентальной окраины, а Котуйканская коллизионная зона, разделяющая Далдынский и Маганский террейны, является островодужным комплексом. Самые древние датировки отражают становление протокоры и литосферной мантии древних террейнов Сибирского кратона. Время формирования гранулит-гнейсовых террейнов оценивается как 2.9-3.1 млрд. лет, а гранит-зеленокаменного Мархинского террейна в 2.5 млрд лет.

Сходные датировки были получены и другими методами. D. Pearson с соавторами [Pearson et al., 1995] получил Re-Os возраста для 5 мегакристаллических дунитов из трубки Удачная. Данные образовали два пика – 1.86-1.94 и 2.8-3.2 млрд. лет. U-Pb датировки для 72 цирконов из гранулитовых ксенолитов трубки Удачная [Korshkova et al., 2009] соответствуют 1.8-1.9 млрд. лет. L. Doucet с соавторами [Doucet et al., 2015] определил Lu-Hf модельные и изохронные возраста для 4 шпинелевых гарцбургитов из трубки Удачная как 1.7-1.9 млрд. лет. Д. Ионов [Ionov et al., 2015] на основании Re-Os датировок перидотитов оценил возраст формирования реститового протолита под трубкой Удачная как  $2.1 \pm 0.1$  млрд. лет. Также для Сибирского кратона были сделаны Re-

Os датировки сульфидных включений в алмазах [Wiggers de Vries et al., 2013]. Полученные данные образуют пики 2.1, 1.8 (трубка Удачная), 1.0, 0.9 млрд. лет.

В работе [Nasdala, Kostrovitsky et al., 2014] проводились  $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$   $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  датировки цирконов из кимберлитовых полей на северо-востоке кратона. Полученные данные укладываются в интервал  $2078\pm 31 - 1843\pm 98$  млн. лет. Для трубки Рубин (Куойкское кимберлитовое поле) для 10 зерен получены датировки 1868-1984 и 2073-2580 млн. лет, что соответствует возрасту формирования Биректинского террейна. Также для 3 зерен были получены данные 554-518 млн. лет, что соответствует крупному магматическому событию. Авторы указывали, что полученные возраста согласуются с полученными ранее данным по датировкам коллизии микроконтинентов Сибирского кратона и основного магматизма Анабарского щита.

Таким образом, формирование литосферной мантии и протокры центральных террейнов Сибирского кратона оценивается как 3.4 – 2.6 млрд лет. Розеном [2002] предполагается, что на рубеже архея и протерозоя около 2.5 млрд лет возникла Пангея-0. Около 1.8-1.9 млрд. лет назад произошло становление Сибирского кратона в единую структуру, которое сопровождалось коллизионно-аккреционными процессами, метаморфизмом гранулитовой фации и процессами частичного плавления. Северная часть кратона сформировалась несколько позже. Для долеритовых даек Анабарского щита получены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по биотиту -  $1755\pm 22$  и  $1754\pm 27$  млн. лет [Ernst, 2008].

В дальнейшем Сибирский кратон входил в состав Родинии, которая существовала приблизительно 1000-700 млн. лет назад [Kuz'min et al., 2011]. На северо-востоке и востоке Сибирского кратона 950-1000 млн. лет назад отмечены проявления базитового вулканизма, что можно связать с процессом распада Родинии [Gladkochub et al., 2010]. При этом в рифее и фанерозое магматизм имел внутриплитные геохимические характеристики (OIB - базальты). Однако было отмечено, что в составе источников внутриплитных базальтов участвовали PREMA и EM2 [Kuz'min et al., 2011]. Вокруг северной и западной окраин кратона 700-600 млн. лет назад формировались островодужные системы.

В венд-нижнекембрийское время, а затем в среднем палеозое в северо-восточной части Сибирского кратона происходила тектоно-магматическая активизация, сопровождавшаяся рифтогенезом [Kiselev et al., 2012; Киселев и др., 2015]. Таким образом, северо-восточная окраина кратона была вовлечена в процессы растяжения. С расколом континента в палеозое связывается образование Вилюйского, Верхоянского и Сетте-Дабанского рифтов, а также Кутюнгинского и Собопольского [Киселев и др., 2012; Kiselev et al., 2012]. Формирование этой системы рифтов авторы приписывают влиянию Якутского мантийного плюма. Ранне-палеозойская вулканическая активность на Оленекском поднятии представлена базитовыми трубками взрыва, небольшими покровами базальтов, а также долеритовых даек и силлов. Возраст эксплозивных брекчий в бассейне реки Хорбусуонка, определенный U–Pb методом по цирконам, составил  $543.9 \pm 0.24$  млн. лет [Киселев и др., 2015]. В девоне на Сибирском кратоне происходило формирование Вилюйской крупной магматической провинции [Киселев и др., 2014], представленной на Оленекском поднятии Молодинским роом долеритовых даек. Самым крупным магматическим событием палеозоя и мезозоя на Сибирском кратоне было излияние Сибирских траппов (~250 млн. лет) [Медведев и др., 2003; Киселев и др., 2014 и другие]. Считается, что данная крупная изверженная магматическая провинция возникла благодаря влиянию Сибирского суперплюма.

В палеозое и мезозое на Сибирском кратоне наблюдаются проявления кимберлитового магматизма. Их различный возраст свидетельствует о нескольких эпохах кимберлитообразования (Рис. 2.1). Брахфогель Ф.Ф. [Брахфогель, 1984] на основании геологических данных выделял три главных этапа. С развитием различных методов изотопного датирования проводились более точные оценки возраста формирования трубок различных полей [Зайцев, Смелов, 2010]. В одной из последних работ [Sun, Kostrovitsky et al, 2014] на основании U-Pb датировок по перовскитам выделены четыре эпизода кимберлитового магматизма:

- 419-410 млн. лет (поздний силур – ранний девон);
- 376–347 млн. лет (поздний девон – ранний карбон);

- 231-215 млн. лет (триас);

- 171-156 млн. лет (юра).

На северо-восточной окраине Сибири продолжаются процессы коллизии и субдукции. Савостин с соавторами указывал [Савостин и др., 1993], что Омолонский блок был аккретирован к Сибирскому кратону в поздней юре, конвергенция плит вызывала частичное плавление и высококалиевый магматизм [Шпунт, 1989].

## 2.2 Геологическое строение Куойкского поля и трубки Обнаженная

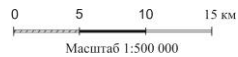
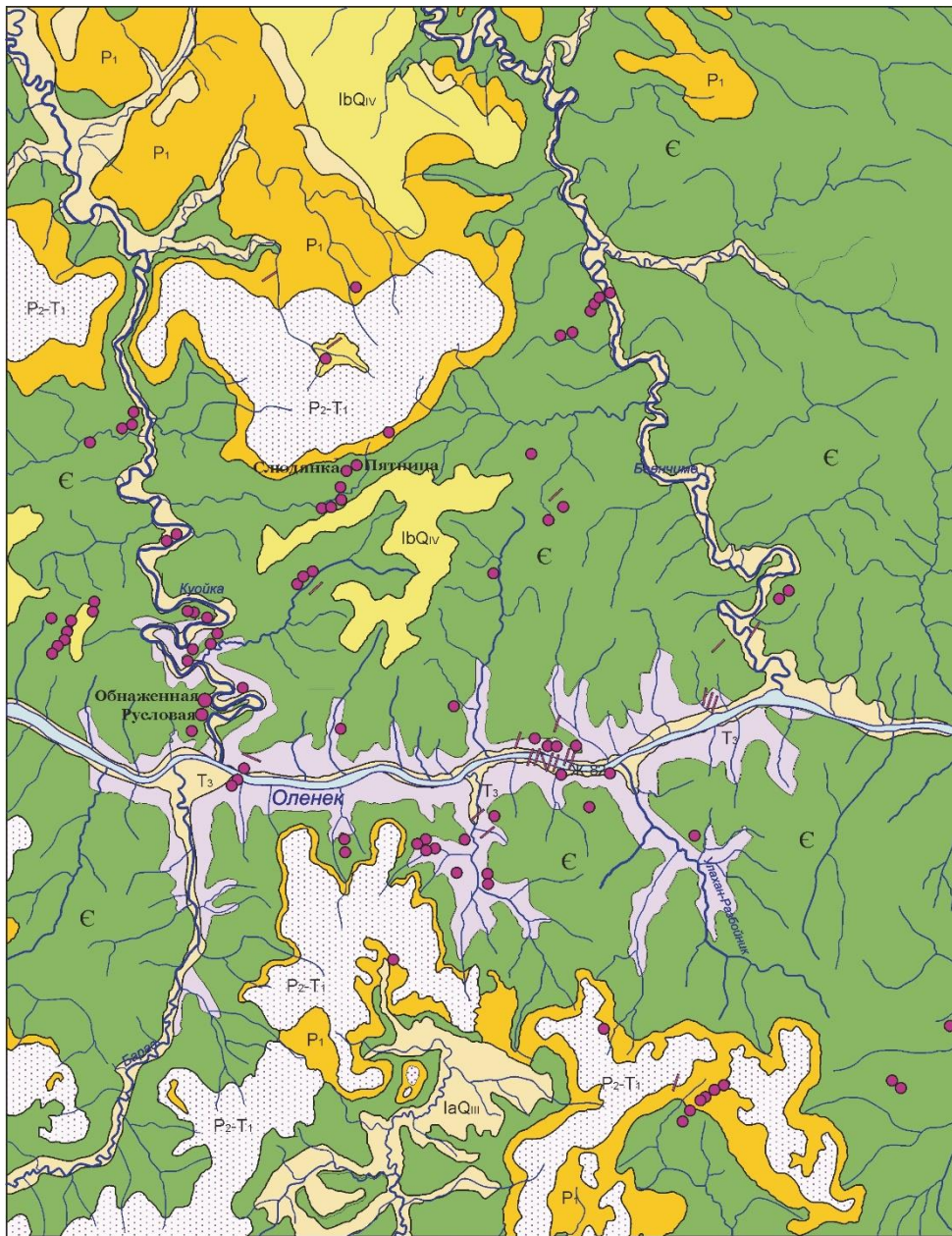
Куойкское кимберлитовое поле располагается в бассейне реки Оленек (Рис. 2.1). Схема Куойкского кимберлитового поля приведена на рисунке 2.2. Трубки данного поля располагаются среди осадочных пород кесюсинской и еркекетской свит алданского яруса нижнего кембрия, а также туркутской свиты верхнепротерозойского возраста и терригенных отложений нижней перми [Милашев, 1960; Зайцев, Смелов. 2010]. Туркутская свита сложена доломитами, мощность ее достигает 40 м. В кесюсинскую свиту выделена толща терригенно-осадочных пород: конгломератов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, общая мощность свиты - около 30-40 м. К еркекетской свите относятся пестроцветные глинистые известняки, мощность составляет около 50-60 м. [Милашев, 1959]. В пределах Куойкского поля выделяется около 70 трубок и даек. На рисунке 2.2 также отмечены кимберлитовые трубки, из которых отбирались ксенолиты: Обнаженная, Русловая, Пятница и Слюдянка.

Особое внимание было уделено трубке Обнаженная, которая отличается большим количеством относительно свежих ксенолитов.

Сама трубка представляет собой открытый выход кимберлитовых пород высотой около 30 м на берегу реки Куойка, левом притоке реки Оленек (Рис. 2.3). Она была открыта в 1957 г. геологом Амакинской экспедиции П. Галкиным. Ее географические координаты - N70°31'08'', E120°30'06''. В плане трубка представляет собой овал размерами приблизительно 30×35 м.

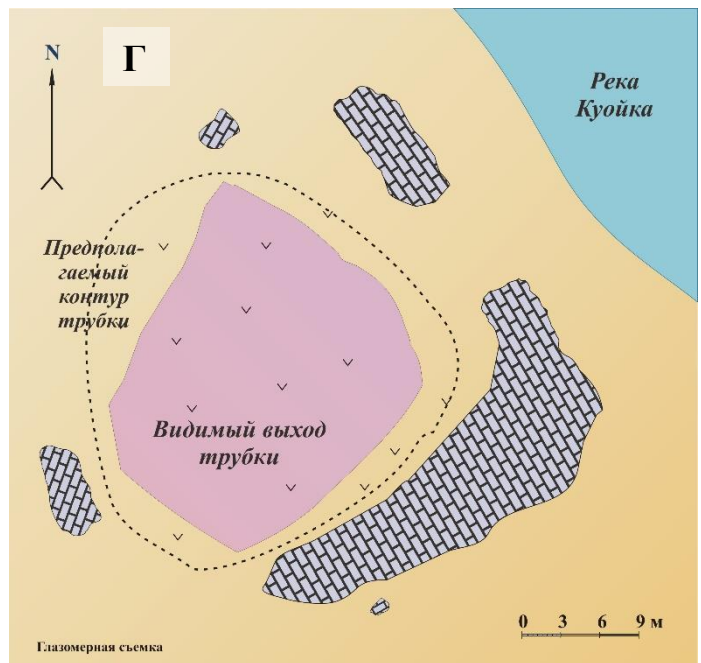
Трубка сложена в основном кимберлитовой брекчией, содержащей включения кимберлитов массивной текстуры предыдущих фаз внедрения, а также обломочный материал вмещающих осадочных пород. Кимберлиты как брекчиевой, так и массивной текстуры отличаются относительно низкой степенью проявления вторичных процессов – серпентинизации и карбонатизации, общим свежим обликом пород. По сравнению с массивными разновидностями кимберлитов брекчии центральной зоны отличаются меньшим содержанием карбонатов. Описание мантийных ксенолитов приводится в Главе 3.





- IbQiv Четвертичная система, современное звено.  
Илы, супеси, суглинки
- IaQIII Четвертичная система.  
Озерно-аллювиальные отложения
- T<sub>3</sub> Триасовая система.  
Алевролиты, песчаники, известняки
- P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub> Пермская-триасовая система.  
Базальты, долерито-базальты, туфы
- P<sub>1</sub> Пермская система.  
Песчаники, аргиллиты, гравелиты
- Є Кембрийская система.  
Известняки, мергели, глины, доломиты
- Кимберлитовые тела
- Базитовые дайки

Рис. 2.2. Геологическая схема Куойкского поля (данные геологов Амакинской экспедиции - геологическая карта масштаба 1:500 000 лист R-51-A с упрощениями). На карте отмечены названия кимберлитовых трубок, из которых отбирались ксенолиты.



Известняки  
Кембрийская система



Видимый выход  
кимберлитового тела

Рис.2.3 Кимберлитовая трубка Обнаженная. Общий вид (А-В) и схема (Г).

Одно из первых определений возраста трубки Обнаженная было сделано Н. Н. Сарсадских [1966]. Для связующей массы кимберлитов K-Ar методом был получен возраст  $185 \pm 10$  млн. лет (нижняя юра). Также с помощью данного метода Б.А. Мальковым были получены возраста для трубок Куойкского поля, кроме кимберлитов основной массы изучались и ксенолиты [Мальков, 1979]. Для кимберлитов основной массы трубки Обнаженная был получен возраст  $288 \pm 13$  млн. лет. Эклогитовые ксенолиты показали результаты 670-855 млн. лет. Данный автор отметил, что возможно «удревнение» породы за счет присутствия более раннего ксеногенного материала.

Пирсон и др. [1997] применяли  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод для фенокристов флогопита и получили данные  $416 \pm 36$  и  $397 \pm 6$  млн. лет. Этот возраст гораздо древнее, чем данные, полученные другими методами, и не согласуется с геологическими наблюдениями. Возможно, были проанализированы «мантийные» флогопиты из ксенолитов, которые сформировались до начала кимберлитового извержения.

А.Н. Комаров, И.П. Илупин [1978] использовали для определения возраста трубок Куойкского поля метод треков от деления U в цирконах. Этими авторами не были получены данные для трубки Обнаженная, так как в ней не удалось найти цирконы. Для соседней трубки Русловая был получен возраст  $158 \pm 8$  млн лет. Однако высокотемпературное воздействие (например, молодые интрузии или гидротермально-метасоматические растворы) может уничтожить следы треков, что приведет к заниженным результатам (более молодой возраст).

Г.Л. Дэвис с соавторами [1980] использовали изотопный  $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$  метод по цирконам, который может быть отнесен к числу наименее подверженных искажающим влияниям и термическим изменениям. Для трубок, расположенных возле реки Куойка был получен возраст  $145.6 \pm 2$  млн лет. Для трубок всего Куойкского поля значения колебались 150.9-145.6 млн. лет – поздняя юра.

Кинни [1997] использовал также метод SHRIMP (соотношение  $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ ) по перовскитам. Данный метод имеет свои преимущества, так как циркон чаще всего является ксенокристом, а перовскит встречается как фенокрист или минерал

основной массы. Полученные возраста для Куойкского поля составляют 128-170 млн. лет, соседняя с трубкой Обнаженная дайка Великан датируется 159 млн. лет.

Sun Jing с соавторами [Sun et al., 2014] проводили датирование 14 кимберлитовых трубок из Куойкского поля U-Pb методом по перовскитам. Полученные возраста колеблются в пределах 170-156 млн. лет (среднее 161.6 млн. лет). Возраст трубки Слюдянка определен как  $161.8 \pm 5.6$  млн. лет.

Кроме изотопных методов, проводились палеомагнитные исследования [Blanco et al., 2013]. По данным 17 образцов из трубки Обнаженная были получены данные  $168 \pm 11$  млн. лет.

Для определения возраста трубки Обнаженная использовались также палеонтологические данные. В.А. Милашевым и др. [Милашев, 1959] в эруптивной кимберлитовой брекчии был обнаружен ростр белемнита. Данный белемнит был определен как род *Rachyteuthis*, характерный для верхней юры – нижнего мела. Для подтверждения данного факта Б.А. Мальковым и др. [1976, 1979] были предприняты попытки поиска ископаемой фауны юрского возраста. Данными авторами были обнаружены еще три ростра белемнитов, отнесенные к юрским и позднеюрским видам *Cylindroteuthis*. Также было отмечено, что ростры находились непосредственно во вмещающем кимберлите. Авторы предположили, что юрские отложения были еще недостаточно литифицированы, и ростры легко отделялись от вмещающей породы. Таким образом, внедрение кимберлитов происходило в недавно сформировавшиеся осадки, что позволило авторам определить возраст трубки как верхняя юра – нижний мел.

С.И. Костровицким и Л.А. Адмакиным [1991] был найден образец ископаемой древесины, определенный как *Protocedroxylon* (юра-нижний мел). Минеральные новообразования представлены кальцитом (более 90%), пиритом, опалом и халцедоном. Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  близко к таковому для кимберлитов трубки, что, по мнению авторов, свидетельствует о карбонатизации древесного обломка в результате воздействия карбонатного флюида.

Таким образом, скорее всего, трубка Обнаженная имеет **верхнеюрский возраст**.

### Глава 3. Петрографическое описание образцов исследуемых ксенолитов

Нами была изучена представительная коллекция из 120 образцов ксенолитов из трубки Обнаженная. В соответствии с петрографическими особенностями, химизмом минералов и пород, мы рассматриваем три петрографические группы:

**А.** Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н. магнезиальная группа, составляющая около ~ 80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

**Б.** Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов);

**В.** Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов). Породы представлены в основном флогопит-ильменитовыми гипербазитами (вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами). Также в эту группу включены глиммериты (слюдиты) с высоким содержанием флогопита и деформированные Phl-Amph-Ilm породы. Кроме образцов из трубки Обнаженная, в нашу коллекцию было включено несколько образцов с высоким содержанием флогопита (глиммеритов) из трубок Слюдянка и Пятница, расположенных в том же Куойкском поле.

Таблица 3.1 Процентное содержание петрографических разновидностей в трубке Обнаженная (по классификации и оценкам А.В. Уханова, 1988 и нашим данным).

Разновидность	Оценка А.В. Уханова	Наши данные
<b>Зернистые перидотиты</b>		
Гранатовые	9	2
Шпинель-гранатовые	10	7
Шпинелевые	17	15
<b>Пироксениты</b>		
Гранатовые пироксениты	40	45
Безгранатовые	4	1
Ортопироксениты	2	5
<b>Эклогиты</b>	14	15
<b>Ilm-Phl – содержащие породы</b>	5	7-10

Содержание минералов в исследуемых образцах приведены в таблице 3.2 и на рисунке 3.1. В таблице 3.1 приведено процентное содержание различных типов мантийных ксенолитов в трубке Обнаженная, согласно данным Уханова А.В [Уханов и др., 1988].

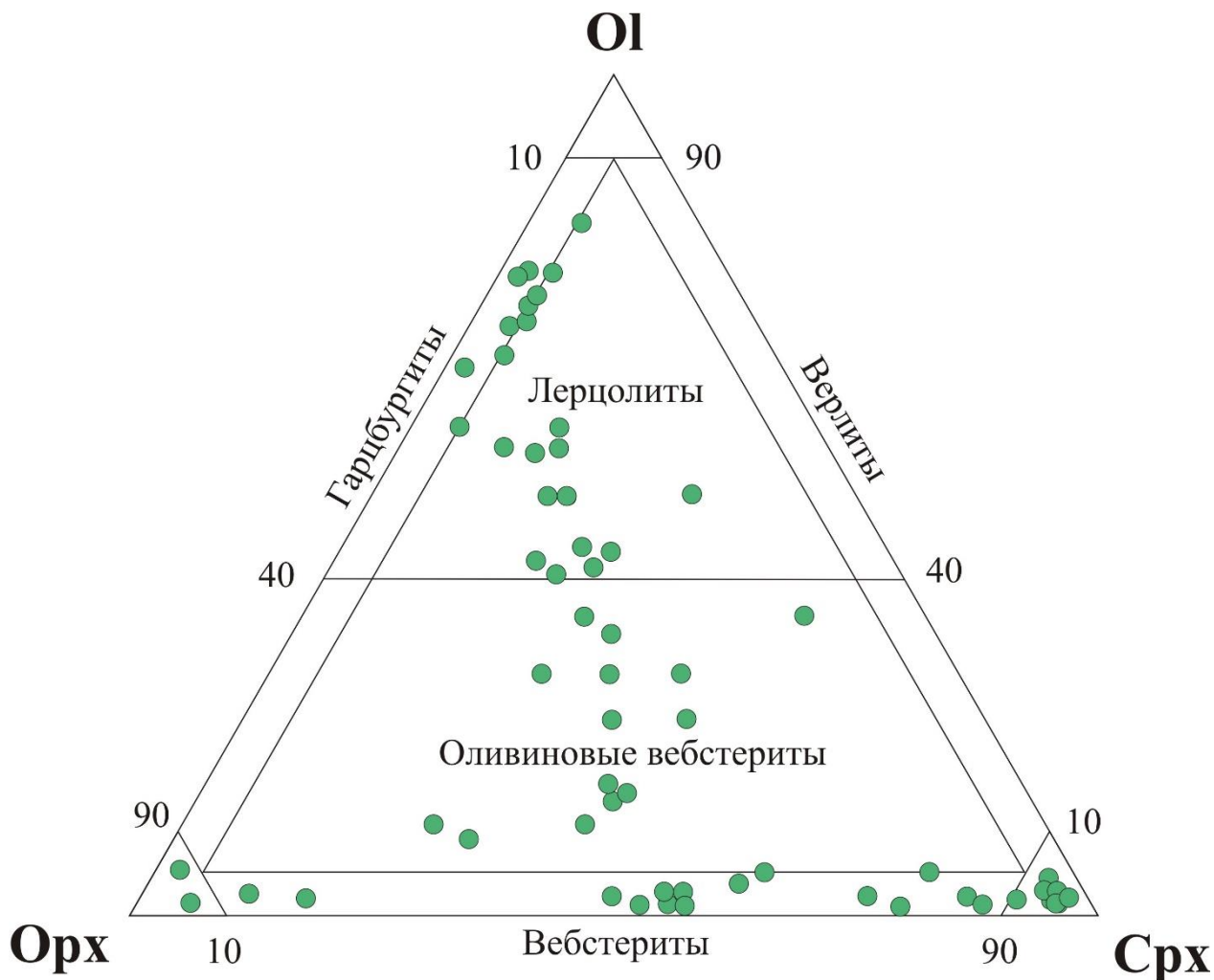


Рис. 3.1 Модальный минеральный состав зернистых ксенолитов из трубки Обнаженная (Тройная диаграмма ОI-Орх-Срх [по Доусон, 1983]). На диаграмму нанесены породы группы Sp - Sp-Grt и Grt гарцбургитов - лерцолитов – оливиновых вебстеритов – вебстеритов.

Большая часть пород по минеральному составу представляют собой гарцбургиты, лерцолиты и оливиновые вебстериты. При этом наблюдаются породы, переходные между группами по содержанию минералов. Можно отметить, что лерцолиты – оливиновые вебстериты – вебстериты образуют на диаграмме единый тренд.

Таблица 3.2 Процентное содержание породообразующих минералов в изученных образцах.

	Ol	Orx	Cpx	Grt	Sp	Название породы
<b>Гарцбургиты</b>						
06-212	65	15	5		5	Sp-гарцбургит
06-216	60	20	5		5	Sp-гарцбургит
06-218	65	20	5		5	Sp-гарцбургит
06-223	70	20	5		5	Sp-гарцбургит
7-297	55	35	5		5	Sp-гарцбургит
7-330	70	25	5		1	Sp-гарцбургит
74-318	60	30	2-3		1-2	Sp-гарцбургит
74-193	75	20	3		1-2	Sp-гарцбургит
74-530	60	25	5	5-4	3-4	Sp-Grt гарцбургит
74-550	70	20	2-3		1-3	Sp-гарцбургит
<b>Лерцолиты</b>						
06-228	40	35	20		3-5	Sp-лерцолит
7-329	50	30	20		2	Sp-лерцолит
7-332	50	25	15	1-3	3-5	Grt-Sp лерцолит
7-341	35	25	20	20	1-3	Sp-Grt лерцолит
7-343	55	25	15	5	< 0,5%	Sp-Grt лерцолит
7-366	40	25	15	20		Grt лерцолит
74-891	45	25	12	18		Grt лерцолит
74-831	20	30	20	30		Grt лерцолит
<b>Оливиновые вебстериты</b>						
7-259	15	25	25	30		Grt Ol-Вебстерит
7-421	10	15	20	40	3	Sp-Grt Ol-вебстерит
74-159	15	20	30	32	3	Sp-Grt Ol-Вебстерит
74-149	20	20	30	25	2-3	Grt –Sp Ol-вебстерит
7-353	30	10	20	30	1-3	Sp-Grt Ol-Вебстерит
74-898	20	30	20	25	2-4	Sp-Grt Ol-вебстерит
74-903	30	30	30	1-2	2-3	Sp-Grt Ol-вебстерит
<b>Вебстериты</b>						
7-215	10	60	25	5		Grt вебстерит
7-255		30	40	30	2	Grt-Sp вебстерит
7-294	10	25	30	25		Grt вебстерит
7-336	10	45	40		2	Sp вебстерит
7-337		30	40	30		Grt вебстерит
74-981	10	20	15	45		Grt вебстерит
74-300	10	50	20	10		Grt вебстерит
7-392		20	25	55		Grt вебстерит
74-143		30	30	35		Grt вебстерит
74-150		15	50	35		Grt вебстерит
74-968		10	55	35		Grt вебстерит
74-980		15	50	30		Grt вебстерит
<b>Ортопироксениты</b>						
06-288	1-2	70	15	10		Grt ортопироксенит
74-116	5	75	1-3	10		Grt ортопироксенит
74-161	2	70	9	18	1	Sp-Grt ортопироксенит
74-983-1	1-2	80	5	3-5		Grt ортопироксенит
74-998-1	5	70	10	15		Grt ортопироксенит

Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза						
7-345		10	70	20		Grt вебстерит + Amph+Phl
74-817	1-2	20	35	15		Grt вебстерит + Amph+Phl
Ол-169-74	70	10	5	10		Grt лерцолит + Phl+Amph
74-296		20	40	30		Grt пироксенит + Phl-Amph
7-362	30	30	25		5	Sp лерцолит + Phl
7-367			50	40		Grt клинопироксенит + Phl
Железистые гранатовые клинопироксениты и эклогиты						
7-349		10	40	50		Клинопироксенит
7-352			55	45		Эклогит
7-354			55	45		Эклогит
7-394			45	55		Эклогит
7-303			45	55		Эклогит
74-639			60	40		Клинопироксенит
74-136			55	45		Клинопироксенит
7-350			45	55		Эклогит
7-379			55	45		Клинопироксенит

Таблица 3.2. Продолжение. Процентное содержание минералов в ильменит-флогопит-содержащих породах.

	Ol	Orx	Cpx	Grt	Phl	Ilm	Другие	Название породы
Ilm-Phl содержащие породы								
7-365	20	30	10	30	10	3		Phl-Ilm Grt лерцолит
7-370	10	40	10	25	10	5		Phl-Ilm Grt Ol вебстерит
7-371	5	30			55	10		Phl-Ilm вебстерит (деформ.)
7-385			20	30	45	5		Phl-Ilm Grt верлит
7-388	10		10	5	65	10		Слюдит I (Phl-Ilm Grt верлит)
7-566	5	15	25		40	15		Phl –Ilm вебстерит
7-567		40			45	5		Слюдит II (Phl-Orx порода)
12-7	15	30	15	35	5	2		Phl-Ilm Grt Ol вебстерит
74-823		35	10	30	10	15		Phl- Ilm Grt вебстерит
06-263		35	40		15	5		Phl- Ilm вебстерит
74-8906	30	10	5	45	5	5		Phl-Ilm Grt лерцолит
74-141	35	25	10	10	15	5		Phl-Ilm Grt лерцолит
74-161			65	10	15	20		Phl-Ilm Grt клинопироксенит
74-176					60		Amph 40	Слюдит II (Phl-Amph деформ.)
06-390	5	25	10	30	15	15		Phl-Ilm Grt Ol вебстерит
0-3-87	5	30	5	45	10	5		Phl-Ilm Grt Ol вебстерит
0-22-87	5	10	30		40	15		Phl-Ilm Ol вебстерит
0-42-87		40	25		25	15		Phl-Ilm вебстерит
0-390-87		5	40	40	10	5		Phl-Ilm Grt вебстерит
Сл-3			10		50		Amph 40	Слюдит II (Phl-Amph порода)
Сл-101					60		Amph 40	Слюдит II (Phl-Amph порода)
Сл-109					60		Amph 40	Слюдит II (Phl-Amph порода)
Сл-141					40	10	Amph 50	Слюдит II (Phl-Amph порода)
Сл-171		25		50	30			Phl-Ilm Слюдит I
Сл-249		5	10	10	60	15		Phl-Ilm Слюдит I
Сл -307		50	1-3	15	15	20		Phl-Ilm Grt вебстерит
Пт-25		15	20		60	5		Phl-Ilm вебстерит (Слюдит I)
Пт-30		25			50		Mgt-25	Слюдит II (деформ.)



В породах наблюдаются как гранат, так и шпинель, при этом они могут находиться совместно. Шпинель содержится преимущественно в лерцолитах, гранат наблюдается большей частью в пироксенитах.

Наблюдаются такие вторичные процессы, как амфиболизация и флогопитизация, развитые преимущественно по пироксену.

Другой тип метасоматических изменений, связанный с образованием флогопита, проявился в третьей, железистой группе рассматриваемых пород. Однако вопрос о происхождении флогопита в данной группе остается дискуссионным. Процесс флогопитизации также широко проявился и в ксенолитах из трубок Слюдянка и Пятница Куойкского поля.

Вторичные изменения ксенолитов из трубки Обнаженная, связанные с воздействием кимберлитовых расплавов (серпентинизация и карбонатизация), как правило, проявлены незначительно (в среднем 2-7%, за некоторыми исключениями). Чаще всего серпентин и кальцит заполняют межзерновое пространство и трещины в минералах. Также в одном из образцов наблюдается развитие магнетита в межзерновом пространстве.

Далее приводится описание ксенолитов по отдельным группам.

### 3.1 Группа гарцбургитов - лерцолитов – оливиновых вебстеритов – вебстеритов (магнезиальная группа)

В трубке Обнаженная, как упоминалось выше, выделяется ряд пород с постепенным увеличением содержания пироксенов (до 30% и более). В данной группе наблюдаются породы как шпинелевой, так и гранатовой фации.

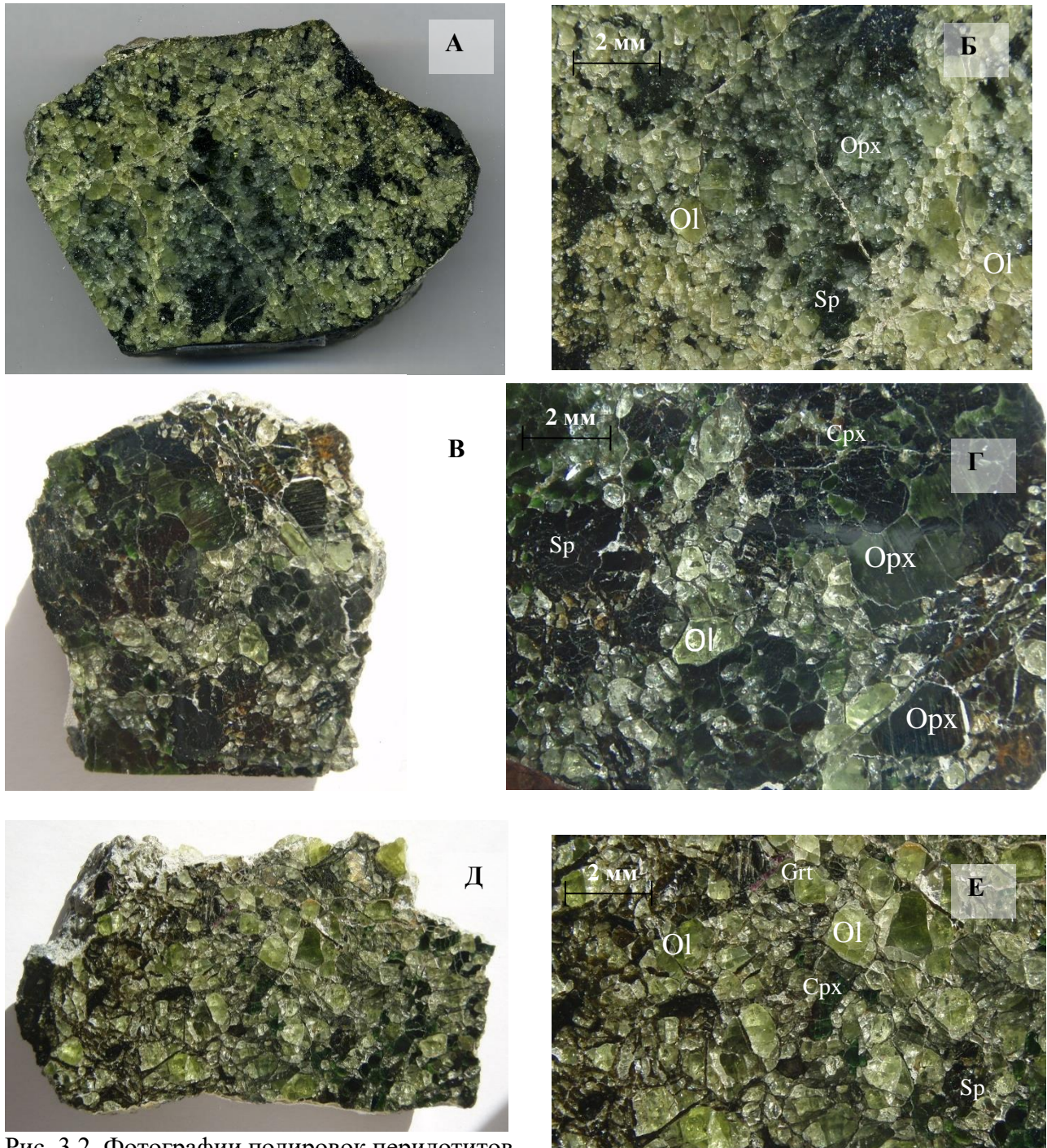


Рис. 3.2. Фотографии полировок перидотитов.  
А-Б - шпинелевый гарцбургит (обр. 06-223).  
В-Г - шпинелевый гарцбургит (обр. 7-330)  
Д-Е - шпинель-гранатовый лерцолит (обр. 7-332).

Фотографии полировок ксенолитов с низким содержанием клинопироксена приведены на Рис. 3.2.

Данная группа пород характеризуется средне-крупнозернистой панидиморфной структурой. В них содержится от 40 до 70% оливина и 20-30% ортопироксена. Содержание шпинели – 2-5%. Оливин образует крупные зерна (до 2-5 мм), разбитые трещинами на блоки, иногда корродированные серпентином, а также небольшие округлые идиоморфные выделения (до 0,7 мм), как правило, окруженные кальцитовой оторочкой и серпентином (Рис. 3.3 – 3.4). Такие выделения часто являются пойкилитовыми включениями в ортопироксене (Рис. 3.4 Г). Ортопироксен образует зерна различного размера – от ксеноморфных округлых и вытянутых выделений до крупных зерен 2-3 мм. В нем часто наблюдаются структуры распада, содержащие клинопироксен шириной 0,01-0,03 мм. Иногда кристаллы ортопироксена по трещинам замещены серпентином. В некоторых образцах наблюдается клинопироксен (от единичных зерен до 20%), который образует выделения размером 0,5-1 мм. В лерцолитах и оливиновых вебстеритах наблюдаются зерна клинопироксена (от 5 до 20%), который образует выделения размером 0.5-1 мм. Кроме того, в вебстеритах пироксены образуют мегакристаллы (2 – 8 см) со структурами распада, окруженные перекристаллизованной мелко-среднезернистой матрицей из тех же минералов.

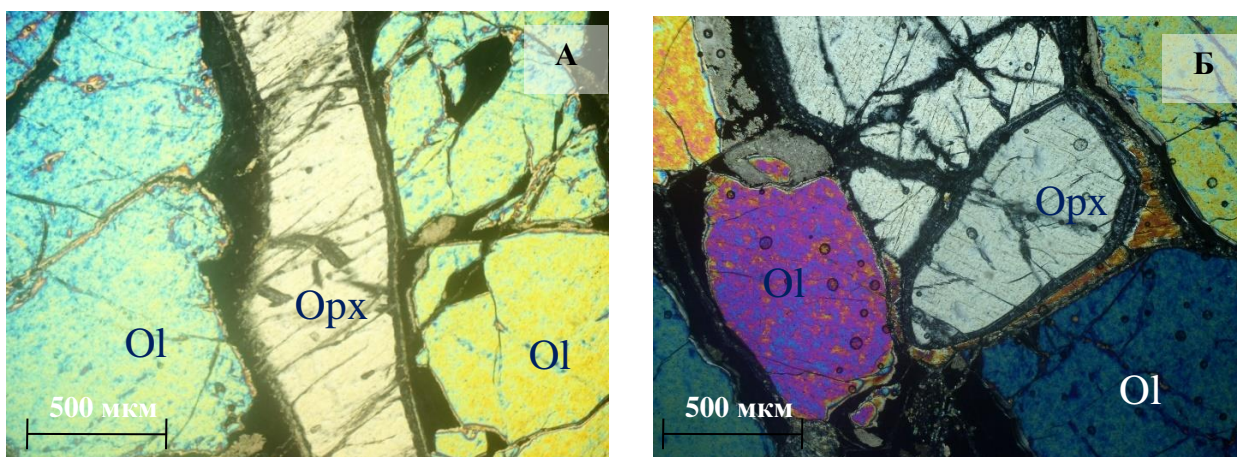


Рис. 3.3 Крупно-среднезернистая гипидиоморфная структура, характерная для перидотитов (обр. 06-218 – шпинелевый гарцбургит). Крупные зерна (от 1 до 5 мм) оливина, близкие к идиоморфным, в ассоциации с крупными выделениями ортопироксена (до 5 мм). Межзерновые пространства и трещины в минералах заполнены тонкозернистым агрегатом серпентина и кальцита. Увеличение 4х, поляризаторы ×.

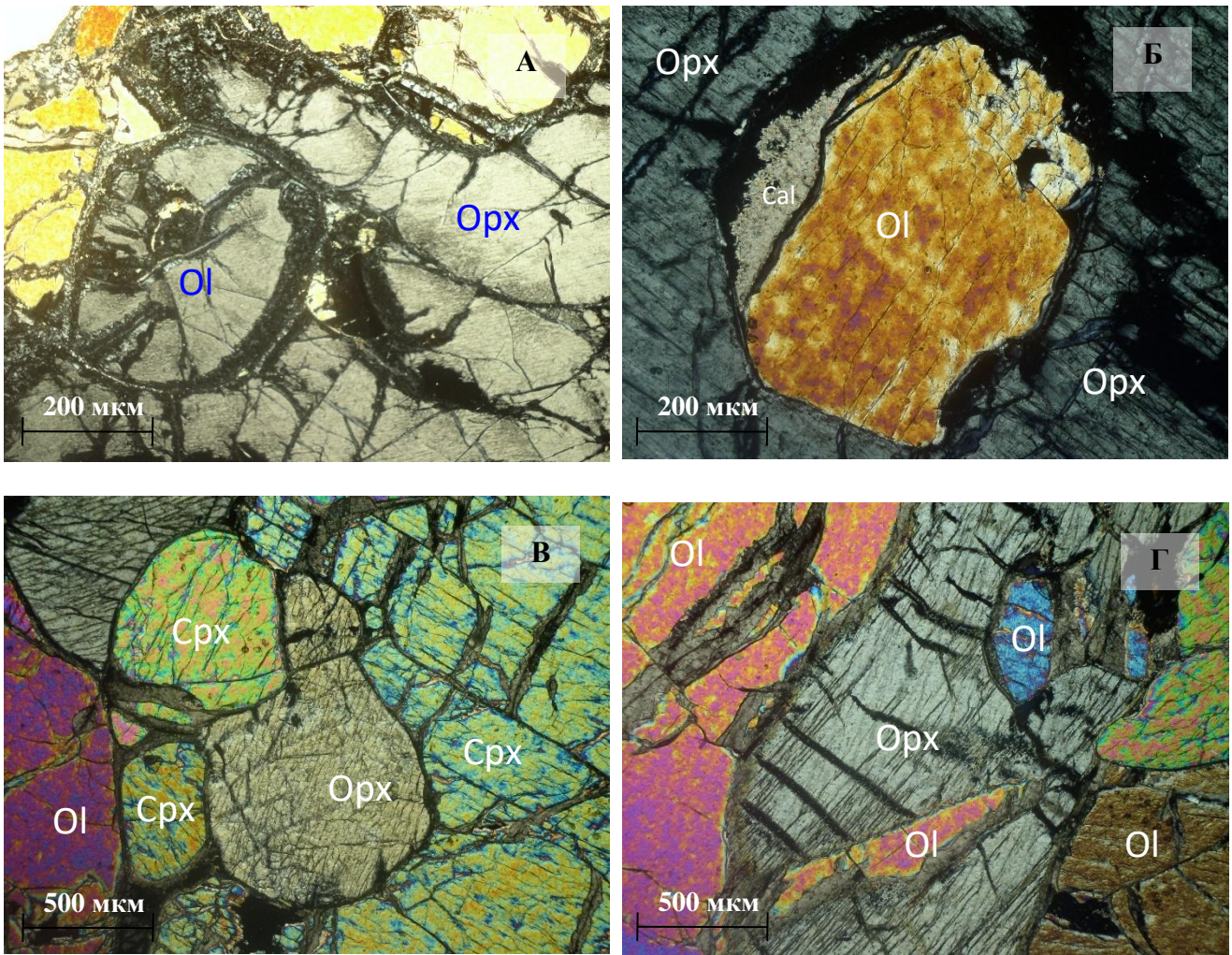


Рис. 3.4 Взаимоотношения породообразующих минералов в перидотитах.

- А – Включение зерна оливина в ортопироксене (обр. 7-329). Увеличение 10 х, поляризаторы ×.  
 Б – Включение зерна оливина в крупном зерне ортопироксена (обр.06-228). По краю зерна – оторочка из мелкозернистого кальцита. Увеличение 10 х, поляризаторы ×.  
 В – Срастание ортопироксена и клинопироксена (обр. 7-332). Увеличение 4х, поляризаторы ×.  
 Г – Включения оливина в ортопироксене (обр. 06-223). Увеличение 4х, поляризаторы ×.

Шпинель в образцах присутствует в форме различных генераций – в виде крупных графических срастаний с пироксеном – крупных структур распада (Рис. 3.5 – А-Г) (шлифы 7-329, 7-332, 06-228), в виде структур распада в пироксене (Рис. 3.5 Д), в виде мелких симплектитовых сростков и мелкозернистых червеобразных выделений по трещинам, в межзерновом пространстве (Рис. 3.5 – Е).

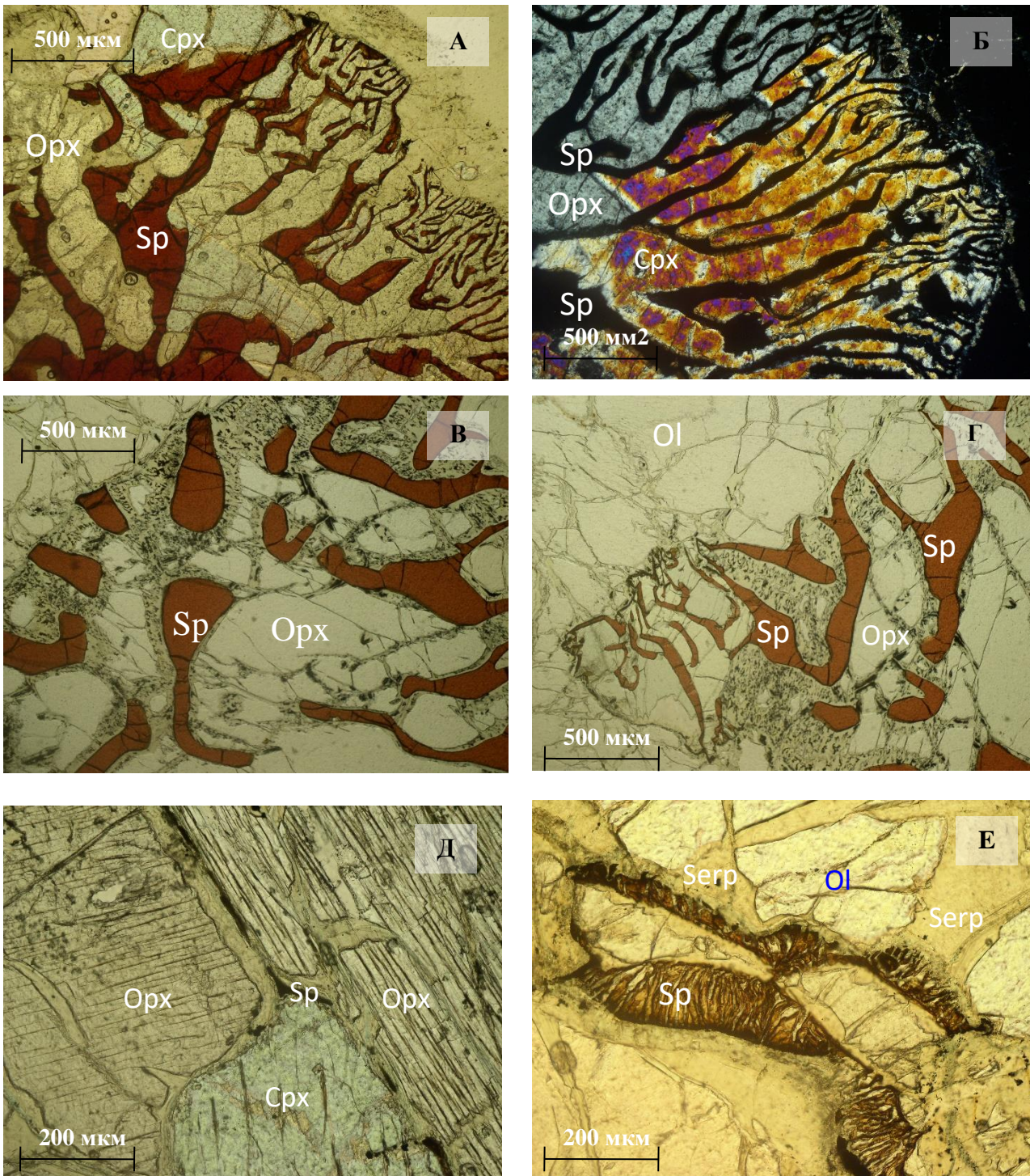


Рис. 3.5 Различные формы выделения шпинели.

А-Б - Графический сросток шпинели и пироксена (обр. 06-218). Размер выделений постепенно уменьшается. Увеличение 4х, поляризаторы соответственно || и ×.

В-Г - Выделения шпинели различного размера в ассоциации с пироксеном (обр. 7-329). Увеличение 4х, поляризаторы ||.

Д - Сросток ортопироксена и клинопироксена. В серпентиновой жилке между кристаллами наблюдаются мелкие выделения шпинели. Шпинель также наблюдается в структурах распада пироксенов (обр. 06-228) Увеличение 10х, поляризаторы ||.

Е - Симплектитовый сросток шпинели и ортопироксена межзерновом пространстве (обр. 06-218). Увеличение 10х, поляризаторы ||.

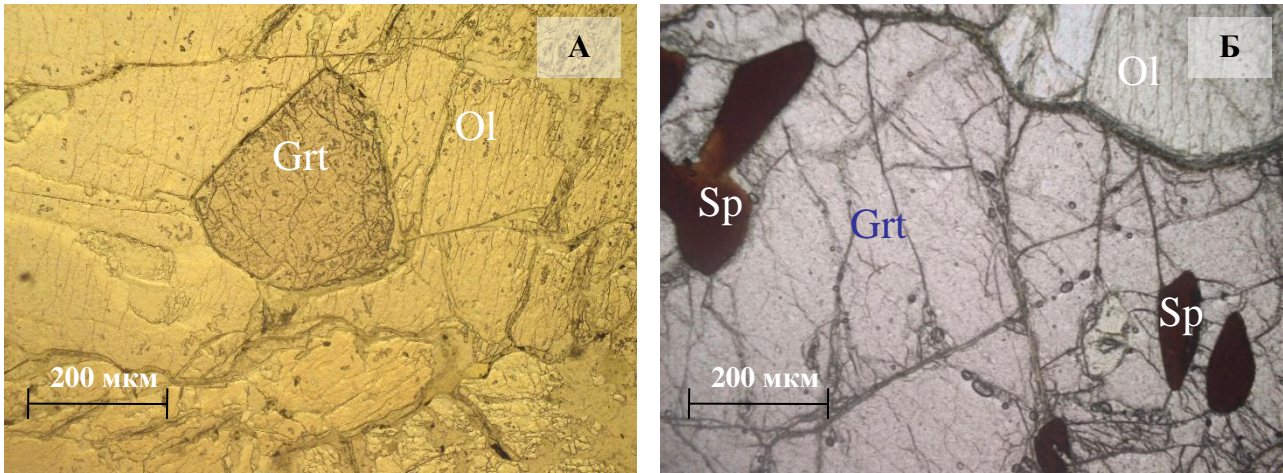


Рис. 3.6. Выделения граната в перидотитах. Увеличение 10х, поляризаторы  $\parallel$ .  
 А – Идиоморфное зерно граната в крупном зерне оливина (обр. 7-343).  
 Б – Реликты шпинели в крупном новообразованном зерне граната (обр. 7-341).

Гранат в перидотитах наблюдается в виде зерен размером до 10 мм, иногда в нем наблюдаются выделения шпинели (Рис. 3.6 Б), что может свидетельствовать о развитии граната по шпинели.

Также в данной группе пород наблюдаются пироксениты (Рис. 3.7). Для пироксенитовой ветви характерно широкое развитие мегакристаллических пород, в которых пироксеновые экссолюционные мегакристаллы имеют размеры от 1 до 8 см и представлены параллельным чередованием пластинок клино- и ортопироксена. Соотношение количества пластинок двух пироксенов в мегакристаллах варьирует довольно широко – в мегакристаллах на основе клинопироксена содержание пластинок распада ортопироксена варьирует от 10 до 55 %, в мегакристаллах на основе ортопироксена содержание пластинок клинопироксена варьирует от 10 до 15 %. Пластинки распада пироксенов в мегакристаллах прослеживаются по всей их длине (рис. 3.8). Экссолюционные мегакристаллы окружены средnezернистым агрегатом, состоящим из пироксенов  $\pm$  шпинели  $\pm$  граната в зависимости от парагенезиса.

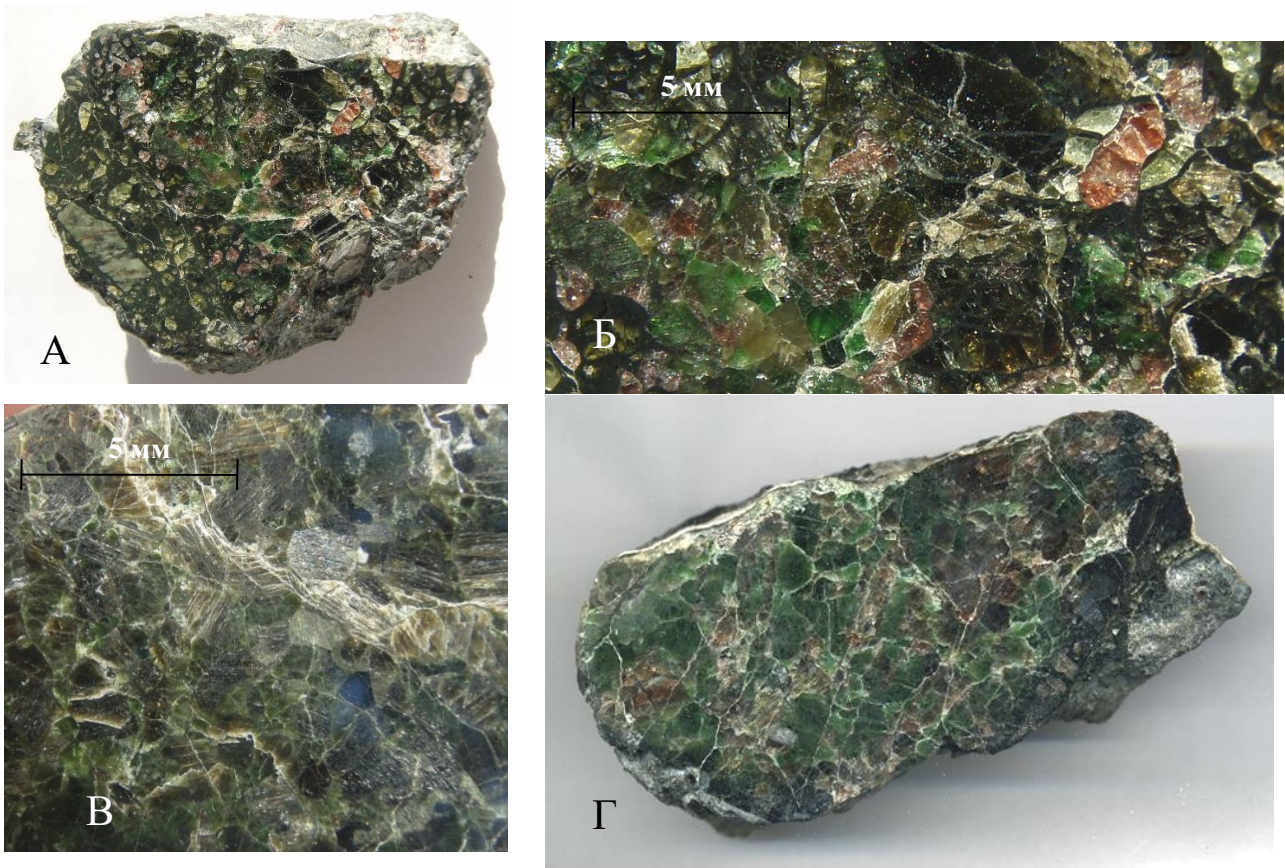


Рис. 3.7. Фотографии полировок пироксенитов.  
 А-Б – шпинель - гранатовый вебстерит (обр. 7-294)  
 В – вебстерит (обр. 7-215)  
 Г – гранат-шпинелевый пироксенит (обр. 7-255)

Соотношение между содержанием мегакристаллов и среднезернистой перекристаллизованной матрицей изменяется в разных ксенолитах очень широко – от 90% мегакристаллов, окруженных венцовым средне -мелкозернистым агрегатом по границам мегакристаллов, до единичных мегакристаллов в среднезернистой матрице и собственно грубозернистых, среднезернистых ксенолитов без мегакристаллов. В перекристаллизованных матричных зернах пироксенов также развиты более тонкие структуры распада другого пироксена в количестве не превышающем 3 – 10 %.

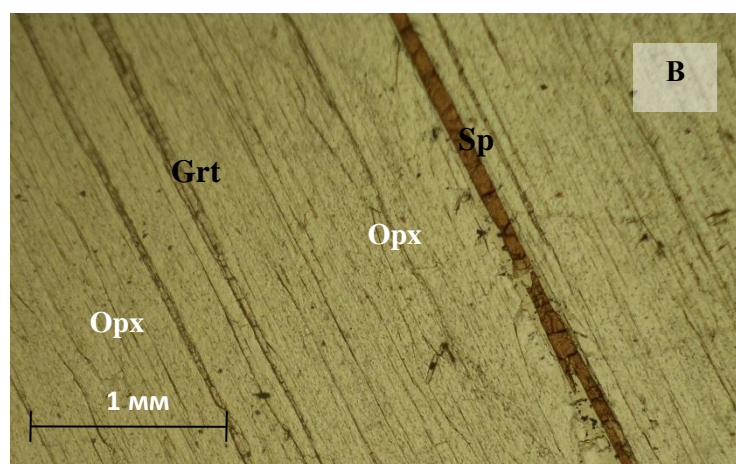
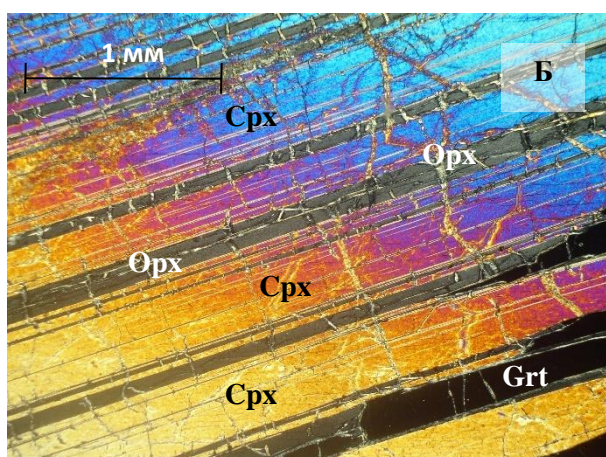
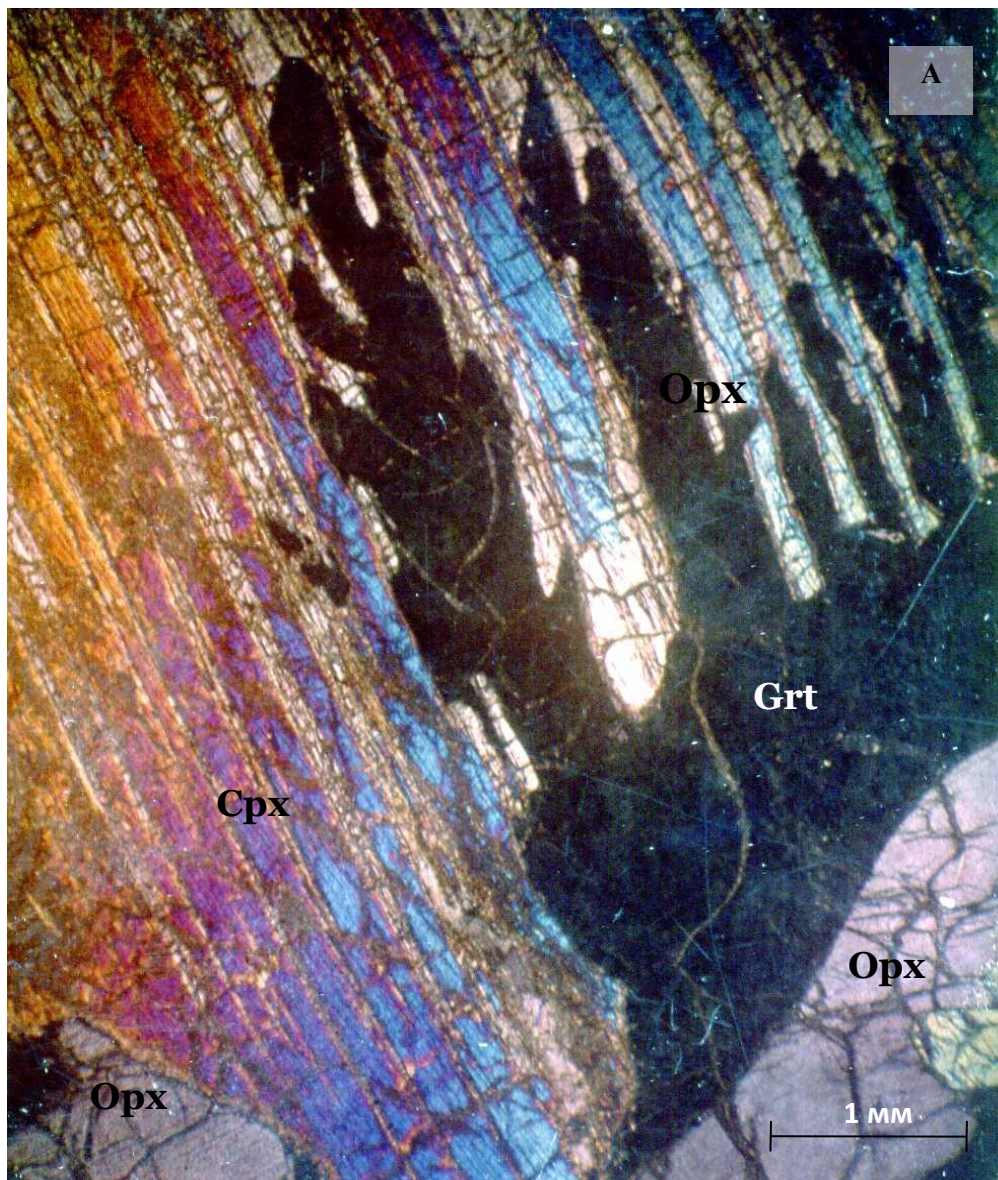


Рис. 3.8 Структуры распада граната в пироксенах.

А - Структуры распада граната в мегакристалле клинопироксена в ассоциации с ортопироксеном. (обр. 74-300 - мегакристаллический гранатовый вебстерит).

Б - Структуры распада граната и ортопироксена в клинопироксене. (обр. 74-159 - шпинель – гранатовый вебстерит). Увеличение 4х, поляризаторы ×.

В - Шпинель и гранат в структурах распада ортопироксена. (обр. 74-161 - шпинель-гранатовый ортопироксенит). Увеличение 4х, поляризаторы ∥.



В зависимости от парагенезиса (шпинелевый, шпинель-гранатовый, гранатовый) в мегакристаллах пироксенов фиксируются структуры распада шпинели, граната, и микропластинки и ламелли ильменита и рутила. Зернистые (не мегакристаллические) парагенезисы Mg-группы, как правило, содержат более крупные зерна пироксенов (0.8 – 1 см) также со структурами распада. Более ранние пластинки распада шпинели в пироксенах и ее выделения в среднезернистой матрице интенсивно замещаются гранатом (Рис. 3.6 Б). Реакционное замещение пластинок распада шпинели в клинопироксене гранатом свидетельствует о более раннем выпадении из твердого пироксенового раствора шпинели, которое сменяется выпадением замещающего ее граната. Гранат, разрастающийся от зерен в межзерновом агрегате, нередко избирательно замещает пластинки распада ортопироксена в мегакристаллах, также шпинель и пироксены в среднезернистой матрице. В некоторых гранатизированных ксенолитах содержание граната достигает 50-70 % (обр. 74-1005). Процесс интенсивной гранатизации пород Mg-группы связан, по всей вероятности, с последовательным остыванием пород. Наряду со снижением температуры на развитие граната мог влиять и эффект давления, признаком которого служит интенсивная перекристаллизация мегакристаллических пород – т.е. метаморфические процессы. Кроме того, показателем проявления деформаций, влияющих на структуру пород является изгибание пластинок пироксенов и иногда экссолюционных пластинок граната в мегакристаллах, которое фиксируется не только в шлифах, но и в образцах. При этом в пластинках распада пироксенов и граната наблюдается заметное смещение, скольжение по плоскостям, расположенным под очень острыми углами к плоскости срастания пластинок распада, в результате чего пластинки распада приобретают линзовидную форму (Рис. 3.8). Соловьева и другие [1994] показали, что рассчитанные температуры для экссолюционных мегакристаллов попадают в интервал 1550 – 1300° С, что наряду со структурными особенностями указывает на происхождение пород из расплава.

В контексте высказанной гипотезы интересно показать структурные соотношения сульфидов в породах группы. Наиболее высокие содержания сульфидов характерны для пироксенитов (в особенности для мегакристаллических ортопироксенитов – до 2-3 %) и вебстеритов. В лерцолитах их количество заметно уменьшается ( $\leq 1$  %). В экссолюционных мегакристаллах пироксенов сульфиды имеют форму удлинённых глобулей, пластинок, неправильных удлинённых зерен и обычно располагаются на границе между пластинками распада двух пироксенов или в перекристаллизованной матрице, окружающей мегакристаллы. В зернистых частях пород зерна сульфидов ксеноморфны, подобно шпинели, показывают подчиненность своих форм к границам зерен силикатов. Эти особенности свидетельствуют о существовании ранних ликвационных капель сульфидов, захваченных экссолюционными мегакристаллами при кристаллизации. Позднее при распаде твердого пироксенового раствора и перекристаллизации сульфиды частично оттеснялись на границы пластинок распада и в межзерновую матрицу. Таким образом, присутствие сульфидов в парагенезисах магнезиальной группы, их положение и форма в породах указывают на возможную магматическую природу пород и на присутствие сульфидной жидкости на ранней стадии кристаллизации мегакристаллов. Ликвационная природа сульфидов в магнезиальной группы принимается в работах [Уханов и др., 1988; Соловьева и др., 1994].

При сопоставлении зернистых оливинowych вебстеритов и лерцолитов с Sr гарцбургитами устанавливается ряд общих особенностей. К ним следует отнести присутствие правильных мелких зерен оливина в крупных зернах ортопироксена, наличие тонких пластинок распада клинопироксена и шпинели в ортопироксене и характерные симплектитовые и симплектитоподобные срастания шпинели с ортопироксеном и клинопироксеном в краевых частях крупных зерен ортопироксена (Рис.3.5). В то же время в Sr гарцбургитах не обнаружены сульфиды, типичные для пород магнезиальной группы.

Кроме того, для пород Mg-группы обычны находки полосчатых ксенолитов, в которых полосы пород разного петрографического типа находятся совместно в

одном образце без каких-либо структурно-петрографических признаков интрузивных контактов. Границы пород выглядят как волнистые или прямые линии без резкого разделения пород, так как зерна одной породы заходят в другую без нарушения форм и ограничений. Как правило, такие контакты наблюдаются между породами близких парагенезисов, например полоса Sp-Grt вебстерита с небольшим количеством оливина (3 – 5 %) и ~ 35 % зерен Grt и параллельная ей полоса Sp-Grt лерцолита с ~ 55 % Ol и 5% Grt (обр. 7-341). Обычно такая полосчатость встречается в ксенолите одной метаморфической фации – в шпинелевой, шпинель-гранатовой или гранатовой. В нашей коллекции имеется ксенолит, в котором полоса мегакристаллического Sp вебстерита по волнистой нечеткой границе соприкасается с Sp гарцбургитом-лерцолитом (обр. 07-336).

Таким образом, в данной группе пород наблюдаются признаки магматического генезиса (наличие сульфидов, мегакристаллов пироксена), и дальнейшей метаморфической перекристаллизации.

### 3.2. Мантийный Phl – Amph метасоматоз,

#### проявленный в породах магнезиальной группы

Мантийная метасоматическая флогопит-амфиболовая минерализация проявлена во всех петрографических типах пород магнезиальной группы и наблюдается примерно в одном ксенолите из десяти. Одновременно с флогопитом и амфиболом в продуктах замещения встречаются хромит и кальцит. Наиболее типичные проявления новообразованных флогопита и амфибола – секущие прожилки, прожилковатые извилистые обособления и неправильные участки по границам первичных зерен с реакционным замещением (Рис. 3.9, 3.11, 3.12). В метасоматических обособлениях в количественном отношении преобладает амфибол. На контакте ксенолита с включающим его кимберлитом нередко отмечается срезание зерен флогопита или амфибола, что указывает на развитие метасоматической флогопит-амфиболовой минерализации в мантии – до попадания ксенолита в кимберлитовый расплав (Рис. 3.11). При развитии метасоматической Phl – Amph минерализации в виде неправильных, обособленных участков последние чаще всего приурочены к зернам граната, образуя вокруг них своеобразные коронарные структуры. Внутренняя часть короны состоит из пластинчатого флогопитового агрегата, окруженного каймой из амфибола. В ксенолитах с мегакристаллами пироксенов, состоящих из параллельных пластинок клино- и ортопироксена ± граната ± шпинели (структуры распада высокотемпературного пижонита [Соловьева и др., 1994]), метасоматический флогопит-амфиболовый агрегат развивается преимущественно по пластинчатым вроскам одного из пироксенов и граната (Рис. 3.10). В ксенолитах с секущими флогопит-амфиболовыми прожилками наблюдается массовое развитие метасоматического амфибола от их границ (Рис. 3.11). Зерна оливина, граната и клинопироксена интенсивно резорбируются на границе с прожилками. Структура во флогопит-амфиболовых частях прожилков близка магматической панидиоморфнозернистой. Наблюдается своеобразная «пропитка» зерен пироксенов мелкими кристаллами метасоматического амфибола (Рис. 3.13),

обычно ориентированных в пироксене по одному или двум кристаллографическим направлениям.

Явный метасоматический характер флогопит–амфиболовой минерализации в ксенолитах гарцбургитов и породах магнезиальной пироксенит- перидотитовой группы и ее развитие до захвата ксенолитов кимберлитовым расплавом целиком подтверждают мнение предшествующих исследователей [Уханов и др., 1988], что этот процесс был связан с интенсивным мантийным метасоматозом литосферной мантии на северо-востоке Сибирского кратона.

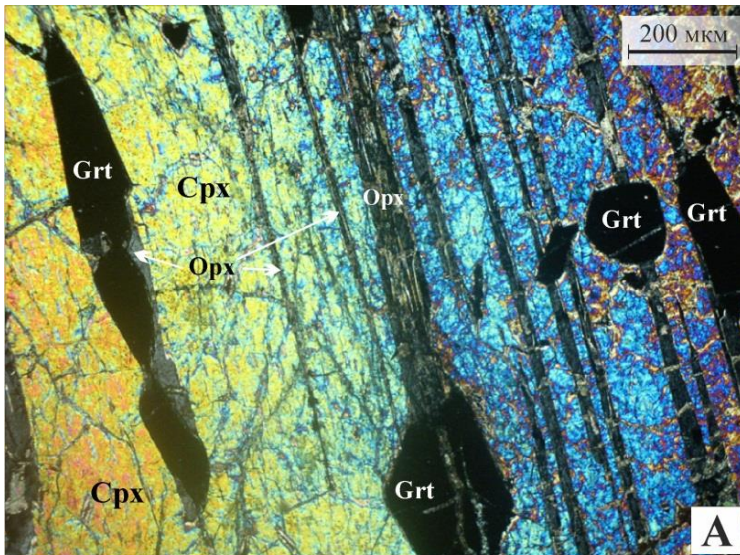
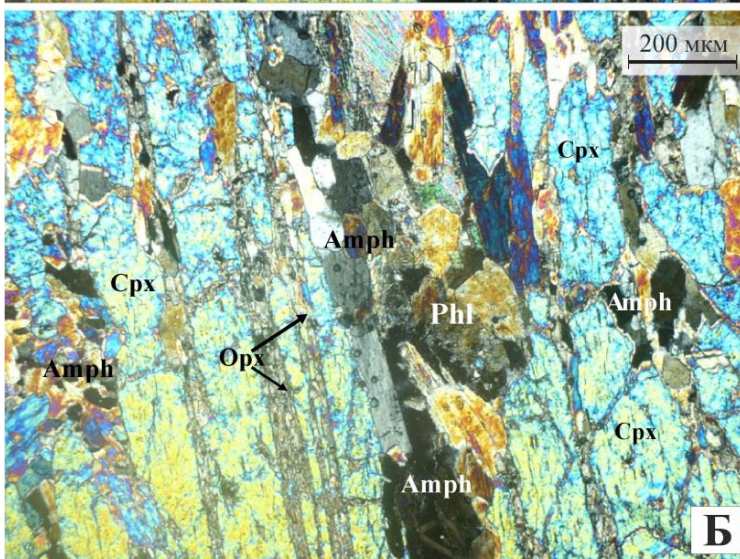
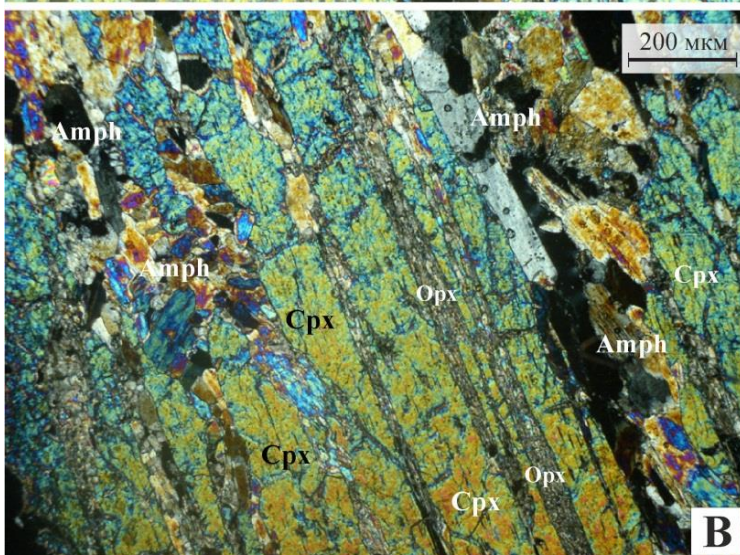


Рис. 3.9. Развитие метасоматической Phl - Amph минерализации по пластинкам распада ортопироксена внутри megакристалла клинопироксена в megакристаллическом гранатовом вебстерите 7-345. Увеличение 10х, поляризаторы ×.

А- пластинки распада граната и ортопироксена в megакристалле клинопироксена, гранат развит также в виде изометричных зерен;



Б, В - мелкозернистый агрегат Amph с редкими пластинками Phl, развивающийся преимущественно по пластинкам распада ортопироксена.



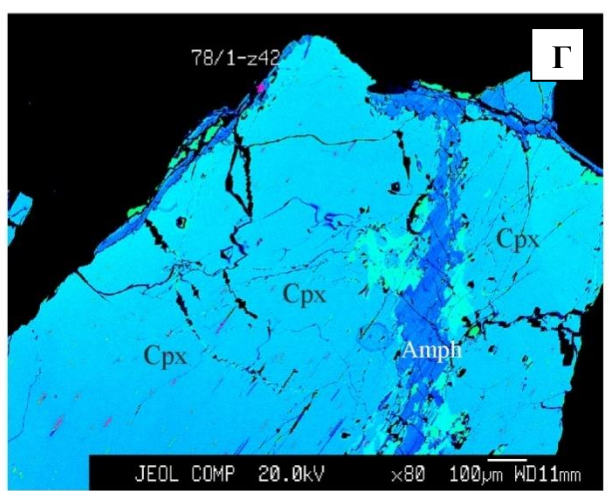
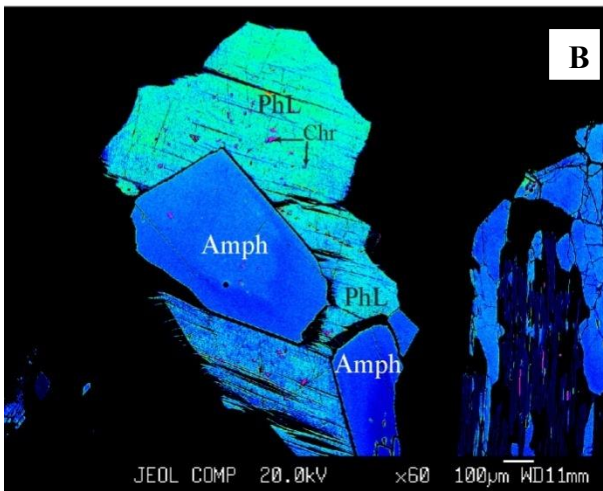
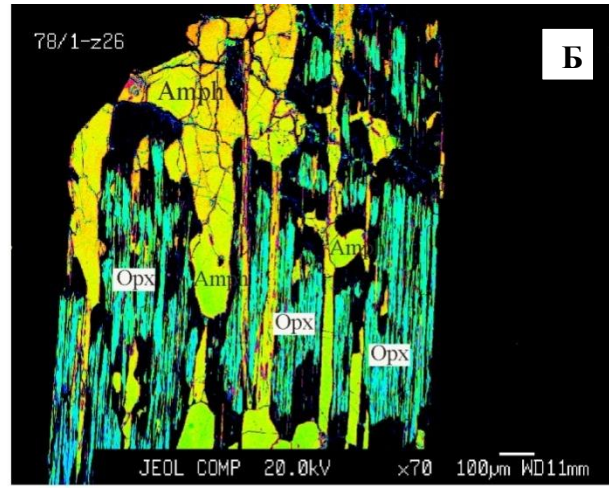
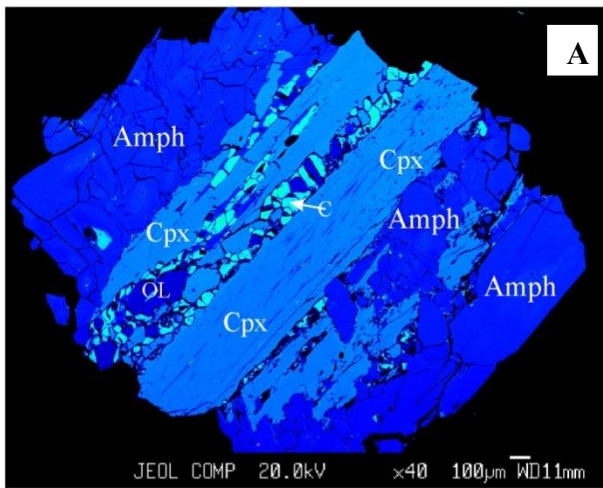


Рис. 3.10. Характер развития метасоматической минерализации в мегакристаллическом вебстерите (а - обр. 7/345) и в мегакристаллических ортопироксенитах (б, в – обр. 74-296а и г – обр. 74-296).

А – В экссолюционном мегакристалле амфибол с карбонатом и единичными зернами оливина полностью замещает пластинки распада ортопироксена.

Б - в мегакристалле ортопироксена амфибол полностью заместил экссолюционные пластинки распада клинопироксена.

В - Сrostок правильных зерен амфибола и флогопита в межзерновом перекристаллизованном агрегате между экссолюционными мегакристаллами ортопироксена. В амфиболе и флогопите заметны мелкие включения хромита (первые мкм).

Г - Зерно клинопироксена из межзернового перекристаллизованного агрегата сечется прожилком амфибола, по краям которого клинопироксен изменен.

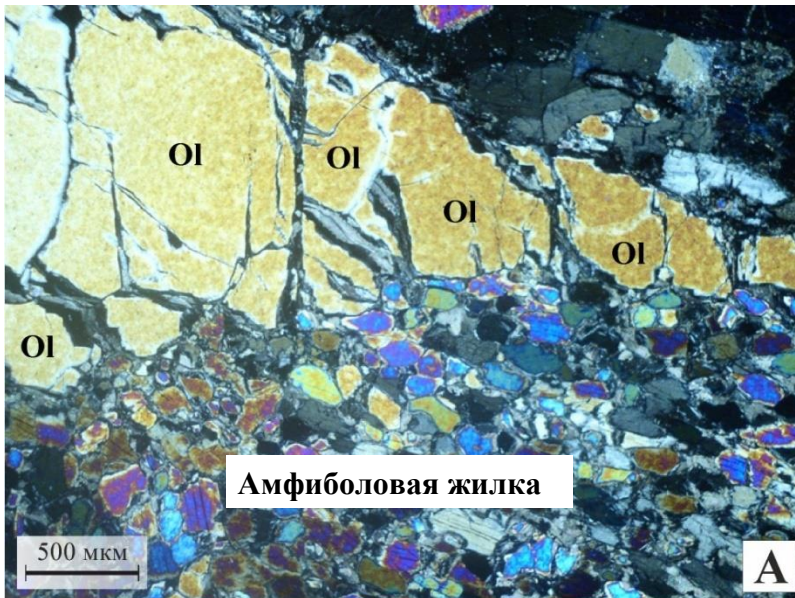
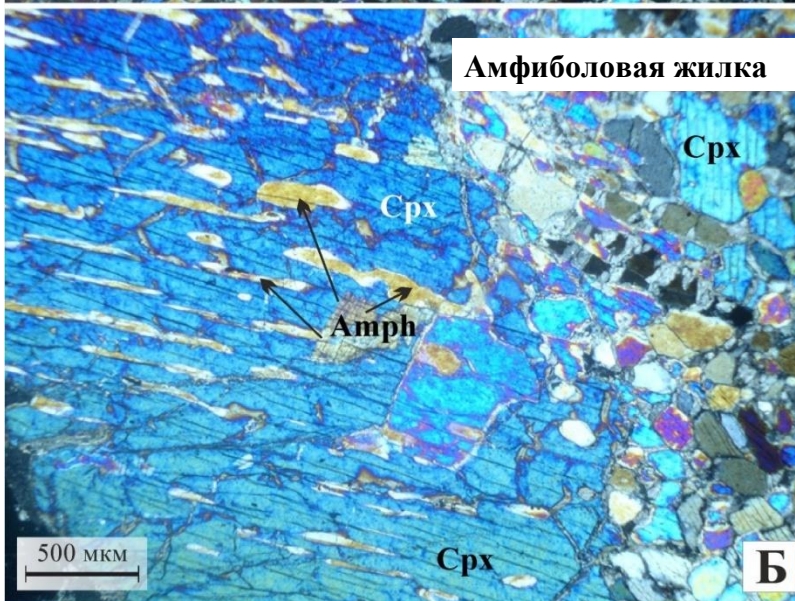
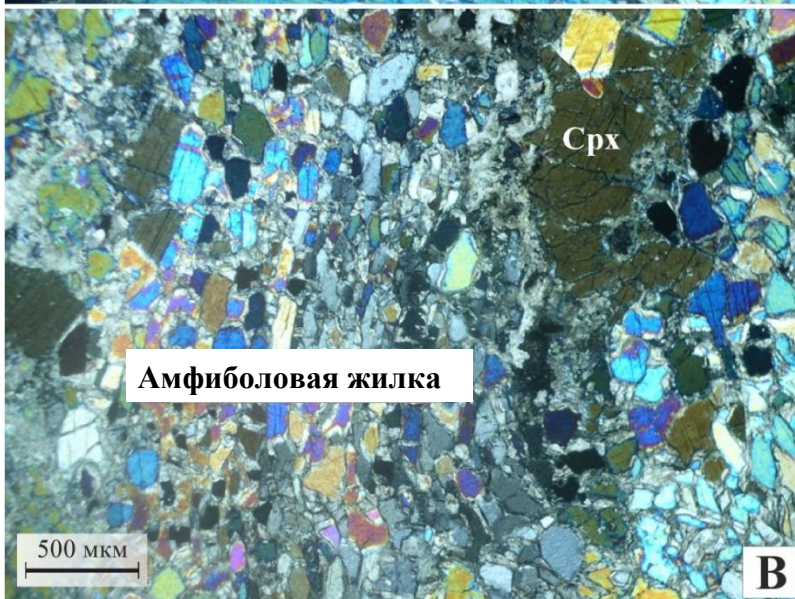


Рис. 3.11. Амфиболовые прожилки с редкими пластинками флогопита в Grt оливиновом вебстерите (обр. 74-817). Увеличение 4х, поляризаторы ×.

А - резорбция зерна оливина на контакте с амфиболовым прожилком.



Б - ориентированные удлиненные кристаллы амфибола развиваются в зерне клинопироксена от границы амфиболового прожилка.



В - реликты зерен клинопироксена на границе с амфиболовым прожилком.



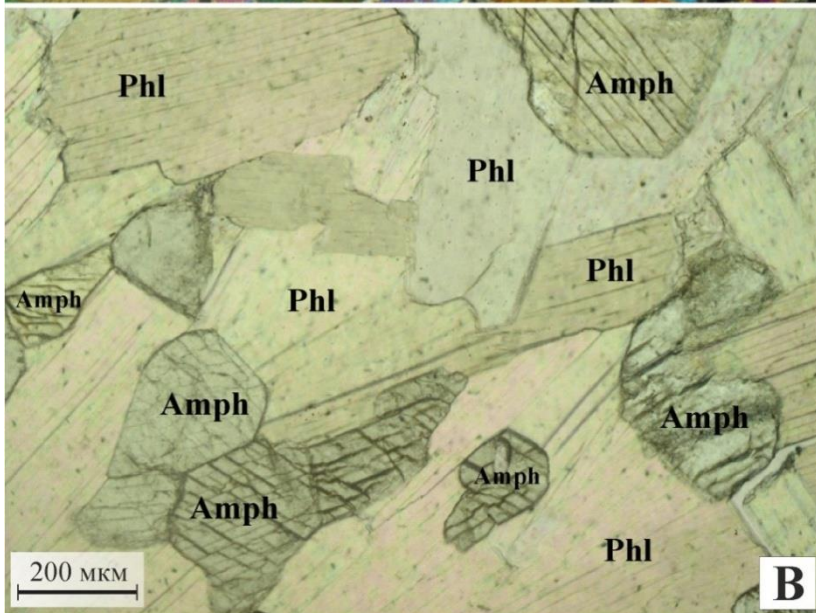
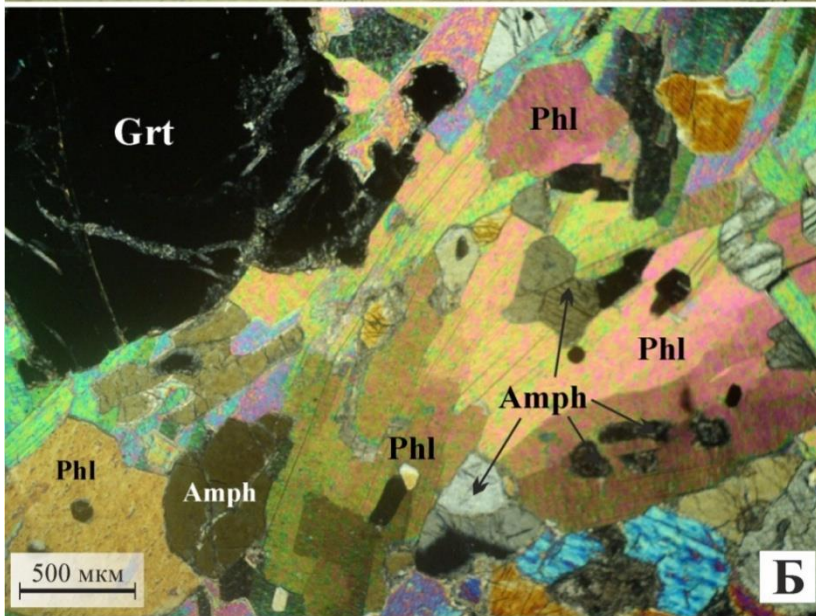
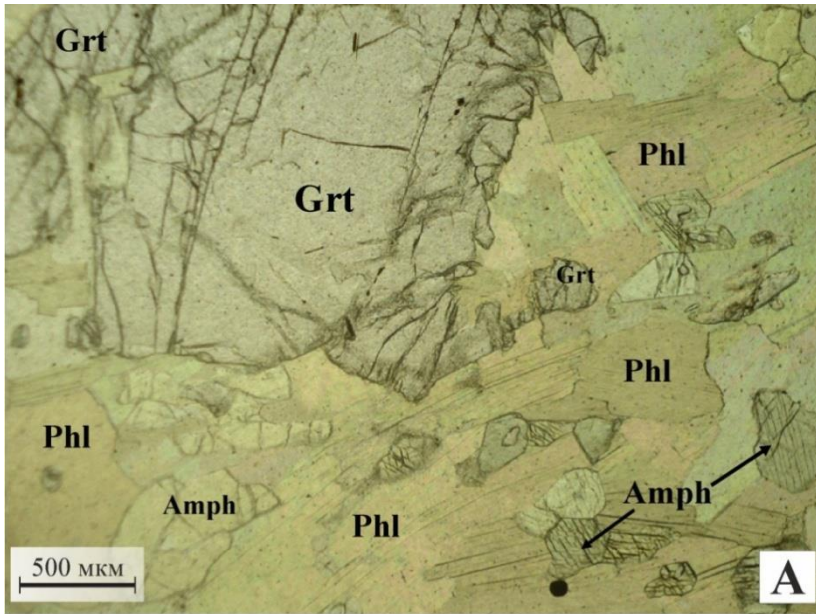


Рис. 3.12. Резорбция зерна граната флогопитом на границе с флогопит-амфиболовым прожилком (обр. 74-817).

А – Б Увеличение 4х, поляризаторы соответственно  $\parallel$  и  $\times$ .

В - Участок флогопит-амфиболового прожилка с преобладанием флогопита. Структура прожилка близка панидиоморфнозернистой - видны сечения правильных кристаллов амфибола и пластинок флогопита. Увеличение 10х, поляризаторы  $\parallel$ .

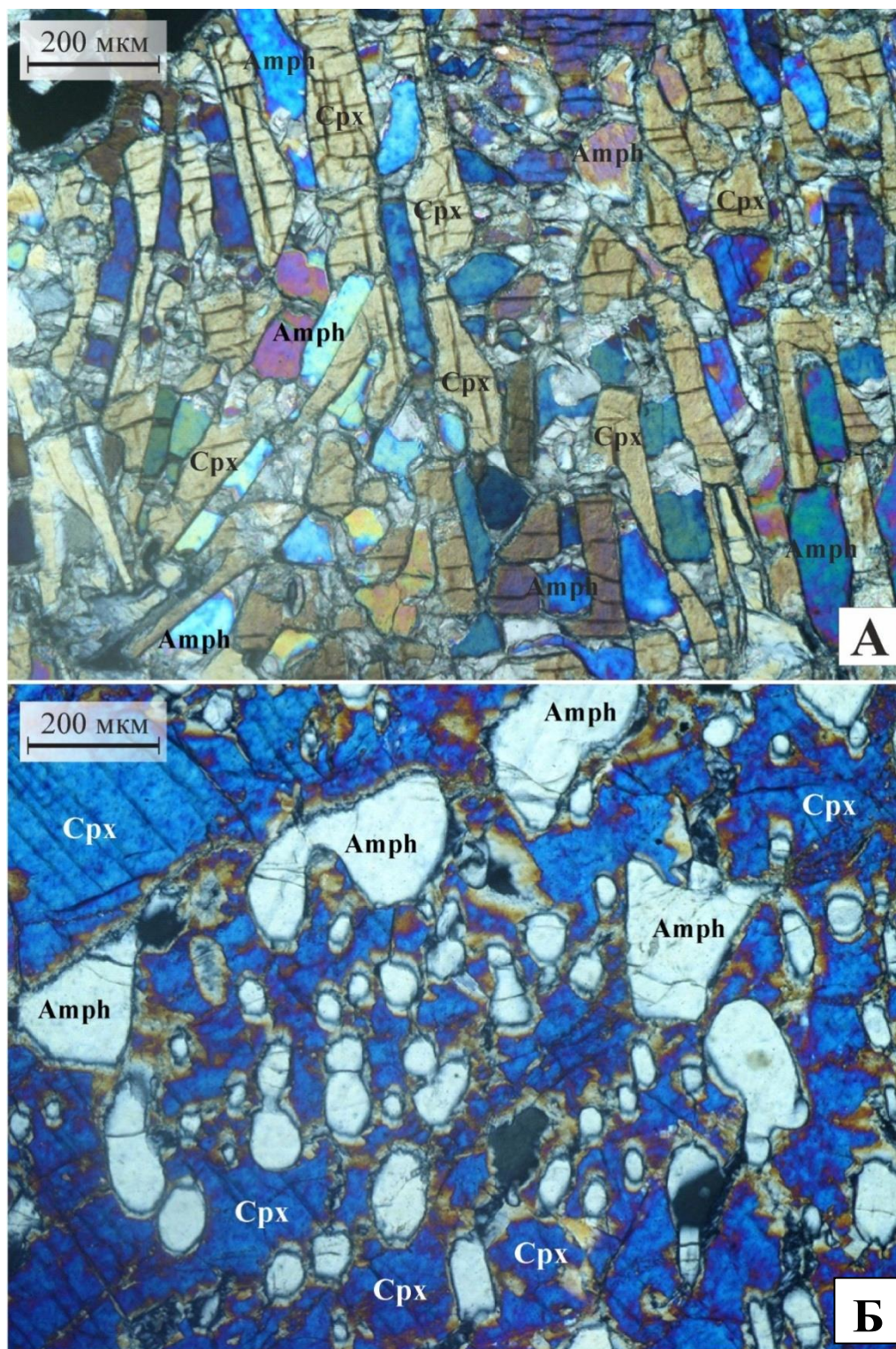


Рис. 3.13. Массовое развитие метасоматического амфибола в зернах клинопироксена (Обр. 74-817). Увеличение 10х, поляризаторы  $\times$ .

А - мелкие удлиненные кристаллы амфибола в зерне клинопироксена (Cpx - разрез с пересекающейся спайностью и с желтой интерференционной окраской).

Б - каплевидные зерна амфибола (белая интерференционная окраска), имеющие единую оптическую ориентировку в зерне клинопироксена – синяя интерференционная окраска.

### 3.3 Эклогиты и железистые гранатовые клинопироксениты

*Железистые гранатовые клинопироксениты* впервые были описаны А. Ухановым, как эклогиты «Б» [Уханов и др., 1988]. Л.В. Соловьева рассмотрела их совместно с наиболее железистыми мегакристаллическими вебстеритами, в которых экссолюционные мегакристаллы пироксенов состоят из закономерно сросшихся пластинок двух пироксенов ± гранат [Соловьева и др., 1994]. Помимо отсутствия ортопироксена железистые гранатовые пироксениты характеризуются особым составом граната и клинопироксена, а по своей петрохимии близки эклогитам. Наиболее характерной чертой этих пород являются мегакристаллы клинопироксена, последовательно распавшихся на клинопироксен и гранат и затем интенсивно перекристаллизованных в средне-мелкозернистую матрицу. Ксенолиты этих пород очень плотные, как правило – слабо измененные поздней минерализацией.

Данная группа пород характеризуется двуминеральным составом и средне-крупнозернистой порфиробластической структурой. Гранаты слагают округлые порфиробласты размером до 7-10 мм. Клинопироксен темно-зеленого цвета образует ксеноморфные выделения (Рис. 3.14 А-Б). Для данной группы пород характерно присутствие реликтовых мегакристаллов (1-6 см) клинопироксена с пластинчатыми структурами распада граната в средне-мелкозернистой матрице из граната и клинопироксена (Рис. 3.14 В-Г). В гранатовых клинопироксенитах обычно присутствует рутил, как в виде тонких (1-0.5 мкм) пластинок распада в клинопироксене, так и в виде мелких (20 – 100 мкм) изометричных или ограненных зерен в матрице. В шлифах устанавливаются все стадии эволюции пород – от выделения в первичных мегакристаллах клинопироксена ламель распада граната до перекристаллизации в гранат-клинопироксеновую матрицу. Структуры распада граната встречаются только в крупных (1- 5 см) реликтовых мегакристаллах клинопироксена, имеющих совершенно неправильную форму зерен с заливообразными, зубчатыми границами и окруженными мелкими матричными зернами граната и клинопироксена.

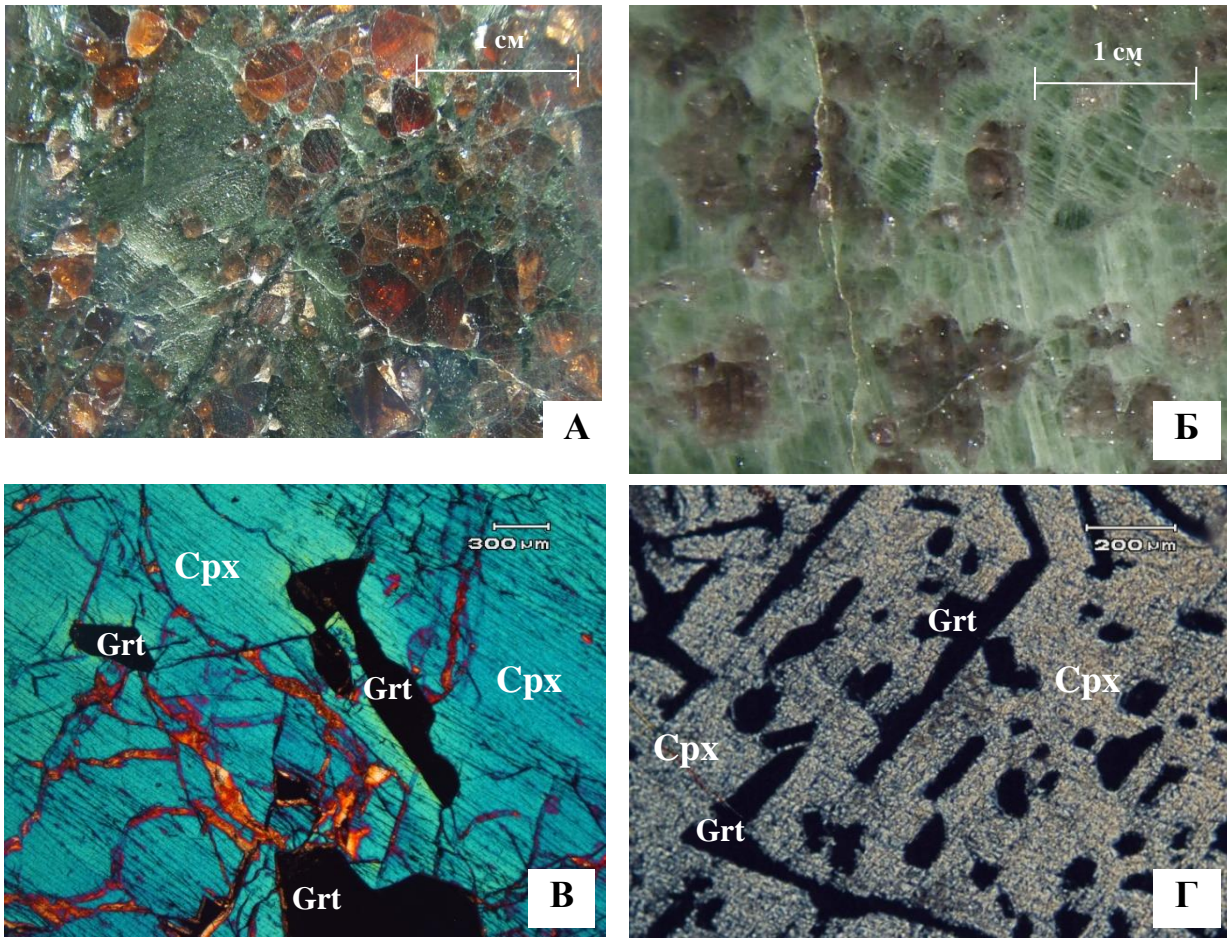


Рис. 3.14. Петрографические особенности эклогитов и клинопироксенитов.

А – Железистый гранатовый клинопироксенит (Обр. 7-354, фотография полировки)

Б – Эклогит (Обр. 7-394, фотография полировки)

В - линзовидные и перекристаллизованные линзовидные формы структур распада Grt в клинопироксене вблизи мелкозернистой перекристаллизованной матрицы (обр. 74-136). Увеличение 10х, поляризаторы ×.

Г - Структуры распада граната в железистых гранатовых клинопироксенитах (обр. 7-379). Увеличение 4х, поляризаторы ×.

Морфология граната в структурах распада достаточно разнообразна: иногда они образуют тонкие (5 – 30 мкм) ланцетовидные пластинки, проходящие через весь реликтовый кристалл клинопироксена (рис. 3.14 Г), и имеют в перпендикулярных срезах брусковидные сечения, ориентированные в клинопироксене в двух направлениях. Удлиненные брусковидные формы срastaются под углом  $120^\circ$ , образуя скелетные кристаллы граната внутри родительского клинопироксена. Вблизи краевых частей зерен клинопироксена линзовидные вроски граната расположены к спайности клинопироксена под косыми углами и начинают перекристаллизовываться в менее правильные формы.

Фиксируются стадии перекристаллизации правильных вростков граната в более крупные зерна с неправильно ограниченными ограничениями. Нередко неправильные вростки граната в клинопироксене продолжают зерно граната в матрице. Характерно, что количественное содержание граната в мелкозернистой матрице существенно выше, чем в крупных экссолуционных зернах клинопироксена. Этот факт свидетельствует о стремлении клинопироксена-хозяина освободиться после распада твердого раствора от чуждого минерала – граната. Кроме граната в реликтовых мегакристаллах клинопироксена встречаются очень редкие игловидные ламеллы рутила. Последний в количестве долей процента развит в виде короткостолбчатых правильных зернышек в межзерновом агрегате матрицы. В гранате экссолуционных вростков и в крупных зернах матрицы включения рутила отсутствуют. В межзерновых промежутках иногда отмечаются неправильные зерна сульфидов. А.В. Уханов отмечал выделение сульфидов в этой группе пород в виде каплеобразных глобулей.

В породах этой группы нередко развит метасоматический амфибол. Обычно мелкозернистый агрегат амфибола образует своеобразную пропитку по трещинам и в межзерновых промежутках, образуя утолщенные обособления на пересечении трещин. Метасоматические проявления амфибола в породах группы полностью подобны таковым, описанным для пород магнезиальной группы (см. разд. 3.2.).

Поздняя минералогическая ассоциация, связанная с этапами становления кимберлитовой трубки и постмагматическими процессами, проявлена сравнительно слабо. Как правило, это тонкие межзерновые прожилки серпентина с точечным рудным минералом. В местах интенсивной амфиболизации отмечается карбонат, замещающий амфибол.

На основании приведенных петрографических особенностей можно сделать некоторые выводы об истории формирования и эволюции железистых гранатовых клинопироксенитов. Породы прошли раннюю, по-видимому, высокотемпературную стадию существования гомогенных мегакристаллов клинопироксена, сменившуюся распадом первичного клинопироксена на гранат и клинопироксен с очень небольшим количеством рутила. Мегакристаллы

клинопироксена затем были перекристаллизованы в мелко-среднезернистую гранобластовую матрицу из зерен граната и клинопироксена. Соотношение граната в реликтовых мегакристаллах клинопироксена примерно равно: 15 % граната – 75 % клинопироксена. В гранобластовой перекристаллизованной матрице это соотношение противоположно: 70 – 75 % граната – 25-30 % клинопироксена. В целом модальный минеральный состав пород можно определить, как ~ 40 – 60 % Cpx, ~ 40 – 60 % Grt. Структурно-петрографические особенности и пород и взаимоотношения минералов в железистых гранатовых клинопироксенитах очень сходны с таковыми в магниальной группе пироксенитов – лерцолитов, а проявление в обеих группах мантийного амфибол-флогопитового метасоматоза указывает на их совместное присутствие в литосферной мантии северо-восточного блока (Биректинского террейна) до развития мантийного метасоматоза.

### 3.4 Группа флогопит-ильменитовых пород

Глубинные ксенолиты этой группы представляет сложную ассоциацию флогопит-ильменитовых пород, среди которых выделены три группы: Phl-Plm гранатовые и безгранатовые гипербазиты ( $\leq 30\%$  Phl), порфиридные слюдиты I (30 - 80% Phl) и деформированные слюдиты II (30 - 80% Phl). По модальному минеральному составу породы двух первых групп отвечают безгранатовым и гранатовым Phl-Plm пироксенитам, лерцолитам. Флогопит развит как в виде ксеноморфных зерен, выполняя вместе с ильменитом межзерновые промежутки (Рис. 3.15), так и в виде крупных порфиробласт, содержащих обильные реликты замещения силикатов и ильменита. Процесс гранатизации в породах проявлен в виде массового развития зерен граната, замещающего все минералы, в том числе и флогопит (Рис. 3.15-3.16). Сложные морфологические взаимоотношения между развивающимися на субсолидусном этапе флогопитом и гранатом предполагают их близко-одновременное образование в локальных участках пород (Рис. 3.17). В слюдитах I флогопит образует порфиридные вкрапленники двух генераций (Рис. 3.18-19). Сохранение в породах порфиридных, идиоморфнозернистых, гипидиоморфнозернистых и сидеронитовых структур является признаком магматической кристаллизации. По-видимому, ранние фазы подвергались затем интенсивному флогопитовому метасоматозу, что приводило к образованию рыжеватых кайм и мелкозернистой матрицы. Деформированные слюдиты II представлены флогопитовыми амфиболитами с незначительным количеством реликтовых резорбированных реликтовых зерен ильменита. В них встречается акцессорный хромит. Шестоватые кристаллы амфибола образуют узкие розетки, сросшиеся с деформированными пластинками флогопита (Рис. 3.20).

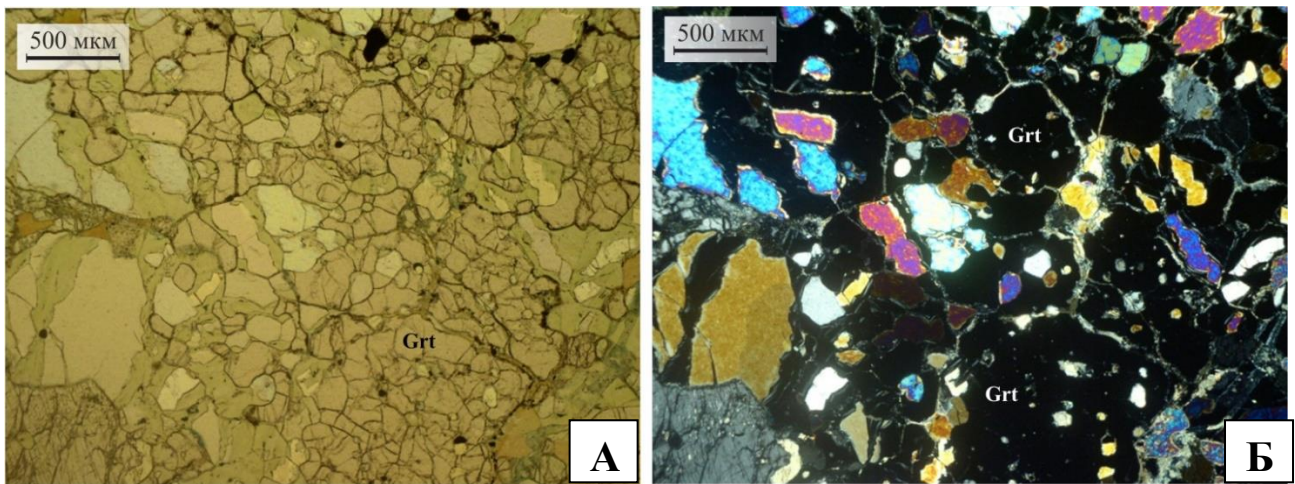


Рис. 3.15. Массовое развитие граната в ксенолите Phl-Plm гранатизированного лерцолита (обр. 12-7). Внутри зерен граната сохранились многочисленные реликты минералов раннего парагенезиса – оливина, пироксенов, ильменита и флогопита. Видны отдельные зерна граната (черное - Б), окаймленные тонкими светлыми каймами. Неправильные реликты силикатов окрашены в разные интерференционные цвета и включены в гранат, или расположены на границах его зерен. Увеличение 4х, поляризаторы соответственно || и ×.

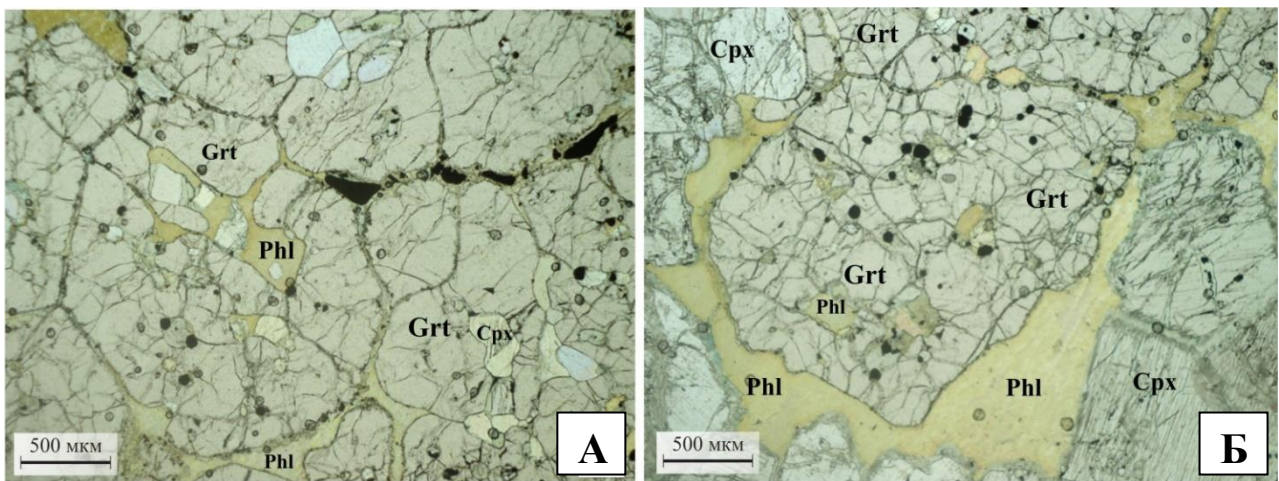


Рис. 3.16. Поликристаллический агрегат из правильных зерен граната в Phl-Plm гранатизированном лерцолите (обр. 12-7). Гранат развит преимущественно по флогопиту, от которого остались лентовидные реликты внутри граната, соединяющиеся с внешней каймой. Флогопит в гранате и кайма имеют одинаковую оптическую ориентировку и до гранатизации составляли единое зерно. Кроме флогопита в зернах граната видны округлые реликты ильменита (черное) и силикатов. Б - видны более крупные удлиненные зерна ильменита, «вытесненные» на края зерен граната. Увеличение 4х, поляризаторы ||.



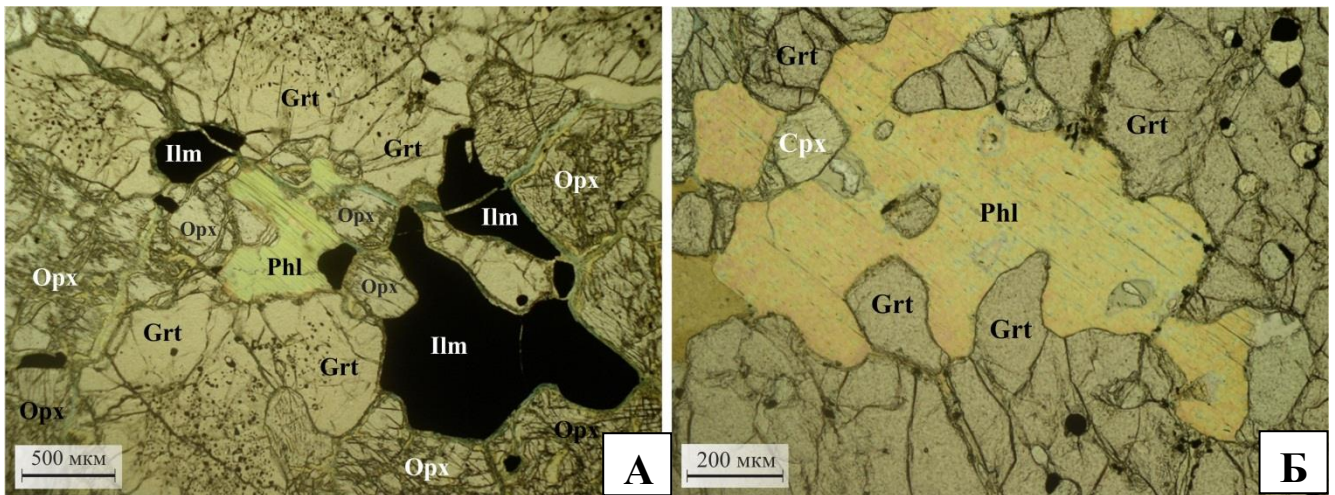


Рис. 3.17. А - неправильная пластинка Phl развивается по зерну Оpx, окруженному зернами разрастающегося граната в Phl-Ilm гранатизированном лерцолите (обр. 74-823). Центральные части зерен Grt испещрены черными точками (реликты Ilm). Увеличение 4х, поляризаторы  $\parallel$ .  
 Б - реакционные границы между гранатом и пластинками флогопита. Формы зерен того и другого минерала неправильные, с заливообразными взаимными вхождениями. В гранате видны округлые реликты ильменита и силикатов. Увеличение 10х, поляризаторы  $\parallel$ .

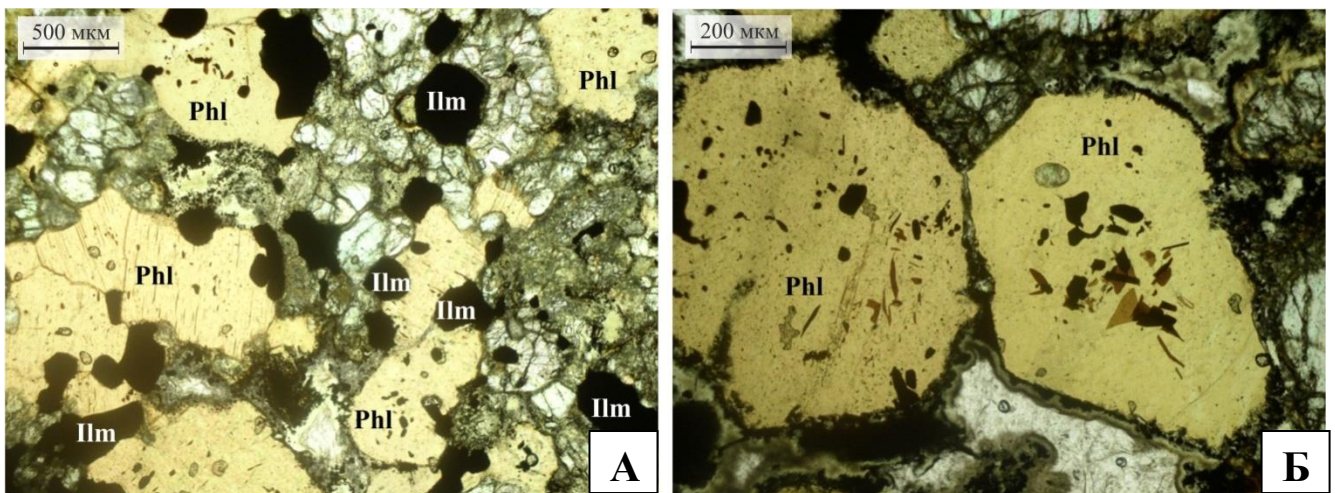


Рис. 3.18. Порфиroidный Phl – Ilm вебстерит (обр. О-22-87) с 45 - 50 % слюды и 10 – 15 % ильменита (слюдит I).  
 А - в породе присутствуют мелкие призматические зерна пироксенов (преимущественно ортопироксен) и овальные, изометричные зерна ильменита. Увеличение 4х, поляризаторы  $\parallel$ .  
 Б – правильные пластинки флогопита. По спайности в слюде располагаются тонкие просвечивающие таблички распада ильменита. Фото шл., без анализатора. Увеличение 10х, поляризаторы  $\parallel$ .

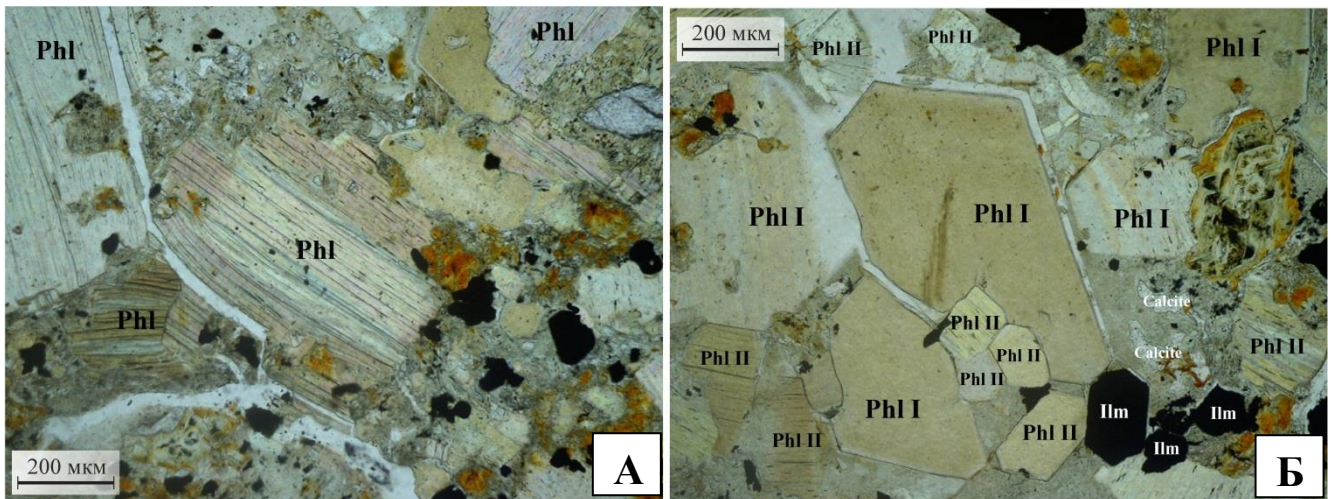


Рис. 3.19. Порфировидная Phl-Ilm порода (обр. 7-388) с 70 % флогопита и 10 % ильменита (слюдит I). В матрице породы много вторичной мелко-чешуйчатой слюды, карбоната и серпентина. Увеличение 10х, поляризаторы  $\parallel$ .

А - зональные порфировидные пластинки флогопита (Phl I) - видна более интенсивно рыжая окраска внешних зон.

Б - порфировидная структура в слюдитах I. Видны правильно ограниченные пластинки Phl I, пластинки флогопита II (Phl II) и идеально ограниченный кристалл ильменита.

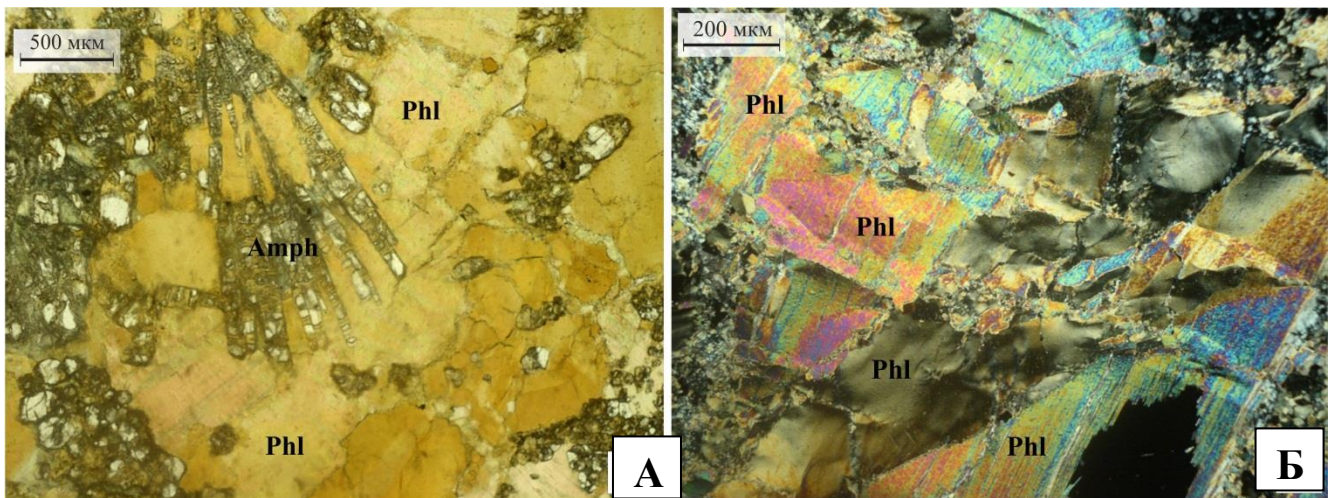


Рис. 3.20. Деформированная флогопит- амфиболовая порода (обр. 74-176) с реликтовым ильменитом и новообразованным хромитом (слюдит II).

А - розетки зерен амфибола и деформированные кристаллы флогопита. Фото шл., поляризаторы  $\parallel$ .

Б – интенсивная деформация и перекристаллизация кристалла слюды. Фото шл., с анализатором. Увеличение 10х, поляризаторы  $\times$ .

Структуры пород изменяются от панидиоморфнозернистой до гранобластовой с переходами к структурам деформационного типа. Панидиоморфнозернистая структура частично сохранилась в породах преимущественно ортопироксенового состава. В породе наблюдаются правильные столбчатые кристаллами ортопироксена, имеющие ориентированное расположение. Зерна ильменита развиты в виде ксеноморфных неправильных выделений в межзерновых промежутках. К последним приурочены менее распространенные в породах этого типа зерна клинопироксена и оливина. В отдельных ксенолитах оливин образует крупные удлиненные кристаллы с частичным идиоморфизмом. В шестоватых кристаллах ортопироксена обычны пластинчатые выделения структур распада клинопироксена, содержание которых достигает 10 – 20%. В ортопироксенах распространены также мелкие (5-20 мкм) бурые пластинки ильменита, имеющие правильную ориентировку и просвечивающие под микроскопом. В гранатовых разновидностях пород отмечаются две морфологические формы этого минерала: крупные зерна, имеющие ситовидное строение благодаря большому количеству мелких реликтовых зерен ильменита, ортопироксена, клинопироксена, предположительно являющимися реликтами. Реликтовые зерна клинопироксена и ортопироксена в гранате часто имеют единое угасание, что свидетельствует об их первичной принадлежности единому зерну (Рис. 3.15). Кроме того, в некоторых ксенолитах гранат образует мелкие почти правильные зерна между зернами других минералов и в этом случае трудно однозначно определить его развитие (Рис. 3.16). Не исключено, что какая-то часть гранатовых парагенезисов возникла при непосредственном развитии этого минерала на раннем этапе кристаллизации пород совместно с другими первичными минералами. Зерна клинопироксена в породах чаще имеют неправильную форму и располагаются между зернами ортопироксена и оливина, нередко замещая ортопироксен. Встречаются зерна клинопироксена, включающие правильные мелкие пластинки флогопита и удлиненные овальные зерна ильменита, вытянутые по спайности кристалла – хозяина. Во всех изученных шлифах флогопит образует крупные нередко

деформированные пластинки с изогнутой спайностью и со сдвигом блоков зерна (Рис. 3.20Б). Наиболее распространенная форма зерен флогопита – неправильные зерна с заливообразными контурами, как бы пропитывающие матрицу породы. Нередко пластинки флогопита зональны и показывают более интенсивную рыжую окраску краевых частей. В зернах флогопита наиболее часто встречаются реликты ильменита в виде овальных сравнительно крупных зерен и в виде очень тонких удлинённых пластинок по спайности.

Среди флогопит-ильменитовых парагенезисов выделяется необычная по структуре разновидность с характерными длинными кристаллами ортопироксена, расположенными в виде розеток, окруженных или включенных в крупных пластинках флогопита. В кристаллах ортопироксена отсутствуют структуры распада клинопироксена и ильменита и, судя по виду, ортопироксен был перекристаллизован в процессе флогопитизации (Рис. 3.20А).

В шлифах хорошо виден и более поздний процесс, заключающийся в интенсивной перекристаллизации флогопитовых ортопироксенитов и вебстеритов с удлинёнными розетковидными кристаллами ортопироксена. Интенсивная перекристаллизация кристаллов ортопироксена проявлена в их грануляции в агрегат мелких зерен, окруженных извилистыми неправильными зернами ильменита, образующими своеобразные «затеки» между зернами ортопироксена. Неправильные пластинки флогопита интенсивно деформированы и также перекристаллизованы в мелко-тонкопластинчатый агрегат, располагающийся по границам смещённых блоков флогопита и между зернами ортопироксена и ильменита. В этих структурных разновидностях неправильные зерна ильменита нередко имеют острые зубчатые ограничения, свидетельствующие об их растворении. Реликтовые панидиоморфнозернистые структуры пород с директивным расположением кристаллов ортопироксена свидетельствуют об их первоначальной магматической кристаллизации. О возможной первичной кристаллизации граната свидетельствуют изометричные субидиоморфные кристаллы граната в некоторых породах. Следующим процессом была интенсивная гранатизация пород, которая могла происходить как в условиях

падения температуры, так и повышения давления. В равной степени можно допустить, что повышение давления могло быть следствием погружения пород на более глубокие горизонты мантии, так и вследствие возникновения бокового давления. Еще более поздним процессом явилась интенсивная флогопитизация, проявившаяся в развитии флогопита по всем минералам предшествующих стадий. Этот процесс, вероятно, обязан привносу калия, воды и других летучих компонентов. Он происходил в условиях возрастающих деформаций стрессового типа и, по-видимому, был усилен на поздней стадии, о чем свидетельствует интенсивное развитие мелко-чешуйчатого более интенсивно окрашенного флогопита, грануляция зерен ортопироксена и следы растворения ильменита.

Кроме того, среди флогопит-ильменитовых парагенезисов выделяется самостоятельная подгруппа слюдитов (глиммеритов) на основании высокого содержания флогопита (от 40 до 80%). Среди слюдитов можно выделить два структурно-петрографических типа: породы с правильными пластинками и сильно деформированной структурой.

В первом типе слюдитов флогопит образует крупные пластинки с субидиоморфными границами и крупные зерна между зернами других минералов. Пироксены образуют панидиоморфную структуру. По модальному минеральному составу породы отвечают гранатовым и безгранатовым ильменитовым вебстеритам (обр. О-22-87) и клинопироксенитам. Количество оливина не превышает 5-7%. Характерной особенностью флогопита являются включения мелких округлых зерен ильменита и более тонких правильно ориентированных пластинок этого минерала (ильменита). Также в лапчатых зернах флогопита присутствуют реликты от замещенных зерен пироксенов. В целом флогопит можно отнести к поздним минералам, хотя нельзя исключать, что он возник за счет автометасоматоза из остаточных флюидов при кристаллизации породы.

Второй тип слюдитов относится к породам, испытавшим перекристаллизацию в условиях мощного бокового давления. В нашей коллекции эти породы представлены флогопитовыми ортопироксенитами с незначительным количеством ильменита (3-10%), клинопироксена (менее 3%). Длинные

шестоватые кристаллы ортопироксена часто располагаются розетками. Иногда они перекристаллизованы в мелкозернистый агрегат округлых зерен, расположенных в пределах первичного шестоватого кристалла. Кроме того, мелко-тонкозернистый агрегат ортопироксена выполняет межзерновые промежутки (до 70%). В кристаллах ортопироксена не наблюдается структур распада клинопироксена и ильменита. Флогопит образует неправильные, нередко изогнутые зерна, с оборванными краями, межзерновое пространство иногда заполнено ортопироксеном.

В целом можно предположить, что слюдиты относятся к более поздним породам ильменитовых парагенезисов и возникли как остаточные расплавы при кристаллизации в мантии высокощелочных ультраосновных пород. Сильнодеформированные типы в основном встречаются в трубке Слюдянка. Происхождение флогопита является дискуссионным. Он может являться результатом магматической кристаллизации поздних расплавов и результатом метасоматических процессов, привноса калия и летучих компонентов.

## Глава 4. Петрохимический и редкоэлементный состав ксенолитов

### 4.1 Петрохимический состав пород

Проанализированная на состав петрогенных оксидов и микроэлементов коллекция включает 75 образцов из трубки Обнаженная.

Содержания порообразующих оксидов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия). Перед проведением пробоподготовки определялись п.п.п. при температуре 950 °С в муфельной печи. Затем навеску массой 1.25 г. гомогенизировали с помощью сплавления с флюсом - метаборатом лития ( $\text{LiBO}_2$ ) в индукционной печи в тиглях из стеклоуглерода при температуре 1100 °С. Параметры съемки: рентгеновская трубка с Rh –анодом, напряжение - 30 кВ, ток - 40 мА. Калибровка проводилась по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Афонин и др., 1984; Afonin et al., 1992].

Полученные результаты приведены в Приложении 1, Таблице 1.1. Выделенные по петрографическим характеристикам три группы пород ксенолитов (Глава 3) также четко отличаются по валовому химическому составу (Рис. 4.1 – 4.4).

Породы магниальной группы характеризуются широкими вариациями составов. Они отличаются относительно высоким содержанием  $\text{MgO}$  (20-43 мас.%) и  $\text{SiO}_2$  (35-55 мас.%) и широкими вариациями содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.7-10 мас.%) и  $\text{CaO}$  (1-12 мас.%). Кроме того, в них отмечено низкое содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (<1 мас.%). Породы, отнесенные по петрографическим признакам к эклогитам и железистым клинопироксенитам, отличаются от остальных наименее магниальным составом (13-18 мас.%) и высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12-21 мас.%), а также достаточно высоким содержанием  $\text{CaO}$  (8-13 мас.%).

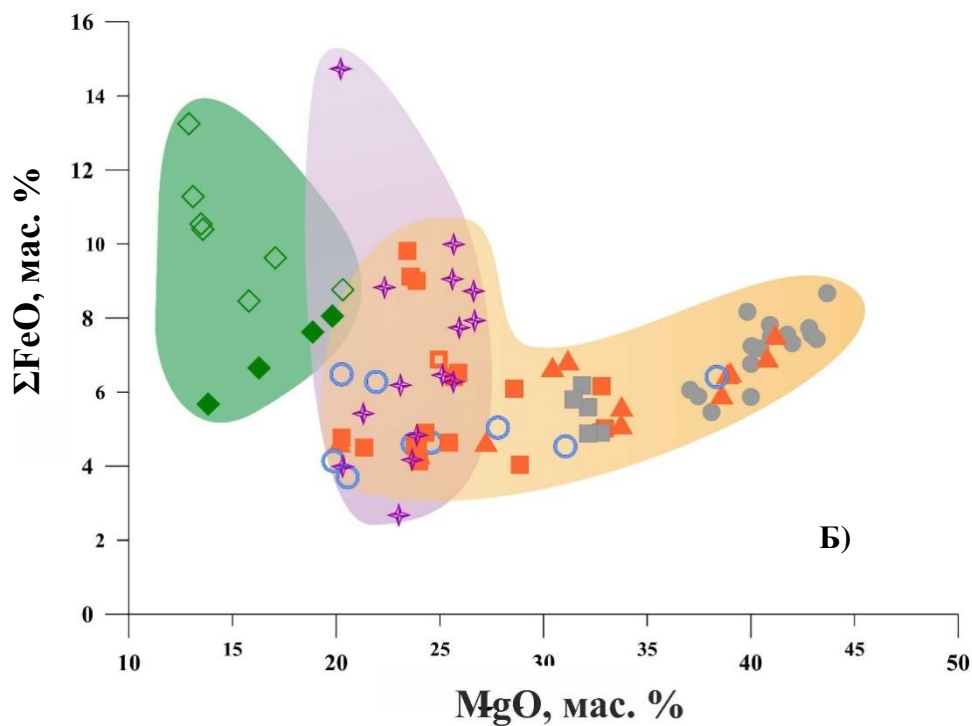
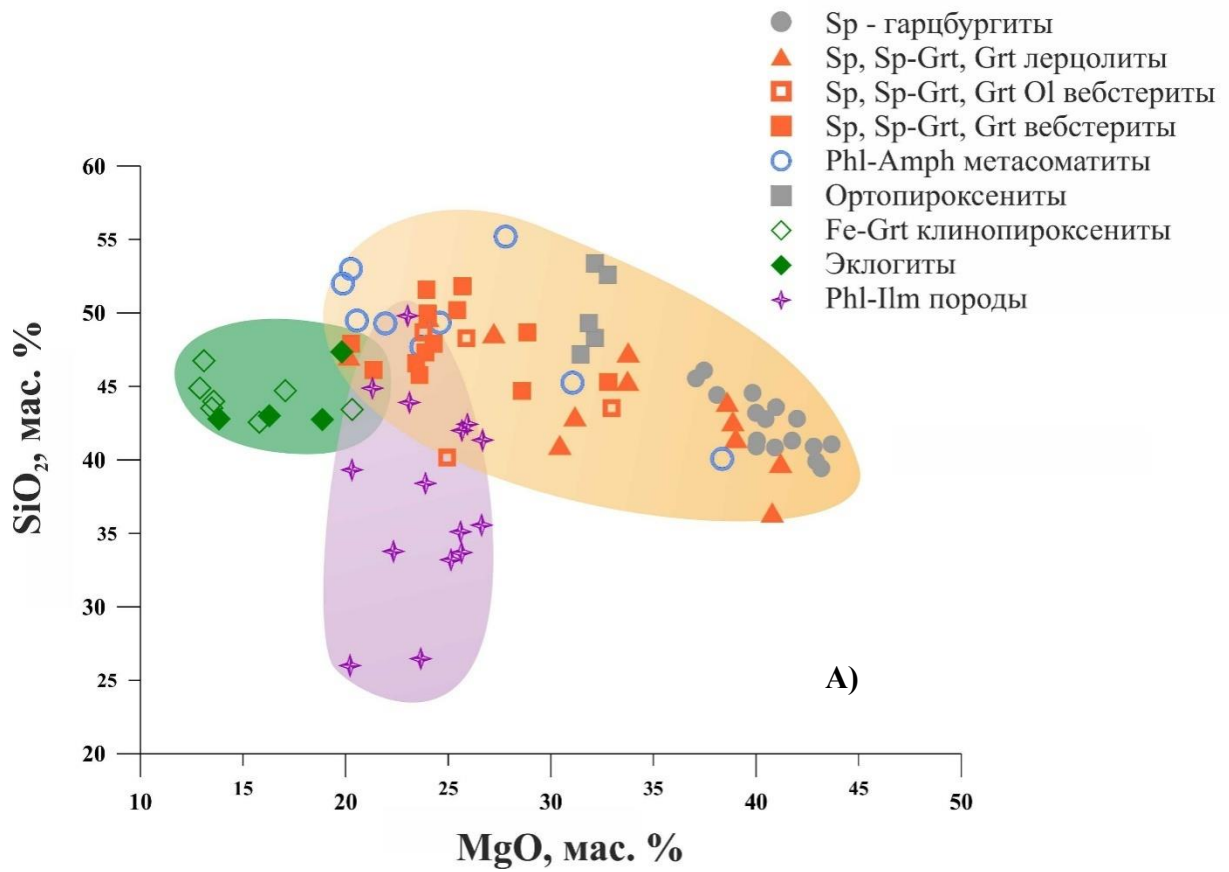


Рис. 4.1. Химический состав ксенолитов из трубки Обнаженная.

А – диаграмма MgO-SiO<sub>2</sub>;

Б - диаграмма MgO-ΣFeO.  $\Sigma\text{FeO} = \text{FeO} \cdot 0.9 + \text{Fe}_2\text{O}_3$

Оранжевое поле – магнезиальная группа;

зеленое поле – эклогиты и клинопироксениты;

фиолетовое поле – Phl-Ilm породы.



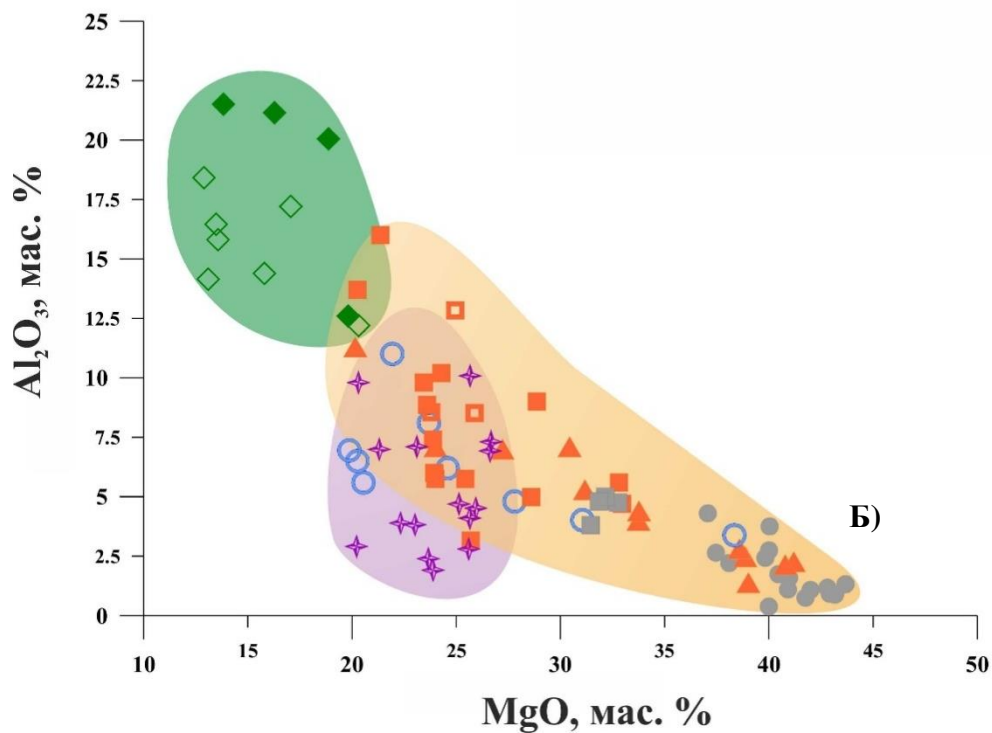
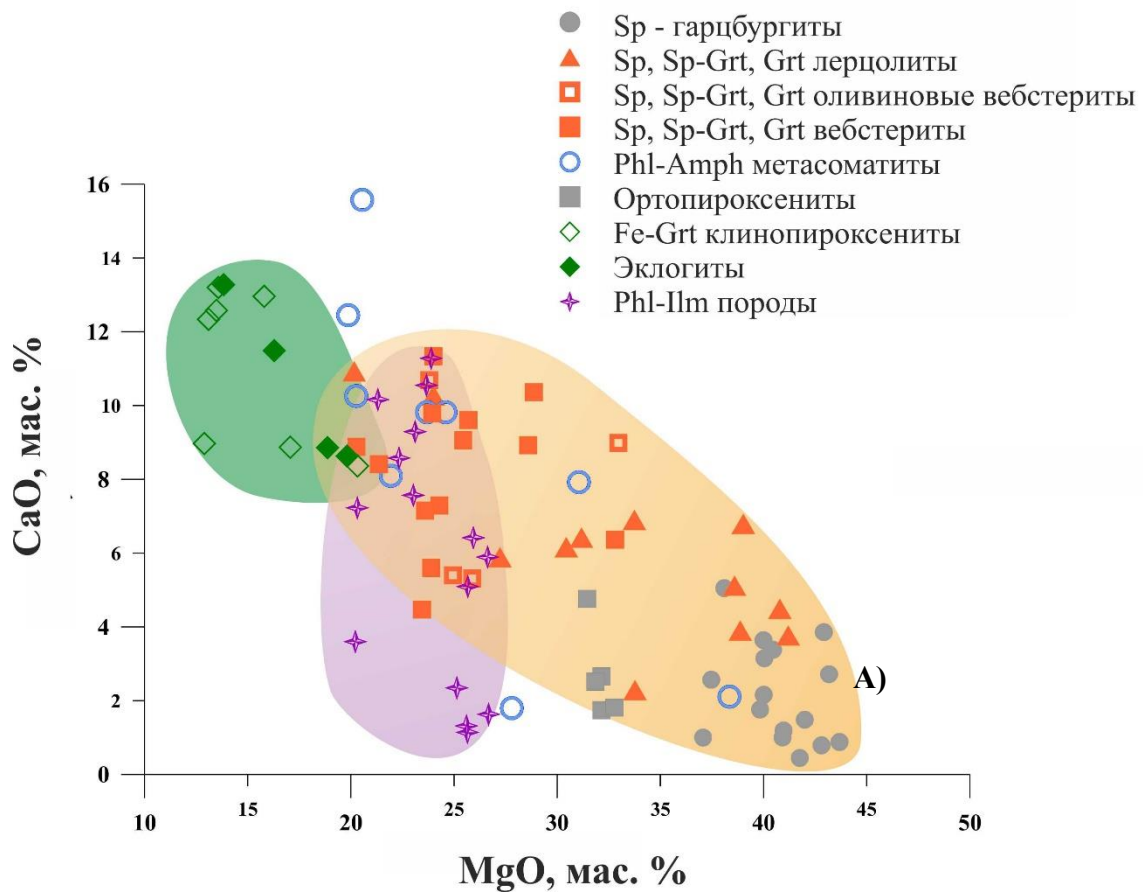


Рис. 4.2. Химический состав ксенолитов из трубки Обнаженная.

А – диаграмма MgO-CaO;

Б - диаграмма MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Оранжевое поле – магнезиальная группа;

зеленое поле – эклогиты и клинопироксениты;

фиолетовое поле – Phl-Ilm породы.

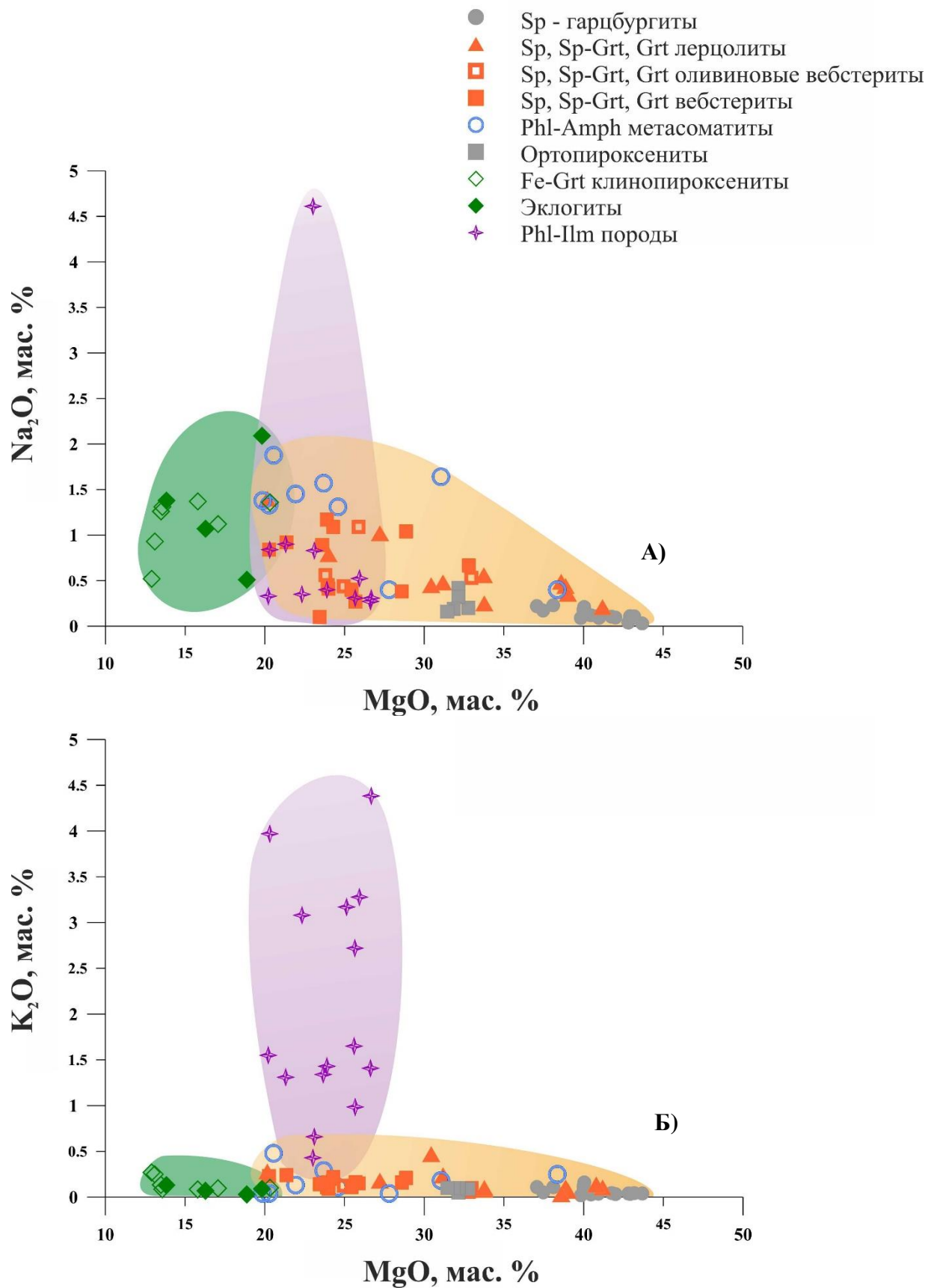


Рис. 4.3. Химический состав ксенолитов из трубки Обнаженная.

А – диаграмма MgO-Na<sub>2</sub>O;

Б - диаграмма MgO-K<sub>2</sub>O.

Оранжевое поле – магнезиальная группа;

зеленое поле – эклогиты и клинопироксениты;

фиолетовое поле – Phl-Ilm породы.

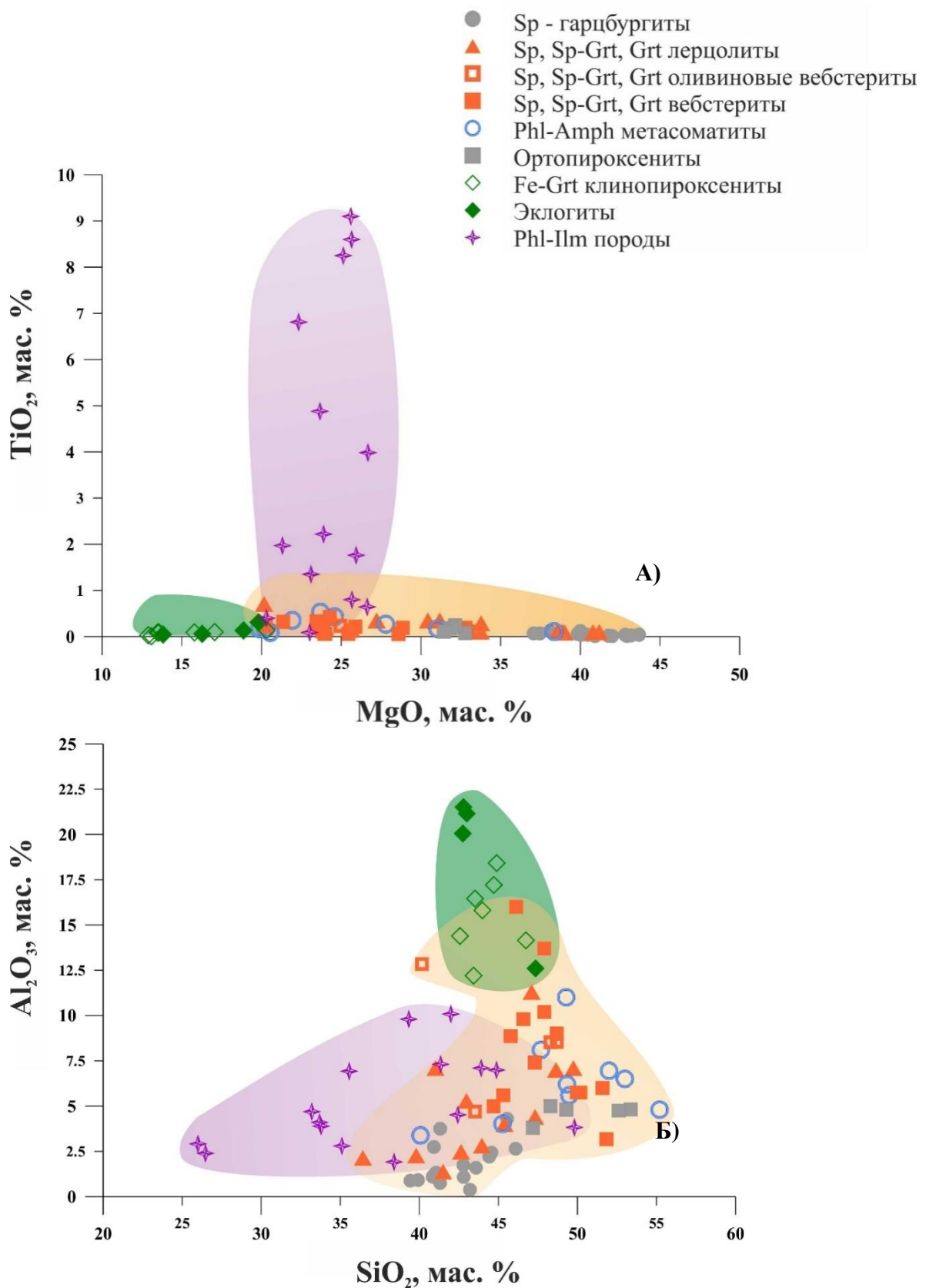


Рис. 4.4. Химический состав ксенолитов из трубки Обнаженная.

А – диаграмма  $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ ;

Б - диаграмма  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Оранжевое поле – магнезиальная группа;

зеленое поле – эклогиты и клинопироксениты;

фиолетовое поле – Phl-Ilm породы.

Phl-Plm породы занимают промежуточное положение по содержанию MgO (20-25 мас.%), но в них отмечены наибольшие концентрации TiO<sub>2</sub> (до 10 мас.%), K<sub>2</sub>O (до 4.5 мас.%) и наименьшие – SiO<sub>2</sub> (49-26 мас.%).

Вышеперечисленные отличия отдельных групп можно связать с модальным минеральным составом пород. В частности, увеличение содержания клинопироксена и граната приводит к возрастанию концентраций CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а флогопита – K<sub>2</sub>O, ильменита – TiO<sub>2</sub>. Однако можно отметить, что эклогиты и клинопироксениты образуют отдельную группу, в целом отличающуюся по химическому составу от вебстеритов магнезиальной группы. Они являются менее магнезиальными в соответствии с более железистыми гранатом, клинопироксеном и иногда присутствием акцессорного рутила. Phl-Plm гипербазиты с гранатом содержат по сравнению с группой слюдитов существенно меньше TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, что полностью соответствует петрографическим наблюдениям.

Сама магнезиальная группа представлена наибольшим количеством составов и является достаточно неоднородной (Рис. 4.5 – 4.7).

На большинстве графиков точки составов данной группы образуют единый тренд. На графике, показывающем корреляцию MgO с SiO<sub>2</sub> (Рис. 4.5 А), подавляющая часть пород Mg-группы образует ряд от Sr гарцбургитов к пироксенитам и вебстеритам, точки составов демонстрируют обратную корреляцию. Гарцбургиты, как преимущественно оливиновые породы находятся в нижней части графика в соответствии с максимальным содержанием MgO и минимальным SiO<sub>2</sub>. Четкая обратная корреляция для точек составов наблюдается также на диаграммах MgO-CaO и MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Рис. 4.6). На диаграмме соотношений MgO-FeO (Рис. 4.5 Б), напротив, устанавливается прямая корреляция, которая определяется последовательным уменьшением содержания этих оксидов при переходе от гарцбургитов к безоливиновым пироксенитам и вебстеритам.

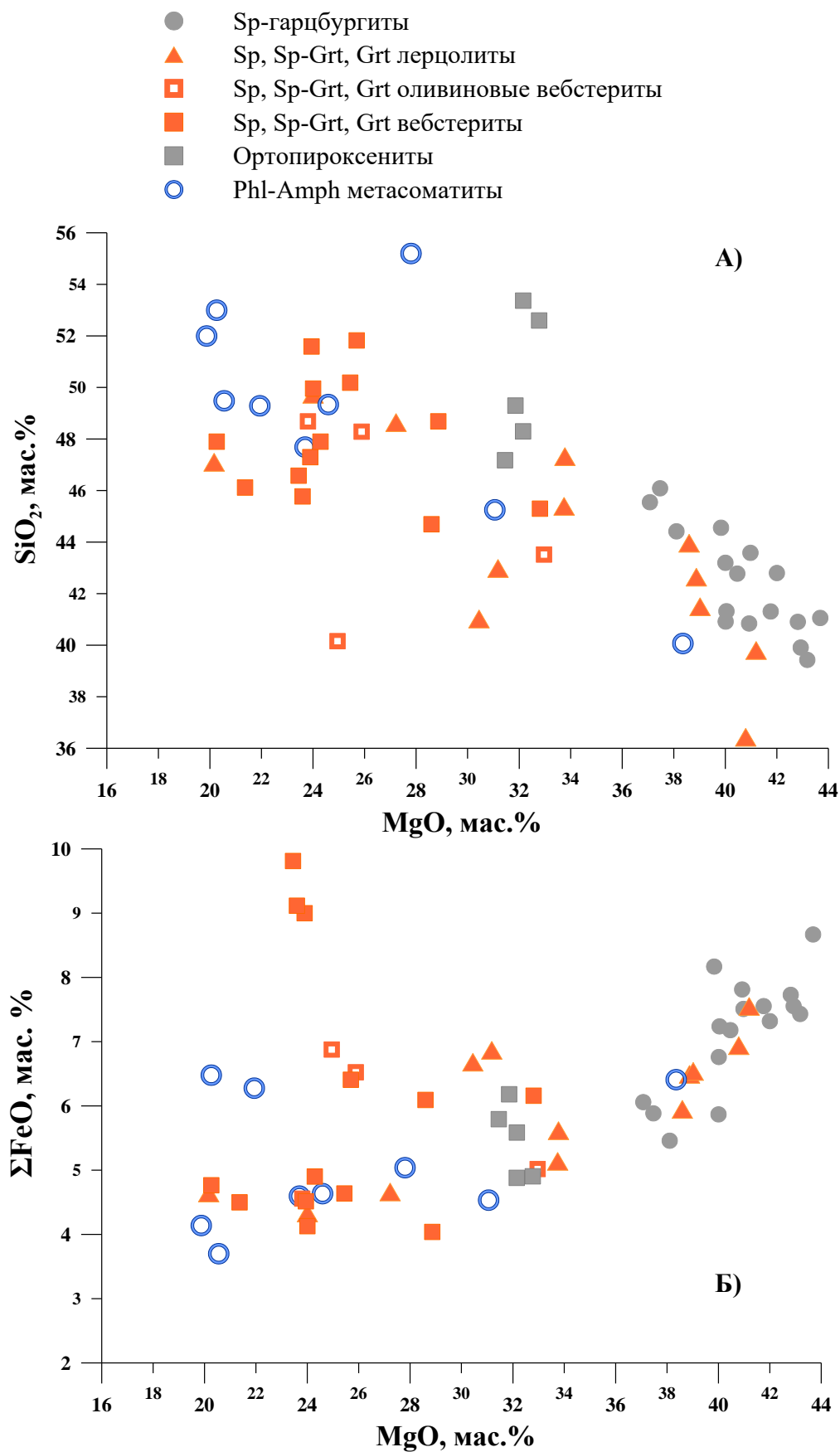


Рис. 4.5. Химический состав ксенолитов магнезиальной группы из трубки Обнаженная.  
 А – диаграмма  $\text{MgO-SiO}_2$ ;  
 Б - диаграмма  $\text{MgO-}\Sigma\text{FeO}$ .  $\Sigma\text{FeO} = \text{FeO} \cdot 0.9 + \text{Fe}_2\text{O}_3$

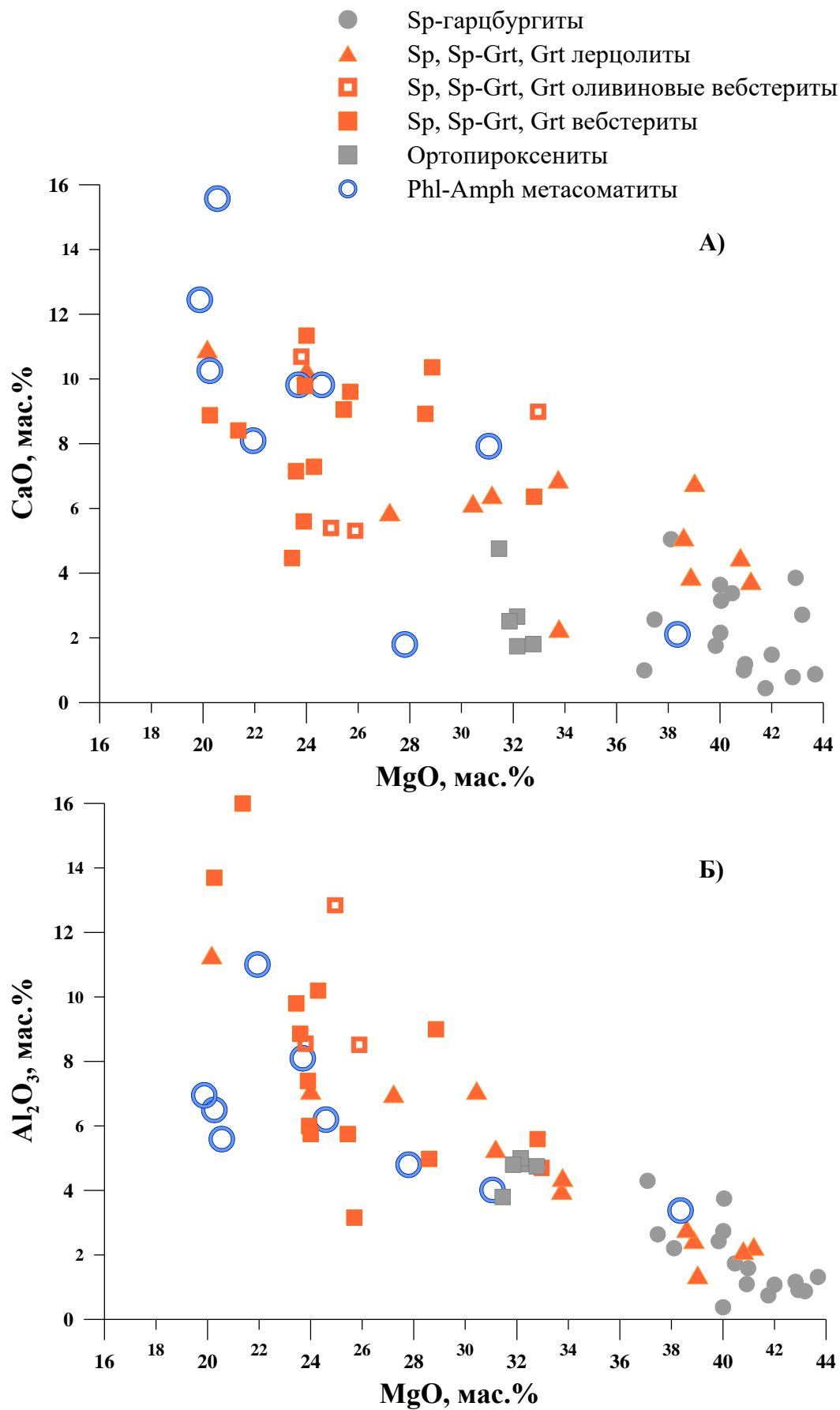


Рис. 4.6. Химический состав ксенолитов магнезиальной группы из трубки Обнаженная. А – диаграмма MgO-CaO; Б - диаграмма MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

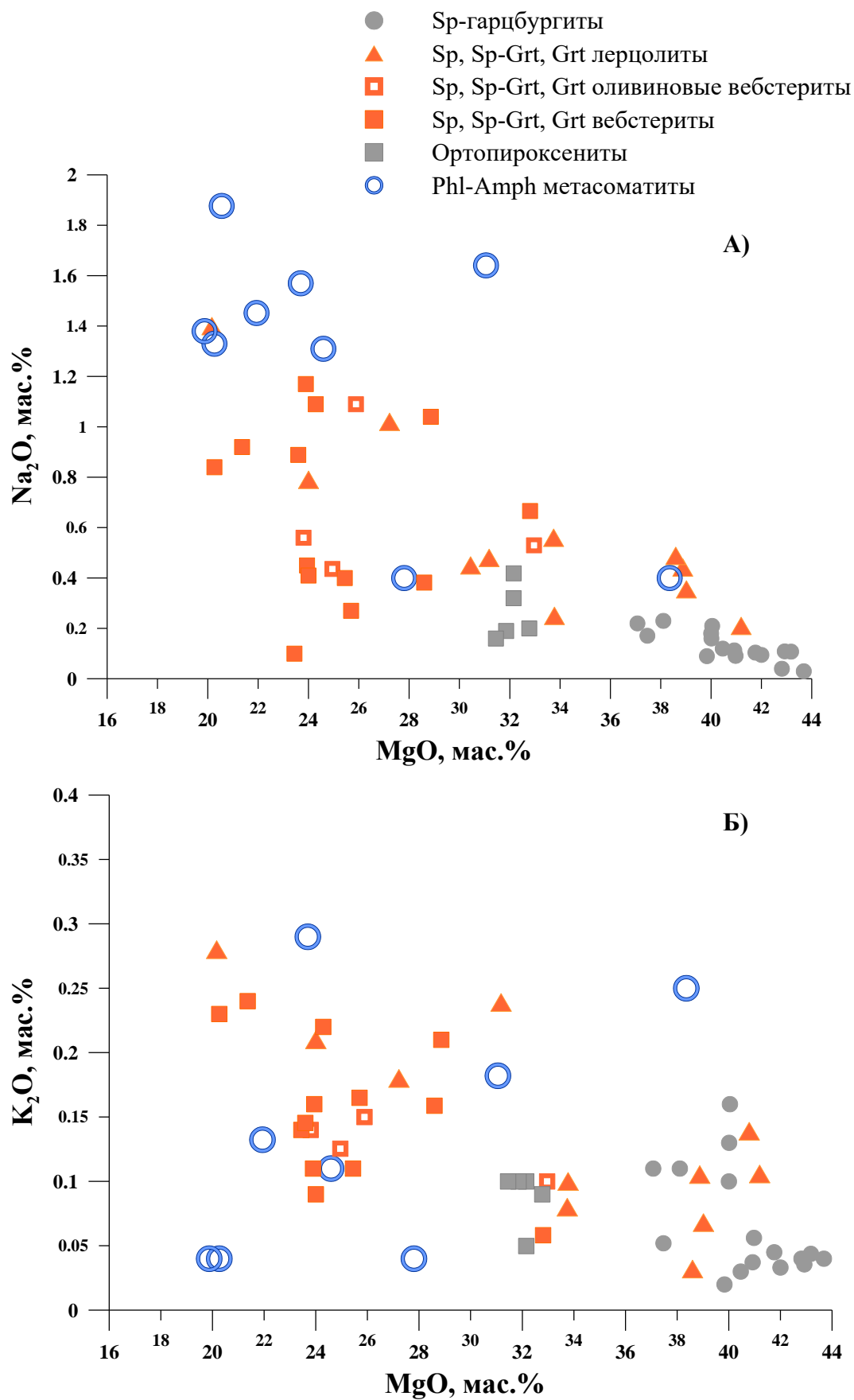


Рис. 4.7. Химический состав ксенолитов магнезиальной группы из трубки Обнаженная.  
 А – диаграмма  $\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$ ;  
 Б - диаграмма  $\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}$ .

Обращают на себя внимание породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph модального метасоматоза. Данный тип метасоматических изменений влияет на различные типы пород магнезиальной группы, и точки составов демонстрируют широкий разброс значений. Однако большая часть точек ксенолитов, содержащих Phl-Amph минерализацию, находится на графике MgO–FeO в области наименьших содержаний этих оксидов, а графике MgO-SiO<sub>2</sub> метасоматизированные образцы показывают наиболее высокие содержания SiO<sub>2</sub> (Рис. 4.5). По-видимому, Phl-Amph метасоматоз привносит в породы магнезиальной группы SiO<sub>2</sub> и частично выносит FeO и MgO. В метасоматизированных ксенолитах также фиксируется явное повышенное содержание CaO (Рис. 4.6А) и особенно Na<sub>2</sub>O (Рис. 4.7А). Повышенное содержание Na<sub>2</sub>O определяется высоким содержанием этого оксида (4.5–6%) в метасоматическом амфиболе (Гл. 5.1.7). В метасоматитах выявляется также прямая корреляция между оксидами натрия и калия и существенное возрастание содержания TiO<sub>2</sub> в части образцов. На диаграмме MgO-K<sub>2</sub>O (Рис. 4.7Б) для метасоматитов наблюдается противоположная основной группе прямая корреляция с увеличением содержания калия, что соответствует образованию флогопита.

Таким образом, в соответствии с петрографическими данными, группа гарцбургитов (в основном Sp гарцбургиты и более редкие Sp-Grt и Grt гарцбургиты) на петрохимических диаграммах образуют непрерывный ряд к Sp, Sp-Grt и Grt гранатовым лерцолитам, содержащим сравнительно небольшие количества клинопироксена и граната. Вебстериты – перидотиты совместно с гарцбургитами образуют на петрохимических диаграммах единые ряды пород, что подтверждает вывод об их генетическом родстве. Развитие метасоматической Phl – Amph минерализации в ксенолитах магнезиальной группы проявляется в привносе в породы Na<sub>2</sub>O, CaO, частично K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>.



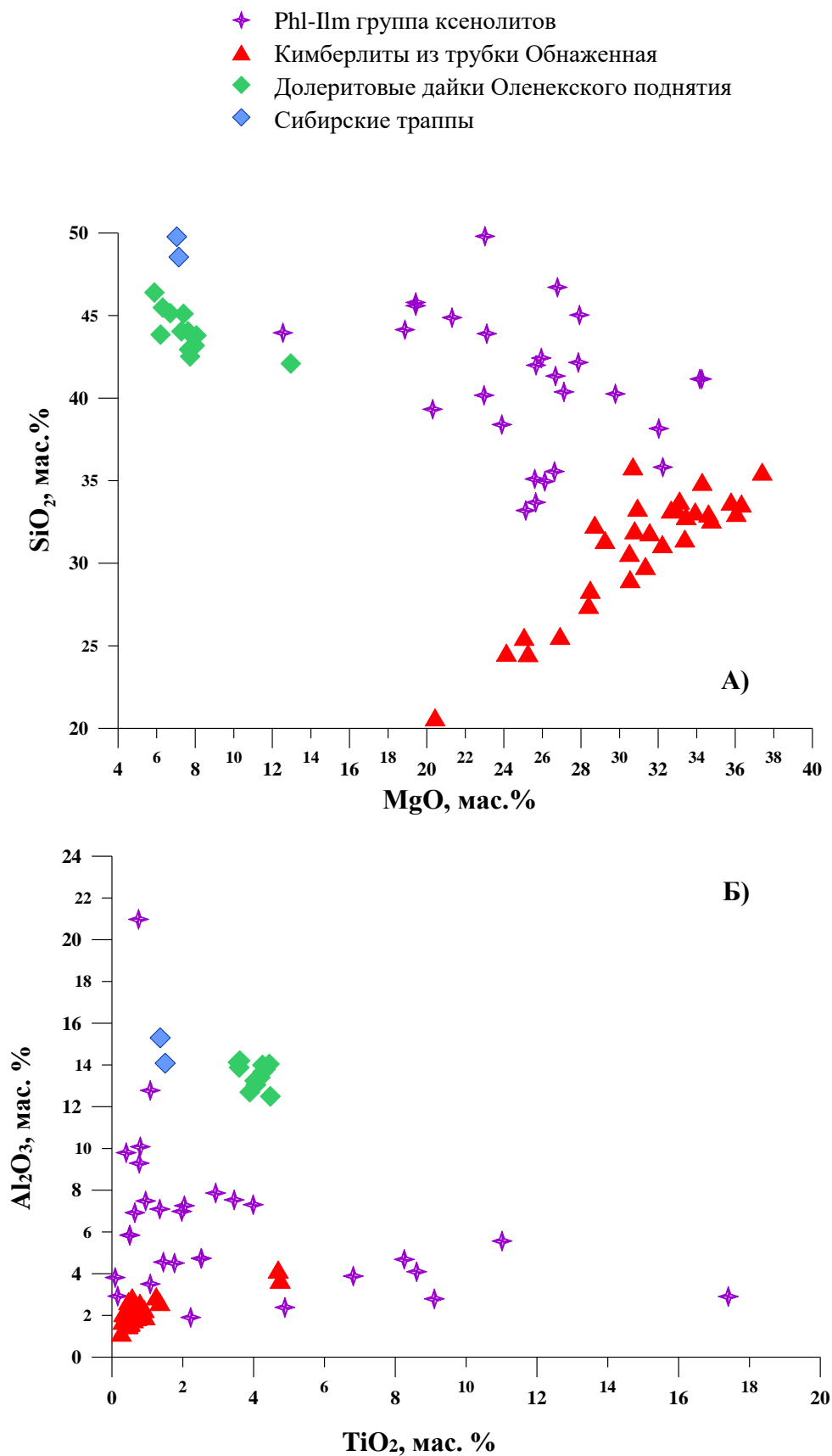


Рис. 4.8. Химический состав флогопит-содержащих ксенолитов из трубки Обнаженная (наши данные), среднего состава покровных базальтов Тунгусской синеклизы [Медведев и др., 2003] и долеритовых даек Оленекского поднятия [Киселев, 2015]

А – Диаграмма MgO - SiO<sub>2</sub>;

Б – Диаграмма TiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;

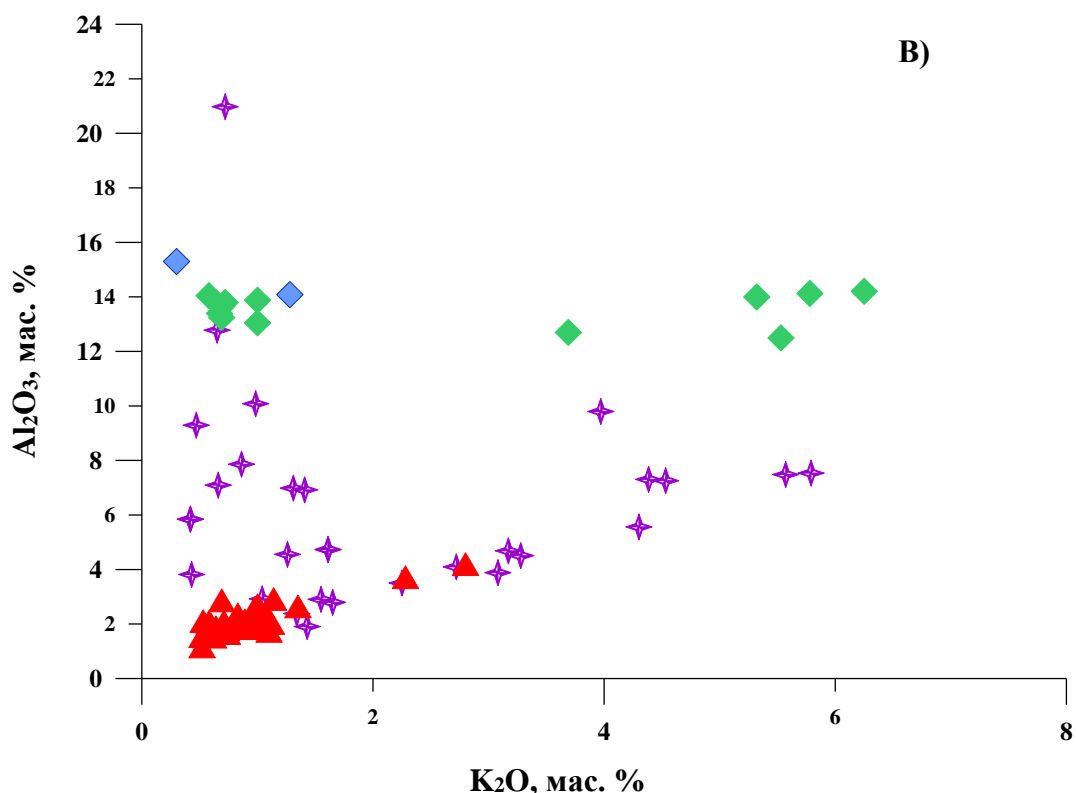


Рис. 4.8. Продолжение. Химический состав флогопит-содержащих ксенолитов из трубки Обнаженная (наши данные), среднего состава покровных базальтов Тунгусской синеклизы [Медведев и др., 2003] и кембрийских долеритовых даек Оленекского поднятия [Киселев, 2015].

В – Диаграмма  $K_2O - Al_2O_3$ ;

Также нами было исследовано влияние кимберлитового расплава, которое могло бы проявиться в увеличении содержания  $K_2O$ ,  $SiO_2$ , а минералогически – в образовании флогопита. Поэтому для сравнения была выбрана группа Phl-Plm содержащих ксенолитов, как группа пород с наиболее высоким содержанием щелочных элементов. На Рис. 4.8 приведен валовый химический состав ксенолитов этой группы в сравнении с составами кимберлитов из трубки Обнаженная, Сибирскими траппами (покровными базальтами Тунгусской синеклизы [Медведев и др., 2003]) и долеритовыми дайками Оленекского поднятия [Киселев, 2015] как наиболее близко расположенного геохимически изученного объекта. В целом можно отметить, что тренды точек кимберлитов и ксенолитов имеют различную направленность, и большее влияние на валовый химический состав этих пород могли оказать расплавы, родственные базитовым породам Сибирской платформы.

## 4.2 Содержания редких элементов в породах

Для 28 образцов ксенолитов были измерены содержания редких элементов в валовых пробах (Приложение 1, Табл. 1.2).

Содержание Ni, Co, Cr, V, Zn, Cu было определено рентгенофлуоресцентным методом на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (Карл Цейс, Германия). Образцы для измерения приготовлены насыпкой порошковой пробы в кюветы с полипропиленовым окном. Концентрации Ba, Sr, Zr, Nb, Y определялись на спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия). Образцы для измерения на спектрометре S4 Pioneer приготовлены прессованием порошковой пробы на подложке из борной кислоты. Основные параметры съемки: измерения выполнены при напряжении на рентгеновской трубке 50 кВ, силе тока 20-40 мА с Ag- (VRA-30) или Rh (S4 Pioneer) –анодом. Для калибровки использовали стандартные образцы горных пород – СГД-1А, СГД-2 (габбро), СТ-1А, СТ-2 (трапп), СДУ-1 (дунит) (Россия), JB-1 (базальт), JP-1 (перидотит) (Япония).

Содержание Sr, Nb, Sc, REE, Hf, Ta, Y, Th, U в породе были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре с магнитным сектором Element-2 (Finnigan MAT, Germany). При ICP-MS анализе микроэлементного состава разложение проб проводили в открытых системах. Пробу массой 100 мг помещали в тефлоновые бюксы, заливали смесью кислот (5 мл HF марки «ОСЧ», 2 мл HNO<sub>3</sub> двукратно перегнанной марки «ОСЧ» и 1 мл HClO<sub>4</sub> марки «Superior») и оставляли на ночь при комнатной температуре. Содержимое бюкса выпаривали для отгонки SiF<sub>4</sub>, добавляли 1 мл воды, 1 мл 30 HNO<sub>3</sub> и 2-3 капли H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Смесью вновь выдерживали 12 часов, далее выпаривали до влажных солей, переносили в колбу на 100 мл и доводили до метки водой. В обоих способах использовалась вода, очищенная с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Франция). Анализ проводили при стандартных операционных условиях [Смирнова и др., 2004]. Для градуирования зависимости интенсивности от концентрации элемента использовали

многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1-4, SPEX, США). Для съемки спектров растворы образцов разбавляли в 5000 раз при кислотности 2%  $\text{HNO}_3$ . Величины пределов обнаружения (ПО) оценивали по  $3\sigma$  критерию для процедурной холостой пробы с пересчетом на твердую пробу при соответствующем факторе разбавления готовых растворов. Величины относительного стандартного отклонения, оцененные по повторным измерениям в стандартных образцах (с содержаниями микроэлементов, близкими к анализируемым породам) варьировали от 0,3 - 0,8% (Sr, Zr, Cs, Nd, La) до 7-8 % (Tm). Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2 через каждые 5-6 проб.

По геохимическим характеристикам выделенные три группы пород (Глава 3) также отличаются. Нормированные содержания редких элементов в валовых пробах ксенолитов, полученные ICP-MS методом, приведены на рисунке 4.9. Породы магнезиальной группы демонстрируют сходный тип спектра, отмечаются минимумы по Ta, Zr+Hf и Ti, постепенное уменьшение концентраций редких земель Gd-Yb. Коэффициент фракционирования редкоземельных элементов  $(\text{La/Yb})_N$  для пород данной группы достаточно высок (102 - 18.1, среднее 57.4) и уменьшается с увеличением содержания клинопироксена. Эклогиты и клинопироксениты отличаются от них по типу спектра, минимумом по Ta, меньшими значениями коэффициента фракционирования  $(\text{La/Yb})_N$  (7.7-1.7), также отмечаются незначительные (до 0.5) отрицательные аномалии по Eu. Phl-Ilm породы характеризуются значительно более высокими концентрациями элементов HFSE + LILE, максимумами по Nb+Ta, а также в целом очень широкими вариациями значений (до 70 раз). Большинство образцов характеризуется максимумом по титану, однако отличаются образцы с минимумом – Сл-101, Сл-109, Сл-3. Данные образцы относятся к слюдитам II с признаками деформации (Глава 3.4).

Порода/Примитивная мантия (ПМ)

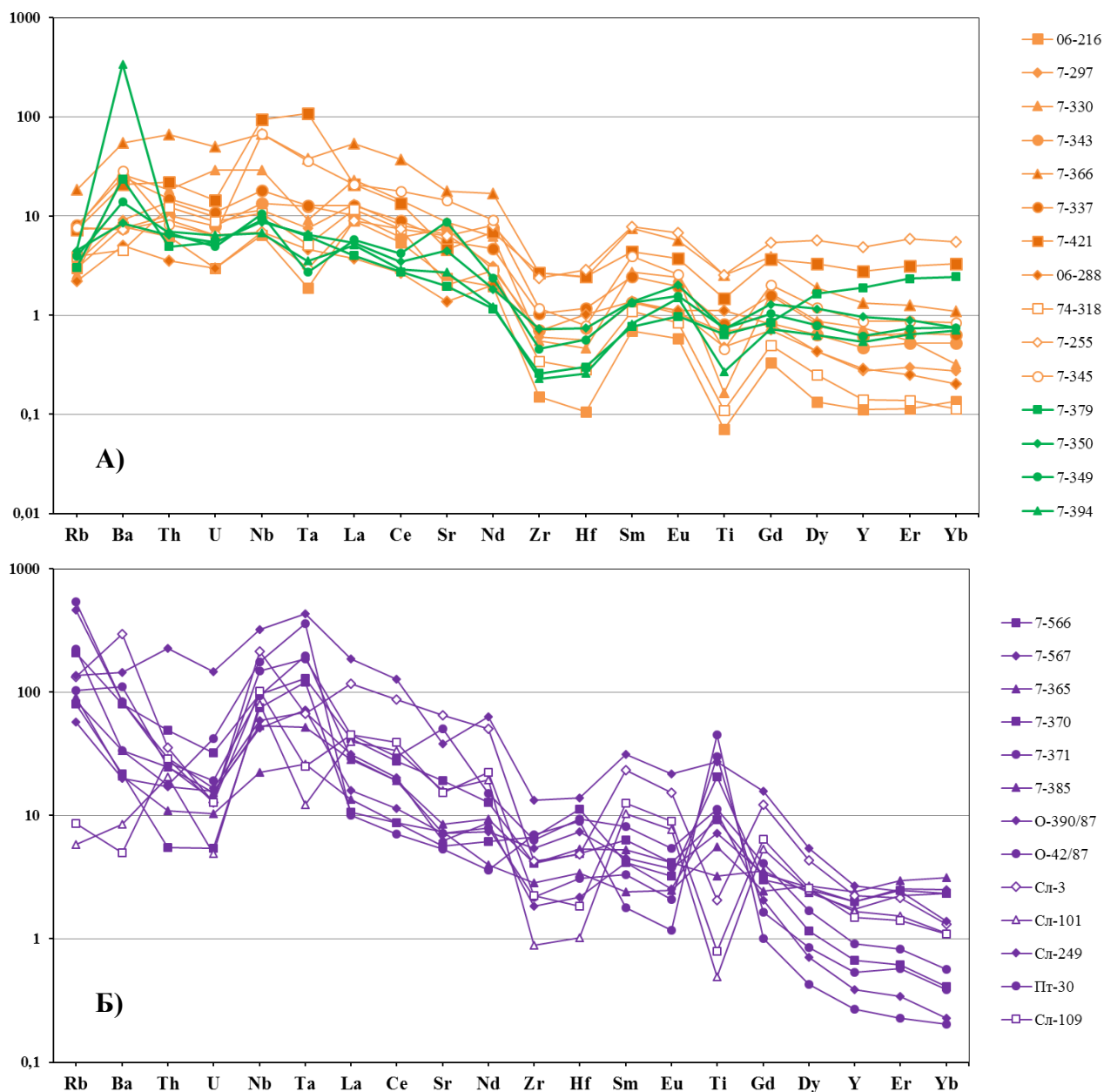


Рис. 4.9. Спайдер-диаграмма распределения измеренных содержаний несовместимых элементов в ксенолитах трубки Обнаженная, нормированных на ПМ [McDonough, Sun, 1995].  
 А – Оранжевые линии – магнезиальная группа,  
 зеленые линии – эклогиты и клинопироксениты,  
 Б - фиолетовые линии - Phl-Plm породы.

Порода/Примитивная мантия (ПМ)

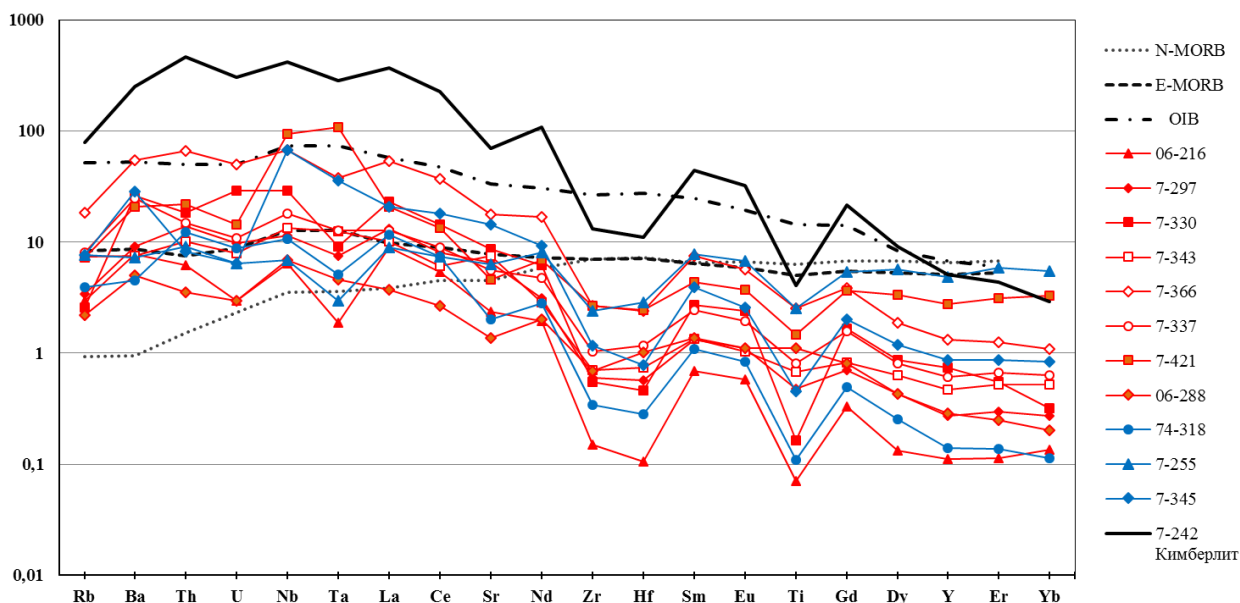


Рис. 4.10. Спайдер-диаграмма распределения измеренных содержаний несовместимых элементов в ксенолитах магнезиальной группы из трубки Обнаженная, нормированных на ПМ [McDonough, Sun, 1995].

Красные линии – гарцбургиты и лерцолиты.

Синие линии – образцы с признаками Phl-Amph метасоматоза.

Черная линия – кимберлит из трубки Обнаженная.

На Рис. 4.10 нанесены содержания редких элементов в породах магнезиальной группы с признаками и без признаков модальных метасоматических изменений. В целом образцы характеризуются похожей формой спектра (с минимумами Ta, Zr+Hf, Ti) и широкими вариациями значений. Спектры для магнезиальной группы не совпадают с нанесенными линиями составов N-MORB, E-MORB, OIB [Sun, McDonough, 1989]. Также для сравнения на данный график был нанесен редкоэлементный состав кимберлита из трубки Обнаженная. Можно отметить, что измеренное распределение редких элементов в магнезиальной группе ксенолитов подобно кимберлитовой породе (максимумы Nb, Sm+Eu; минимумы Ti, Zr-Hf, а также близкая величина фракционирования  $(La/Yb)_N$  в кимберлите = 113, в породах магнезиальной группы = от 102). Однако несколько образцов (7-345, 7-421) отличаются максимумами по Nb-Ta, что можно объяснить метасоматическим воздействием и развитием вторичной минерализации.

Сходство содержания редких элементов в мантийных ксенолитах и кимберлитах было отмечено еще Ионовым с соавторами [Ionov et al., 2010] для

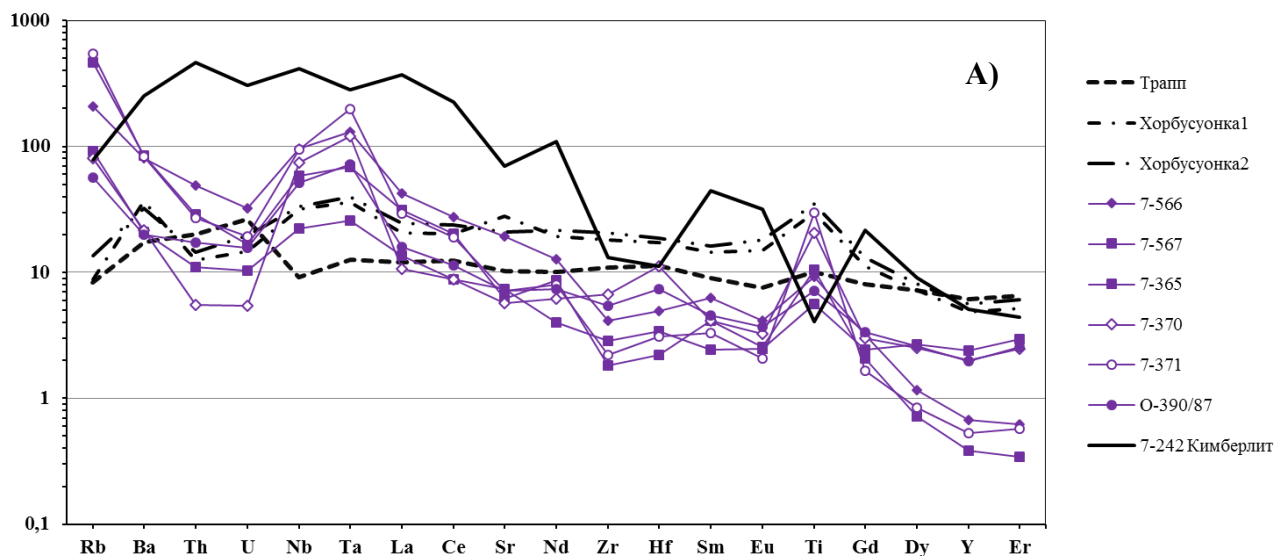
крупно-зернистых шпинелевых лерцолитов из трубки Удачная. Отмечались низкие содержания редкоземельных элементов (на 2-3 порядке ниже, чем в кимберлитах и 20-50 раз ниже, чем в примитивной мантии), максимумы по Nb, Sr, Rb и минимум по Ti. Авторы интерпретировали образование шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов как результат 30-40% плавления вещества примитивной мантии сначала в зоне устойчивости граната, затем шпинели. На основании сходной формы кривых распределения редких элементов с кимберлитами, авторы также делали вывод, что воздействие метасоматизирующих расплавов, повышение P-T параметров кристаллизации и образование деформированных перидотитов являются проявлениями одного процесса, связанного с кимберлитовыми расплавами. Для гранатовых деформированных лерцолитов из трубки Удачная отмечались более высокие содержания редкоземельных элементов. Данные породы, по общепринятой гипотезе, являются результатом метасоматического воздействия [Agashev et al, 2013 и другие].

Можно рассматривать сходство кривых распределения магнезиальной группы пород с кимберлитом как результат позднего воздействия кимберлитовых флюидов и вторичного изменения в трубочных условиях - о чем свидетельствует образование по ортопироксену и оливину серпентина и кальцита как низкотемпературных минералов с высоким содержанием воды и элементов группы LILE (Глава 3.1). Высокая степень измененности ксенолитов согласуется с данными по содержанию  $H_2O + CO_2$  (от 1.6 – до 8.2 мас.%, в среднем 3-5 мас.%) (Приложение 1, Таблица 1.1).

С другой стороны, следует отметить, что степень изменения данных пород достаточно неравномерна, вторичные изменения проявились прежде всего в породах с высоким содержанием оливина и ортопироксена, что должно было бы выразиться в более высоких содержаниях редких элементов в гацбургитах по сравнению с лерцолитами. Однако гарцбургиты (обр. 06-216, 74-318) и ортопироксенит (обр. 06-288) демонстрируют наименьшие содержания редких элементов (Рис. 4.9 - 4.10; Приложение 1, Таблица 1.2). Кроме того, непонятно,

почему пропитка флюидами из кимберлитового расплава в трубочных условиях, если она имела место, влияла только на химический состав пород магнезиальной группы, не воздействуя на валовые химические составы эклогитов и флогопит–ильменитовых пород (Рис. 4.11). Таким образом, нельзя исключать метасоматическое воздействие высокощелочных расплавов, но данный вопрос требует дальнейшего изучения.

Порода/Примитивная мантия (PM)



Порода/Примитивная мантия (PM)

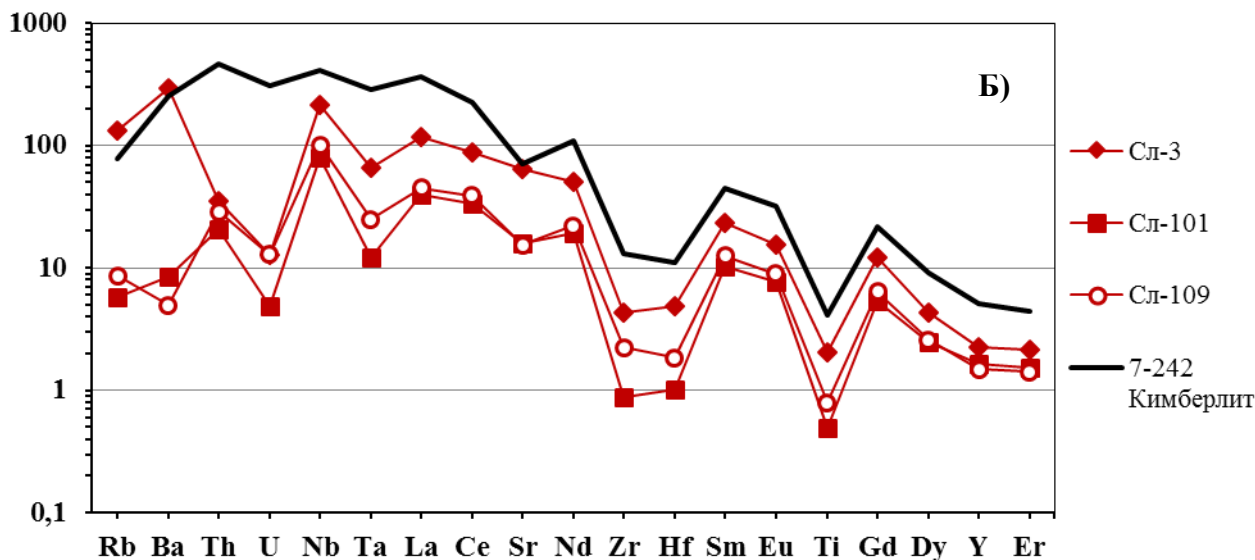


Рис. 4.11. Спайдер-диаграмма распределения измеренных содержаний несовместимых элементов в Phl-Ptm содержащих ксенолитах.

А – Ксенолиты с максимумом по титану (ильменит-флогопитовые гипербазиты).

Б – Ксенолиты с минимумом по титану (деформированные слюдиты).

Трапп – состав покровного базальта Тунгусской синеклизы ~250 млн лет [Медведев и др, 2003]. Хорбусуонка – состав долеритовых даек в бассейне р. Хорбусуонка, притока р. Оленек [Киселев и др., 2015 – составы 0910 и 1011], кимберлит – наши данные (обр. 7-242).



На Рис. 4.11 приведены валовые редкоэлементные составы флогопит-ильменит-содержащих ксенолитов, разделенные на две группы. К первой были отнесены образцы с максимумом по титану (Рис. 4.11 А). При этом данную группу составили образцы – ильменит-флогопитовые гипербазиты. Они характеризуются максимумами элементов группы HFSE. При сравнении с литературными данными можно отметить, что формой спектров с максимумами элементов группы HFSE характеризуются дайки бассейна р. Хорбусуонка, которые датируются 540 млн. лет [Киселев и др., 2015]. Однако в спектре распределения данных даек не выражен максимум Nb+Ta и отсутствует минимум Zr+Hf, также низкое значение  $(La/Yb)_N = 3-4$ , поэтому сходства даек и ксенолитов не наблюдается. Базальты Сибирских траппов тоже характеризуются незначительным максимумом по титану, однако отличаются от наших пород по значениям и формам спектра (минимумом по Nb, низкими значениями  $(La/Yb)_N = 2-4$ ). При этом кимберлитовый расплав обладает совершенно иными геохимическими характеристиками, что не позволяет предположить генетическое родство расплавов, родоначальных кимберлитам, и флогопит-ильменитовых ксенолитов. Следует также отметить, что валовый геохимический состав пород зависит от содержания минералов – концентраторов редких элементов (в данном случае ильменита, что может объяснить максимум по титану).

Вторую группу составили образцы с минимумом по титану (Рис. 4.11 Б), которые характеризуются подобием кимберлитам по геохимическим характеристикам (минимум Ti, Zr+Hf). Данные породы по петрографическим особенностям являются образцами с признаками деформационных структур и характеризуются высоким содержанием флогопита (Глава 3.4). Сходство геохимического состава деформированных слюдитов и кимберлитов может свидетельствовать об их генетическом родстве.

Таким образом, выделенные в соответствии с петрографическими особенностями группы пород отличаются по валовому химическому составу.

Группа гарцбургитов на петрохимических диаграммах образует непрерывный ряд составов к Sp, Sp-Grt и Grt гранатовым лерцолитам, а также Sp, Sp-Grt и Grt вебстеритам, что подтверждает вывод об их генетическом родстве. В целом данная группа характеризуется высоким содержанием MgO.

Развитие метасоматической Phl–Amph минерализации в ксенолитах магнезиальной группы проявляется в привносе в породы Na<sub>2</sub>O, CaO, частично K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>.

Флогопит–ильменитовые породы характеризуются двумя типами спектров распределения редких элементов. Для флогопит-ильменитовых гипербазитов характерен максимум по титану. Для слюдитов с высоким содержанием флогопита и признаками деформации отмечается минимум по титану и сходство с геохимическими характеристиками кимберлитов.

## **Глава 5. Состав минералов из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Обнаженная**

В данной главе рассматривается химический состав минералов из ксенолитов трубки Обнаженная, среди которых были выделены три основные группы пород (Глава 3).

### **5.1. Особенности химического состава минералов мантийных ксенолитов**

Породообразующими минералами в мантийных ксенолитах кимберлитовой трубки Обнаженная являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, гранат, шпинель, также были проанализированы флогопит, амфибол и ильменит.

Составы минералов из ксенолитов трубки Обнаженная были проанализированы на микрозондовом анализаторе Jeol JXA8200 (Институт геохимии СО РАН, аналитик Л.Ф. Суворова), оснащенный 5-ю волновыми спектрометрами с кристаллами-анализаторами LiFH, LiF, PETJ, PETH, TAP, TAPH, LDE1 и LDE2. При участии автора было выполнено более 1000 микрозондовых химических анализов минералов на главные оксиды. Измерения проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, с использованием электронного пучка минимального диаметра (<1 мкм) или 10 микрон. В качестве калибровочных стандартов использовались альбит (Na), ортоклаз (K), гранат O-145 (Al), гранат C-153 (Cr), голубой диопсид (Si, Ca), оливин (Mg), родонит (Mn), рутил (Ti), шпинель  $\text{NiFeO}_4$  (Fe) с  $K\alpha$ -линией рентгеновского излучения, как аналитической.

Полученные данные по составу минералов приведены в Приложении 2. Для нанесения для графики химических составов были выбраны 1-2 представительных анализа для каждого образца.

#### **5.1.1 Оливин**

Оливин содержится в значительном количестве в породах магнезиальной группы – гарцбургитах (до 60-70%), лерцолитах (35-50%), оливиновых вебстеритах, вебстеритах (5-10%); во Phl-Ilm содержащих породах оливин наблюдается в количестве 5-30%. Оливин в перидотитах магнезиальной группы

представлен крупными зернами размером до нескольких мм (Рис. 3.2-3.4). В гарцбургитах и лерцолитах оливин иногда замещается серпентином и кальцитом (Рис. 5.1А). Оливин также присутствует в мегакристаллических пироксенитах, но чаще всего в виде мелких единичных (до 0.5-0.7 мм) зерен в перекристаллизованной матрице. Также оливин встречается в виде мелких зерен в мелкозернистом агрегате метасоматизированных образцов с амфиболом (Рис. 5.1Б). В некоторых образцах оливин наблюдается в виде округлых включений в пироксене (Рис. 5.1.В). Во Phl-Пm породах данный минерал встречается в виде мелких зерен (от 0.п до 1-2 мм) округлой или ксеноморфной формы (Рис 5.1Г), которые носят признаки деформации и перекристаллизации.

Содержание  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и  $CaO$  в оливинах обычно ниже предела обнаружения при заданных параметрах съемки на рентгеноспектральном микроанализаторе (0.04-0.05 %). Оливин в породах магнезиальной группы характеризуется высокой магнезиальностью  $Mg\#$  (91-93) и небольшими вариациями содержания других породообразующих оксидов (Рис. 5.2; Табл. 5.1; Табл. 2.1 Приложение 2). Состав оливина соответствует форстериту с соотношением компонентов  $Fo_{91.03-93.5}$ ,  $Fa_{6.50-8.97}$ . Содержание  $NiO$  в данной группы составляет 0.29-0.52 мас.%. На графике  $Mg\#-NiO$  оливин образует компактное поле составов без видимого тренда (Рис. 5.3Б). Содержание  $FeO$  колеблется от 6.5 до 8.64 мас.%. Зерна в основном однородны. Оливины из пород с модальными метасоматическими изменениями не демонстрируют существенных отличий от других пород магнезиальной группы.

Оливины из пород железистой Пm-Phl группы характеризуются более низкими значениями и значительно более широкими вариациями магнезиальности (78.5 - 89). Содержание  $NiO$  в оливинах из этой группы изменяется от 0.07 до 0.36 мас.% и в целом является достаточно низким. На графике (Рис. 5.2) они образуют тренд увеличения содержания железа и уменьшения никеля.

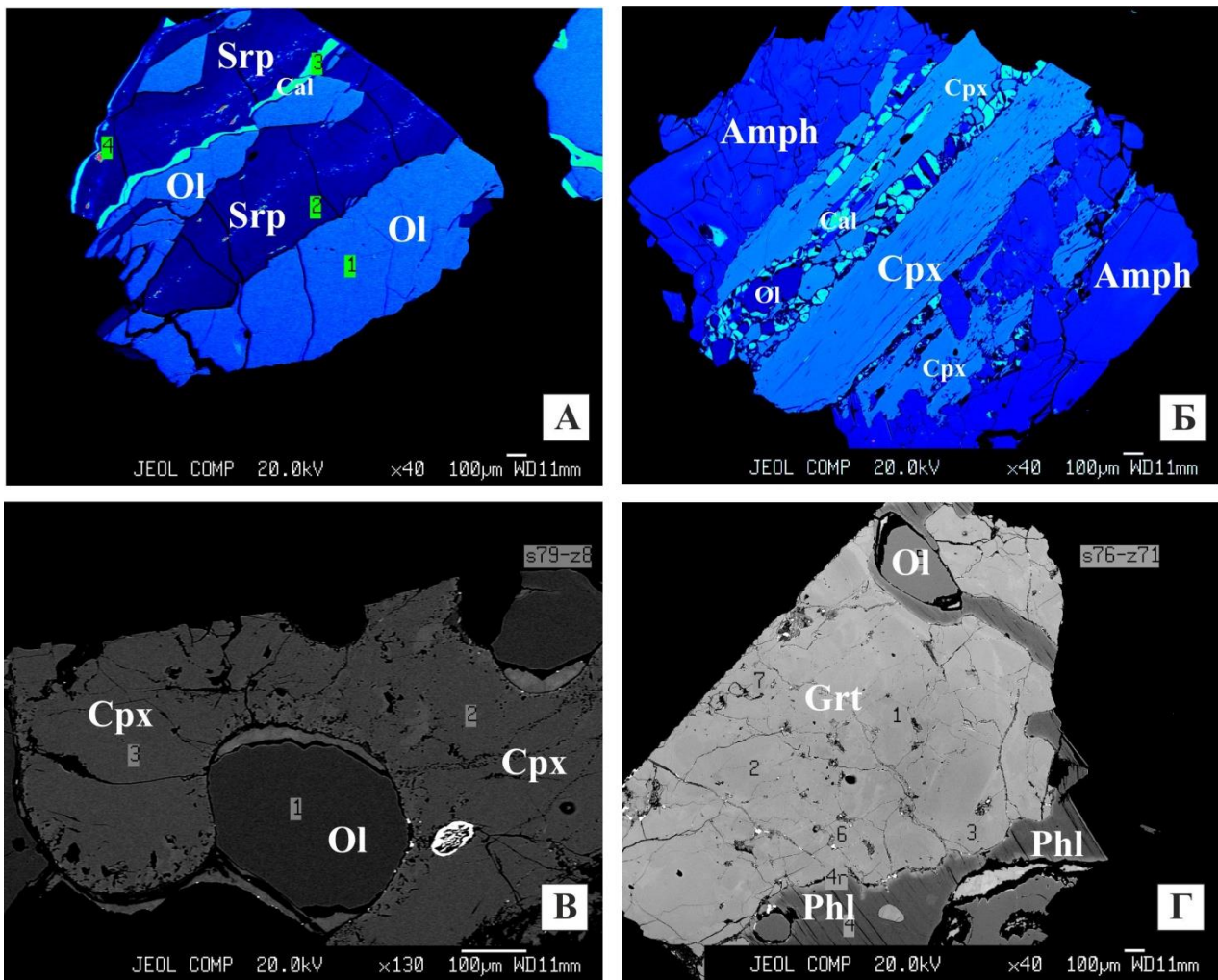


Рис. 5.1. Взаимоотношения оливина с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитах из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах с микронзондового анализатора.

А – замещение оливина серпентином и кальцитом (Обр. 06-212 – Sp гарцбургит);

Б – мелкие зерна оливина и кальцита в сростании с пироксеном и амфиболом (Обр. 7-345 – Grt вебстерит с метасоматическим амфиболом и флогопитом);

В – округлое зерно оливина в сростании с пироксеном (Обр. 7-365 - Phl-Ilm Grt лерцолит. FeO – 14.6 мас.%);

Г - мелкое округлое зерно оливина в сростании с гранатом и флогопитом (Обр. O-131-87 – Phl-Ilm Grt лерцолит. FeO – 13.9 мас.%).

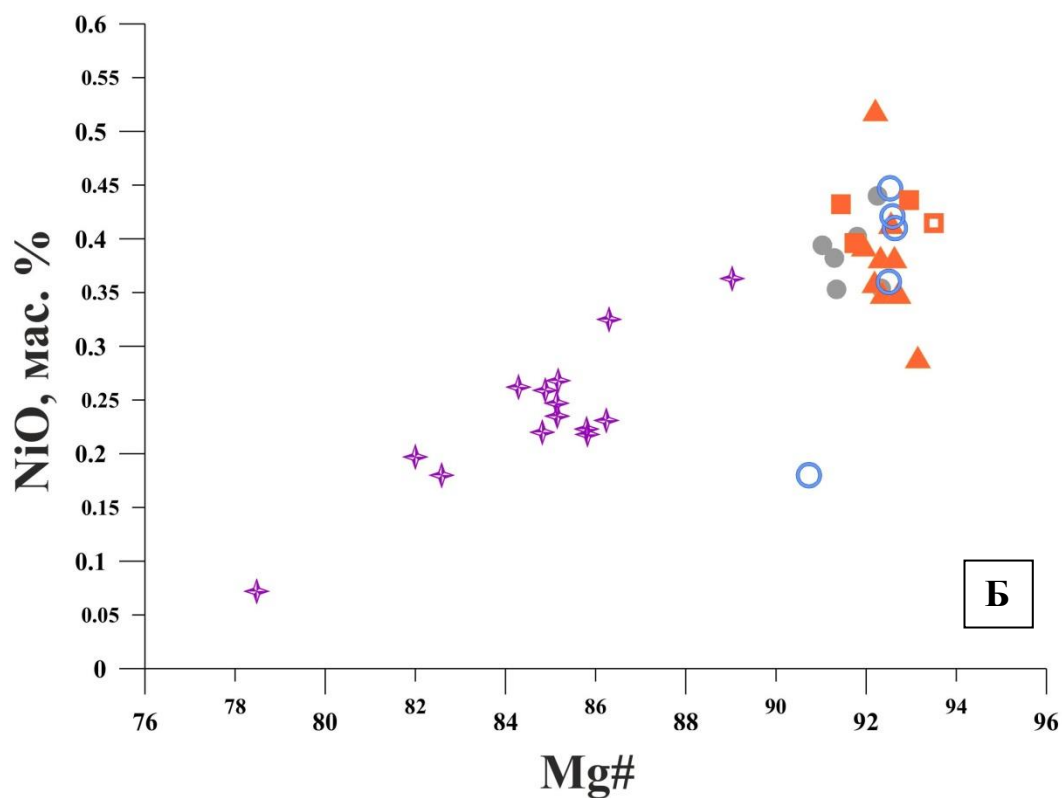
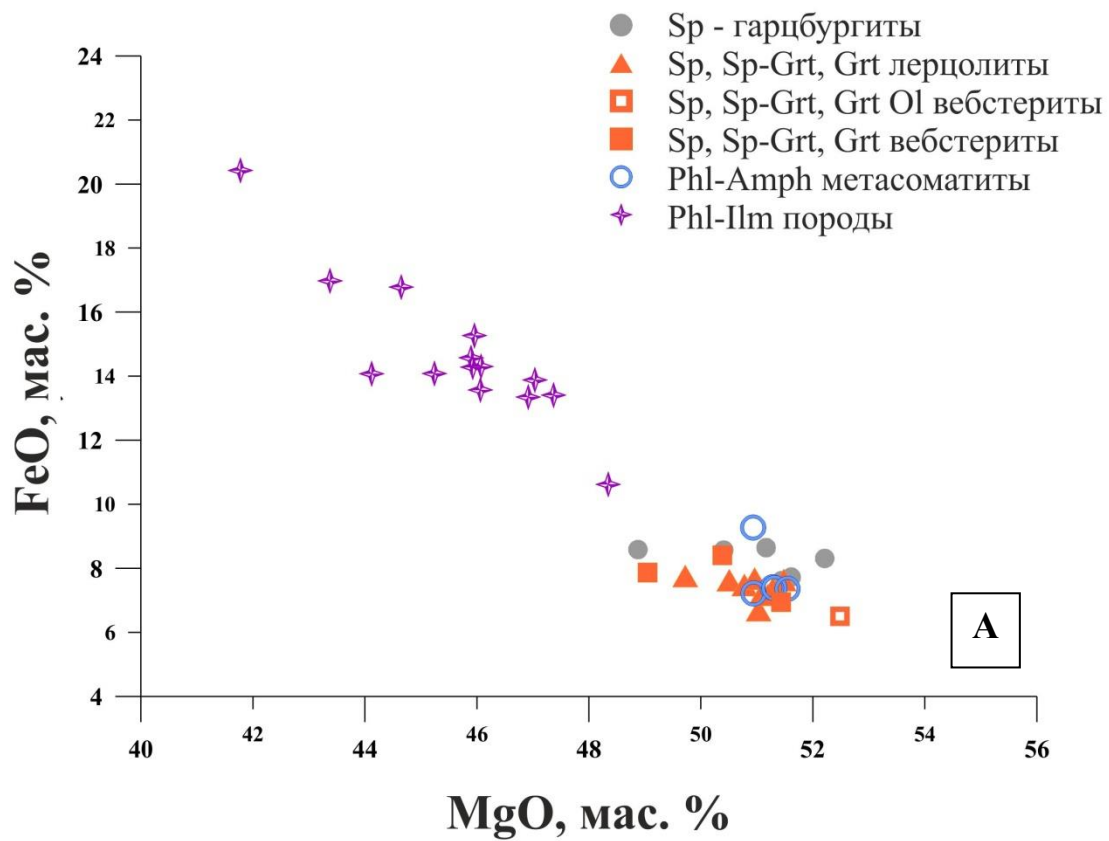


Рис. 5.2. Химический состав оливинов.

А – Диаграмма MgO-FeO;

Б - Диаграмма Mg#-NiO.

$Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  (ат.%)

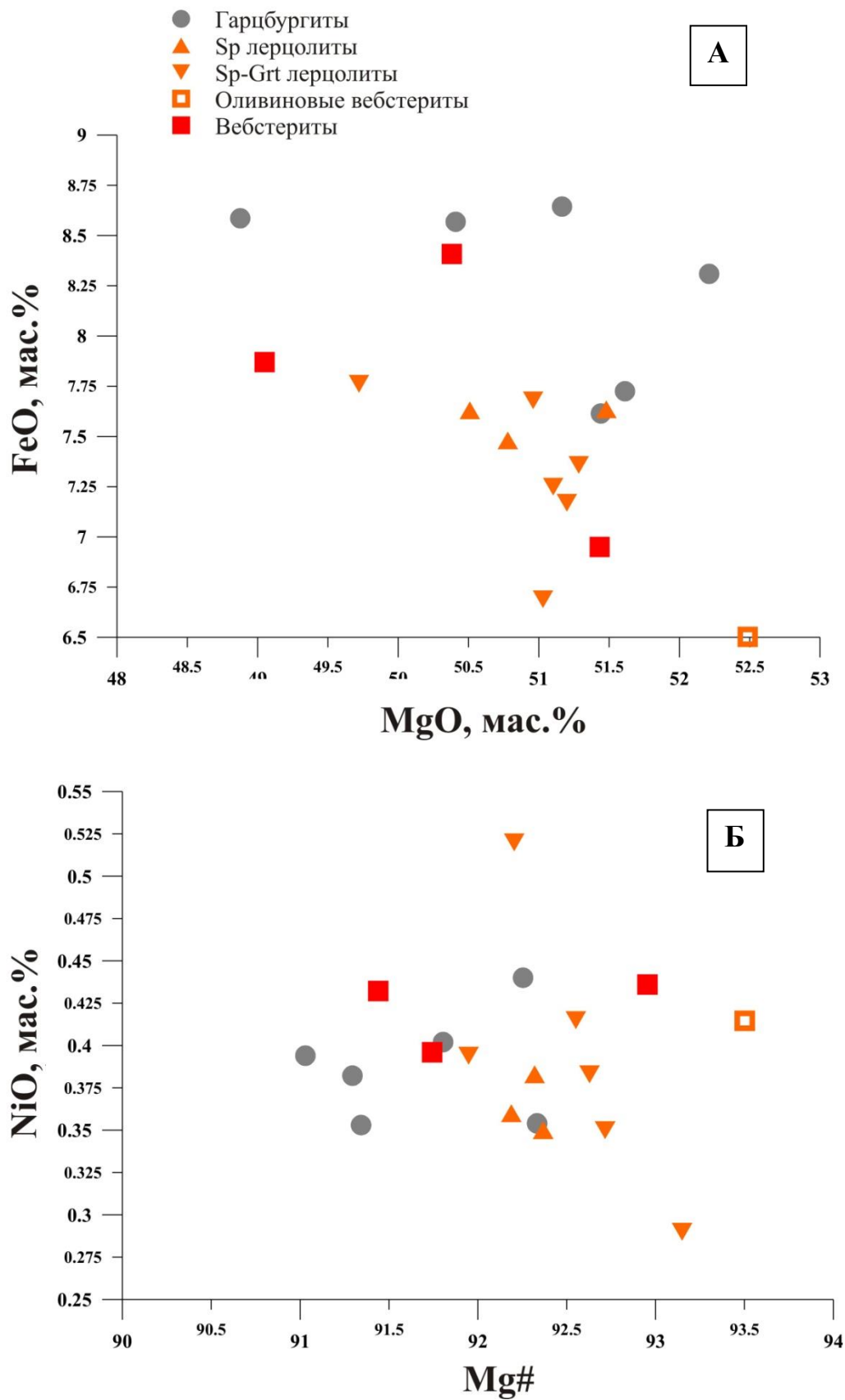


Рис. 5.3. Химический состав оливинов из ксенолитов магнезиальной группы.  
 А – Диаграмма MgO-FeO;  
 Б - Диаграмма Mg#-NiO.

### 5.1.2 Ортопироксен

Ортопироксен обнаруживается почти во всех породах из трубки Обнаженная. В породах магнезиальной группы данный минерал содержится в количестве 15-30%; в некоторых мегакристаллических образцах, отнесенных к ортопироксенитам, его содержание повышается до 70-80%. В перидотитах ортопироксен представлен крупными зернами неправильной формы размером до 1-5 мм, иногда с включениями оливина (Рис. 3.3-3.4), а также графическими сростками со шпинелью (Рис. 3.5А-Г). Данный минерал также наблюдается в виде мегакристаллов до нескольких сантиметров, в которых часто отмечены тонкие (2-5 мкм) ламелли структур распада (Рис 3.8.В и 5.4Б) - клинопироксена, амфибола и рутила. Нередко ортопироксен замещается другими минералами – серпентином (Рис. 5.4А) в гарцбургитах и лерцолитах, амфиболом (Рис. 5.4Г). Также ортопироксен наблюдается в виде тонких структур распада в клинопироксене (Рис. 3.8Б). Во Phl-Plm породах ортопироксен содержится в количестве 10-40%, нередко он изменен вторичными процессами, замещен флогопитом (Рис. 3.17). В отдельных образцах (7-365, О-3-87) ортопироксен представлен крупными зернами размером до нескольких мм, при этом наблюдаются четкие извилистые границы между ортопироксеном и сосуществующими минералами (Рис. 5.4В).

По составу ортопироксен из магнезиальной группы образцов соответствует энстатиту с вариациями компонентов  $En_{88.04-95.5}Fs_{3.71-8.30}$  и содержанием кальциевого компонента до  $Wo_{1.76}$  (Рис. 5.5). По магнезиальности ортопироксена рассматриваемая группа гарцбургитов – вебстеритов имеет относительно узкие вариации (91-93.5), сильно отличаясь по этому параметру от других групп (Рис. 5.5 и 5.6) (Табл. 2.2, Приложение 2). По содержанию трехвалентных катионов магнезиальная группа образует непрерывный ряд увеличения содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  при близким значениях Mg# (Рис. 5.6). Ортопироксены из вебстеритов отличаются минимальным содержанием  $Al_2O_3$  (1.05-1.33), что указывает на наиболее высокобарные условия их кристаллизации (Рис. 5.7).



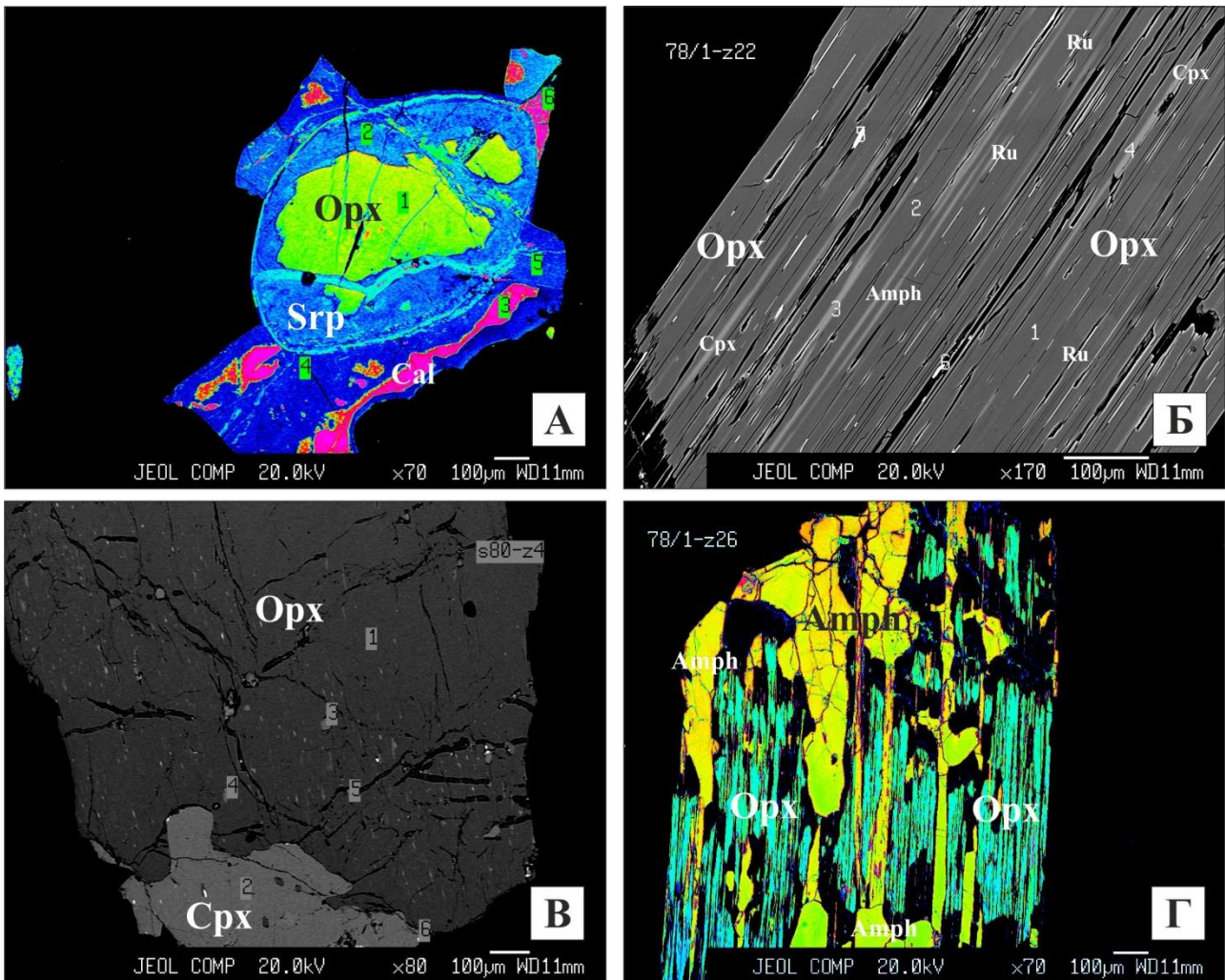


Рис. 5.4. Взаимоотношения ортопироксенов с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах.

А – замещение оливина серпентином и кальцитом (Обр. 06-212 – Sr гарцбургит. FeO – 5.04 мас.%);

Б – структуры распада в мегакристале ортопироксена. Наблюдаются мелкие пластинки клинопироксена, амфибола и рутила (Обр. - 74-296а – мегакристаллич. ортопироксенит с Phl и Amph);

В – взаимоотношения ортопироксена и клинопироксена. В зерне ортопироксена наблюдаются тонкие структуры распада (Обр. O-3-87 – Phl-IIм гранатизированный Ol вебстерит. FeO – 9.03 мас.%);

Г – замещение ортопироксена амфиболом (Обр. 74-296а – мегакристаллич. ортопироксенит с Phl и Amph. FeO – 5.6 мас.%).

- Гарцбургиты
- ▲ Ортопироксенит
- ▲ Лерцолиты
- Оливиновые вебстериты и вебстериты
- Phl-Amph метасоматиты
- ◆ Phl-Ilm породы

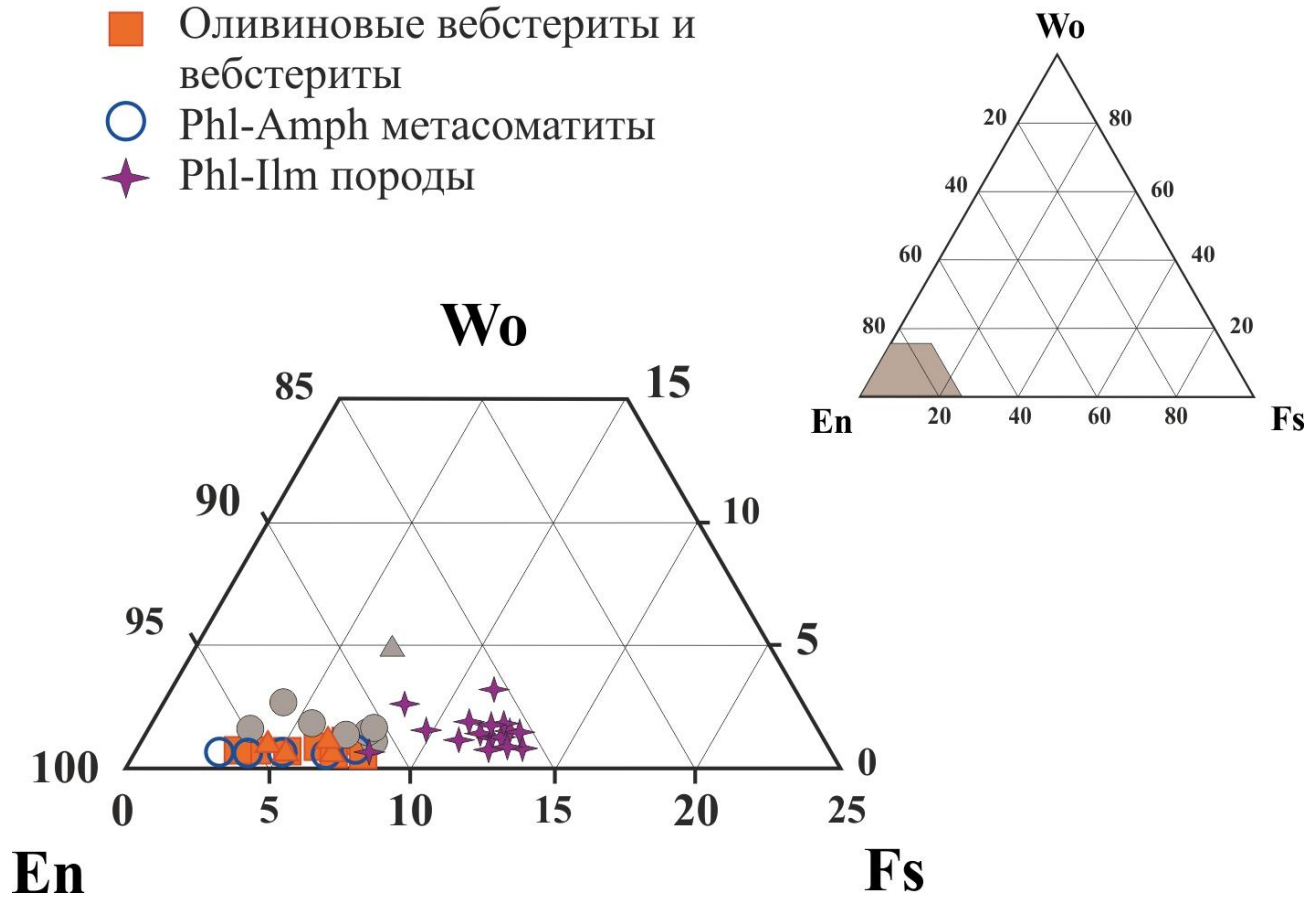


Рис. 5.5. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе ортопироксенов из ксенолитов.

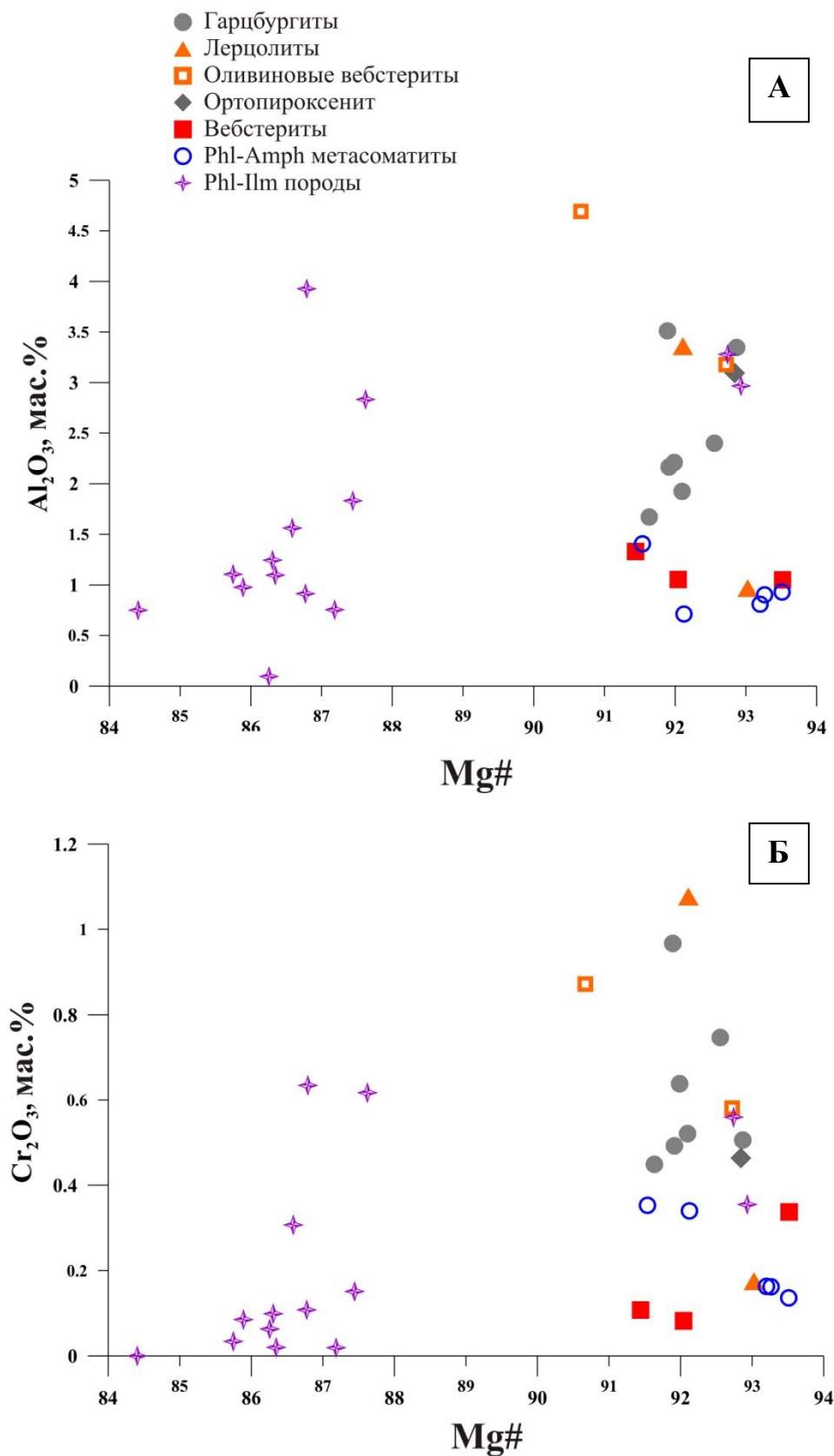


Рис. 5.6 Химический состав ортопироксенов.  
 А - Диаграмма Mg#-  $Al_2O_3$ ;  
 Б - Диаграмма Mg#-  $Cr_2O_3$ .

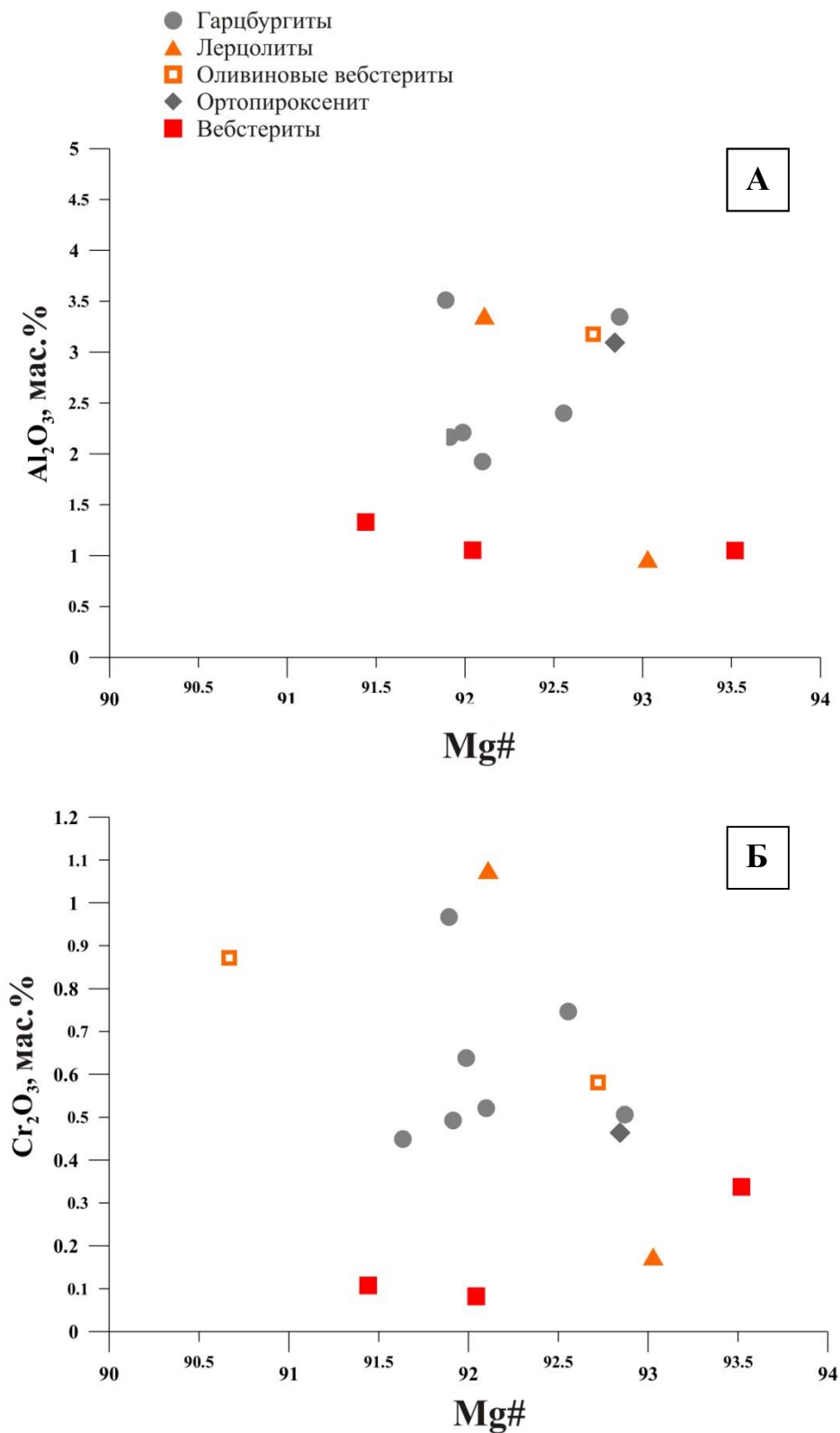


Рис. 5.7 Химический состав ортопироксенов из пород магниальной группы.  
 А - Диаграмма Mg#- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  
 Б - Диаграмма Mg#- Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  обычно низкие ( $<0.5$  мас.%). В большинстве ксенолитов в пределах отдельных зерен ортопироксена зональность по составу от центра к краю незначительна. В ксенолитах вебстеритов составы ламеллей ортопироксена по составу почти постоянны в пределах отдельного образца и близки к составу ортопироксена в крупных зернах. Наибольшими значениями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  отличаются ортопироксениты из оливиновых вебстеритов (3.2 – 4.7 мас.%). Сохранившиеся зерна ортопироксенов из образцов с развитием амфибола незначительно отличаются по составу от ортопироксенов из пироксенитов без метасоматических изменений.

Отдельную группу по химическому составу составляют ортопироксены из флогопит–ильменит содержащих пород. По химическому составу они являются энстатитами с вариациями компонентов  $\text{En}_{85.4-88.9}\text{Fs}_{7.04-12.5}$  и более высоким содержанием кальциевого компонента  $\text{Wo}_{0.8-3.15}$  (Рис. 5.5). Они отличаются меньшими значениями  $\text{MgO}$  (30.4-32.2 мас.%) и  $\text{Mg\#}$  (84.4 – 87.7), как и в целом минералы данного парагенезиса.

### 5.1.3 Клинопироксен

Содержание клинопироксена в породах магнезиальной группы изменяется в широких пределах – от единичных зерен (до 5% в гарцбургитах) до 40-50% в вебстеритах. В перидотитах данный минерал наблюдается в виде зерен размером до 1-5 мм, округлой или неправильной формы (Рис. 3.4В, 3.7Б). Также можно отметить, что увеличение содержания клинопироксена коррелирует с содержанием граната. В пироксенитах клинопироксен представлен мегакристаллическими зернами размером до нескольких сантиметров со структурами распада (Рис. 3.8Б). В структурах распада нами идентифицированы ортопироксен, гранат и шпинель (Рис. 5.8А-Б). В ортопироксенитах наблюдается обратная картина взаимоотношения двух пироксенов, что можно объяснить кривой двупироксенового сольвуса. В некоторых образцах наблюдаются включения ортопироксена в клинопироксене (Рис. 5.8Г), резкие границы сосуществующих минералов могут свидетельствовать о влиянии расплава. В образцах с признаками модалного метасоматоза клинопироксен замещается амфиболом (Рис. 5.8В). В гранатовых железистых клинопироксенитах клинопироксен образует изометричные зерна яркого травяно-зеленого цвета размером 2-5 мм, а также зерна неправильной формы, окружающие порфиробласты граната (Рис. 3.14А). В эклогитах клинопироксен бледно-зеленого цвета, образует ксеноморфные зерна до 8–10 мм в длину, содержащие крупные ламели ортопироксена до 30–100 мкм шириной и 1–3 мм длиной (Рис. 3.14Б). Во Phl-Plm породах зерна клинопироксена замещаются флогопитом в ассоциации с ильменитом (Рис. 3.18Б, 5.8Д), а также наблюдаются в виде мелких включений до 0.3-0.5 мм в гранате (Рис. 5.8Е).

Клинопироксен в породах магнезиальной группы по составу относится к диопсиду с соотношением компонентов  $Wo_{47.05-50.6}En_{47.8-51.4}Fs_{0.4-2.6}$  (Рис. 5.9). По значениям магнезиальности ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)*100$ ) клинопироксены из данной группы пород варьируют от 93.7 до 95.5 (Рис. 5.10 А). По содержанию  $Ca\#$  клинопироксены из данных пород изменяются от 48.05 до 51.9 (Рис. 5.10Б).

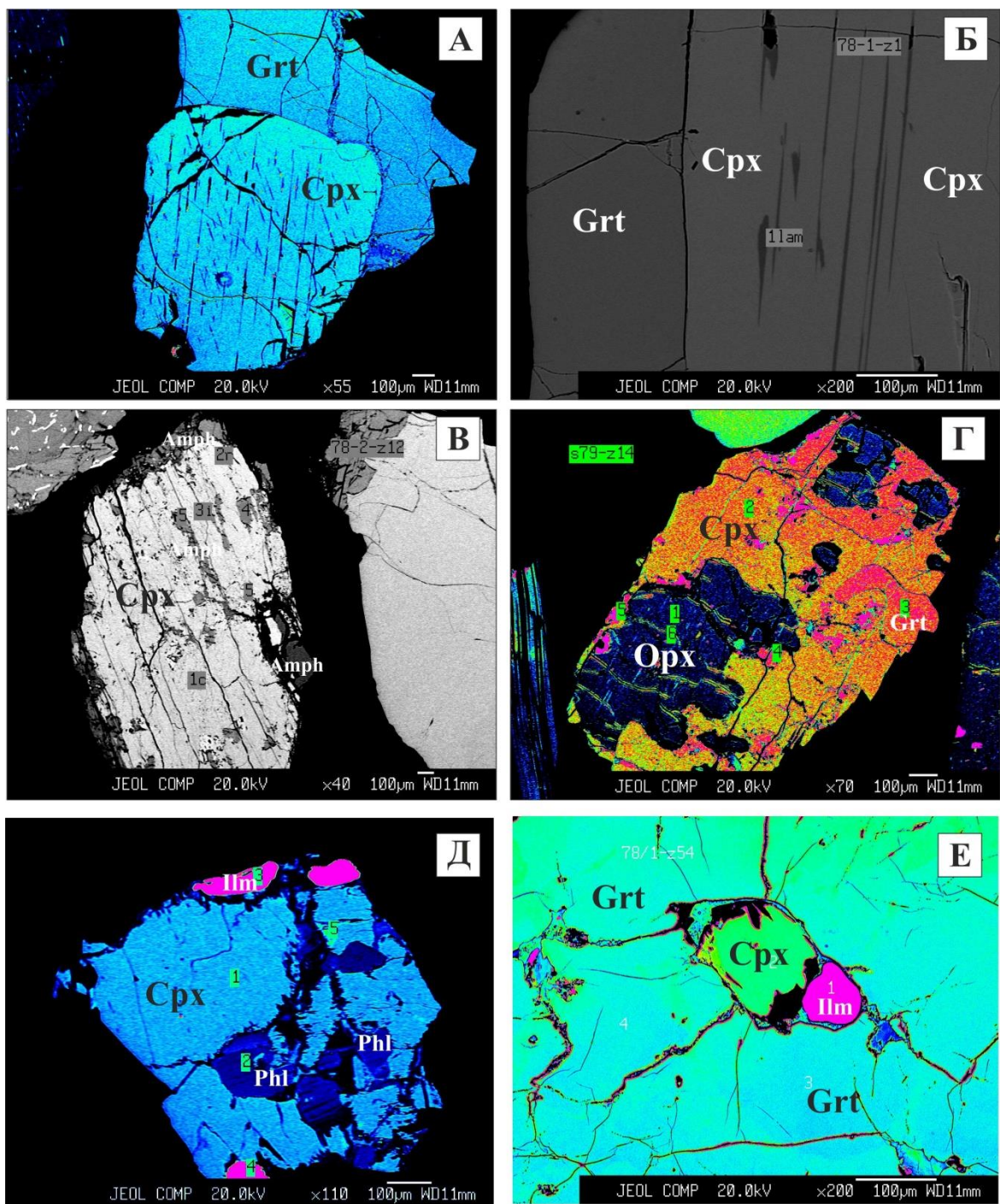


Рис. 5.8. Взаимоотношения клинопироксена с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах.

А – сростки крупных зерен клинопироксена и граната. В данном зерне клинопироксена в структурах распада обнаружена шпинель (Обр. 7-421 - Sp-Grt оливинный вебстерит);

Б – ламелли граната в структурах распада клинопироксена (Обр. 7-345 - Grt мегакристаллический вебстерит);

В – замещение клинопироксена амфиболом (Обр. Ол-169-74 – Grt лерцолит);

Г – замещение ортопироксена клинопироксеном (Обр. 7-365 – Phl-Ilm Grt лерцолит);

Д – клинопироксен в ассоциации с флогопитом и ильменитом (Обр. О-42/87 - Phl-Ilm вебстерит);

Е – включение клинопироксена и ильменита в гранате (Обр.74-8906 – Phl-Ilm Grt лерцолит).

- Гарцбургиты
- ▲ Лерцолиты
- Оливиновые вебстериты
- Вебстериты
- ◆ Эклогиты и клинопироксениты
- Phl-Amph метасоматиты
- ✦ Phl-Ilm породы

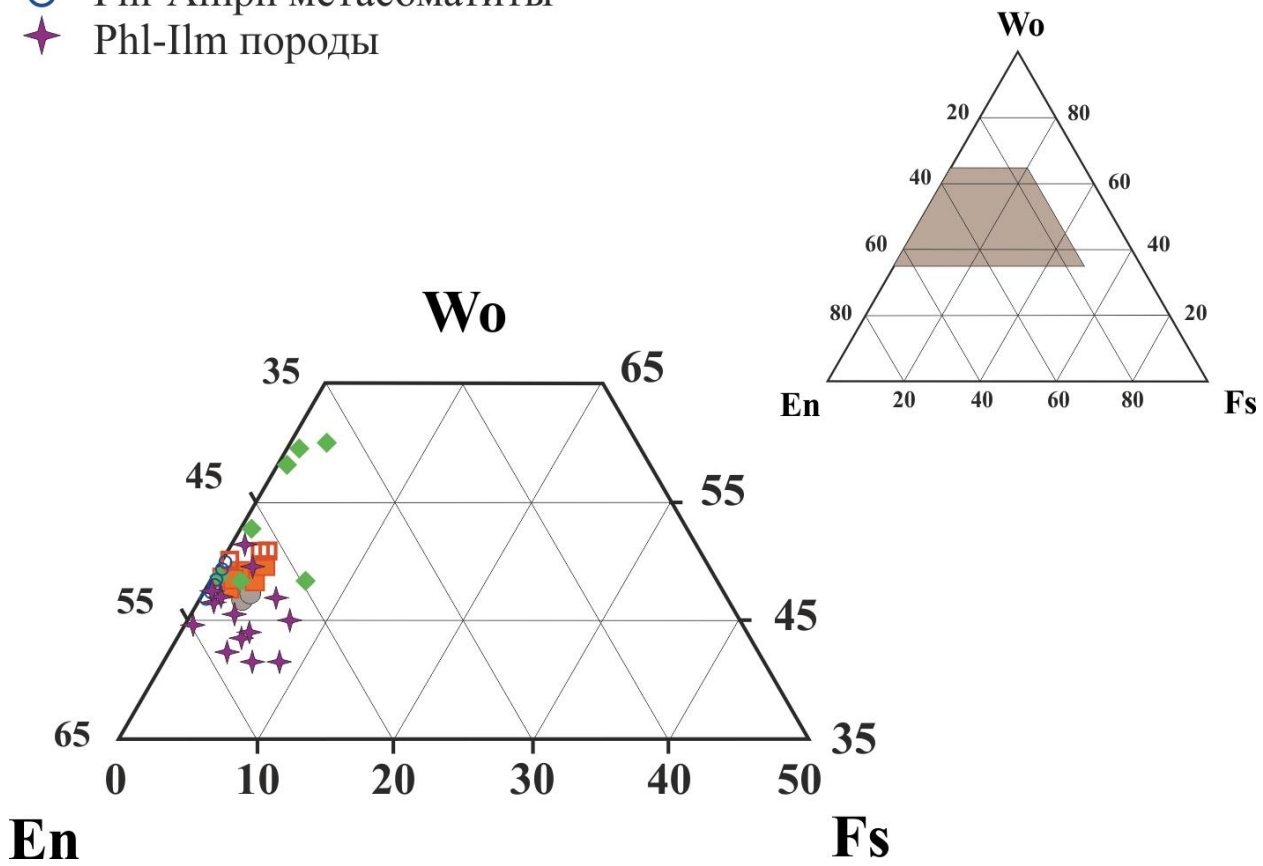


Рис. 5.9. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе клинопироксенов из ксенолитов.



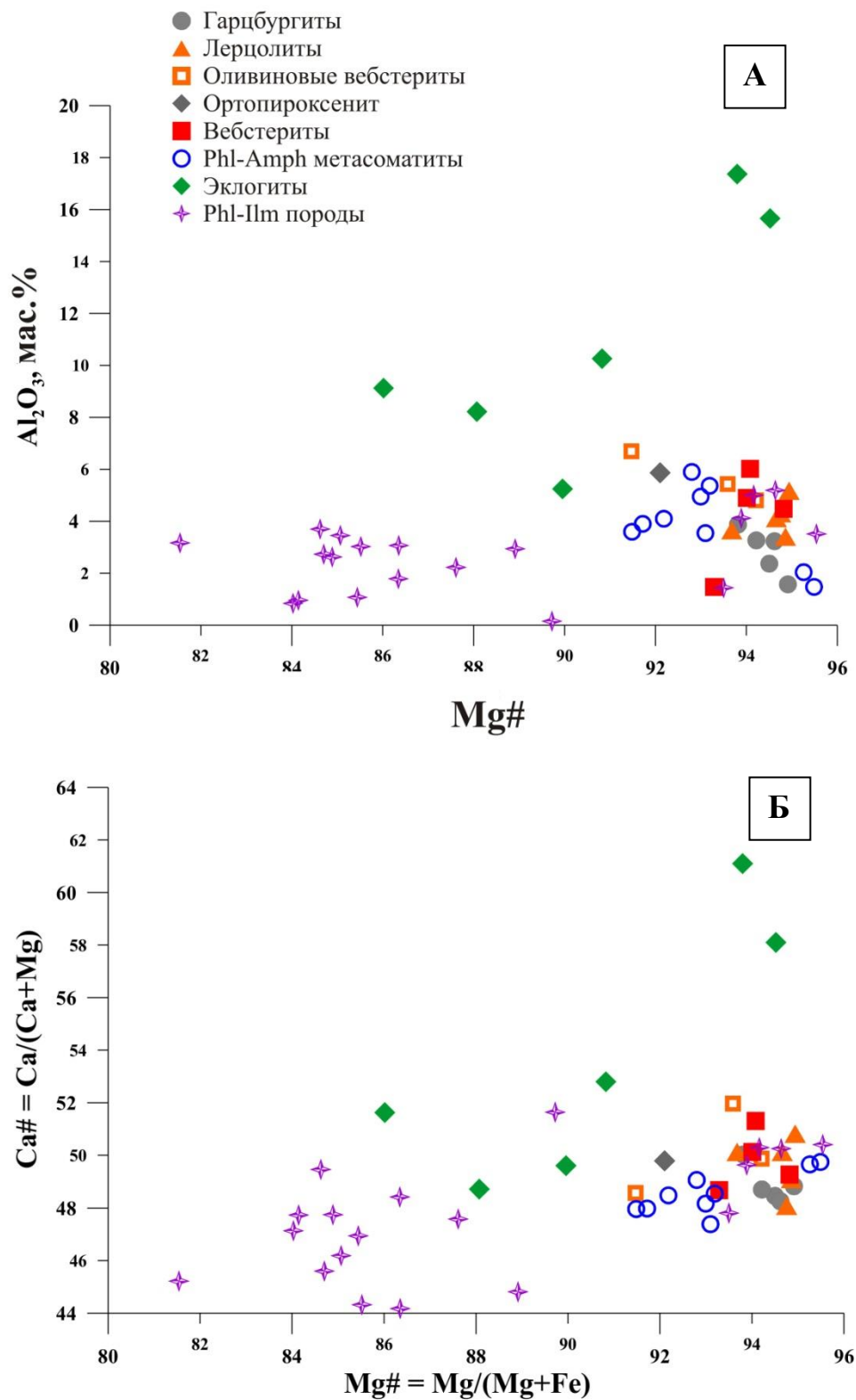


Рис. 5.10. Химический состав клинопироксенов

А - Диаграмма Mg#-  $Al_2O_3$ ;

Б - Диаграмма Mg# - Ca#

$Ca\# = Ca/(Ca+Al) \cdot 100\%$

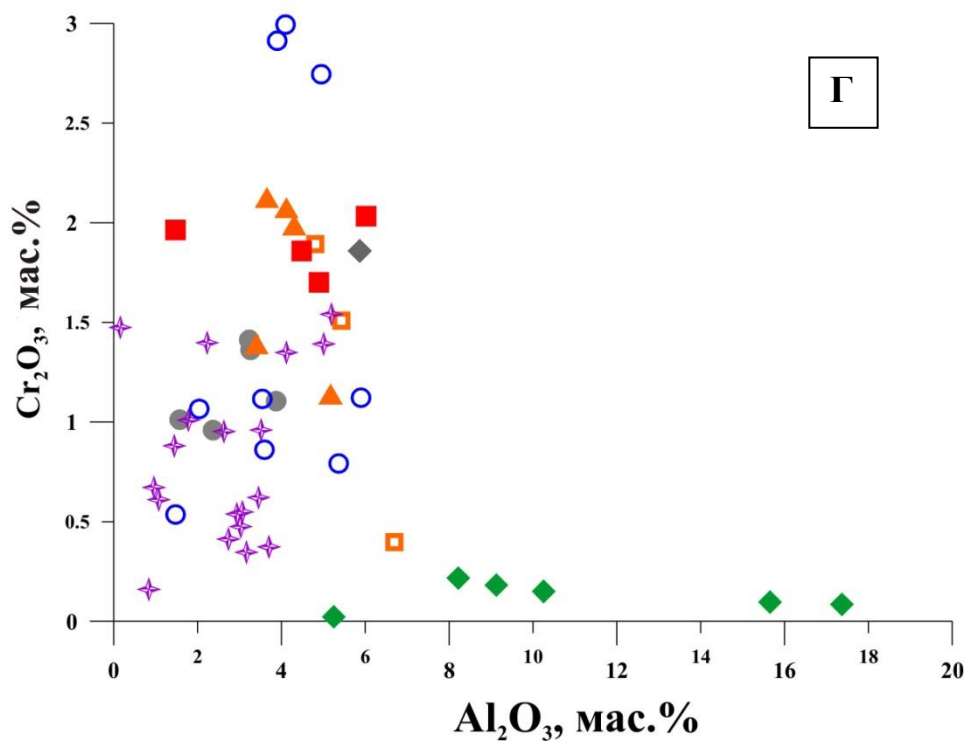
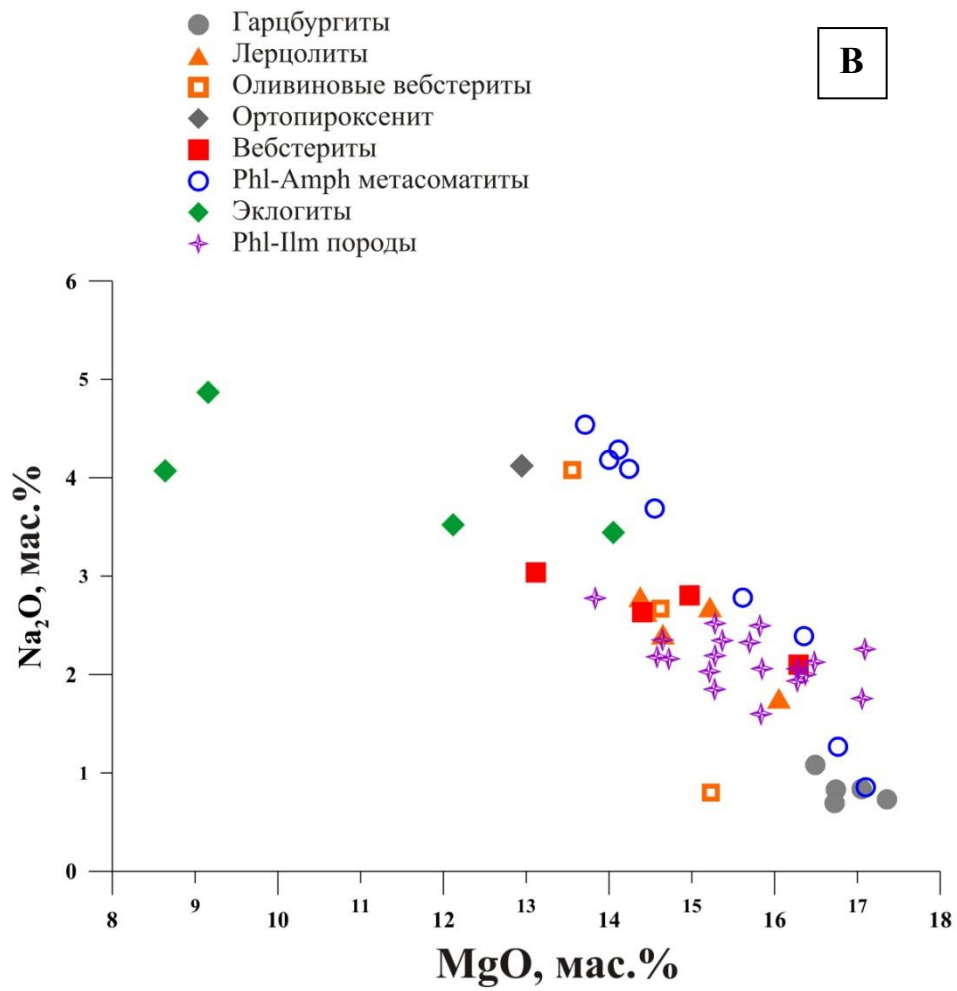


Рис. 5.10. Продолжение. Химический состав клинопироксенов.  
 В - MgO - Na<sub>2</sub>O;  
 Г - MgO- Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

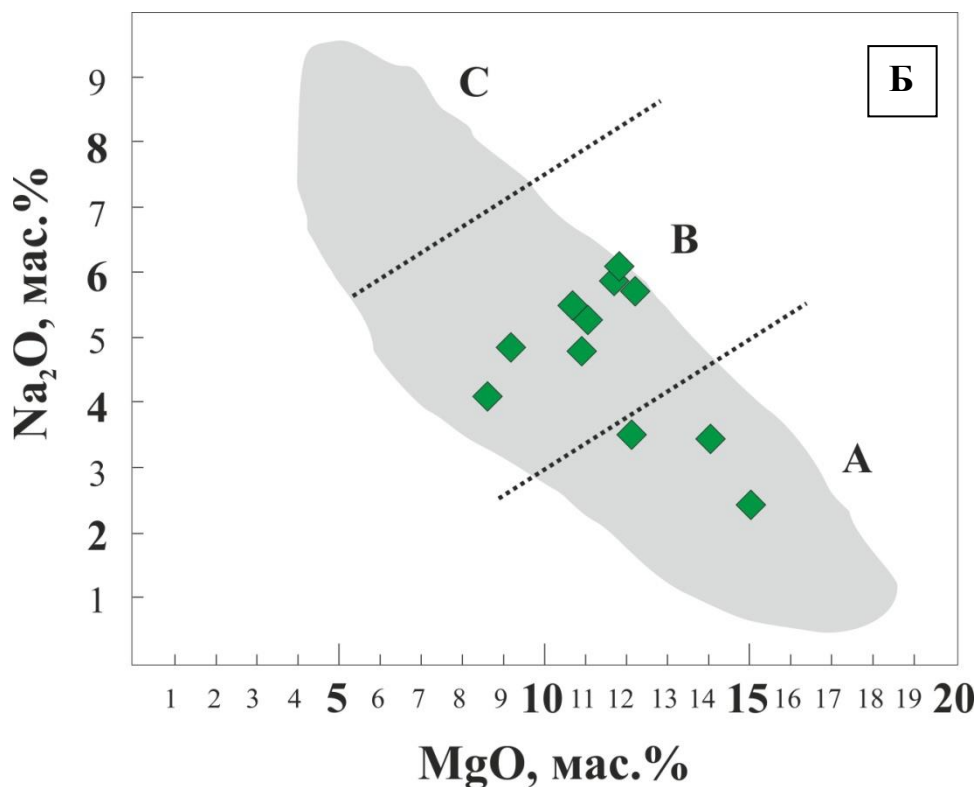
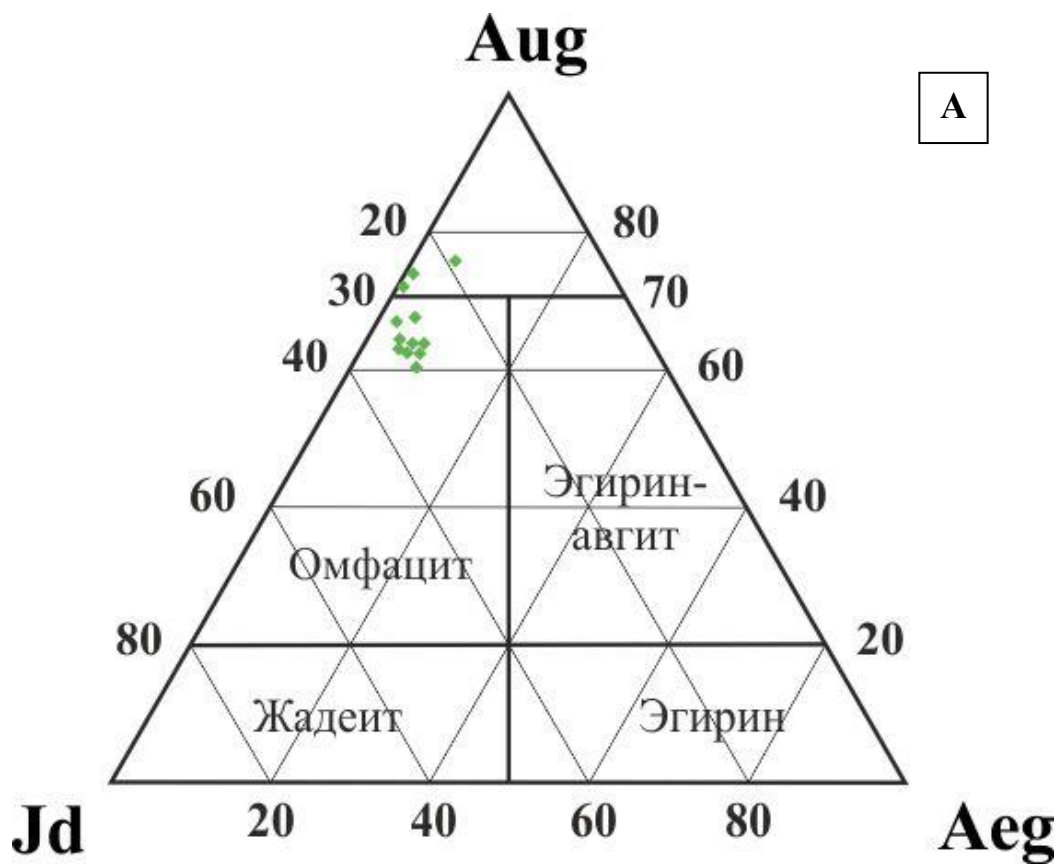


Рис. 5.11. Химический состав клинопироксенов эклогитового парагенезиса.  
 А - Треугольная диаграмма составов клинопироксенов Jd - Aug - Aeg [Morimoto, 1989];  
 Б - Диаграмма MgO - Na<sub>2</sub>O, разбиение на группы согласно [Taylor, Neal, 1989]. Серое поле - составов клинопироксенов эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии по литературным данным [Соболев, 1974; Taylor et al., 2003; Spetsius, 2004].

Ламели клинопироксена в ортопироксене часто имеют составы, сходные с составами крупных зерен клинопироксена из тех же образцов. Тем не менее, в отдельных образцах состав ламелей и крупных зерен значительно отличается, особенно по содержаниям  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ .

Клинопироксены из образцов с развитием амфибол-флогопитовой минерализации по химическому составу в целом соответствуют вариациям составов пироксенов из магнезиальной группы.

Клинопироксены из группы эклогитов и клинопироксенитов характеризуются пониженной магнезиальностью (91-84), а также пониженным содержанием кальция (16-18 мас.%) (Таблица 2.3, Приложение 2). Также в них значительно уменьшается роль хрома (0.67-0.13% в отличие от магнезиальной группы - 2.4-1.01%).

Состав клинопироксена в эклогитовых ксенолитах варьирует по содержанию жадеитового и диопсидового компонентов. На диаграмме Эгирин – Авгит – Жадеит [Morimoto, 1989] (Рис. 5.11А) составы клинопироксена соответствуют омфацитам и Na-содержащим диопсид-авгитам ( $Aug_{73-75}Jd_{21-22}Aeg_{3-4}$ ), где  $Aug = Di + Nd + En + Fs + CaTs + CaEs$ . На диаграмме MgO -  $Na_2O$  [Taylor, Neal, 1989] составы клинопироксенов соответствуют эклогитам групп А и В (Рис. 5.11Б). Следует также отметить, что в разные группы попали анализы клинопироксена из одного образца (7-367), что можно объяснить наличием вторичных метасоматических изменений (развитие флогопита).

Во Phl-Plm ксенолитах клинопироксены по составу соответствуют диопсиду с вариациями компонентов  $Wo_{47.05-50.6}En_{47.8-51.4}Fs_{0.7-5.3}$  (Рис. 5.9).

#### 5.1.4 Гранат

Содержание граната в магнезиальной группе пород ксенолитов из трубки Обнаженная варьирует от единичных зерен в гарцбургитах и лерцолитах до 35-40% в вебстеритах и оливиновых вебстеритах. В данной группе пород гранат образует прозрачные зерна розового цвета размером до 1-5 мм (Рис. 3.7Б, Рис. 5.12А), иногда отмечаются ксеноморфные зерна с резкими границами в сростании с сульфидами (пентландитом). Также гранат отмечается в виде ламелл в пироксенах шириной 50-300 мкм (Рис. 3.8Б; Рис. 5.8Б; Рис. 5.12Б). В гранатовых клинопироксенитах изометричные зерна граната имеют оранжево-красный оттенок и достигают размер от 0.5-1 до 5 мм в диаметре. Мелкие зерна граната обычно неправильной формы, тогда как более крупные порфиробласты по морфологии почти идиоморфные. В эклогитах гранат слагает бледно-розовые гипидиоморфные порфиробласты до 3–5 мм в диаметре (Рис. 3.14), отличающиеся низким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Во Phl-Pm породах гранат образует различные морфологические выделения: крупные зерна, ассоциирующие с флогопитом (Рис. 3.16-3.17; Рис. 5.12В), неправильные ксеноморфные зерна граната с резкими границами в сростках с ильменитом (Рис. 5.12Г). Гранат в данной группе пород имеет оранжевую окраску. В крупных блочных выделениях наблюдаются включения – округлые зерна ильменита, флогопит, клинопироксен (Рис. 5.8Е; Рис. 3.15).

Представительные химические составы гранатов приведены в Таблице 5.1.

Гранаты из различных групп мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная различаются по химическому составу. Состав граната из магнезиальной группы варьирует, главным образом, по пропорциям пиропового и альмандинового компонентов (Таблица 5.1) ( $\text{Prp}_{46.3-76.1}\text{Alm}_{11.4-44.3}$ ); Са-содержащие компоненты присутствуют в меньших количествах ( $\text{Grs} < 9.3$ ,  $\text{Uv} < 12.9$  мол.%,  $\text{Adr}$  0.4–6.76 мол.%). Гранаты из данной группы характеризуются высоким содержанием магния, хрома и относительно низким содержанием кальция. На диаграмме Соболева она относится к лерцолитовому парагенезису.

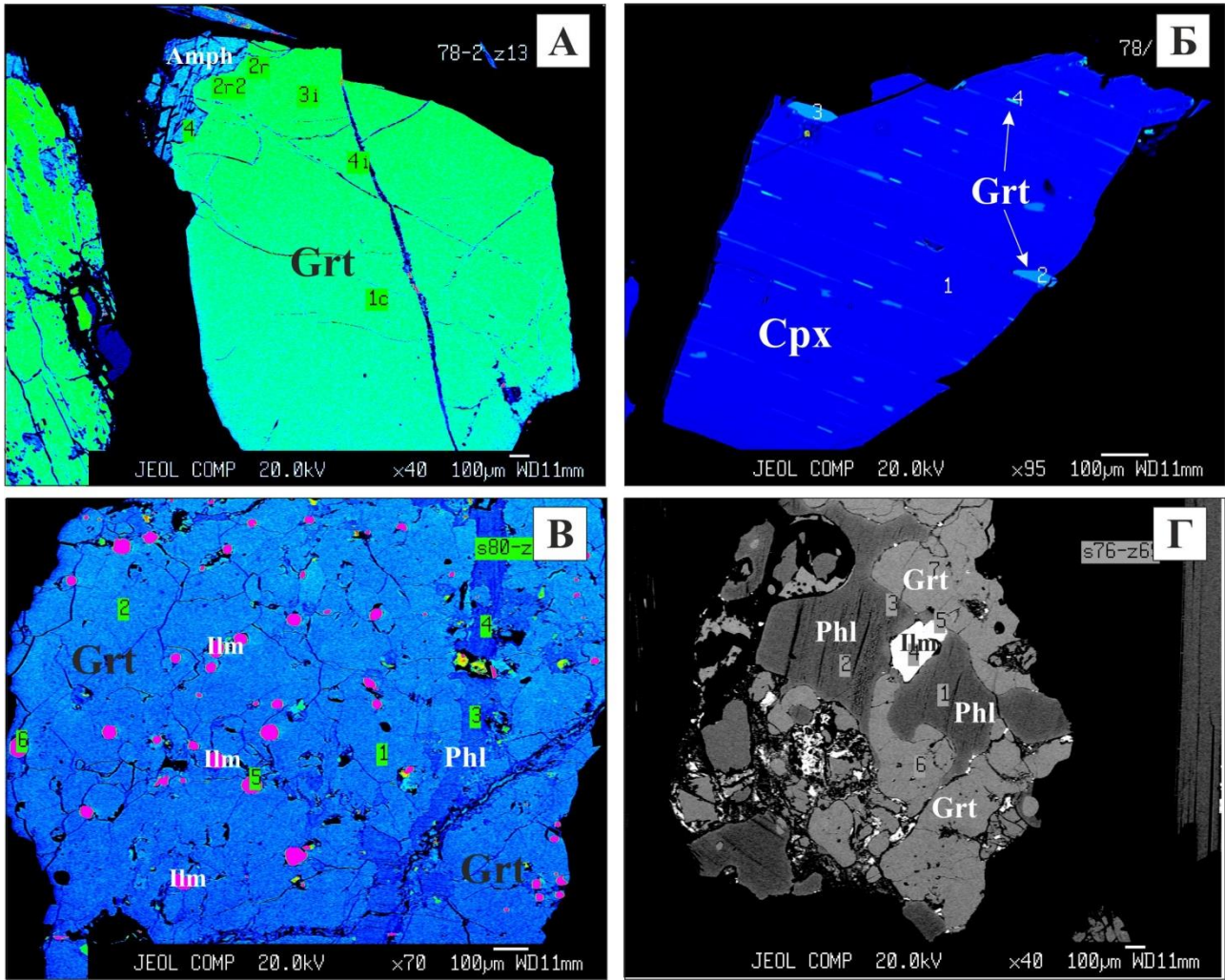


Рис. 5.12. Взаимоотношения граната с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах.  
 А – Крупное зерно граната (Обр. Ол-169-74 – Grt лерцолит);  
 Б – Гранат в структурах распада клинопироксена (Обр. 7-345 - Grt мегакристаллический вебстерит);  
 В – Крупное зерно граната с флогопитовой жилкой. В подобных зернах наблюдаются включения ильменита и других минералов (Обр. О-3-87 – Phl-Ilm гранатовый ОI вебстерит);  
 Г – Гранат в сростании с флогопитом и ильменитом (Обр. О-131-87А - Phl-Ilm гранатовый лерцолит).

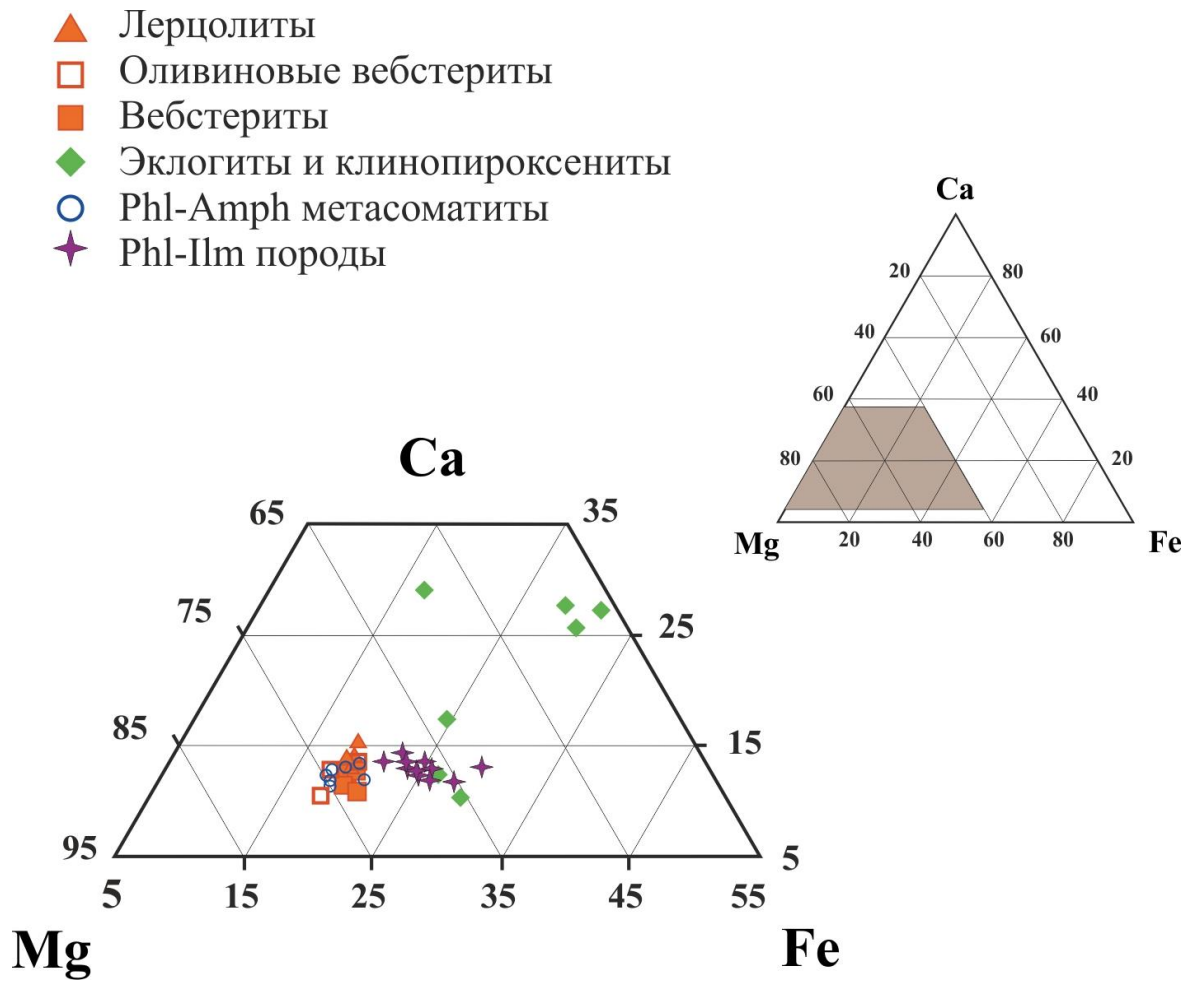


Рис. 5.13. Соотношение Ca-, Mg- и Fe- компонентов в составе гранатов из ксенолитов

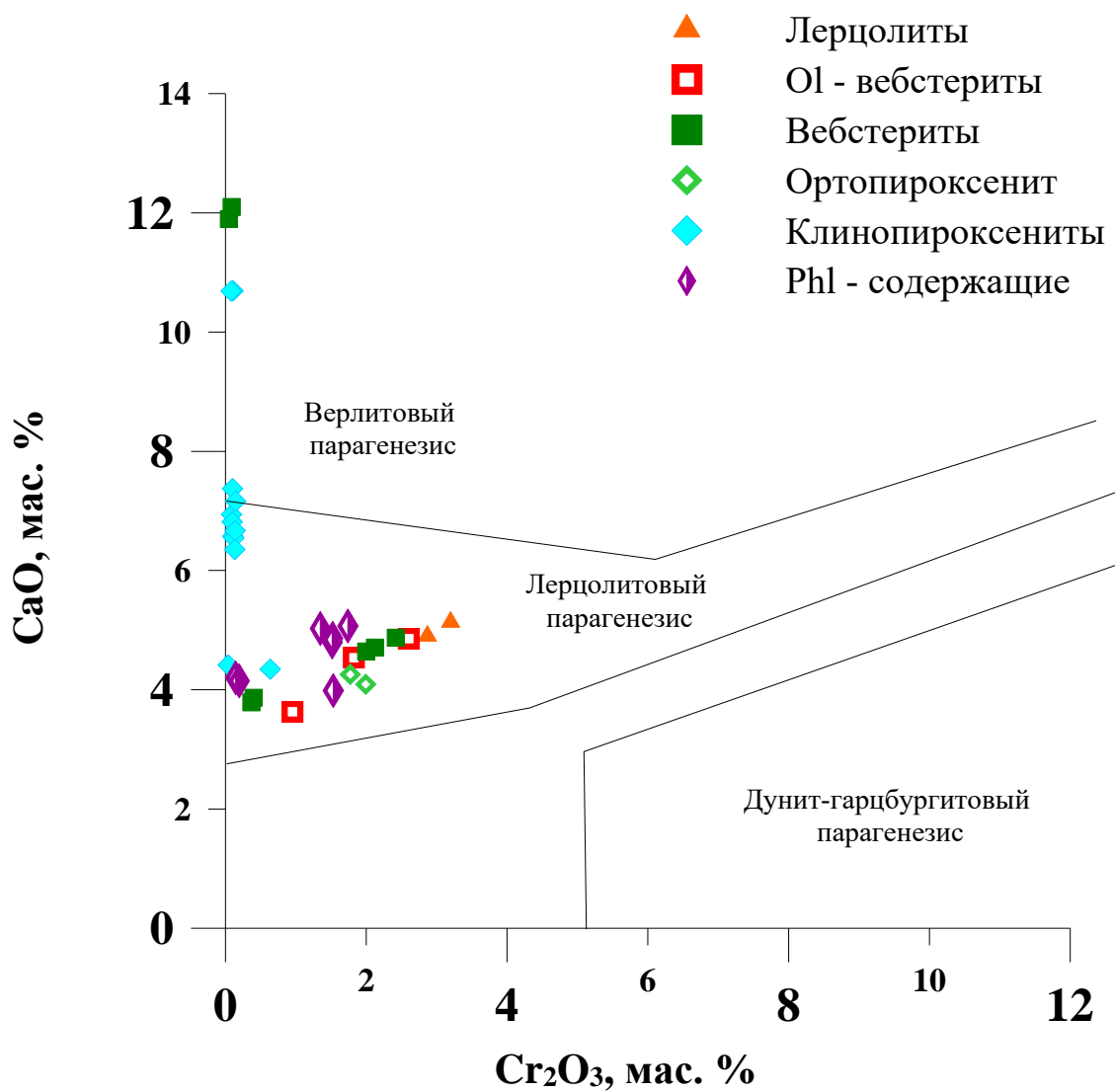
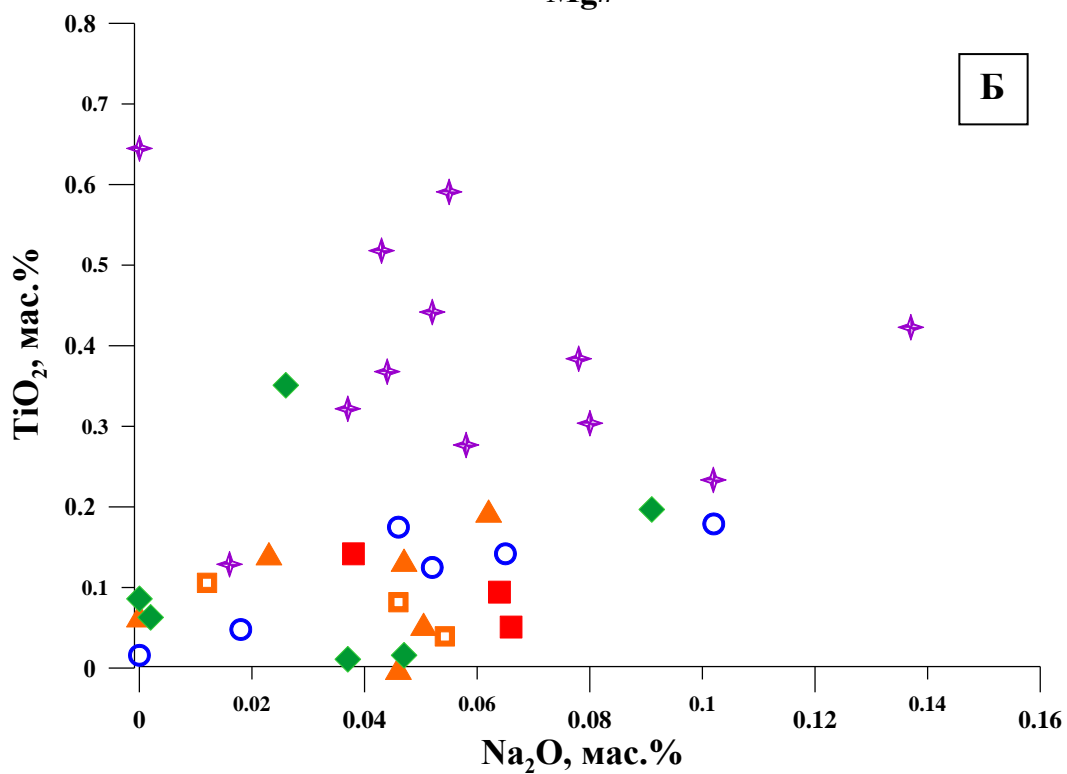
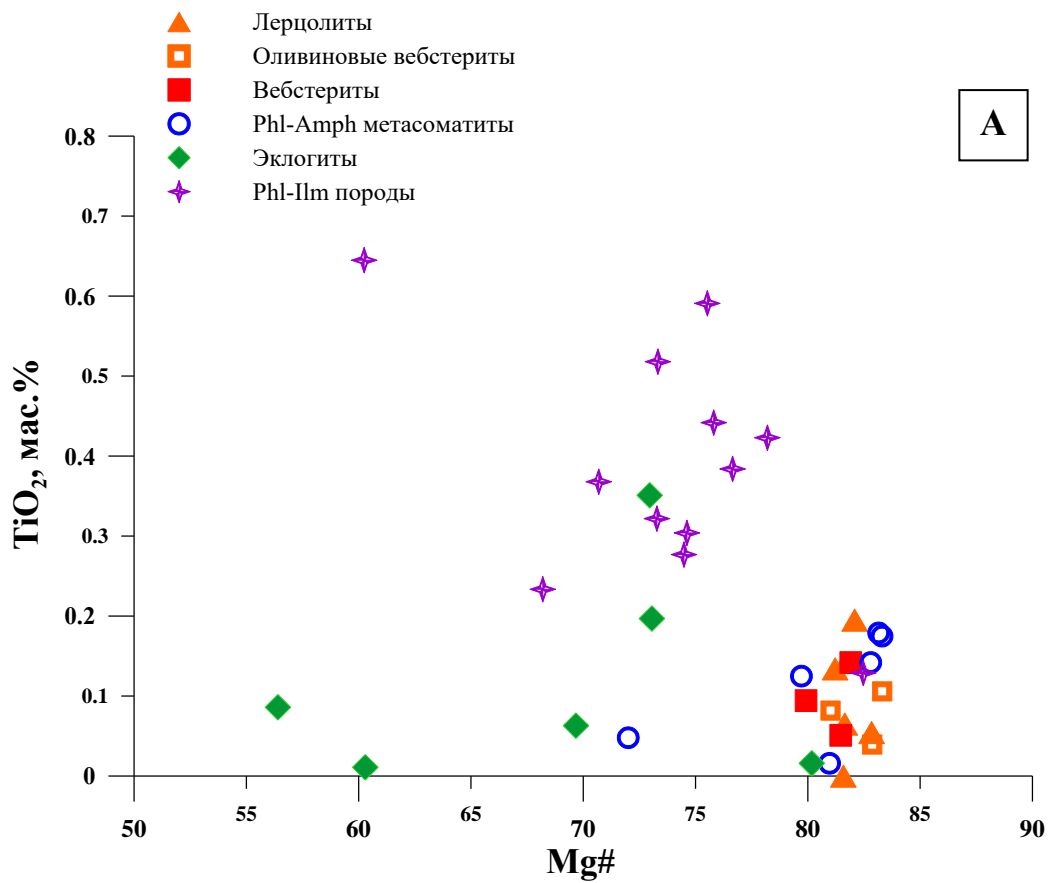


Рис. 5.14. Диаграмма Соболева (CaO - Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гранате) [Sobolev et al., 1973].





5.15. Химический состав гранатов.

А – Mg# - TiO<sub>2</sub>;

Б - Na<sub>2</sub>O - TiO<sub>2</sub>.

Гранаты из парагенезисов магнезиальной группы меняют последовательно свой состав в сторону уменьшения содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и величины  $\text{Mg}^\#$  от Grt, Sp-Grt лерцолитов к Grt вебстеритам. Гранаты из пироксенитов и эклогитов характеризуются высоким содержанием кальция, железа и на диаграмме Соболева попадают в зону верлитового парагенезиса. Метасоматические гранаты отличаются пониженной магнезиальностью и высоким содержанием титана. Гранаты из флогопит-содержащих парагенезисов характеризуются высоким содержанием  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и низким  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . На треугольной диаграмме (Mg-Ca-Fe) (Рис. 5.13) точки составов гранатов из данной группы пород образуют отдельное поле с высоким содержанием  $\text{FeO}$ .

Вариации составов граната из ксенолитов эклогитов (Рис. 5.13). По классификации Колеман и др. [Coleman et al., 1965] гранаты преимущественно принадлежат эклогитам группы А, демонстрируя составы со следующим соотношением компонентов  $\text{Prp}_{13-19} \text{Alm}_{24-41} \text{Grs}_{35-59}$ .

Гранаты из трубки Обнаженная находятся на диаграмме Соболева в области лерцолитового парагенезиса.

При сравнении составов гранатов с гранатами из ксенолитов трубки Удачная можно отметить, что группа зернистых Grt, Sp-Grt лерцолитов из трубки Удачная располагается на графике в области более высоких содержаний  $\text{CaO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Рис. 5.16). Деформированные лерцолиты в поле лерцолитового парагенезиса образуют более широкий спектр составов. Grt-Sp и Grt лерцолиты из трубки Обнаженная по содержанию  $\text{TiO}_2$  (0.02-0.2 мас.%) и значению  $\text{Mg}^\#$  (80.7-84.1) близки к Grt. Sp-Grt зернистым лерцолитам трубки Удачная ( $\text{TiO}_2 = 0.02-0.14$ ;  $\text{Mg}^\# = 79.9-83.9$ ) и являются менее хромистыми (Обнаженная:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.95-3.7$ ; Удачная:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3.1-11.3$  мас.%). Деформированные лерцолиты из трубки Удачная по сравнению с Grt-Sp и Grt лерцолитами трубки Обнаженная отличаются более высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (0.1-1.42 мас.%) и низкими значениями магнезиальности (76.8-84.5) (Рис. 5.17).

Таблица 5.1. Представительные химические составы гранатов.

	74-530	7-341	7-343	74-159	74-891	74-831	7-421	7-259	7-353	7-294	7-255	06-288
	Породы магнезиальной группы											
SiO <sub>2</sub>	42.70	42.50	41.08	42.13	42.24	42.07	41.96	43.05	42.16	42.32	42.16	42.33
TiO <sub>2</sub>	<0.05	0.05	0.13	0.07	0.14	0.20	0.04	0.11	0.08	0.14	0.09	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.08	21.84	21.30	21.49	21.46	22.12	22.21	23.49	20.74	21.63	22.90	22.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	2.12	3.20	2.68	2.82	1.82	2.00	0.40	3.77	2.60	0.40	2.01
FeO	8.16	7.66	8.36	7.72	7.91	8.17	7.74	7.79	8.43	8.11	9.31	8.43
MnO	0.42	0.32	0.44	0.42	0.41	0.32	0.35	0.24	0.43	0.39	0.29	0.30
MgO	20.26	20.73	20.25	19.25	19.74	20.97	21.00	21.81	20.15	20.60	20.77	20.78
CaO	4.72	4.71	5.14	5.76	5.06	4.44	4.64	3.74	4.98	4.86	3.87	4.12
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.05	<0.04	<0.04	0.06	0.05	<0.04	0.05	0.04	0.06	0.07
K <sub>2</sub> O	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
Сумма	100.54	100.05	100.05	99.53	99.80	100.18	100.41	100.67	100.83	100.71	100.67	100.63
Mg#	81.58	82.83	81.21	81.64	81.67	82.08	82.86	83.31	81.01	81.90	79.92	81.46
Prp	71.2	72.5	70.1	68.8	70.4	72.5	72.7	75.2	70.2	71.4	71.8	72.6
Alm	16.1	15.0	16.2	15.5	15.8	15.8	15.0	15.1	16.5	15.8	18.0	16.5
Sps	0.8	0.6	0.9	0.8	0.8	0.6	0.7	0.5	0.8	0.8	0.6	0.6
Grs	6.1	5.8	3.6	7.0	4.6	5.5	5.9	7.9	1.8	4.5	8.3	4.6
Ti-Adr	0.0	0.1	0.4	0.2	0.4	0.5	0.1	0.3	0.2	0.4	0.2	0.1
Uv	5.9	5.9	8.8	7.6	8.0	5.0	5.5	1.1	10.5	7.2	1.1	5.6

Таблица 5.1 Продолжение.

	74-968	7-394	74-639	7-350	74-136	7-367	Ол-169-74	Ол-169-74	7-345	7-345	74-817	74-296
	Эклогиты и гранатовые клинопироксениты						Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза					
SiO <sub>2</sub>	41.37	42.26	41.05	41.77	41.64	41.35	41.75	41.51	41.18	40.31	42.09	42.37
TiO <sub>2</sub>	0.06	<0.05	<0.05	0.20	0.09	0.35	0.18	0.18	<0.05	0.05	0.14	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.89	23.25	22.58	23.23	22.57	22.09	21.13	21.24	22.62	23.48	22.50	22.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.05	0.00	0.04	0.06	0.10	3.71	3.74	1.55	0.66	1.15	1.21
FeO	13.87	6.96	14.00	12.19	14.40	11.47	7.61	7.67	8.60	12.71	8.01	9.41
MnO	0.28	0.13	0.44	0.20	0.38	0.32	0.38	0.40	0.30	0.54	0.34	0.28
MgO	17.87	15.79	11.92	18.54	10.45	17.36	21.30	21.22	20.51	18.34	21.63	20.75
CaO	3.61	11.90	9.91	4.42	10.37	6.82	4.49	4.52	5.10	4.11	4.33	4.43
Na <sub>2</sub> O	<0.04	0.05	0.04	0.09	<0.04	<0.04	0.05	0.10	<0.04	<0.04	0.07	0.05
K <sub>2</sub> O	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
Сумма	100.20	100.40	99.96	100.81	100.07	99.99	100.66	100.71	100.02	100.34	100.36	100.85
Mg#	69.67	80.17	60.29	73.05	56.40	72.96	83.30	83.15	80.96	72.00	82.80	79.71
Prp	62.9	55.8	43.9	64.7	39.9	60.1	73.4	73.2	70.3	63.8	73.5	70.6
Alm	27.4	13.8	28.9	23.9	30.8	22.3	14.7	14.8	16.5	24.8	15.3	18.0
Sps	0.6	0.3	0.9	0.4	0.8	0.6	0.7	0.8	0.6	1.1	0.7	0.5
Grs	8.4	30.0	26.2	10.5	28.0	15.8	0.5	0.5	8.3	8.3	7.1	7.3
Ti-Adr	0.2	0.0	0.0	0.5	0.2	0.9	0.5	0.5	0.0	0.1	0.4	0.3
Uv	0.5	0.1	0.0	0.1	0.2	0.3	10.2	10.2	4.2	1.8	3.1	3.3

Таблица 5.1 Продолжение.

	74-8906	0-3-87	7-370	06-390	06-390	7-365	7-385	7-388	12-7	12-7	0-131-87A
	Phl – Pm породы										
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.04	41.54	42.09	42.19	41.57	41.23	40.51	41.03	41.85	41.46	42.06
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.42	0.38	0.37	0.65	0.32	0.59	0.23	0.13	0.28	0.30	0.52
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.15	19.89	19.91	24.49	24.09	21.62	21.39	21.92	21.54	20.67	20.53
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.35	1.35	0.60	0.15	0.06	0.93	0.89	2.56	1.15	1.48	1.45
<b>FeO</b>	9.96	10.53	13.38	16.92	11.81	11.28	14.23	8.03	11.66	11.49	12.06
<b>MnO</b>	0.28	0.30	0.42	0.34	0.36	0.31	0.53	0.45	0.34	0.35	0.35
<b>MgO</b>	20.04	19.39	18.10	14.38	18.16	19.52	17.12	21.19	19.09	18.95	18.59
<b>CaO</b>	5.22	5.61	4.31	0.08	4.23	4.94	4.86	4.90	4.64	4.67	4.84
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.14	0.08	0.04	<0.04	0.04	0.06	0.10	<0.04	0.06	0.08	0.04
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
<b>Сумма</b>	100.66	99.09	99.35	100.11	100.78	100.49	100.06	100.22	100.71	99.52	100.59
<b>Mg#</b>	78.20	76.65	70.69	60.24	73.28	75.52	68.19	82.46	74.48	74.61	73.32
<b>Prp</b>	65.7	62.5	61.9	64.8	66.0	59.2	71.9	65.5	65.4	64.0	65.8
<b>Alm</b>	20.0	25.9	26.4	23.6	21.4	27.6	15.3	22.4	22.3	23.3	21.0
<b>Sps</b>	0.6	0.8	0.9	0.7	0.6	1.0	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7
<b>Grs</b>	9.0	8.1	8.7	9.8	8.0	9.0	4.7	7.6	6.7	6.7	7.2
<b>Ti-Adr</b>	1.0	1.0	0.9	0.9	1.5	0.6	0.3	0.7	0.8	1.4	1.4
<b>Uv</b>	3.6	1.6	1.2	0.2	2.5	2.4	6.9	3.1	4.1	4.0	4.0

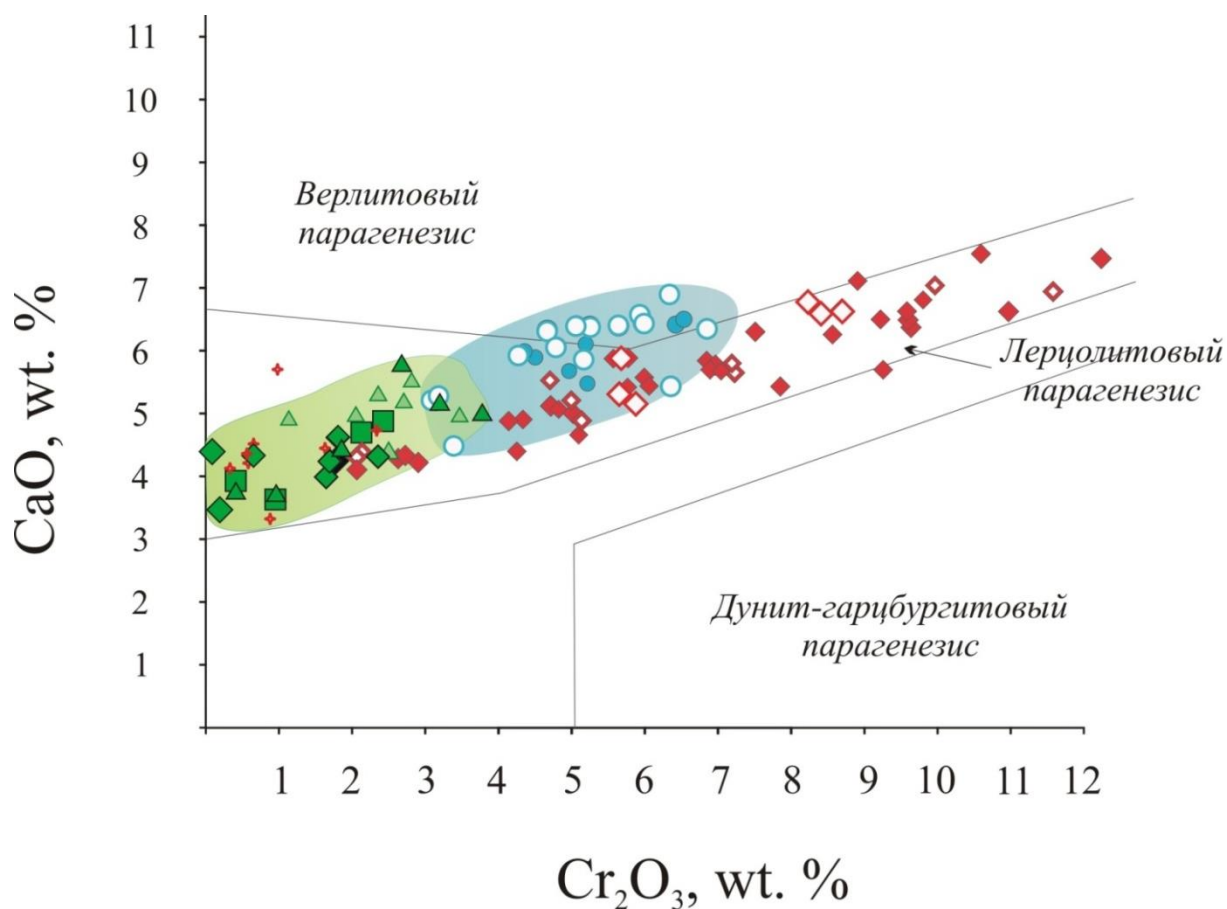


Рис. 5.16 Диаграмма Соболева (CaO - Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) для составов гранатов из мантийных ксенолитов из трубок Обнаженная и Удачная.

Зеленые значки – перидотиты из трубки Обнаженная (использованы наши данные и [Тейлор и др., 2005])

Синие значки – зернистые лерцолиты, трубка Удачная [Соловьева, 2007; Ionov et al., 2010];

Красные значки – деформированные лерцолиты, трубка Удачная [Соловьева и др., 2008; Ionov et al., 2010; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014].

Зеленое поле: Sp-Grt и Grt лерцолиты – вебстериты из трубки Обнаженная;

Синее поле: зернистые Grt лерцолиты из трубки Удачная.

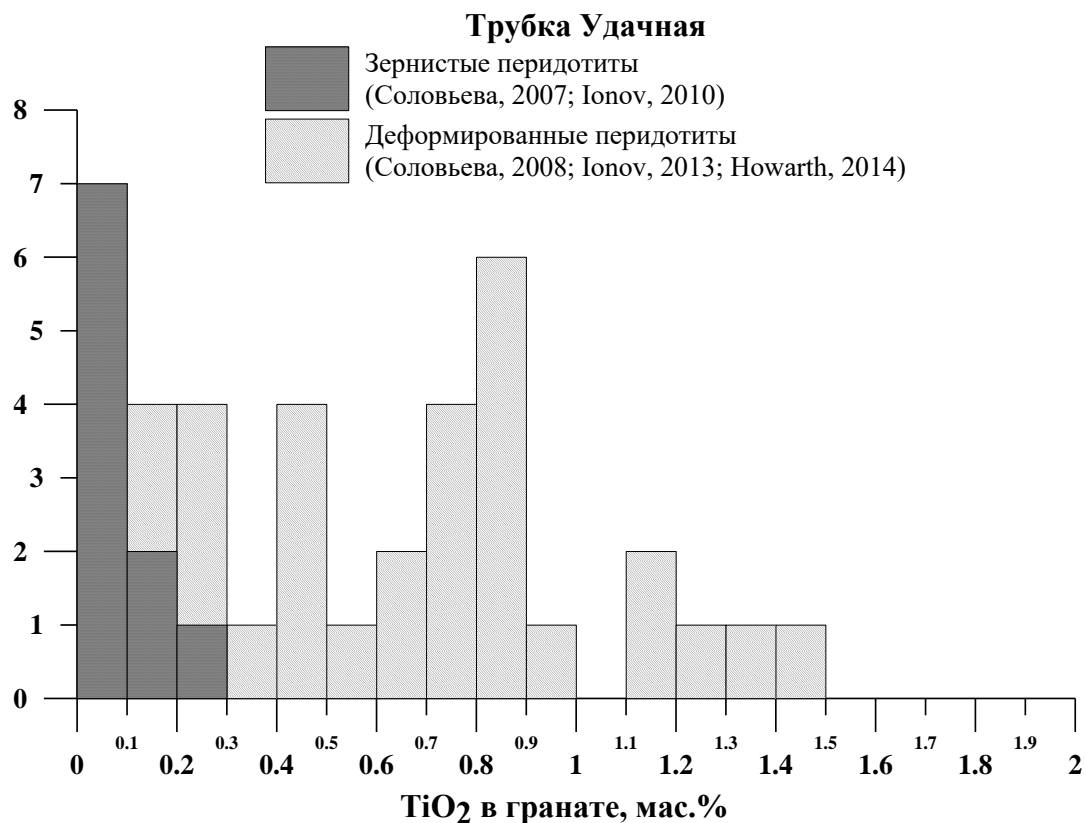
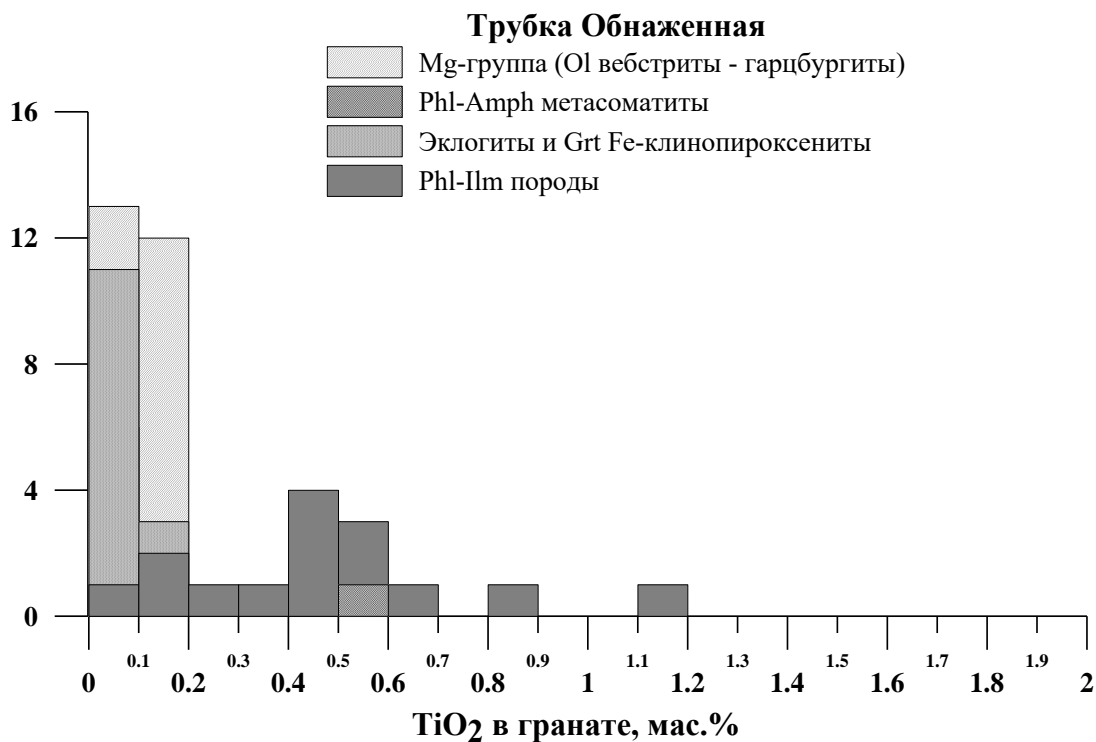


Рис. 5.17. Гистограмма распределения TiO<sub>2</sub> в гранатах из ксенолитов трубок Обнаженная и Удачная. Данные по трубке Удачная: зернистые лерцолиты [Соловьева, 2007; Ionov et al., 2010]; деформированные лерцолиты [Соловьева и др., 2008; Ionov et al., 2010; Howarth et al., 2014].

### 5.1.5 Шпинелиды

Содержание шпинелидов в магнезиальной группе ксенолитов варьирует от единичных зерен до 3-5%. Наибольшее количество отмечено в перидотитах. Шпинель присутствует в виде графических сростков с пироксенами (Рис. 3.5; Рис. 5.18 А-Б) различного размера до 1-2 мм. Кроме того, шпинель часто наблюдается в виде включений в зернах граната (Рис. 3.6 Б) в лерцолитах и оливиновых вебстеритах. В породах с высоким содержанием пироксена шпинель присутствует, но в меньших количествах в виде ламелл в структурах распада размером 20-50 мкм (Рис. 3.8 В; Рис. 5.18 Д). В случае замещения пироксена амфиболом реликты шпинели могут сохраняться (Рис. 3.18 Г). Шпинель также образует выделения между границами зерен (Рис. 5.18 В), данная генерация предположительно является более поздней, чем структуры распада. Во Phl-Ptm содержащих породах шпинель также присутствует, в виде структур распада в пироксенах и отдельных зерен (Рис. 5.18 Д). Кроме того, она наблюдается в виде мелких неправильных зерен (20-50 мкм) сростках с пластинками флогопита в мелкокристаллической матрице (Рис. 5.18 Е).

Химический состав шпинели варьируется достаточно широко в зависимости от генерации и парагенезиса (Приложение 2. Таблица 2.5). В магнезиальной группе пород шпинель представлена преимущественно магнезиальной разновидностью ( $Mg\# = 77-57$ ) (Рис. 5.19). Воздействие метасоматических процессов отмечается в увеличении содержания алюминия и титана. Шпинели из Phl-Ptm пород характеризуются широкими вариациями  $Mg\#$ .

Присутствие шпинели является важным индикатором относительно низких термобарометрических условий кристаллизации пород. Однако совместное нахождение с гранатом указывает на условия кристаллизации пород в зоне шпинель-гранатового перехода.

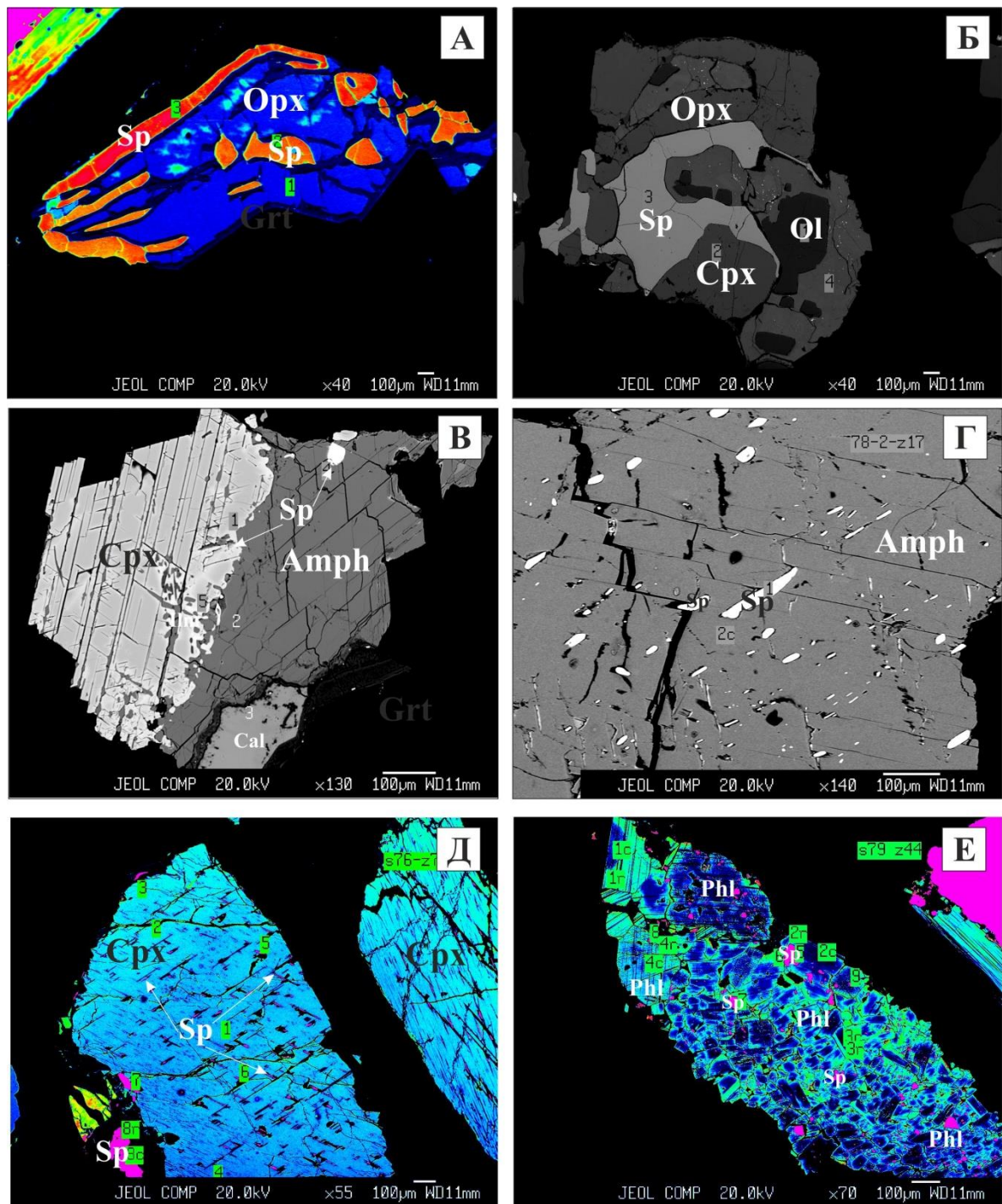


Рис. 5.18. Взаимоотношения шпинелидов с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах.  
 А – графический сросток шпинели с ортопироксеном (Обр. 06-212 - Sp-гарцбургит);  
 Б – графический сросток шпинели с пироксенами (Обр. 7-297 - Sp-гарцбургит);  
 В – шпинель в межзерновом пространстве между амфиболом и пироксеном (Обр. Ол-169-74 – Grt лерцолит с Phl и Amph);  
 Г – включения шпинели в амфиболе (Обр. Ол-169-74 – Grt лерцолит);  
 Д – шпинель в структурах распада клинопироксена и между зернами пироксенов (Обр. О-131-87А - Phl-Пм гранатовый лерцолит);  
 Е – мелкозернистый флогопит в ассоциации со шпинелью (Обр. 7-388 – слюдит).



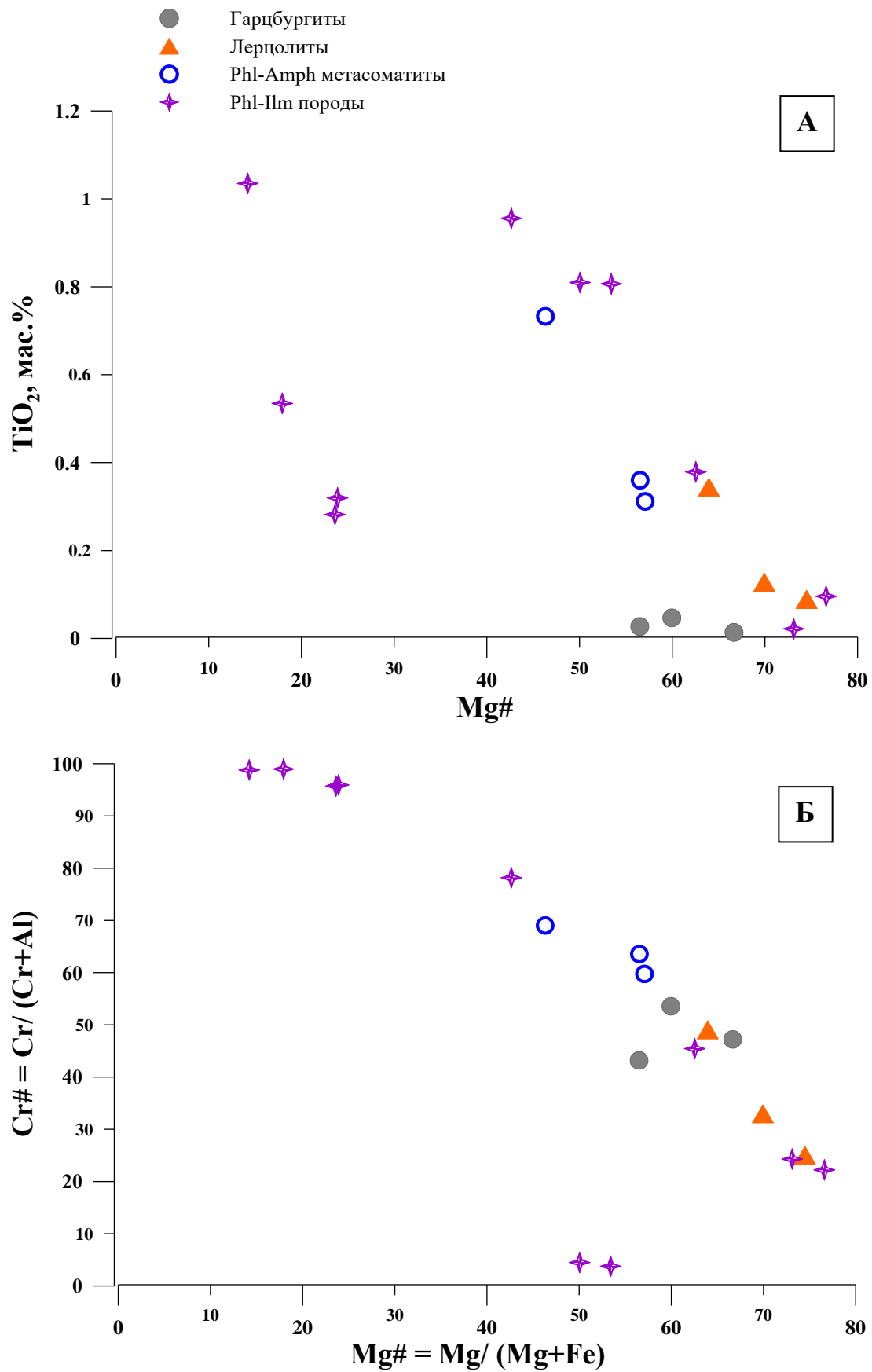


Рис. 5.19 Химический состав шпинели.  
 А – Диаграмма Mg# - TiO<sub>2</sub>;  
 Б – Диаграмма Mg#-Cr#;

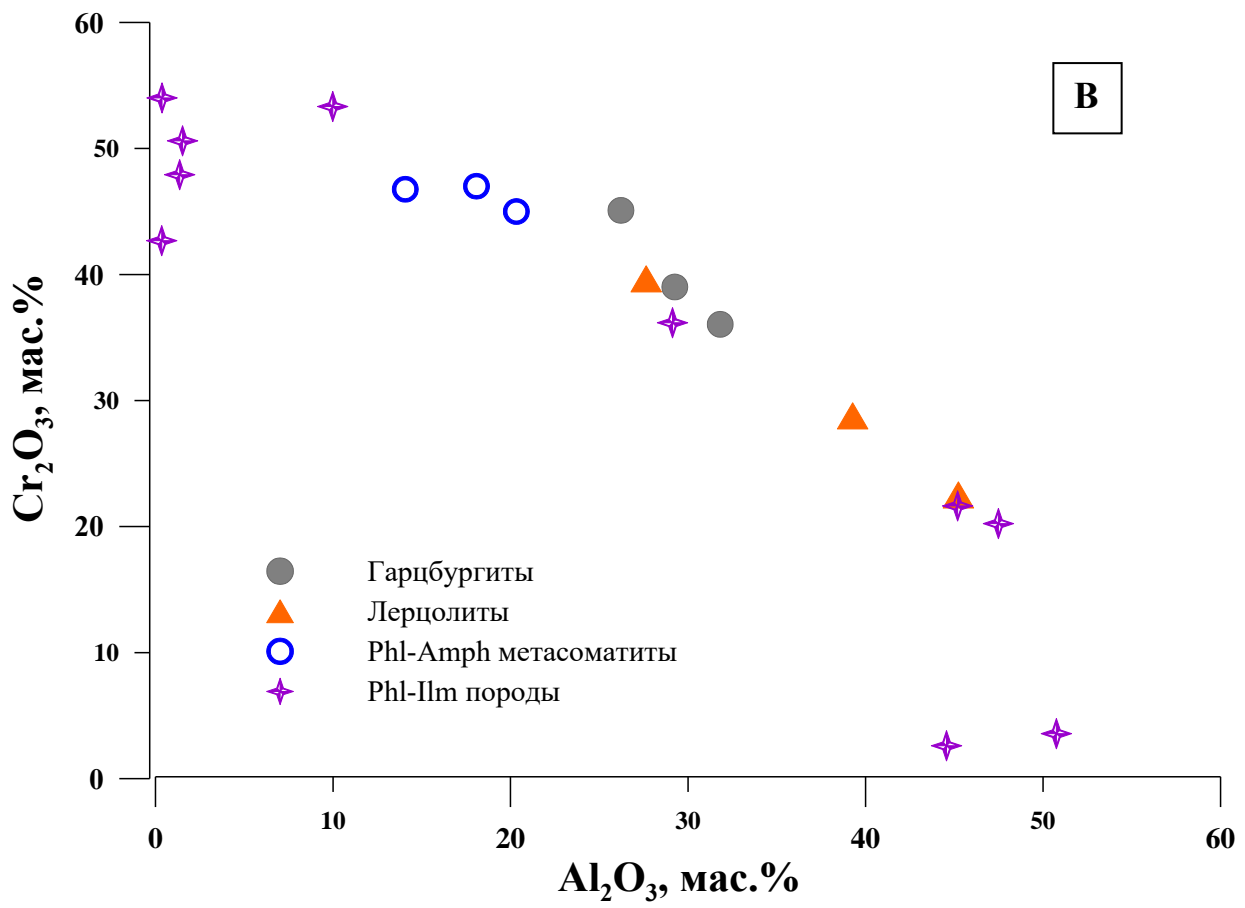


Рис. 5.19 Химический состав шпинели.  
 В - Диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

### 5.1.6 Флогопит

Флогопит наблюдается в двух выделенных группах пород – в породах магнезиальной группы, а также флогопит-ильменит содержащих гипербазитов и слюдитов.

В первой группе флогопит развит как вторичный метасоматический минерал. Наиболее часто флогопит в ассоциации с амфиболом замещают пластинчатые структуры распада в экссолуционных мегакристаллах пироксена (Рис. 3.9, 3.12; Рис. 5.20 А), представлен мелкими (до 500 мкм) пластинками неправильной формы. Содержание флогопита в этой группе пород достигает 5-10%.

Во флогопит-ильменит – содержащих гипербазитах флогопит образует различные выделения. Содержание данного минерала широко варьируется от 10 до 70%. В центральных частях пластинок флогопита обычны тонкие ( $\leq 1$  мкм) нитевидные ламелли распада ильменита, ориентированные по спайности (Рис. 3.18). Обычно ближе к краям пластинок флогопита приурочены округлые и овальные зерна ильменита (Рис. 5.24В). Края пластинок флогопита нередко имеют более интенсивную рыжую окраску.

Флогопит из разных групп пород отличается по составу – из магнезиальной группы пород характеризуется высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 93-95$ ) (Рис. 5.21) и по этому признаку четко отличается от флогопитов, находящихся в парагенезисе с ильменитом. Зерна флогопита, отличающиеся по окраске, также зональны, по краям отмечается повышение содержания железа, хрома и титана.

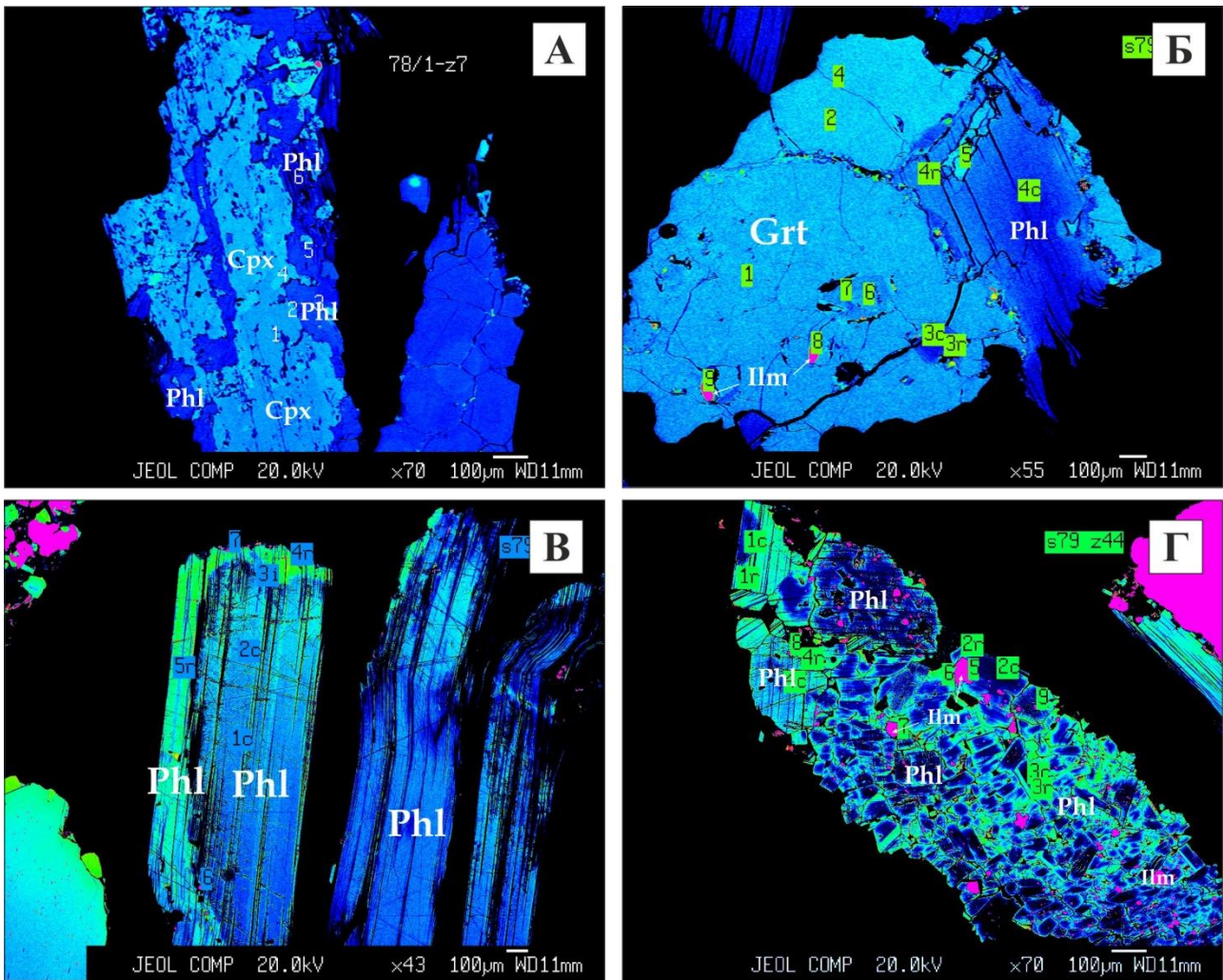


Рис. 5.20. Взаимоотношения флогопита с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах.  
 А – метасоматический поздний флогопит, развивающийся по пироксену (Обр. 7-345 – мегакристаллический гранатовый вебстерит с Phl+Amph);  
 Б – сросток флогопита и граната (Обр. 12-7 – Phl-Ilm Grt оливинный вебстерит);  
 В – крупная зональная пластинка флогопита (Обр. О-42-87 – Phl-Ilm вебстерит);  
 Г - мелкозернистый агрегат зональных пластинок флогопита (Обр. 7-388 – слюдит).

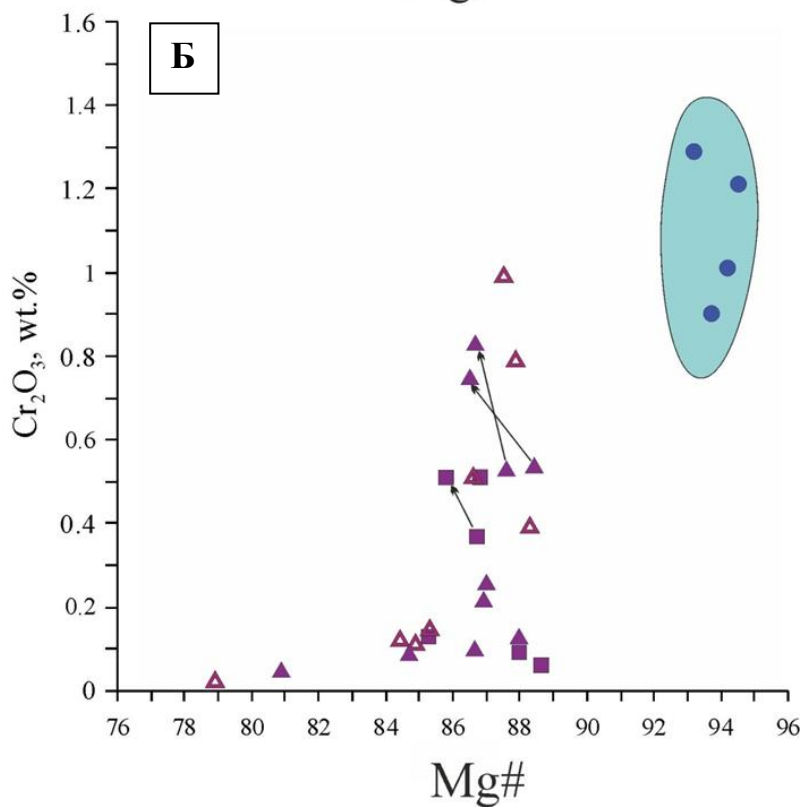
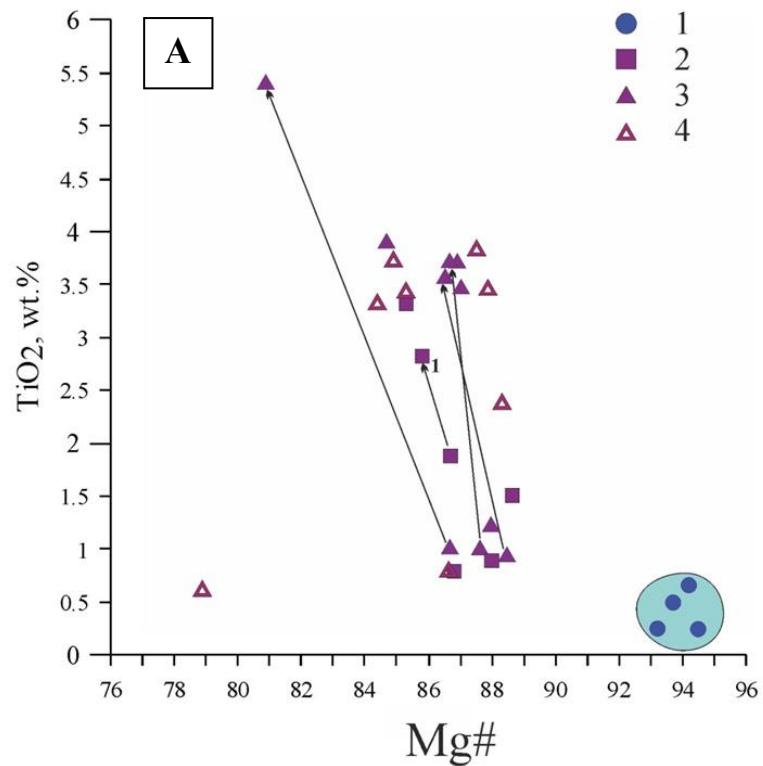


Рис. 5.21. Химический состав флогопитов.

А – Mg# – TiO<sub>2</sub>;

Б – Mg# – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

1 – метасоматический флогопит из пород Mg-группы, 2 – флогопит из гранатовых Phl-IIm гипербазитов, 3 – флогопит из порфиroidных безгранатовых Phl-IIm гипербазитов, 4 – флогопит из деформированных флогопит – амфиболовых пород с новообразованным хромитом и реликтовыми ильменитом, клинопироксеном.

Стрелки показывают изменение состава в краевых зонах одного зерна или в пластинках Phl II по сравнению с Phl I в одном ксенолите из порфиroidных слюдитов.

### 5.1.7 Амфибол

Амфиболы наблюдаются в породах нескольких групп – в породах магнезиальной группы и во флогопит-ильменитовых парагенезисах.

Формы выделения амфиболов представлены на Рисунке 5.22, а представительные составы в Таблице 5.2.

Амфибол присутствует в структурах распада в клинопироксене, по составу он соответствует магнезиокатофориту группы кальциево-натриевых амфиболов (Рис. 5.23; Таблица 5.2; Таблица 2.7, Приложение 2).

Таблица 5.2. Представительные химические составы амфиболов.

Образец		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Si, ф.е.	Mg/Mg +Fe <sup>2+</sup>	Название
Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза															
<b>7-345</b>	5.39 A10	48.13	0.07	8.39	1.17	3.34	0.07	20.91	9.93	5.12	1.23	98.64	6.73	0.92	Магнезио-катофорит
<b>74-296a</b>	5.22 A-4	48.25	0.41	9.92	1.81	3.68	0.07	20.69	8.35	5.90	0.48	99.93	6.56	0.91	Магнезио-катофорит
<b>74-296a</b>	5.22 B-4	48.26	0.47	10.04	1.64	3.73	0.06	20.79	8.31	5.79	0.46	99.81	6.54	0.91	Магнезио-катофорит
<b>74-296</b>	5.39 B-8	46.60	0.78	11.84	1.10	5.39	0.08	18.52	8.99	5.81	0.64	99.90	6.43	0.86	Магнезио-тарамит
<b>Ол-169-74</b>	5.22 B3c	46.20	0.30	10.72	2.06	3.04	0.08	19.57	8.99	5.37	0.93	97.51	6.50	0.92	Магнезио-тарамит
<b>Ол-169-74</b>	5.39 Г-5	47.39	0.28	8.75	1.61	2.77	0.08	20.57	8.87	5.40	1.26	97.25	6.68	0.93	Магнезио-катофорит
<b>74-817</b>	5.39 B-3	47.37	0.55	9.96	1.01	3.45	0.09	20.32	9.24	5.36	1.00	98.51	6.58	0.91	Магнезио-катофорит
<b>74-817</b>		47.28	0.59	9.79	0.59	3.32	0.04	20.44	8.91	5.34	1.21	97.65	6.61	0.92	Магнезио-катофорит
Phl – Пm породы															
<b>О-42-87</b>	5.22 Г-1	52.39	0.08	3.21	0.88	3.61	0.06	22.61	7.23	5.54	0.41	96.16	7.27	0.92	Магнезио-катофорит
<b>Сл-109</b>	5.22 E-1	51.92	0.15	3.55	1.04	3.31	0.07	20.72	8.46	5.67	0.90	95.98	7.44	0.99	Магнезио-катофорит
<b>Сл-109</b>		54.88	0.12	1.70	0.71	2.83	0.03	20.91	6.90	5.51	2.62	96.45	7.80	1.00	Рихтерит
<b>74-8906</b>		55.39	0.28	2.16	0.40	6.72	0.10	24.43	8.00	1.63	0.00	99.29	7.16	0.87	Барруазит
<b>О-3-87</b>		52.79	0.34	2.29	0.34	6.82	0.12	23.44	8.89	1.33	0.02	96.53	7.09	0.86	Барруазит
<b>О-131-87A</b>	5.22 Д-1	45.19	0.53	13.80	1.40	2.62	0.08	18.45	11.03	3.89	0.02	97.44	6.34	0.93	Паргасит

Примечание: во втором столбце – точка анализа на Рис. 5.22 и 5.39.

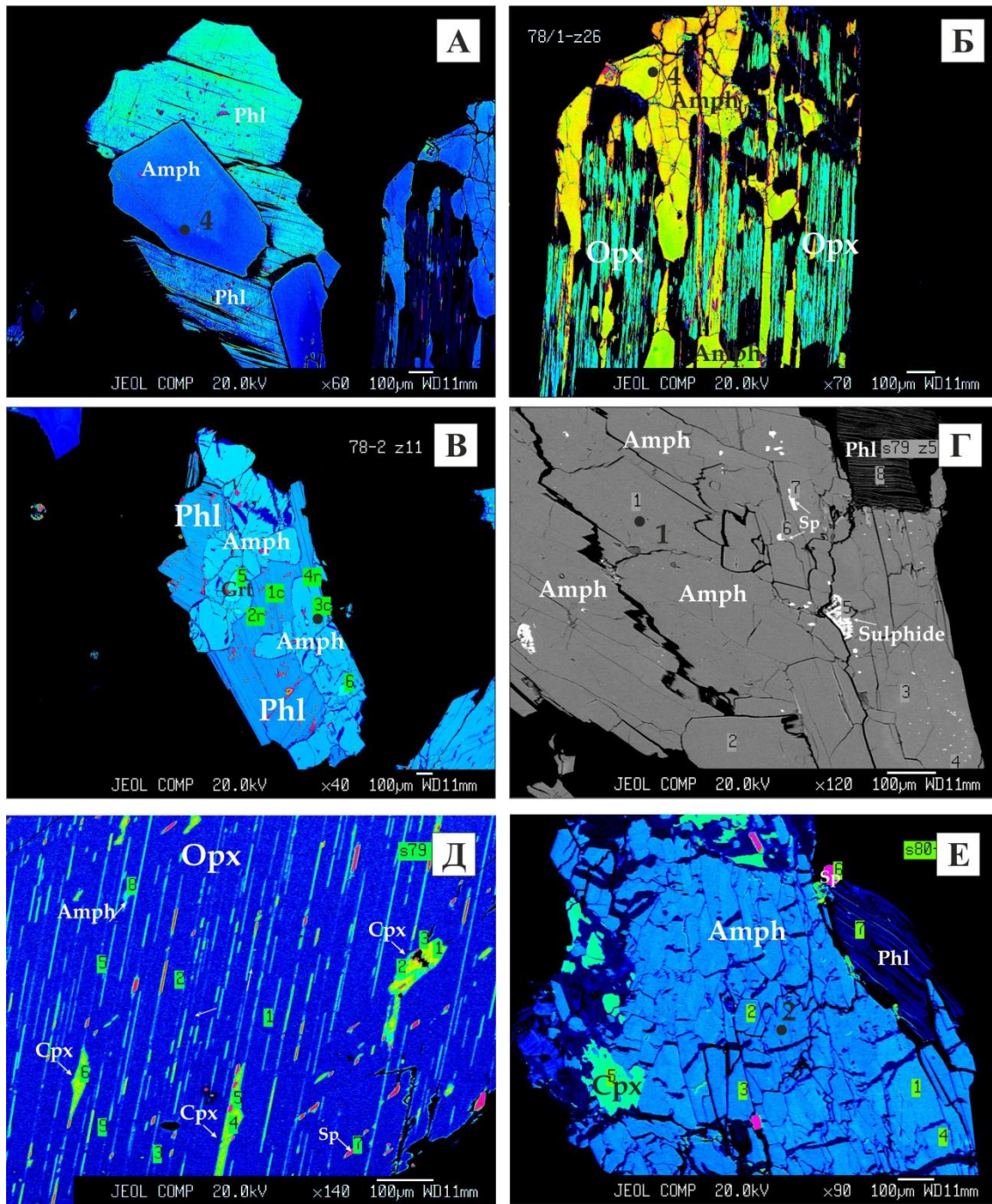
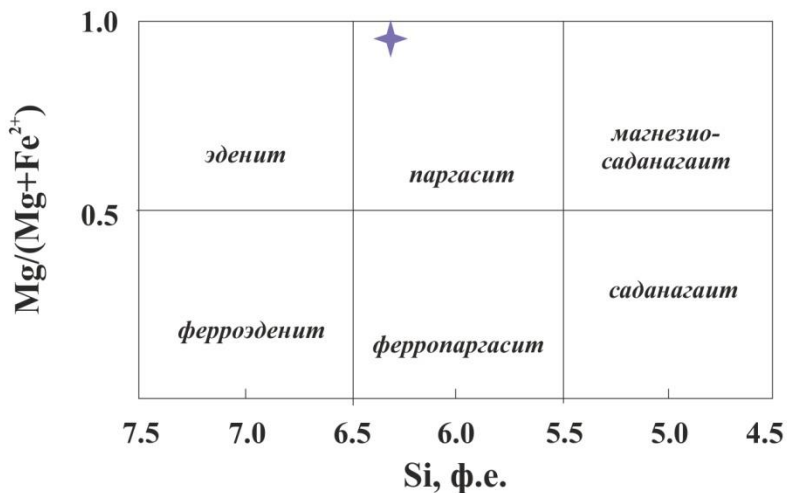


Рис. 5.22. Взаимоотношения амфиболов с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах. А – сросток пластинок амфибола и флогопита (Обр. 296а - Grt пироксенит +Phl-Amph); Б – замещение ортопироксена амфиболом (Обр. 296а - Grt пироксенит +Phl-Amph); В – сросток пластинок амфибола и флогопита (Обр. Ол-169-74 – Grt лерцолит + Phl+Amph); Г – пластинки амфибола в ассоциации с сульфидом (пентландитом) и хромитом (Обр. О-42-87 - Phl-Ilm вебстерит); Д – амфибол в структурах распада ортопироксена, также наблюдаются клинопироксен и хромистая шпинель (Обр. О-131-87А - Phl-Ilm гранатовый лерцолит); Е – пластинки – розетки амфибола в ассоциации с деформированными пластинками флогопита, хромитом и реликтами клинопироксена (Обр. Сл-109).

### Кальциевые амфиболы

$$\text{Ca} \geq 1.5$$

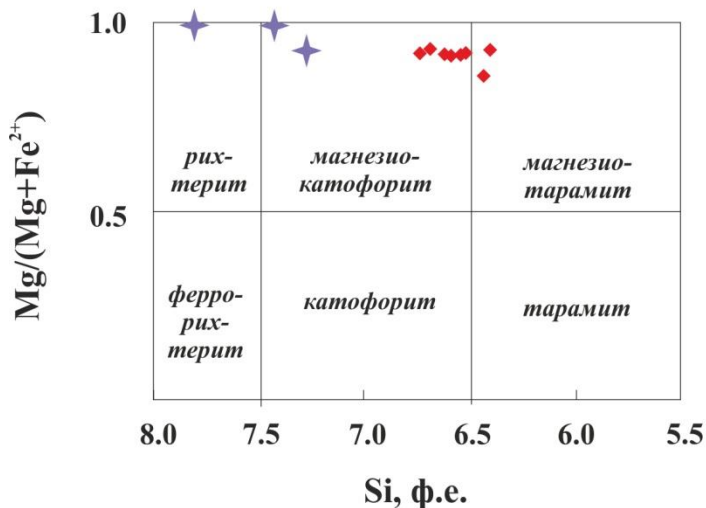
$$\text{Na} + \text{K} \geq 0.5$$



### Натриево-кальциевые амфиболы

$$\text{Ca} + \text{Na} \geq 1.0$$

$$\text{Na} + \text{K} \geq 0.5$$



$$\text{Ca} + \text{Na} \geq 1.0$$

$$\text{Na} + \text{K} \leq 0.5$$

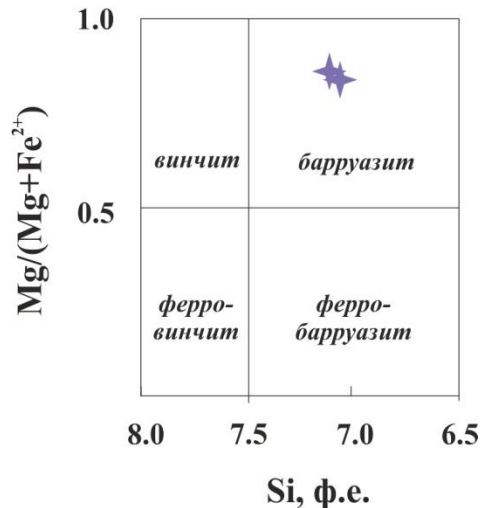


Рисунок 5.23. Диаграммы соотношений  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  и Si (содержание на формулу) в составах амфиболов кальциевой и натриево-кальциевой группы из ксенолитов [по Leake et al., 1998].

1 – амфиболы из пород магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза;

2 – амфиболы из Phl – Ptm пород.



### 5.1.8 Ильменит

Ильменит встречается во Phl-Ilm породах в виде зерен различной морфологии и крупности, его содержание изменяется от первых процентов до 20%. Минерал встречается в виде рассеянной межзерновой вкрапленности правильных кристаллов, в виде мелких округлых включений в гранате, образует прожилковые неправильные выделения, окружающие силикаты и создающий сидеронитовый тип структуры (Рис. 5.24 Г). Кроме того, характерна ассоциация ильменита с гранатом, а также в виде округлых и игольчатых включений в гранате. Чаще всего ильменит демонстрирует гомогенность состава в пределах зерен одного образца.

По составу ильменит характеризуется высокой изменчивостью. Содержание MgO варьирует в пределах 8-13 мас.%, а содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  - 0.5-3.7 мас.%. По составу зерна ильменита из крупных желваков являются однородными и по составу почти не отличаются от более мелких зерен

В целом можно отметить, что для ильменит-флогопит содержащих парагенезисов характерны высокая железистость, значительные содержания  $\text{TiO}_2$ , низкие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

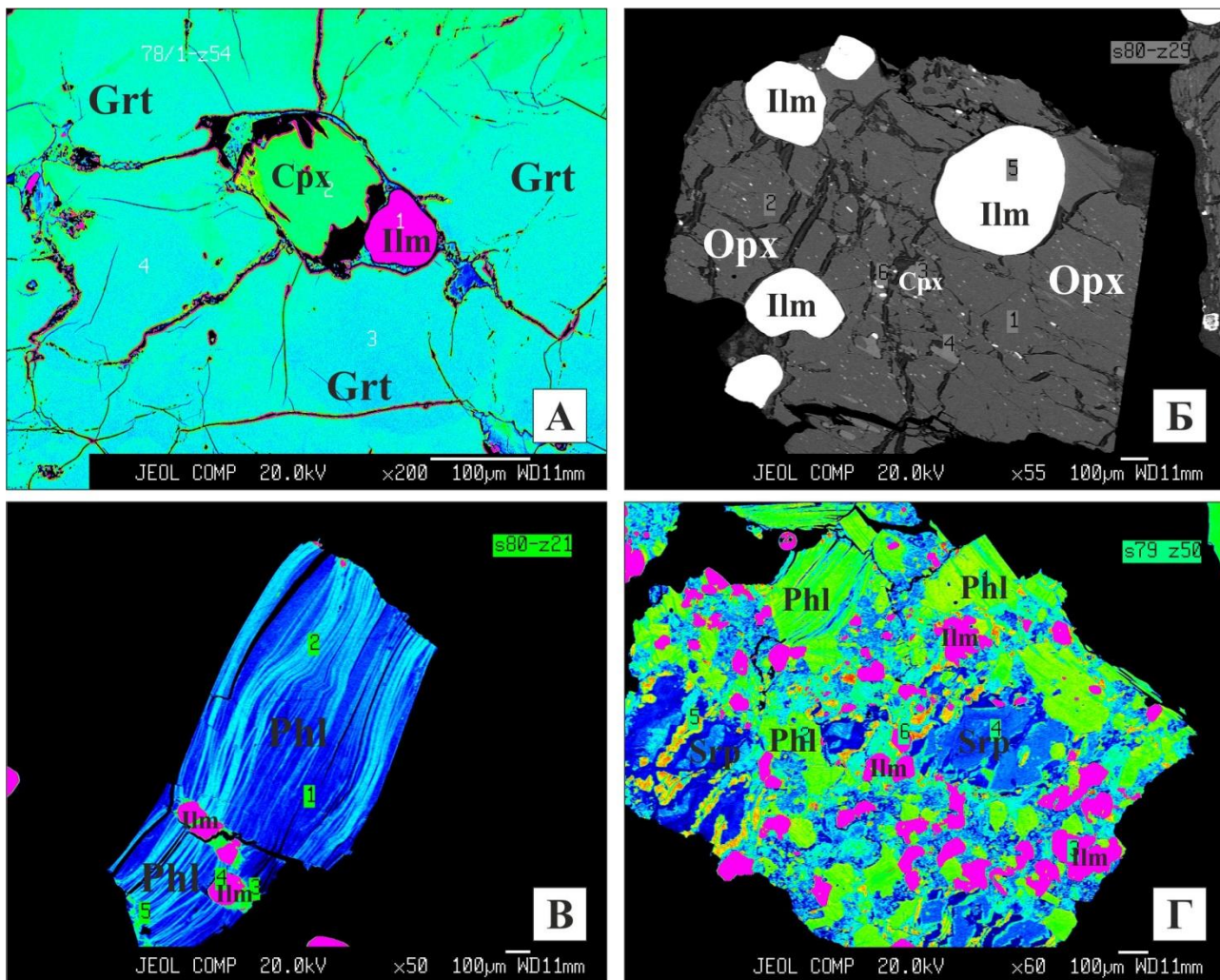


Рис. 5.24. Взаимоотношения ильменита с другими минералами в различных группах мантийных ксенолитах из рубки Обнаженная. Фото в обратно-рассеянных электронах с микрозондового анализатора.

А – Включения ильменита в гранате (Обр. 74-8906 - Phl-Ilm Grt лерцолит);

Б – Включения ильменита в пироксене (Обр. Сл-307 – Phl-Ilm Grt вебстерит -ортопироксенит)

В – Срастания ильменита и пластинок флогопита, между зернами - кальцит (Обр. Сл-307 – Phl-Ilm Grt вебстерит -ортопироксенит)

Г – Срастания ильменита и мелкозернистого флогопита (Обр. 7-388 – слюдит с зональным флогопитом)

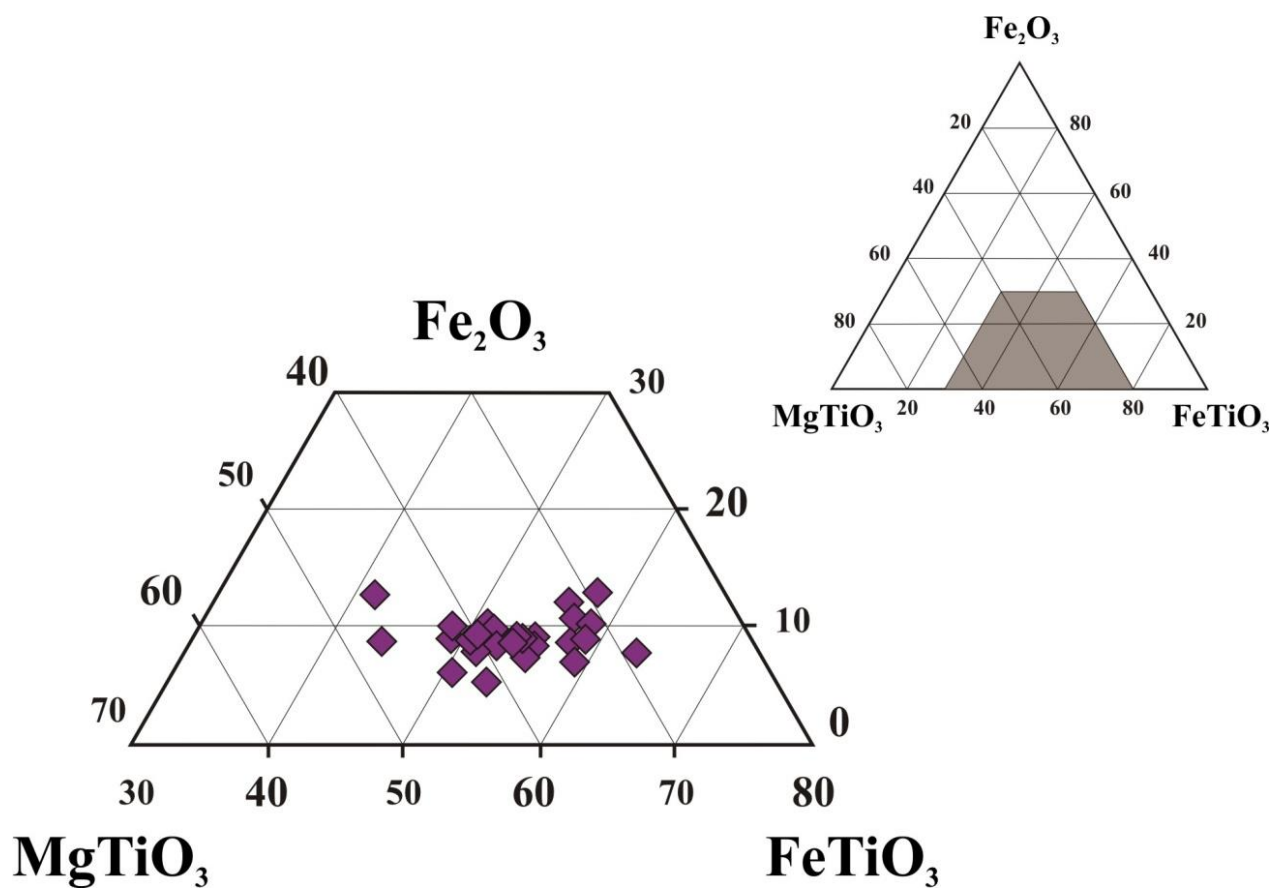


Рис. 5. 25. Составы ильменита на треугольной диаграмме  $\text{MgTiO}_3$  (гейкилит) –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (гематит) –  $\text{FeTiO}_3$  (ильменит).

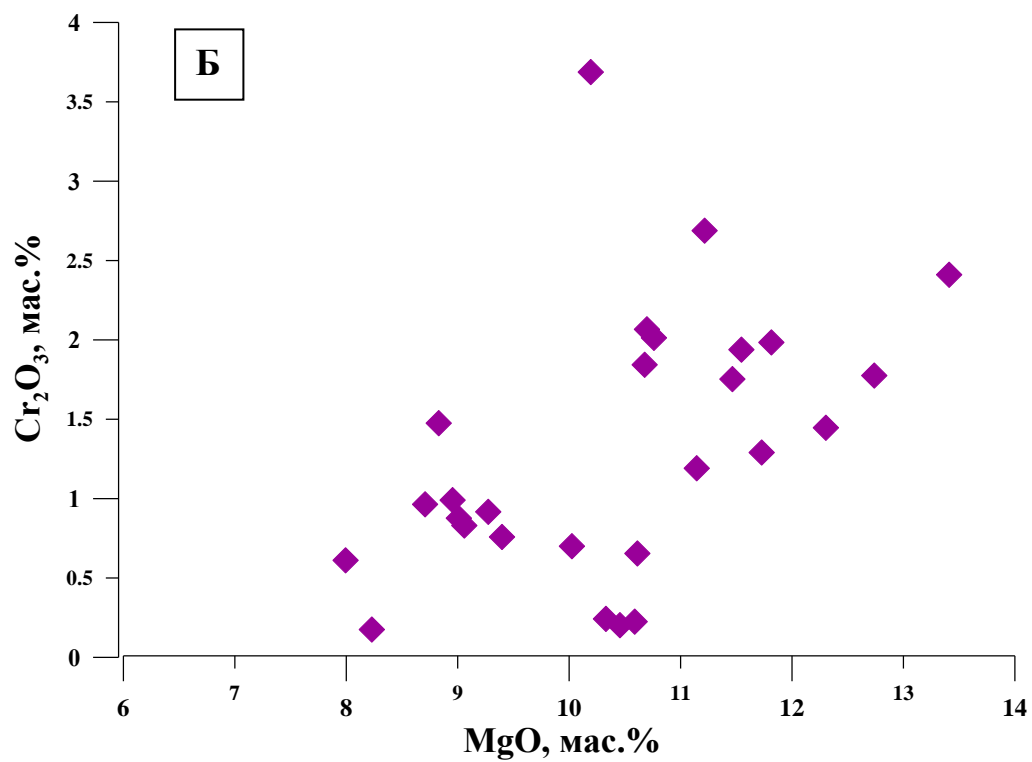
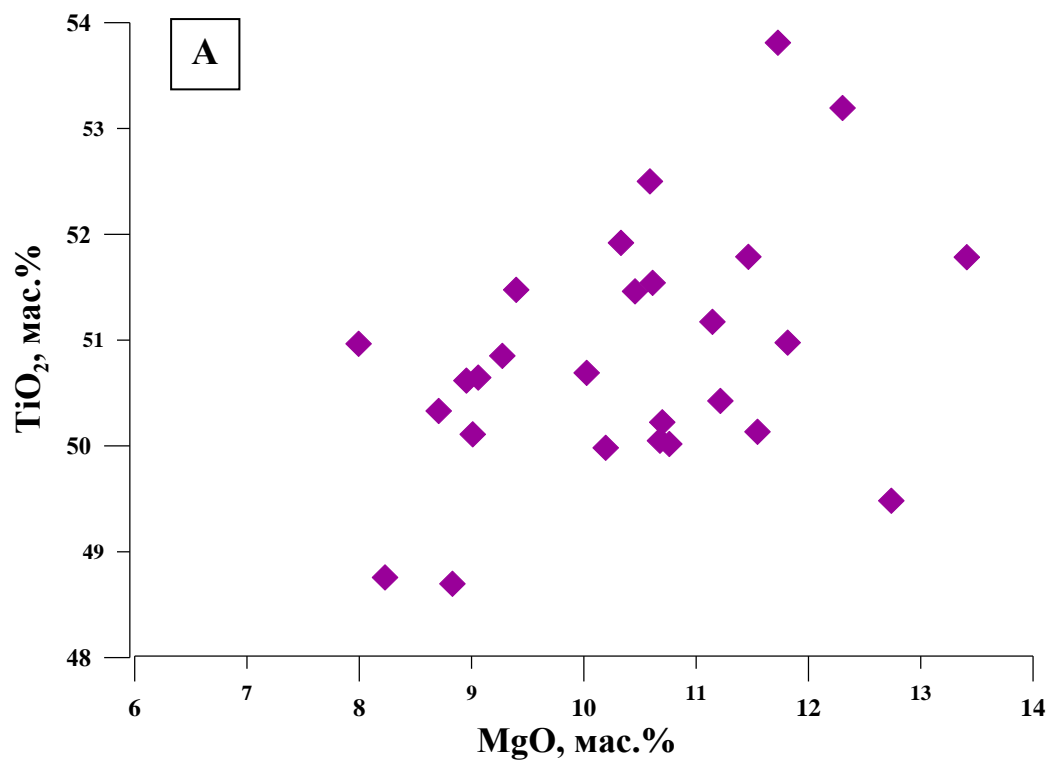


Рис. 5. 26. Химический состав ильменита.  
 А – Диаграмма MgO – TiO<sub>2</sub>;  
 Б - Диаграмма MgO – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## 5.2 Содержание редких элементов в минералах мантийных ксенолитов

Концентрации редких элементов в различных минералах из ксенолитов трубки Обнаженная были измерены с использованием ионного зонда САМЕСА IMS-4F в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Диагностика микро- и наноструктур» (ЦКП ДМНС, Ярославский филиал Физико-технического института РАН, г. Ярославль; аналитик Симакин С.Г.). Методика ионно-зондовых измерений в своей основе соответствовала методике, приведенной в [Smirnov et al., 1995] и [Nosova et al., 2002]. Предварительно на поверхность образцов наносилась пленка золота толщиной 0.03 мкм. Первичный пучок ионов  $O^{2-}$  достигал поверхности образца с энергией приблизительно равной 14.5 кэВ и фокусировался в пятно диаметром 20 – 30 мкм. Интенсивность тока бомбардирующих ионов составляла 2.5 - 3 нА. Область сбора вторичных ионов ограничивалась полем зрения, задаваемым полевой диафрагмой и настройкой вторичной ионной оптики, и составляла 25 мкм в диаметре, что наряду с фокусировкой первичного пучка определяло локальность анализа.

При анализе граната, клинопироксена, флогопита и амфибола использовался следующий набор масс-пиков:  $^{30}Si^+$ ,  $^{85}Rb^+$ ,  $^{88}Sr^+$ ,  $^{90}Zr^+$ ,  $^{138}Ba^+$ ,  $^{140}Ce^+$ ,  $^{149}Sm^+$ ,  $^{156}Gd^+$ ,  $^{158}Gd^+$ ,  $^{167}Er^+$ ,  $^{174}Yb^+$ ,  $^{178}Hf^+$ ,  $^{181}Ta^+$ ,  $^{208}Pb^+$ ,  $^{232}Th^+$ ,  $^{238}U^+$ ,  $^{178}Hf^+$ ,  $^{175}Lu^+$ ,  $^{163}Dy^+$ ,  $^{162}Dy^+$ ,  $^{154}Gd^+$ ,  $^{153}Eu^+$ ,  $^{143}Nd^+$ ,  $^{139}La^+$ ,  $^{93}Nb^+$ ,  $^{89}Y^+$ ,  $^{47}Ti^+$ . Абсолютные концентрации каждого элемента вычислялись из измеренных интенсивностей положительных одноатомных вторичных ионов элементов, нормированных на интенсивность вторичных ионов кремния  $^{30}Si^+$ , с использованием коэффициентов относительной чувствительности:  $C_i = I_i/I(^{30}Si) * K_i * C(SiO_2)$ . Использовались значения концентрации  $SiO_2$ , определенные независимо методом электронного зонда. Точность определения концентраций микропримесей данным методом условно характеризуется величиной 5%, 10% для концентраций  $> 1$  ppm, и 15%, 20% в диапазоне концентраций 1-0.1 ppm соответственно. Правильность настроек и режимов работы прибора регулярно контролировалась посредством анализа стандартного образца NIST-610.

Исследование образцов ильменита, не являющегося силикатом, потребовало специального подхода. В этом случае в качестве опорного использовался сигнал 47-го изотопа титана  $^{47}\text{Ti}^+$ . Коэффициенты относительной чувствительности, полученные на наборе силикатных стандартов, пересчитывались с учетом замены опорного сигнала с  $^{30}\text{Si}^+$  на  $^{47}\text{Ti}^+$  и концентрации  $\text{SiO}_2$  (мас. %) на  $\text{TiO}_2$  (мас. %).

Всего было выполнено более 130 анализов. Полученные содержания редких элементов в минералах приведены в Приложении 3.

### 5.2.1 Гранат

На рисунке 5.27 приведено содержание несовместимых редких элементов в гранатах из пород данной группы. В области HFSE и REE полученные распределения демонстрируют подобие форм кривых и относительно небольшим диапазоном вариаций содержания (2-5 раз). На кривых отмечаются максимумы по Ta, Zr и Hf и минимум по Ba, Nb, La+Sr, значительный минимум по Ti.

На рис. 5.28 приведено содержание редких элементов в гранатах из образцов магниальной группы с признаками и без признаков модальных метасматических процессов. В целом полученные кривые распределения в гранате (Рис. 5.28) и клинопироксене (Рис. 5.33) подобны таковым для образцов без признаков модального метасоматоза. Сохраняются минимумы по Ti и La+Sr, максимумы по Ta, Zr+Hf в гранате, минимумы по Ti и Zr в клинопироксене. Однако для образцов с развитием флогопита и амфибола наблюдается гораздо больший разброс значений (до 50 раз), во многих из них концентрации редких элементов понижены, что можно связать с развитием метасоматизирующих процессов.

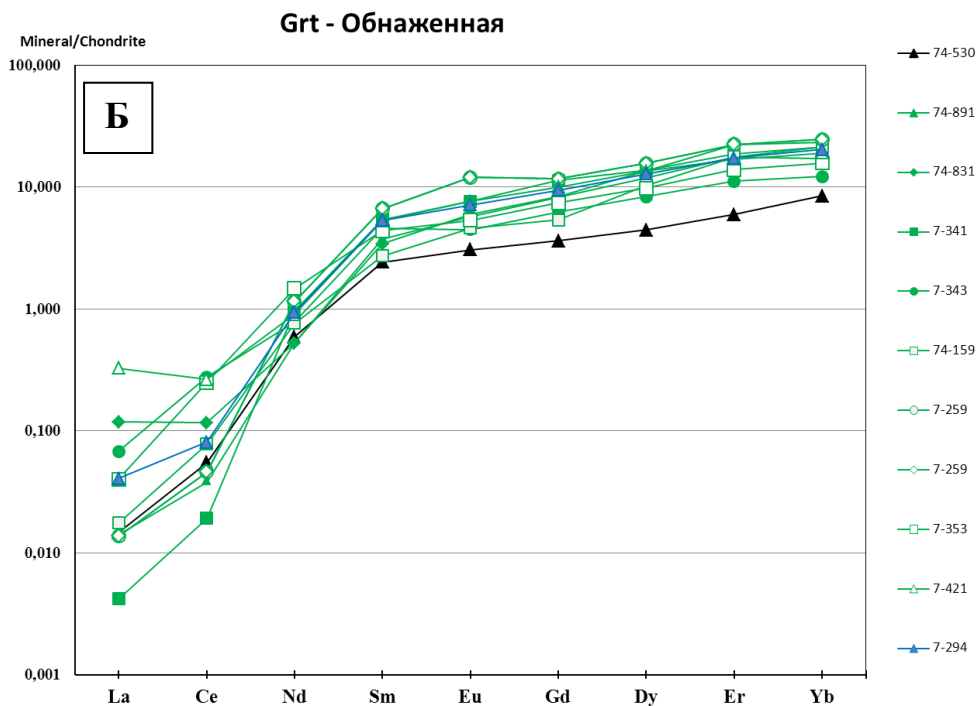
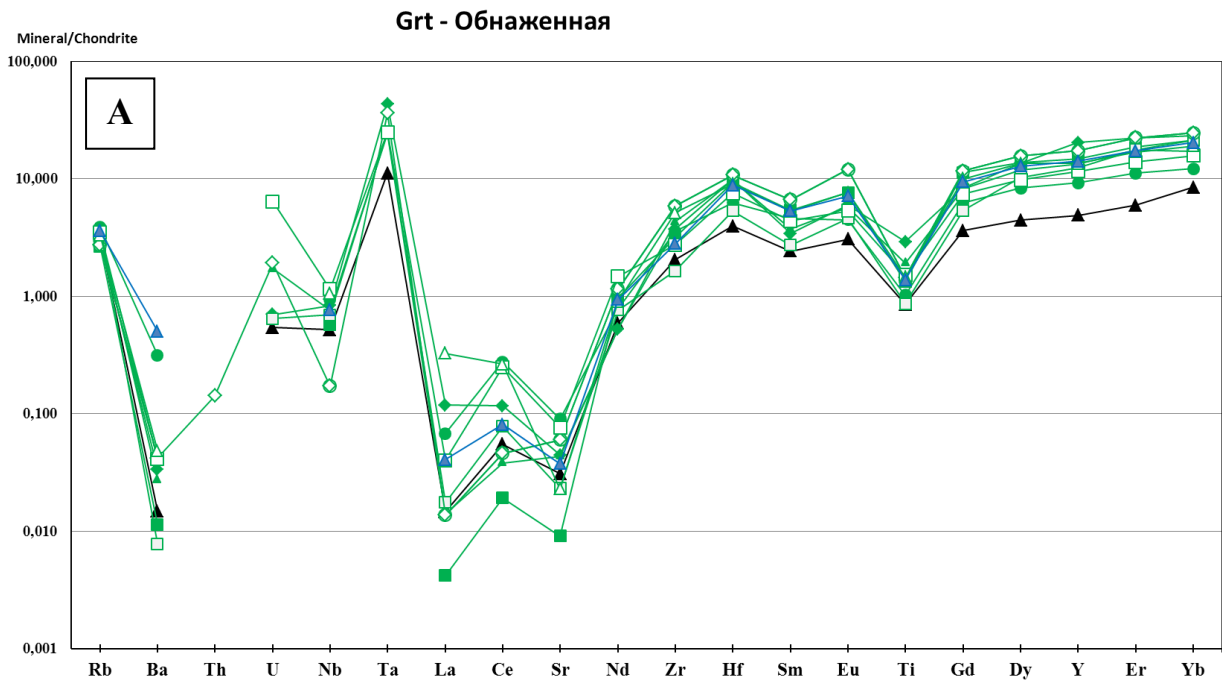


Рис. 5.27. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранате из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].  
 Черная линия - Grt-Sp гарцбургит;  
 Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливиновые вебстериты;  
 Синяя линия – Grt мегакристаллический вебстерит.

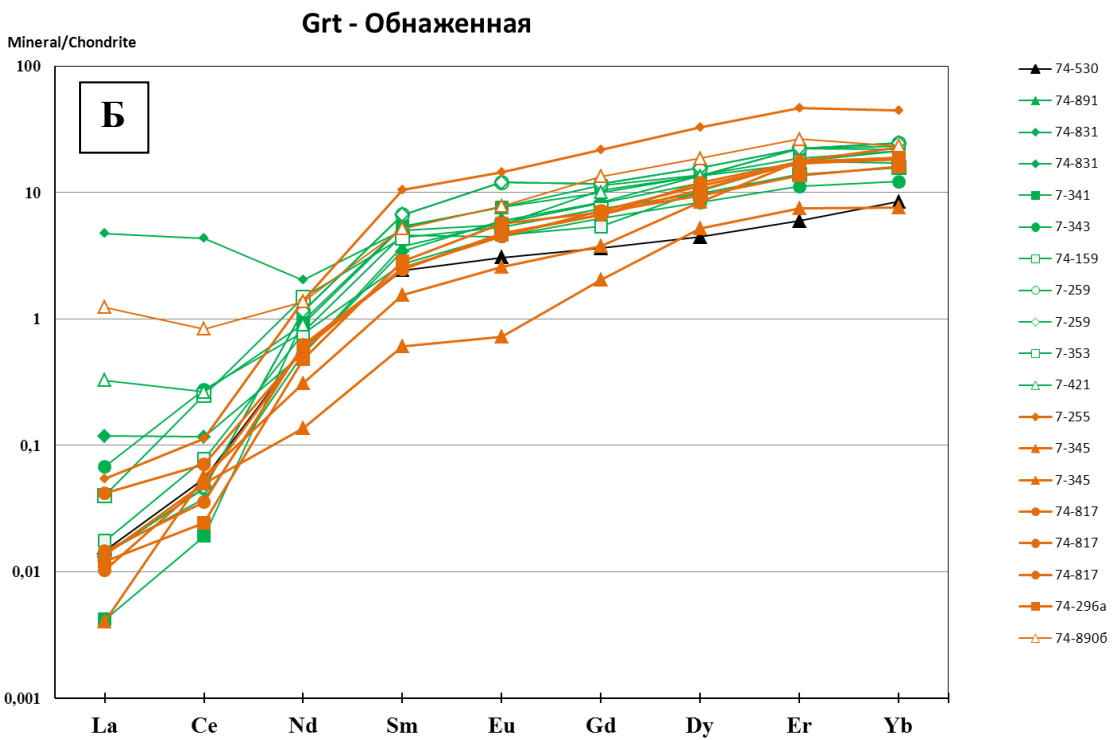
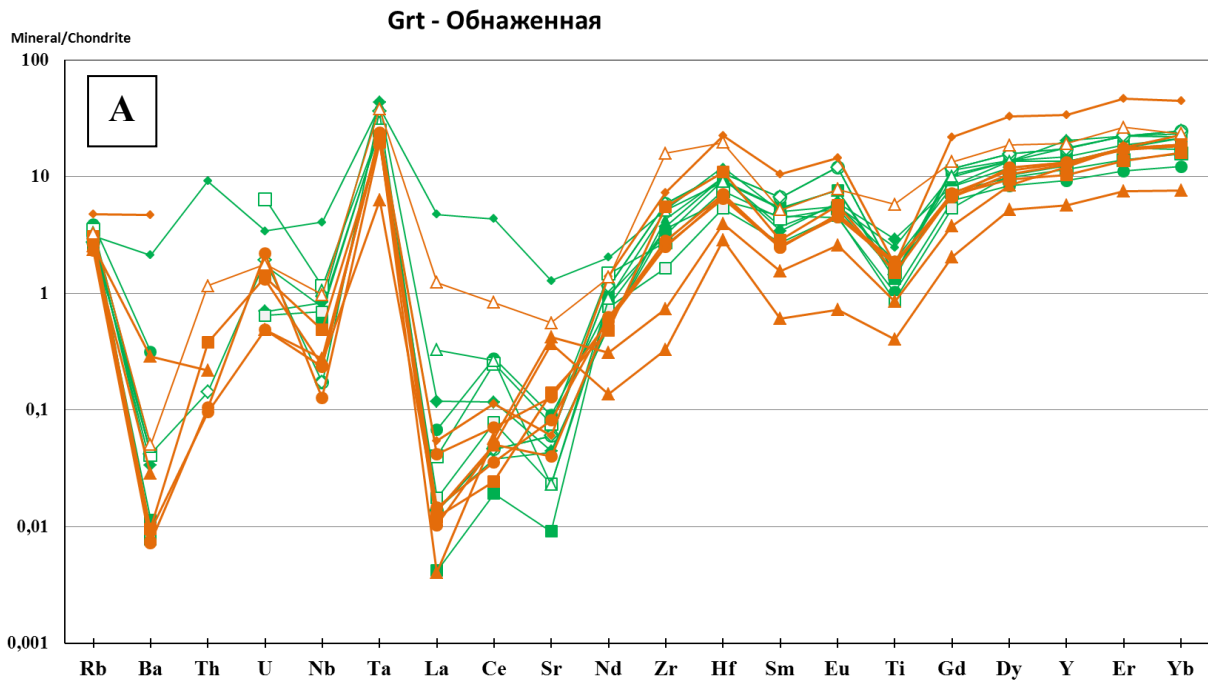


Рис. 5.28 Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранате из ксенолитов трубки Обнаженная.  
 Черная линия - Grt-Sp гарцбургит;  
 Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливиновые вебстериты;  
 Оранжевые линии – ксенолиты с признаками модального метасоматоза (замещение флогопитом и амфиболом).



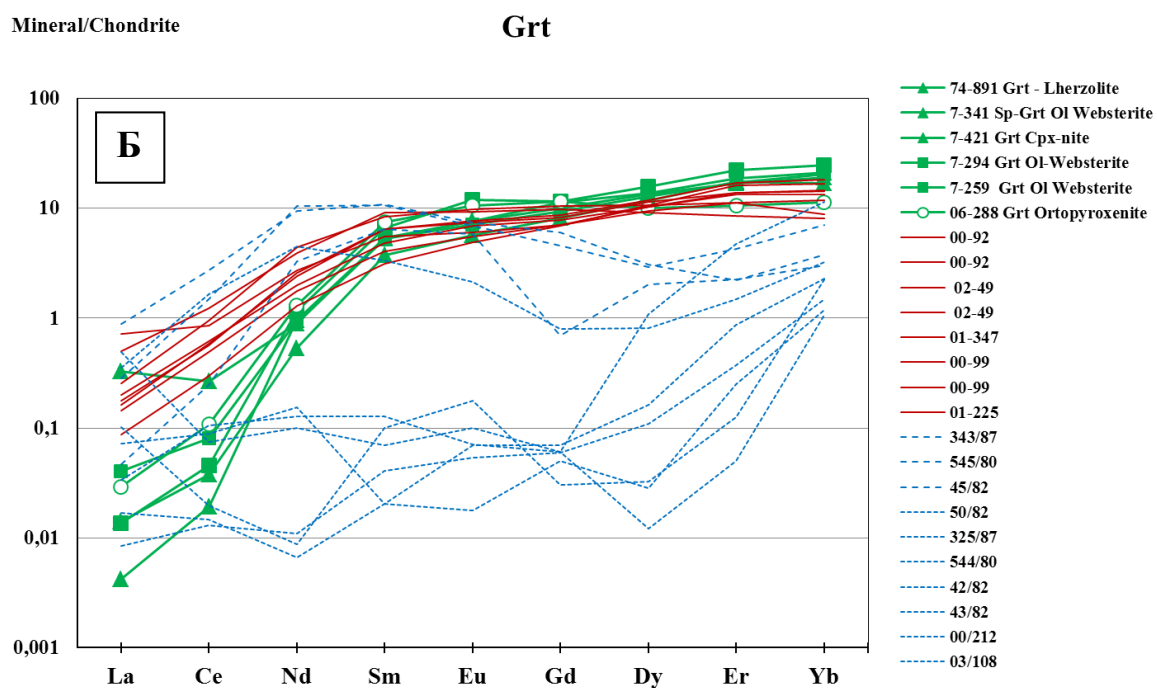
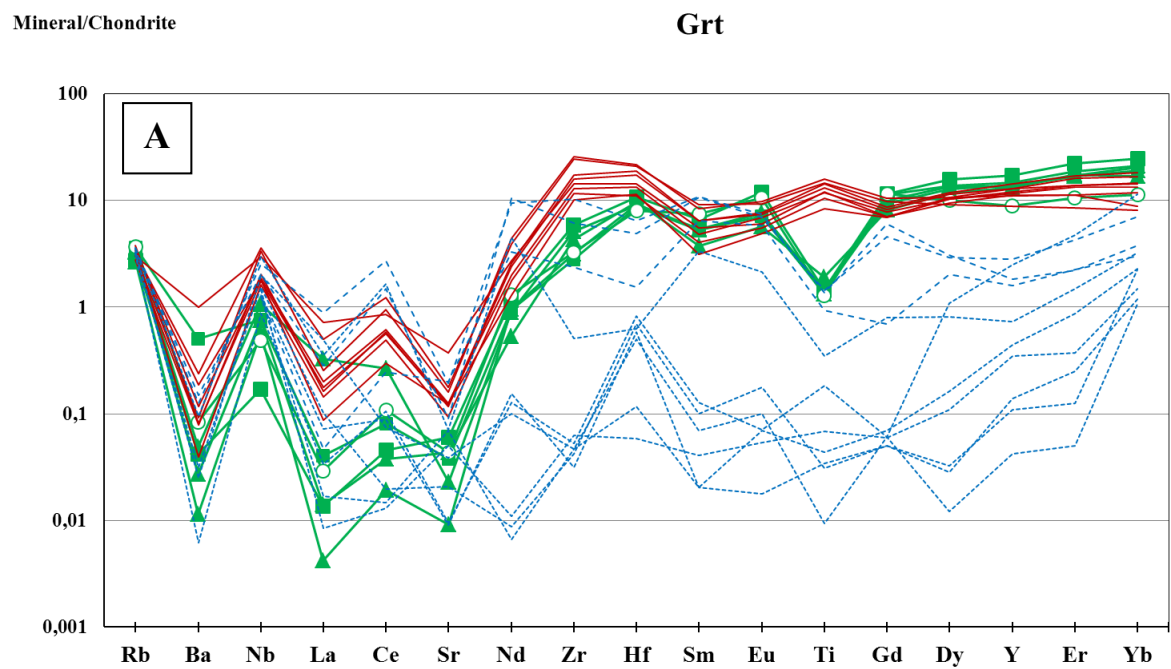


Рис. 5.29. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранате из ксенолитов в трубках Обнаженная и Удачная, нормированное к хондриту С1 [McDonough, Sun, 1995].

Зеленые линии – наши данные, трубка Обнаженная;

Красные линии – содержание редких элементов в гранате из деформированных перидотитов трубки Удачная с нормальным распределением РЗЭ в гранате [Соловьева, 2008; Агашев, 2014];

Синие пунктирные линии – состав граната из зернистых лерцолитов трубки Удачная [Соловьева, 2007].

На Рис. 5.29 приведено сравнение распределений редких элементов в гранатах из лерцолитов и оливиновых вебстеритов из трубки Обнаженная с крупнопорфировыми деформированными гранатовыми лерцолитами из трубки Удачная-восточная. При сравнении распределения редких элементов мы можем отметить близость форма их распределения и узкий интервал вариаций. В целом форма кривых для образцов из магнезиальной группы из трубки Обнаженная повторяет форму распределения для деформированных лерцолитов из трубки Удачная, за исключением того, что для лерцолитов из Удачной наблюдается максимум по Ti, а для трубки Обнаженная - минимум. Напротив, для зернистых лерцолитов из трубки Удачная кривые распределения отличаются широким диапазоном составов, особенно в последовательности от Nd до Yb. Кривые распределения для лерцолитов и оливиновых вебстеритов из трубки Обнаженная и деформированных лерцолитов из трубки Удачная на графике REE также повторяют форму кривых, однако в породах трубки Удачная несколько выше концентрации LREE, и ниже – HREE. Однако для трубки Обнаженная наблюдается минимум по титану. Предположительно, максимум по титану в трубке Удачная можно объяснить метасоматическим обогащением.

Если сравнить распределение редких элементов для близких по петрографическим особенностям зернистых лерцолитов из обеих трубок (Рис. 5.29), то зернистые ксенолиты из трубки Удачная на спайдерграмме занимают широкий интервал значений и характеризуются разными по форме кривых (с разными максимумами и минимумами).

На Рис. 5.30 приведены распределения редких и редкоземельных элементов в гранате из эклогитов и пироксенитов, которые сравниваются с распределением редких элементов в породах магнезиальной группы. При этом наблюдаются как сходные черты (максимум по Nb, Ta и минимум по Ti в гранате; минимумы по Nb и Ti в клинопироксене), так и отличия. В целом можно отметить, что содержания редких элементов в минералах из эклогитов и клинопироксенитов несколько ниже, чем в породах магнезиальной группы. В некоторых образцах

эклогитов наблюдаются аномалии по Eu (и в области MREE), что может подтверждать их происхождение в результате субдукции.

Распределение редких элементов в гранате из флогопит-ильменит содержащих парагенезисов (флогопит-ильменитовые гипербазиты) приведено на Рис. 5.31. Оно подобно распределению редких элементов в минералах из пород магнезиальной группы (максимум по Ta, минимумы по Ti, La+Sr) и несколько отличается от пироксенитов с признаками модального метасоматоза более высокими концентрациями и более узкими вариациями значений. Распределение редкоземельных элементов в гранате из данных пород можно назвать нормальным. Однако гранат в данном типе пород во многих образцах (Глава 3) является более поздним минералом, вмещающим реликтовые минералы, поэтому данное распределение скорее свидетельствует о равновесии с расплавами. Для гранатов отмечаются максимум по Nb, незначительный максимум по Zr и Hf, а также минимумы по Ti и Sr. Распределение редкоземельных элементов в целом соответствует коэффициентам распределения элементов гранат – базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb, Lu - так называемое нормальное распределение [Burgess, Harte, 2004]. Распределение редких элементов в гранатах из деформированных лерцолитов трубки Удачная (серое поле) в целом подобно распределению в Mg-группе из трубки Обнаженная, за исключением максимума по Ti. Также следует отметить для гранатов из трубки Удачная несколько более высокие концентрации элементов группы HFSE и LREE, и более низкие - HREE.

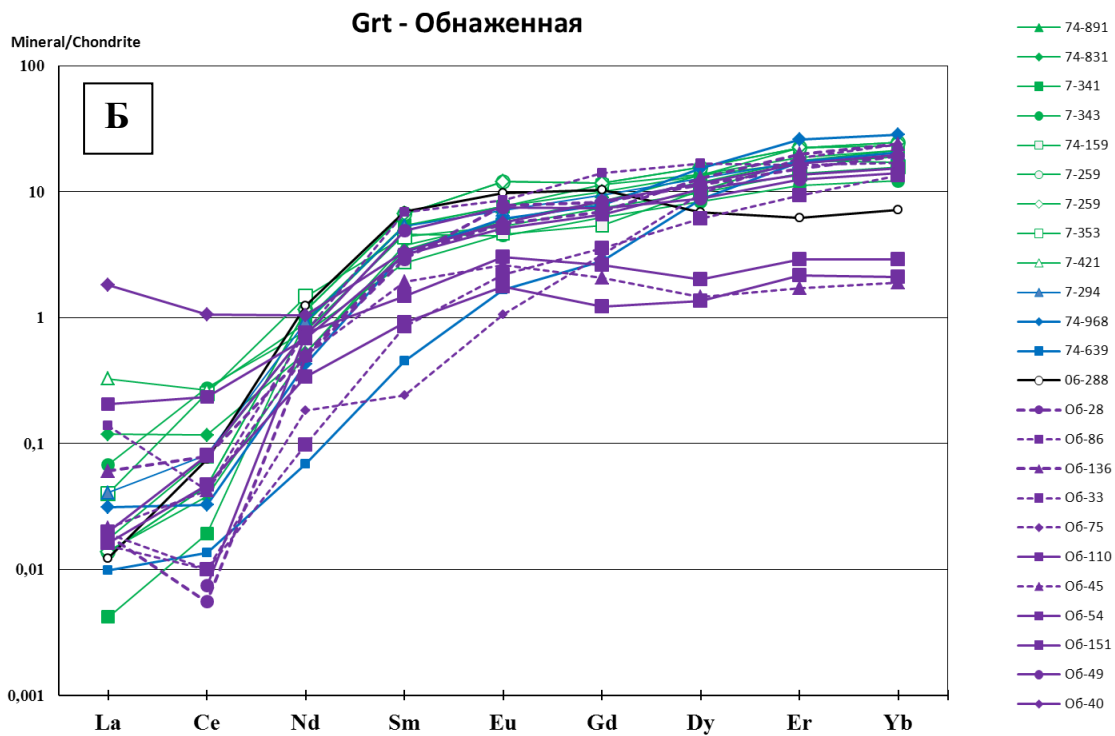
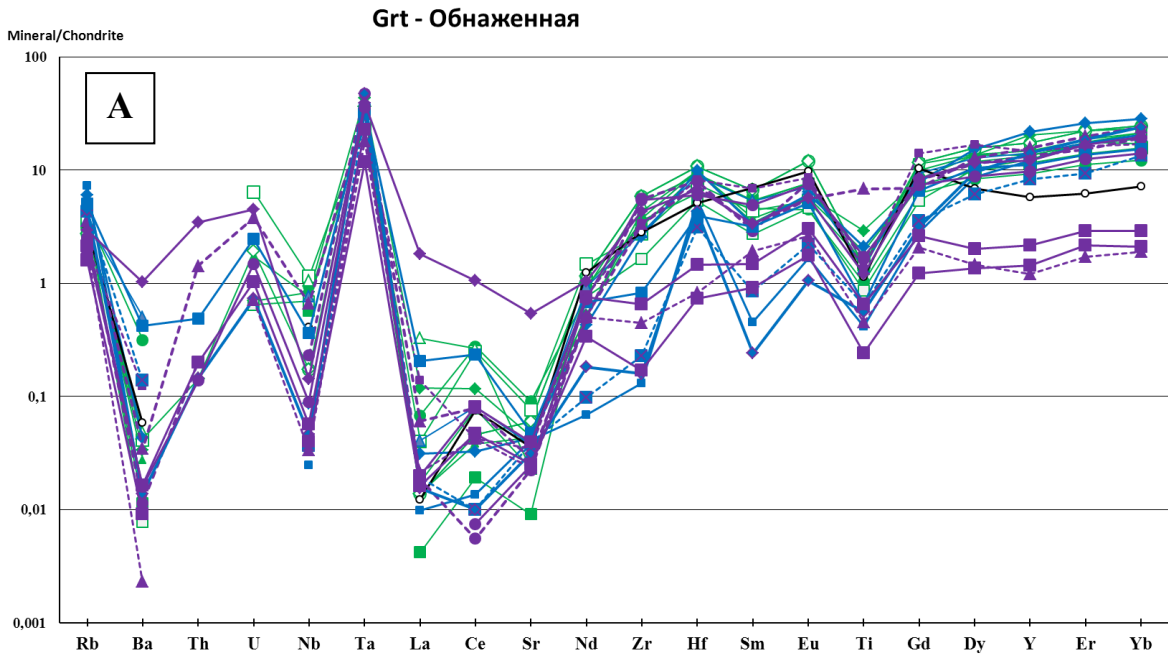


Рис. 5.30. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранате из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливиновые вебстериты;  
 Синие линии – Grt железистые клинопироксениты;  
 Фиолетовые линии – эклогиты (образцы Уханова А.В.).

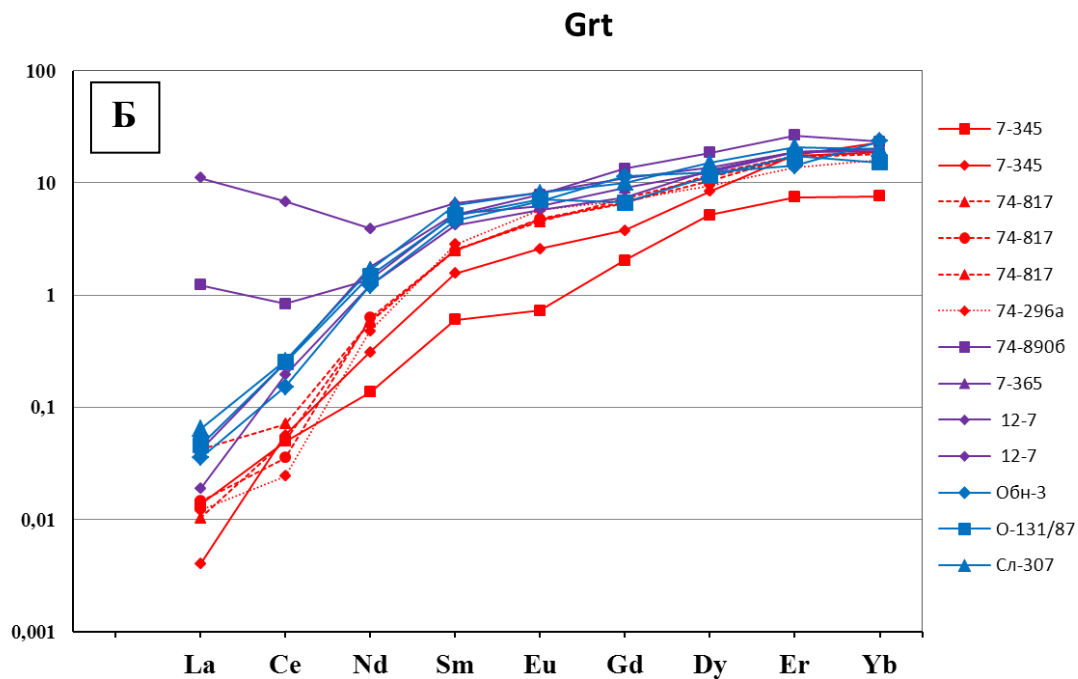
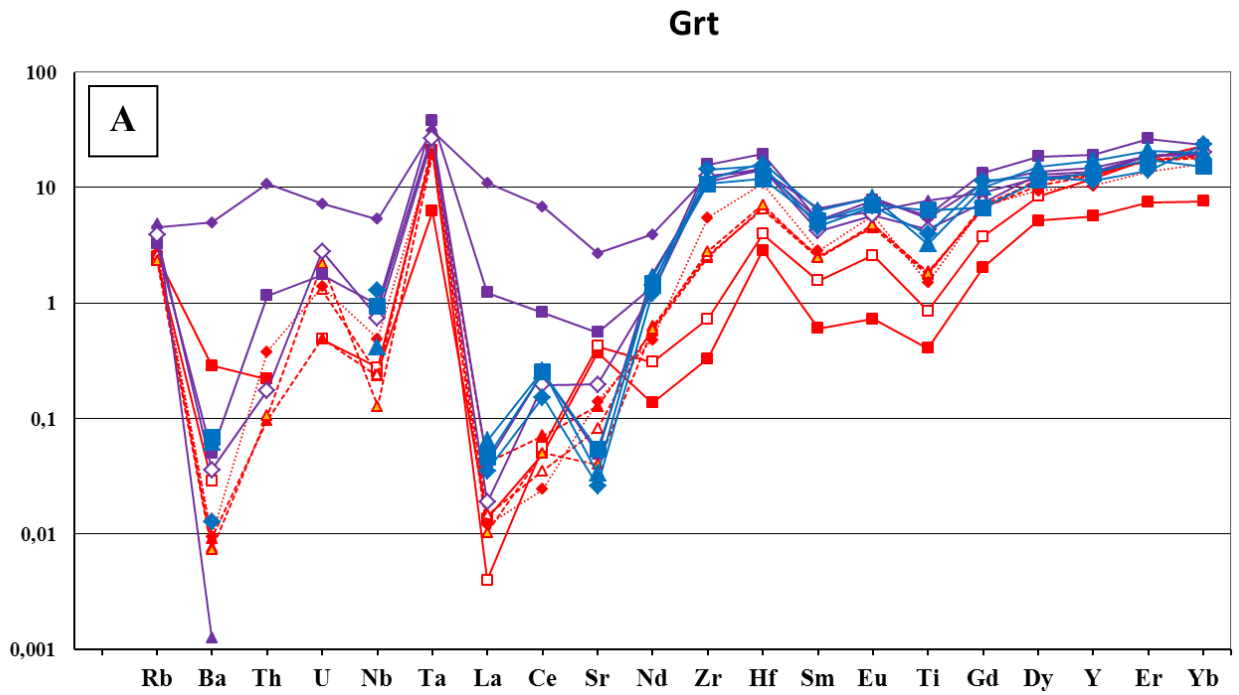


Рис. 5.31. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в гранате из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Красные линии - Grt, Grt-Sp пироксениты магнезиальной группы с признаками модального метасоматоза;

Фиолетовые линии – Phl-Plm гипербазиты;

Синие линии – Phl-Amph породы с признаками деформации.

Гранаты из Sp-Grt, Grt зернистых лерцолитов трубки Удачная (пунктирные линии) демонстрируют широкие вариации значений и более низкие концентрации, и по форме кривых значительно отличаются от гранатов из трубки Обнаженная и из деформированных перидотитов трубки Удачная. Часть гранатов из зернистых перидотитов показывают так называемую синусоидальную форму кривых для REE (пониженные концентрации Gd-Er), что обычно объясняется влиянием метасоматических процессов [Agashev et al., 2013]. На кривых распределения клинопироксена для выделенной группы из трубки Обнаженная наблюдаются небольшой максимум по Sr+Nd, а также минимумы Zr + Hf, Ti. Разные авторы предлагают различные объяснения этого факта. Л.В. Соловьева и С.И. Костровицкий [Соловьева и др., 2008; Костровицкий и др., 2008] предполагают, что нормальное распределение характеризует равновесные процессы и связано с воздействием астеносферного вещества, возможно, плюмового происхождения. Синусоидальное – является отражением неравновесных метасоматических процессов в литосферной мантии, т.е. фрагменты литосферного вещества в результате эрозии попадают в зону воздействия астеносферных флюидов, т.е. синусоидальное распределение связывается с метасоматическими процессами и является вторичным. Напротив, А.М. Агашев [Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014] предполагает, что гранаты с нормальным распределением являются ранними метасоматическими фазами. Более поздние изменения в составе фракционирующего расплава, из которого кристаллизовались гранаты, отражаются в изменении распределения на синусоидальное. По мнению автора, конечное распределение REE зависит от степени фракционирования расплавов.

### 5.2.2 Клинопироксен

Распределение редких элементов в клинопироксене приведено на рис. 4.2.2. Для клинопироксена из пород магнезиальной группы трубки Обнаженная также наблюдается сходство форм кривых и относительно узкий диапазон составов. На кривых отмечаются максимумы по Sr, Sm, Gd, минимумы по Ti и Zr.

В основном спектры имеют выпуклую форму в области легких-средних РЗЭ. В первой группе значения  $[La/Yb]_n$  составляют 30.9–187.3, нормированные концентрации  $La_n$  находятся на уровне 4.5–5.2 хондритовых единиц, при этом  $Yb_n < 0.2$ . Во второй группе отношение  $[La/Yb]_n$  равно 3.6–70.5, содержания  $La_n$  и  $Yb_n$  равны 9.8–61.2 и 0.5–3.4, соответственно.

Поле для клинопироксенов из деформированных лерцолитов также в целом совпадает с клинопироксенами из трубки Обнаженная (Рис. 5.34). Срх из пород трубки Обнаженная имеют несколько более высокие концентрации MREE (Nd, Sm, Eu). Кривые распределения редких элементов для клинопироксенов из зернистых лерцолитов трубки Удачная демонстрируют широкий разброс значений от очень низких нормированных содержаний до сопоставимых значений для Срх из пород трубки Обнаженная и деформированных перидотитов из Удачной.

Если сравнивать содержания редких элементов в минералах различных групп ксенолитов, то в целом геохимические особенности граната соответствуют геохимическим особенностям клинопироксена.

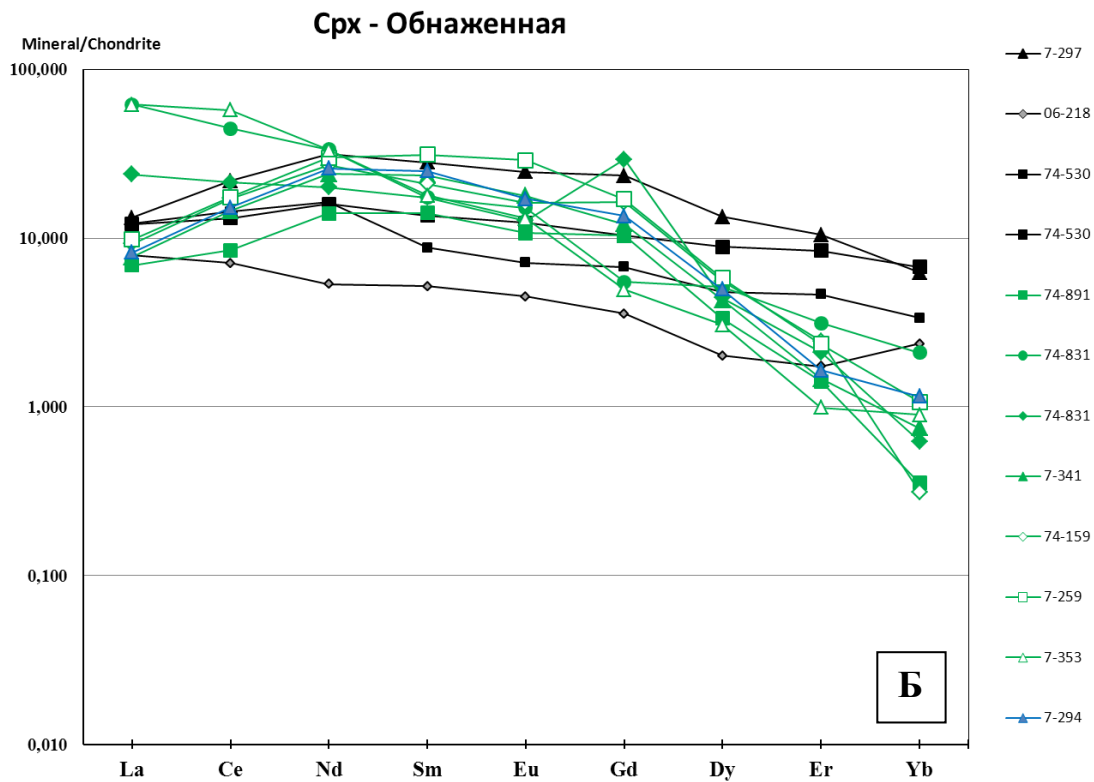
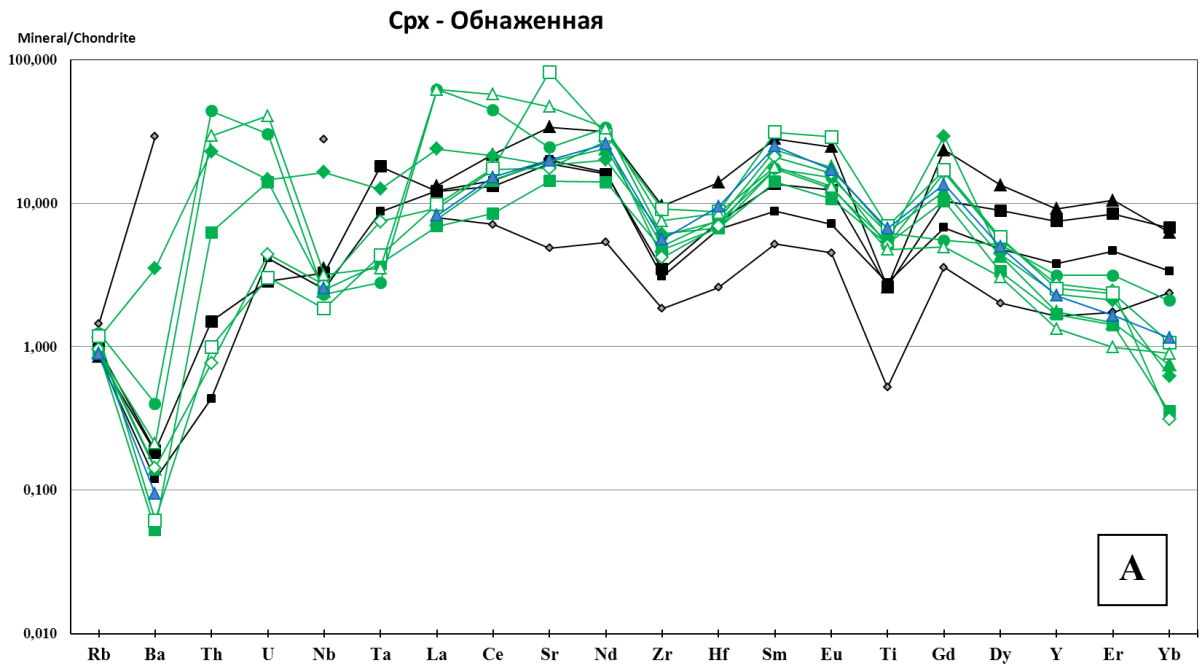


Рис. 5.32. Содержание несовместимых редких элементов в клинопироксене из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Черные линии - Grt-Sp гарцбургиты;

Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливковые вебстериты;

Синяя линия – Grt мегакристаллический вебстерит.



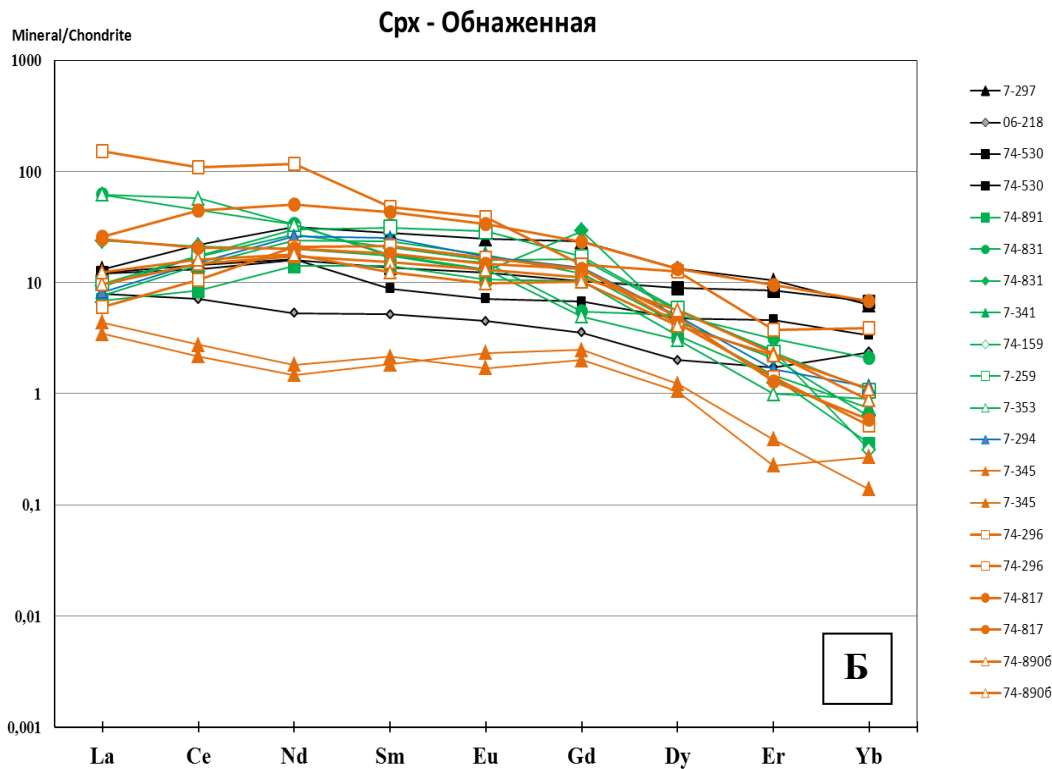
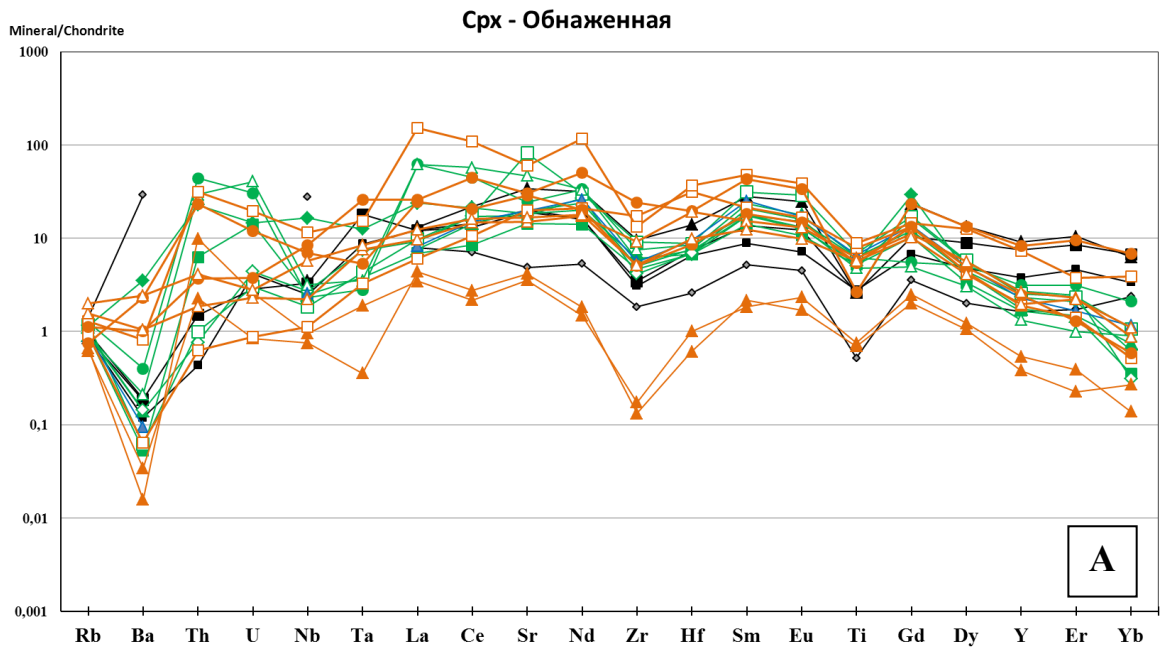


Рис. 5.33. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в клинопироксене из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Черные линии - Grt-Sp и Sp гарцбургиты;

Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливиновые вебстериты;

Оранжевые линии – ксенолиты с признаками модалного метасоматоза (замещение флогопитом и амфиболом)

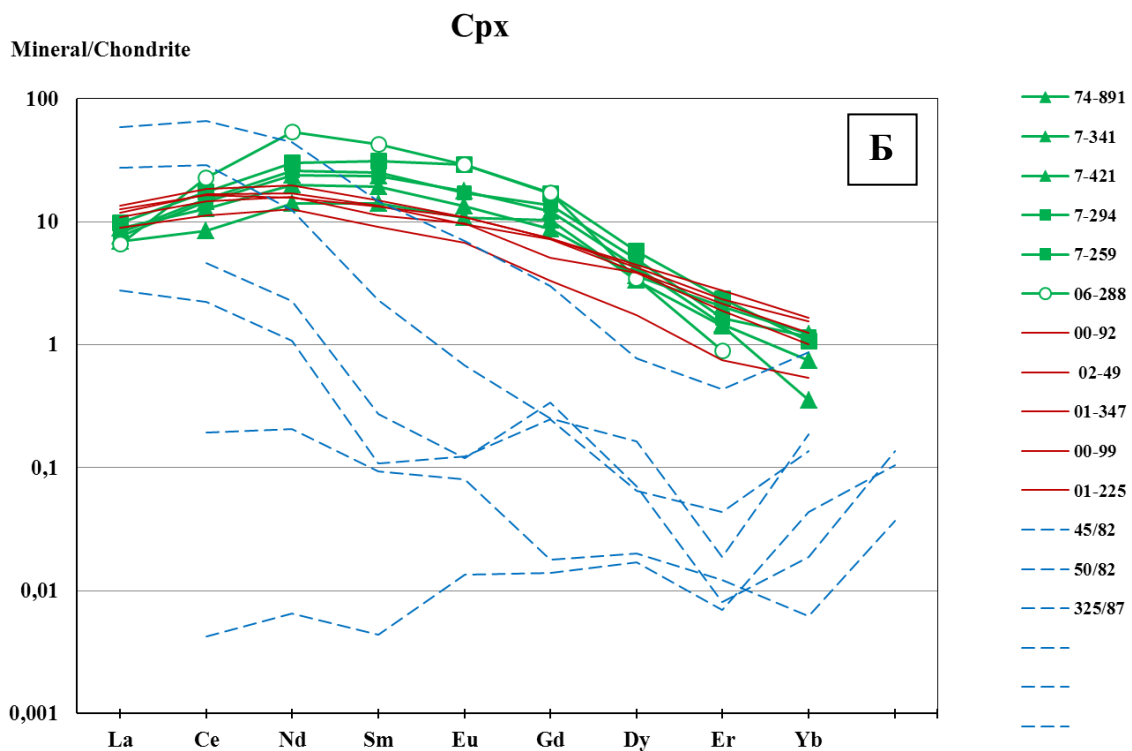
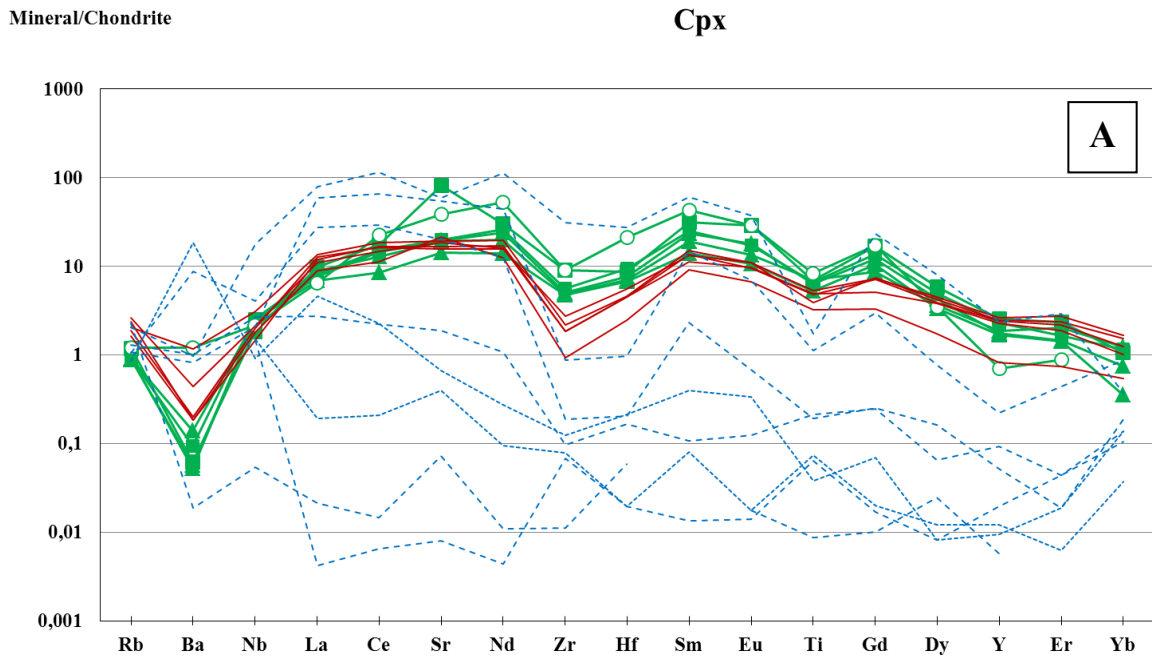


Рис. 5.34. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в клинопироксене из ксенолитов в трубках Обнаженная и Удачная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Зеленые линии – наши данные, трубка Обнаженная

Красные линии – содержание редких элементов в клинопироксене из деформированных перидотитов трубки Удачная [Соловьева, 2008; Агашев, 2014].

Синие пунктирные линии – состав клинопироксена из зернистых лерцолитов трубки Удачная [Соловьева, 2007].

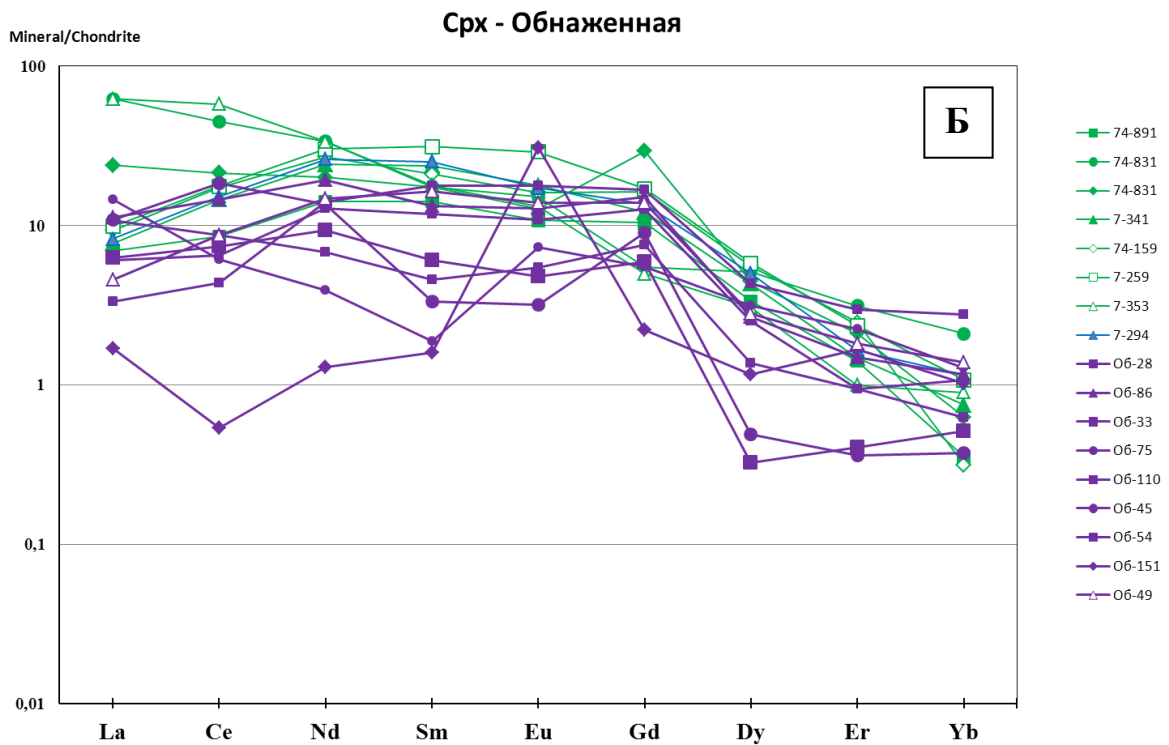
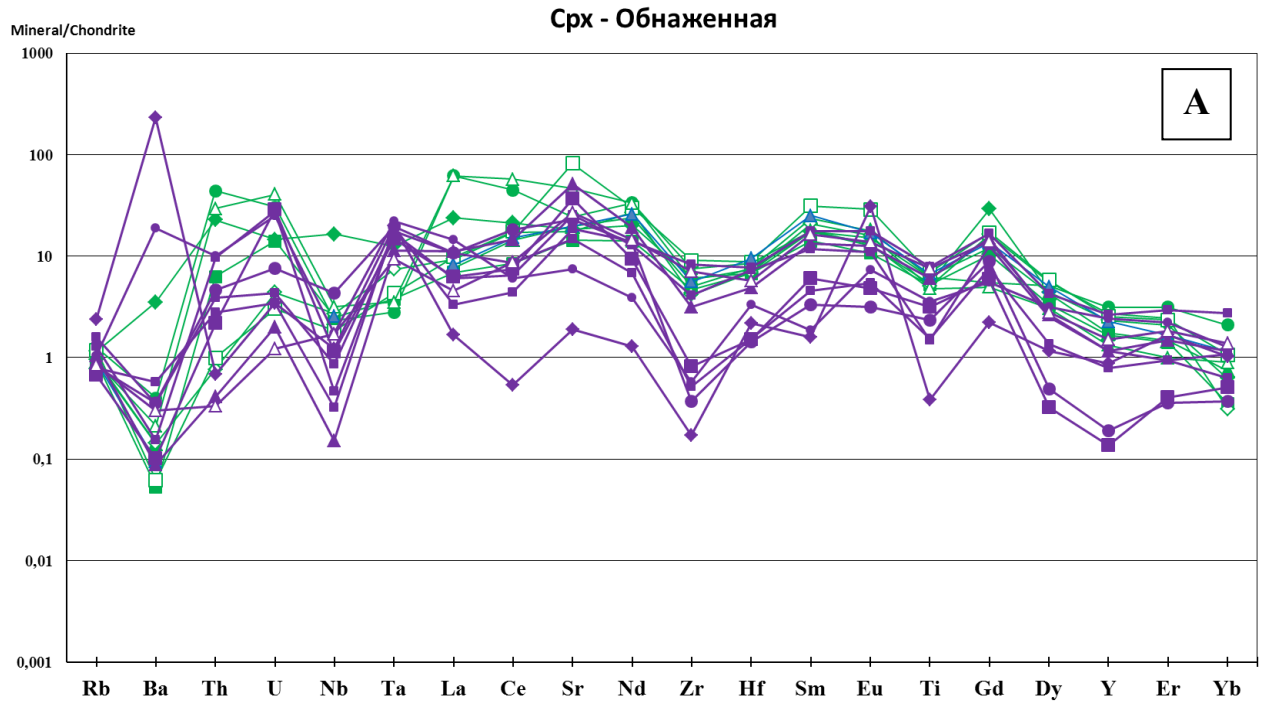


Рис. 5.35. Содержание несовместимых редких элементов (А) и редкоземельных элементов (Б) в клинопироксене из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Зеленые линии - Grt, Grt-Sp лерцолиты и Grt оливиновые вебстериты;

Синие линии – Grt железистые клинопироксениты.

Фиолетовые линии – эклогиты (образцы Уханова А.В.).

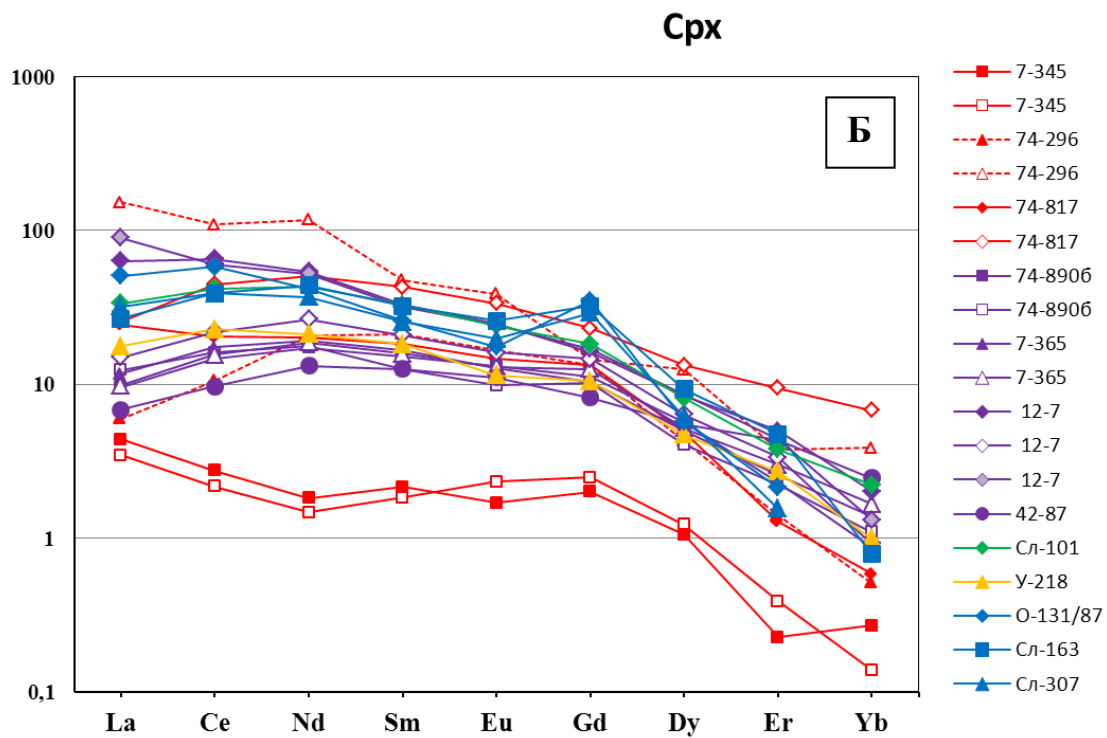
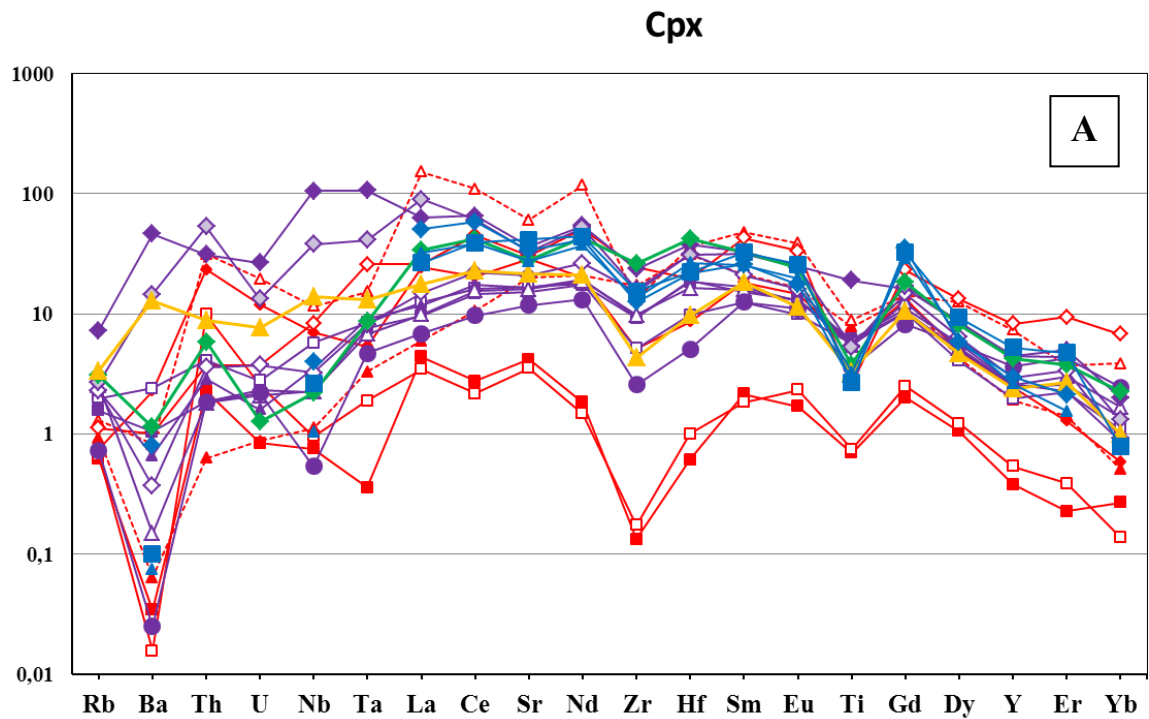


Рис. 5.36. Содержание несовместимых редких элементов в клинопироксене из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Красные линии - Grt, Grt-Sp пироксениты магнезиальной группы с признаками модального метасоматоза;

Фиолетовые линии – Phl-Pm гипербазиты

Синие линии – Phl-Amph породы с признаками деформации

Желтая линия – образец Ol-Cpx-Pm породы из трубки Удачная с признаками кумулатного происхождения и деформации.

### 5.2.3 Флогопит

Распределение редких элементов во флогопите приведено на Рис. 5.37. Распределение редких элементов во флогопитах из флогопит-ильменитовых парагенезисов и во флогопитах явного метасоматического происхождения (красные) из магнезиальной группы отличается, свидетельствуя об их различном происхождении. В зональных флогопитах наблюдается зональность и по содержанию редких элементов – повышаются концентрации Th, U, Ta+La, Nd, а также редкоземельных элементов.

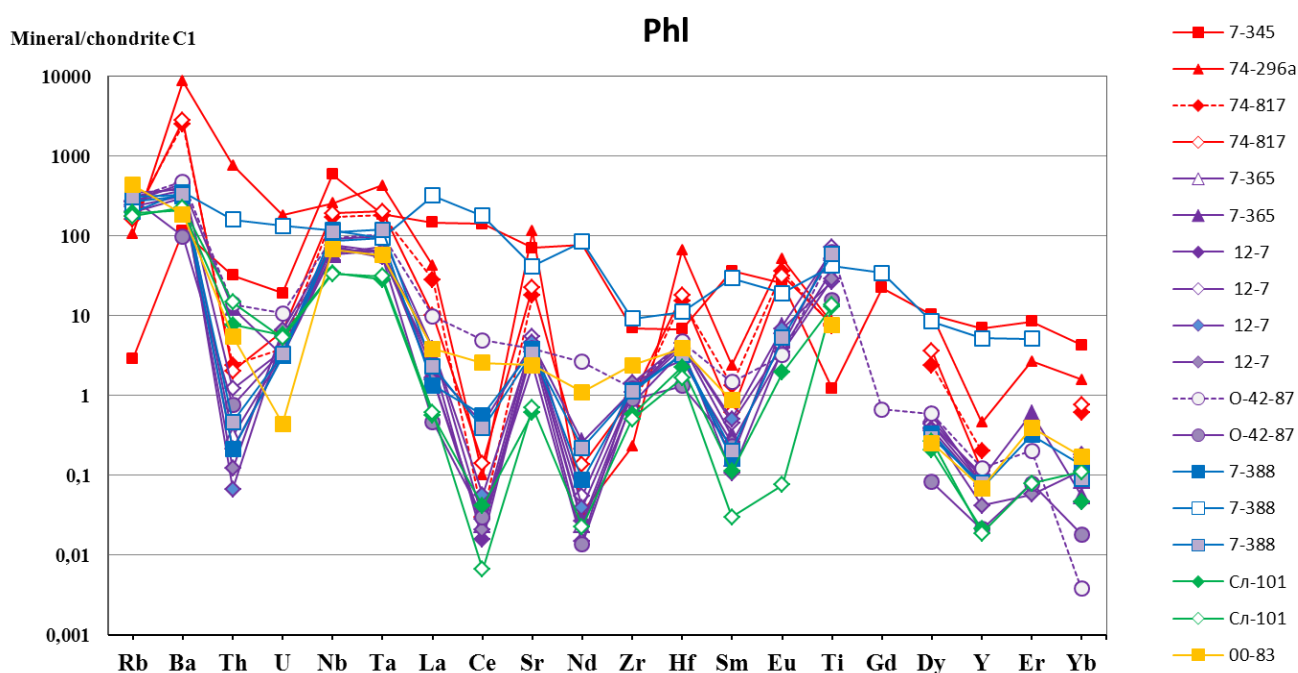


Рис. 5.37. Содержание несовместимых редких элементов во флогопите из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Красные линии - Grt, Grt-Sp пироксениты магнезиальной группы с признаками модального метасоматоза;

Фиолетовые линии – Phl-Ilm гипербазиты;

Зеленые линии – Phl-Amph породы с признаками деформации;

Желтая линия – образец Ol-Phl-Ilm породы из трубки Удачная с признаками кумулатного происхождения и деформации.

## 5.2.4 Ильменит

Содержание редких элементов в ильменитах приведено на Рис. 5.38. Ильмениты из изученных флогопит-содержащих пород из трубки Обнаженная демонстрируют идентичные формы кривых распределения редких элементов, при этом они близки к распределению в ильменитовых гипербазитах из трубки Удачная. Наблюдаются максимумы Nb+Ta, а также Zr+Hf. Высокое содержание ильменита (до 10-15%) как минерала – концентратора несовместимых редких элементов группы HFSE может повлиять на распределение редких элементов во Phl-Plm породах (гипербазитов) с максимумом по титану (Рис. 4.11 А).

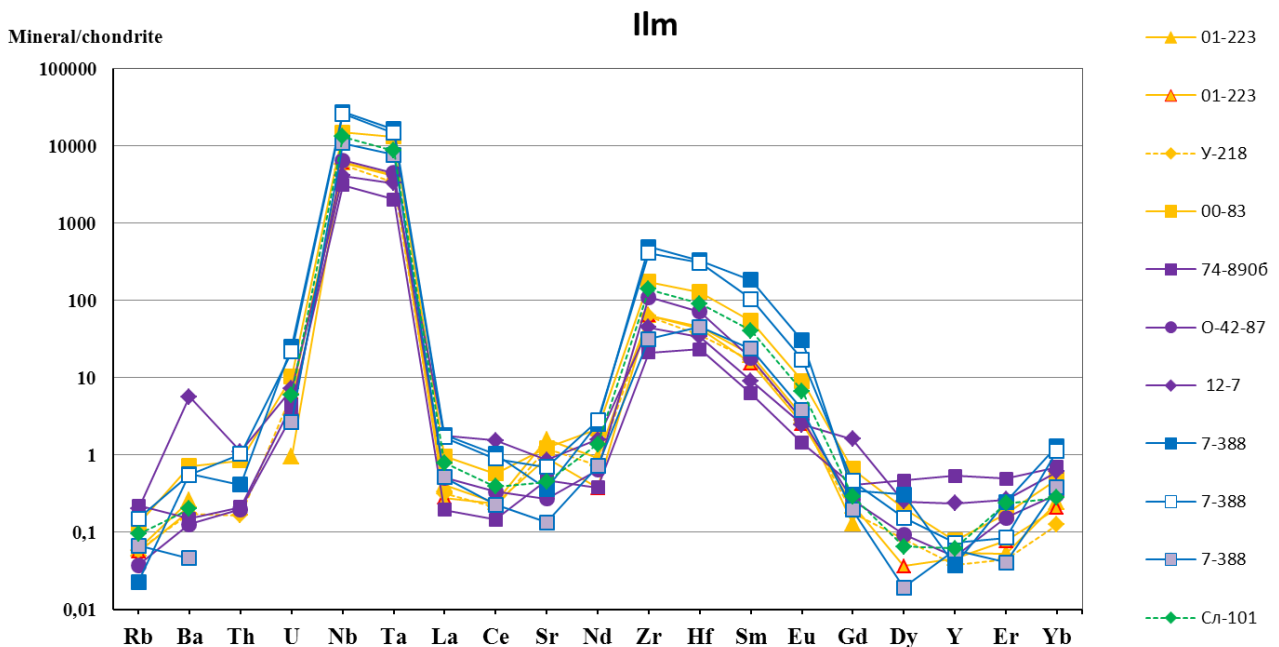


Рис. 5.38. Содержание несовместимых редких элементов в ильмените из ксенолитов трубки Обнаженная, нормированное к хондриту C1 [McDonough, Sun].

Красные линии - Grt, Grt-Sp пироксениты магнезиальной группы с признаками модального метасоматоза;

Фиолетовые линии – Phl-Plm гипербазиты;

Зеленые линии – Phl-Amph породы с признаками деформации;

Желтая линия – образец Ol-Phl-Plm породы из трубки Удачная с признаками кумулатного происхождения и деформации.

### 5.3 Модальные метасоматические изменения

Нами детально были исследован химический состав минералов из ксенолитов магнезиальной группы с признаками модального Amph-Phl метасоматоза. Были отобраны 4 образца с наиболее характерными признаками метасоматических изменений.

В четырех отобранных образцах были детально проанализированы химические составы минералов на главные оксиды. Затем были отобраны точки химических составов, которые анализировались на содержание редких элементов. Среди проанализированных минералов – гранат, клинопироксен, амфибол и флогопит.

Описание образцов и химический состав минералов приведены в таблице 5.3. На Рис. 5.39. проиллюстрированы взаимоотношения пироксена и амфибола в некоторых проанализированных зернах.

На рисунках 5.40-5.42 А приведены все химические анализы клинопироксенов и амфиболов из приведенных образцов. Предпочтение отдавалось зернам клинопироксена с наименьшим содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (предположительно испытавшим наименьшее метасоматическое воздействие) и амфиболам с наибольшим отношением  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ . На рисунках 5.40-5.42 Б приведены спайдер-диаграммы содержания редких элементов в выбранных точках.

На Рис. 5.43 приведены содержания несовместимых редких элементов в минералах из исследованных ксенолитов, нормированные к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] (красные линии), которые сравниваются с содержаниями редких элементов из неизмененных образцов (зеленые линии). В целом кривые распределения редких элементов в гранатах (Рис. 5.43 А) для пород магнезиальной группы из трубки Обнаженная подобны по форме и характеризуются узким диапазоном нормированных концентраций. Отмечаются максимум по Ta, незначительный максимум по Zr и Hf, а также минимумы по La, Ti и Sr. Распределение редкоземельных элементов в целом соответствует

коэффициентам распределения элементов гранат – базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb. Кривые распределения в гранатах из образцов с признаками модального метасоматоза в целом похожи на неизменные образцы. Таким образом, химический состав гранатов под влиянием метасоматических процессов изменялся незначительно.

На кривых распределения клинопироксена (Рис. 5.43 Б,В) для магнезиальной группы из трубки Обнаженная наблюдаются небольшой максимум по Sr+Nd, а также минимумы Ba, Zr + Hf, Ti. Образцы с признаками метасоматических изменений демонстрируют более широкий разброс значений. Особенно отличается образец 7-345, низкие концентрации несовместимых элементов в котором можно объяснить процессами перекристаллизации. Остальные метасоматизированные образцы в целом попадают в поле неизменных, но демонстрируют более высокие содержания элементов группы HFSE, а также . Привнос элементов группы HFSE и редких земель можно также проследить, проанализировав составы новообразующегося амфибола (Рис. 5.43 В).

Относительно низкие содержания La в клинопироксенах и амфиболах (Табл. 5.3 - 1-59 ppm) позволяют предположить отсутствие карбонатитовой компоненты в расплавах. На диаграмме  $[La/Yb]_n - Ti/Eu$  [Coltorti et al., 1999] (Рис. 5.44) полученные нами данные попадают в область силикатного метасоматоза.

Таким образом, проанализировав составы минералов из образцов с признаками модального метасоматоза, можно сделать вывод, что образовавшийся по пироксену амфибол, а также испытавший метасоматическое воздействие клинопироксен отличаются более высокими содержаниями таких элементов, как Nb, Ta, La а также редкоземельные элементы.



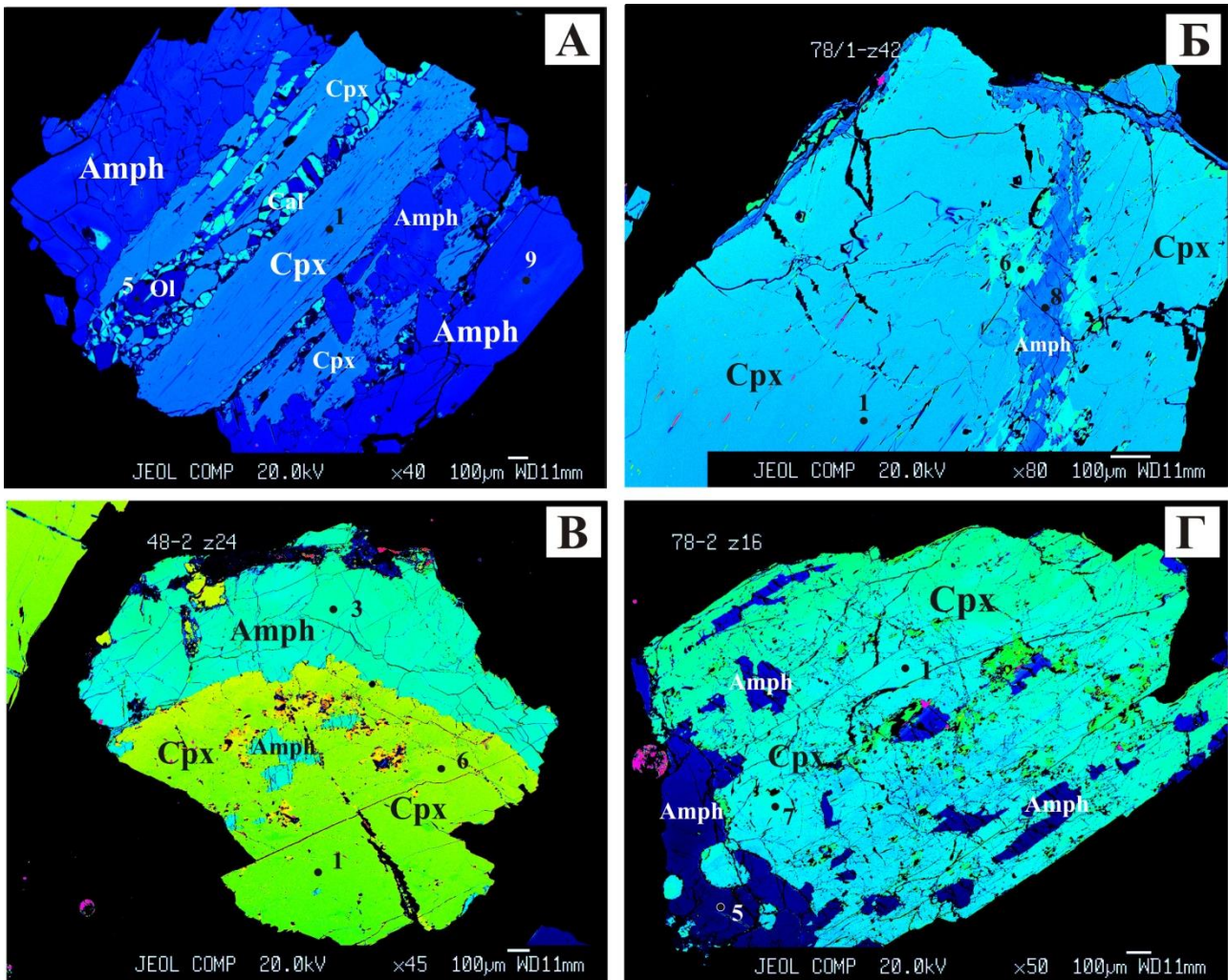


Рис. 5.39 Метасоматическое замещение клинопироксена амфиболом.

Изображения с рентгеновского микроанализатора в обратно-рассеянных электронах некоторых сростков, в которых определялись содержания главных и редких элементов.

А - обр. 7-345;

Б – обр. 74-296а;

В - обр. 74-817;

Г - обр. Ол-169-74.

Номера точек анализов соответствуют номерам в Таблице 5.3.

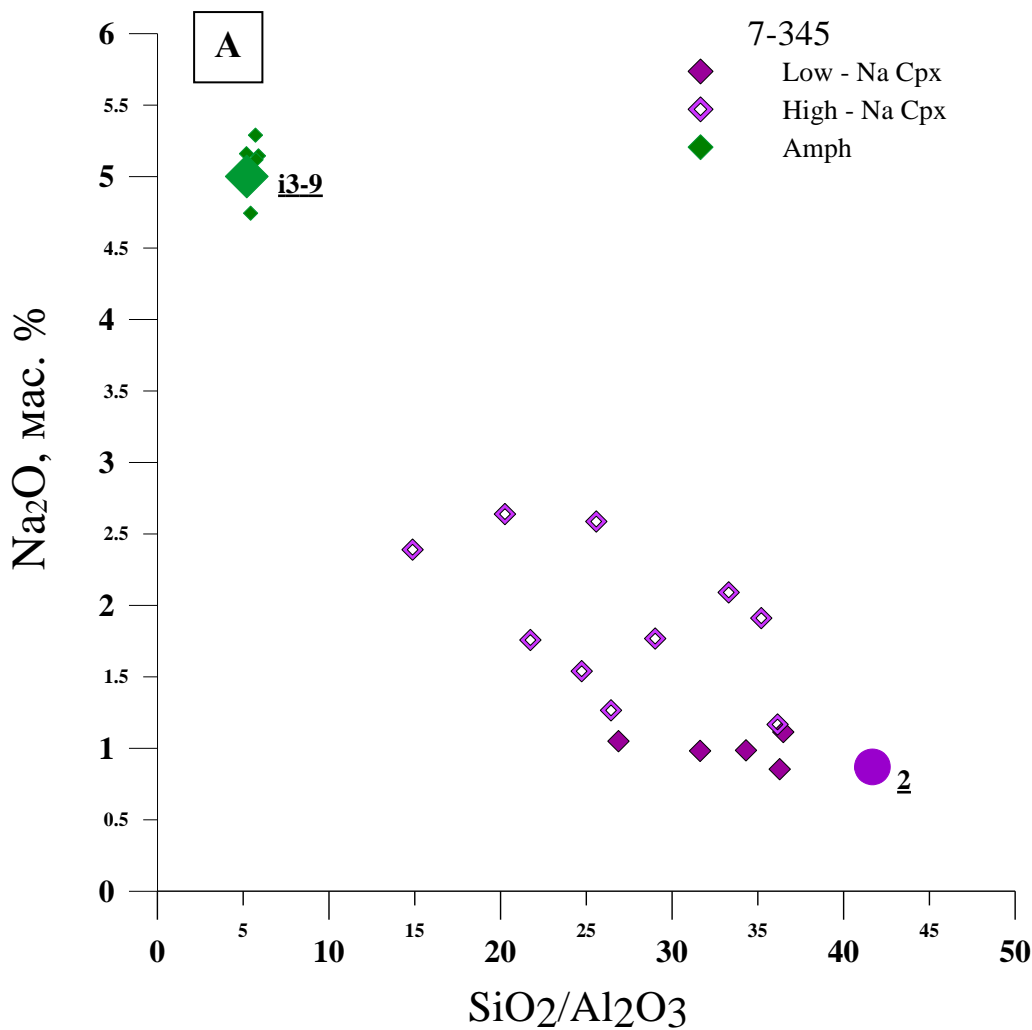
Таблица 5.3. Химические составы минералов из образцов с развитием Phl-Amph минерализации (7-345, 7-296, 74-817, Ол-169-74).

Обра- зец	7-345						7-296					
Опи- сание	Гранатовый мегакристаллический вебстерит – клинопироксенит с Phl+Amph						Гранатовый мегакристаллический ортопироксенит с прожилками Grt+Amph+Opx					
Мине- рал	OI	Opx	Grt	Grt	Cpx	Amph	Opx	Grt	Cpx	Cpx	Amph	Phl
Приме- чание	2А - 5				2А - 1	2А -9			2Б - 1	2Б - 6	2Б – 8	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39.91	57.03	42.13	40.31	53.57	48.13	56.13	42.67	53.50	53.69	48.26	40.48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	<0.04	<0.04	0.05	0.048	0.05	0.07	<0.04	0.06	0.44	0.40	0.47	0.57
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<0.05	1.79	23.03	23.48	1.99	8.39	0.67	22.48	6.05	4.27	10.04	14.63
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<0.05	0.27	1.16	0.66	0.63	1.17	0.20	1.39	1.17	1.03	1.64	1.00
<b>FeO</b>	9.27	5.11	7.65	12.71	1.51	3.34	5.68	8.87	1.93	3.03	3.73	2.93
<b>MnO</b>	0.22	0.07	0.26	0.53	0.04	0.07	0.12	0.30	<0.04	0.06	0.06	0.04
<b>MgO</b>	50.93	35.21	20.98	18.34	16.93	20.91	36.82	20.59	14.44	14.43	20.79	25.99
<b>CaO</b>	<0.04	0.45	5.41	4.11	23.43	9.93	0.13	4.20	19.44	20.05	8.31	<0.04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	1.05	5.12	<0.04	0.06	4.18	3.29	5.79	2.65
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	1.23	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.46	7.33
<b>Сумма</b>	100.54	100.11	100.38	100.34	99.30	98.64	99.93	100.67	100.29	100.32	99.81	97.80
<b>Mg#</b>	0.91	0.92	0.83		0.95	0.92	0.92	0.81	0.93	0.89	0.91	0.94
<b>NiO</b>	0.18	0.14	-	-	0.07	0.05	0.08	-	0.06	0.04	0.11	0.18
<b>BaO</b>	-	-	-	0.05	-	0.06	<0.04	-	-	-	0.10	0.20
<b>SrO</b>	-	-	-	-	-	<0.04	-	-	-	-	<0.04	1.67
<b>F</b>	-	-	-	-	-	0.11	-	-	-	-	<0.04	0.09
<b>Rb</b>			5.39	7.95	1.42	9.39		7.08	2.68	3.10	6.44	244.79
<b>Ba</b>			0.07	1.14	0.08	394.33		0.02	0.25	4.16	143.00	21022.6 2
<b>Th</b>			0.01	0.01	0.07	1.34		0.01	0.03	0.67	1.03	22.21
<b>U</b>			0.01	0.03	0.01	0.19		0.01	0.03	0.10	0.16	1.34
<b>Nb</b>			0.07	0.64	0.18	189.17		0.12	0.69	1.56	130.45	61.73
<b>Ta</b>			0.29	0.10	0.01	3.06		0.27	0.06	0.17	2.25	5.80
<b>La</b>			0.01	0.04	1.04	55.76		0.01	2.19	12.21	59.73	10.01
<b>Ce</b>			0.03	0.10	1.68	116.46		0.01	7.26	38.37	148.71	0.06
<b>Sr</b>			3.06	2.74	30.15	686.92		1.02	160.68	234.14	935.16	833.62
<b>Nd</b>			0.14	0.25	0.84	57.26		0.22	11.47	25.22	73.65	0.02
<b>Zr</b>			2.79	2.51	0.51	25.83		21.02	71.49	71.50	90.38	0.88
<b>Hf</b>			0.41	0.20	0.06	0.70		1.12	3.58	3.42	2.82	6.84
<b>Sm</b>			0.23	0.41	0.32	7.46		0.42	3.33	5.66	12.71	0.35
<b>Eu</b>			0.15	0.20	0.10	2.31		0.32	1.13	1.51	3.46	2.91
<b>Ti</b>			373.91	297.84	305.35	575.66		662.61	4043.76	2950.46	3118.48	3503.78
<b>Gd</b>			0.75	0.80	0.40	3.74		1.39	2.35	3.72	8.97	0.01
<b>Dy</b>			2.06	0.92	0.26	3.32		2.32	1.11	1.85	6.53	2.53
<b>Y</b>			18.95	4.06	0.60	16.56		16.26	2.98	5.49	30.08	0.73
<b>Er</b>			2.82	0.76	0.04	1.43		2.19	0.22	0.48	3.32	0.43
<b>Yb</b>			3.68	0.89	0.04	1.38		2.59	0.07	0.25	3.05	0.25

Таблица 5.3. Продолжение.

Образец	74-817						Ол-169-74					
Описание	Гранатовый вебстерит + прожилок Amph-Phl						Гранатовый лерцолит с Phl+Amph					
Минерал	Opх	Grт	Срх	Срх	Amph	Phl	Grт	Срх	Срх	Amph	Amph	Phl
Примечание			2В - 1	2В - 6	2В - 3			2Г - 1	2Г - 7		2Г - 5	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57.42	42.09	54.42	53.45	47.37	39.31	41.51	53.62	54.44	46.20	48.18	39.62
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.14	0.36	0.18	0.55	0.46	0.18	0.16	0.23	0.30	0.36	0.33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.74	22.50	5.37	3.60	9.96	14.89	21.24	3.51	3.90	10.72	8.96	14.82
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.12	1.15	0.79	0.86	1.01	0.69	3.74	2.94	2.91	2.06	1.57	1.02
<b>FeO</b>	4.69	8.01	1.90	2.59	3.45	3.14	7.67	2.16	2.25	3.04	2.73	2.62
<b>MnO</b>	0.09	0.34	0.04	0.06	0.09	0.04	0.40	0.08	0.05	0.08	0.06	<0.04
<b>MgO</b>	36.07	21.63	14.55	15.62	20.32	25.31	21.22	14.77	14.00	19.57	20.73	25.19
<b>CaO</b>	0.23	4.33	19.10	20.02	9.24	<0.04	4.52	18.70	17.97	8.99	8.83	<0.04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.07	3.69	2.78	5.36	1.09	<0.04	3.80	4.18	5.37	5.08	1.06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	1.00	9.52	<0.04	<0.04	<0.04	0.93	1.34	9.64
<b>Сумма</b>	99.65	100.36	100.31	99.24	98.51	95.38	100.71	99.94	100.05	97.51	98.07	95.28
<b>Mg#</b>	0.93	0.83	0.93	0.91	0.91	0.93	0.83	0.92	0.92	0.92	0.93	0.94
<b>NiO</b>	0.09	-	0.06	0.04	0.05	0.12	-	0.04	0.05	0.07	0.08	0.15
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0.04	-	<0.04
<b>SrO</b>	-	-	-	-	-	0.76	<0.04	-	0.04	0.02	0.05	0.54
<b>F</b>	-	0.13	-	0.08	0.14	0.06	0.142	0.04	-	0.15	0.11	0.39
<b>Rb</b>		5.37	1.72	2.56	11.08	368.48	6.33	2.90	2.59	6.11	8.40	198.82
<b>Ba</b>		0.02	5.53	2.45	223.58	6694.3	0.10	10.34	0.23	147.36	77.62	6971.6
<b>Th</b>		0.01	0.68	0.11	0.18	0.06	0.01	1.03	0.30	0.73	0.08	0.60
<b>U</b>		0.02	0.09	0.03	0.03	0.05	0.01	0.14	0.09	0.11	0.06	0.05
<b>Nb</b>		0.03	1.67	2.00	78.54	46.30	0.19	4.47	2.24	72.94	51.86	40.71
<b>Ta</b>		0.27	0.07	0.35	2.75	2.75	0.15	0.32	0.17	2.71	2.41	3.09
<b>La</b>		0.001	5.79	6.11	11.27	2.39	0.01	23.73	6.81	18.58	5.48	4.84
<b>Ce</b>		0.03	12.53	27.46	35.07	0.09	0.05	61.34	23.45	52.15	19.09	0.14
<b>Sr</b>		0.29	208.39	221.58	294.85	165.25	0.99	414.83	215.43	418.73	223.22	173.59
<b>Nd</b>		0.27	9.18	23.23	24.54	0.06	0.35	38.52	16.29	40.33	18.15	0.02
<b>Zr</b>		10.67	19.45	92.55	122.86	3.59	7.70	107.88	33.92	154.96	140.79	3.57
<b>Hf</b>		0.73	0.89	2.01	1.95	1.85	0.34	2.36	0.65	3.73	3.19	2.31
<b>Sm</b>		0.37	2.70	6.36	5.64	0.09	0.45	7.24	3.21	8.00	4.45	0.21
<b>Eu</b>		0.27	0.83	1.89	1.52	1.79	0.26	2.08	1.01	2.44	1.36	0.35
<b>Ti</b>		799.16	2382.29	1158.96	3990.28	3430.55	813.76	1158.56	2427.27	2019.76	2099.09	2237.05
<b>Gd</b>		1.33	2.65	4.61	4.14	0.10	0.78	4.94	2.19	8.18	4.08	0.15
<b>Dy</b>		2.57	1.21	3.27	2.73	0.90	1.05	3.14	1.09	3.97	2.06	0.86
<b>Y</b>		19.84	3.86	13.00	11.32	0.18	8.29	11.08	4.10	15.24	7.37	0.26
<b>Er</b>		2.78	0.21	1.51	1.30	0.08	0.95	1.15	0.42	1.81	0.75	0.27
<b>Yb</b>		3.01	0.09	1.09	0.87	0.12	1.53	0.81	0.39	0.60	0.45	0.10

Примечание – номер точки анализа на Рис. 5.39.



Минерал/хондрит C1

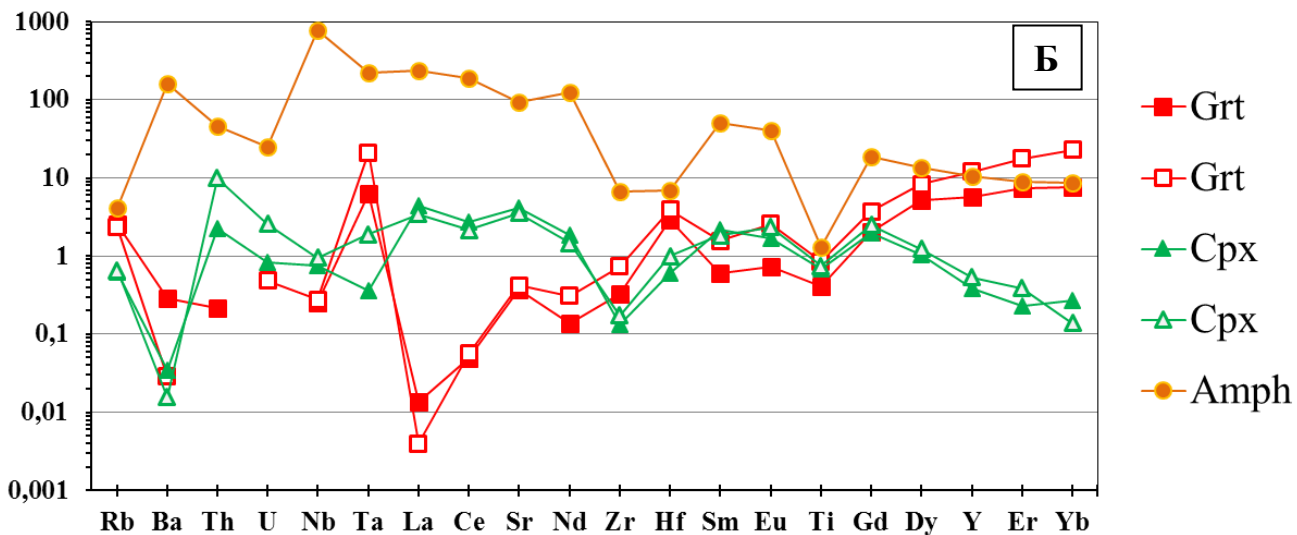
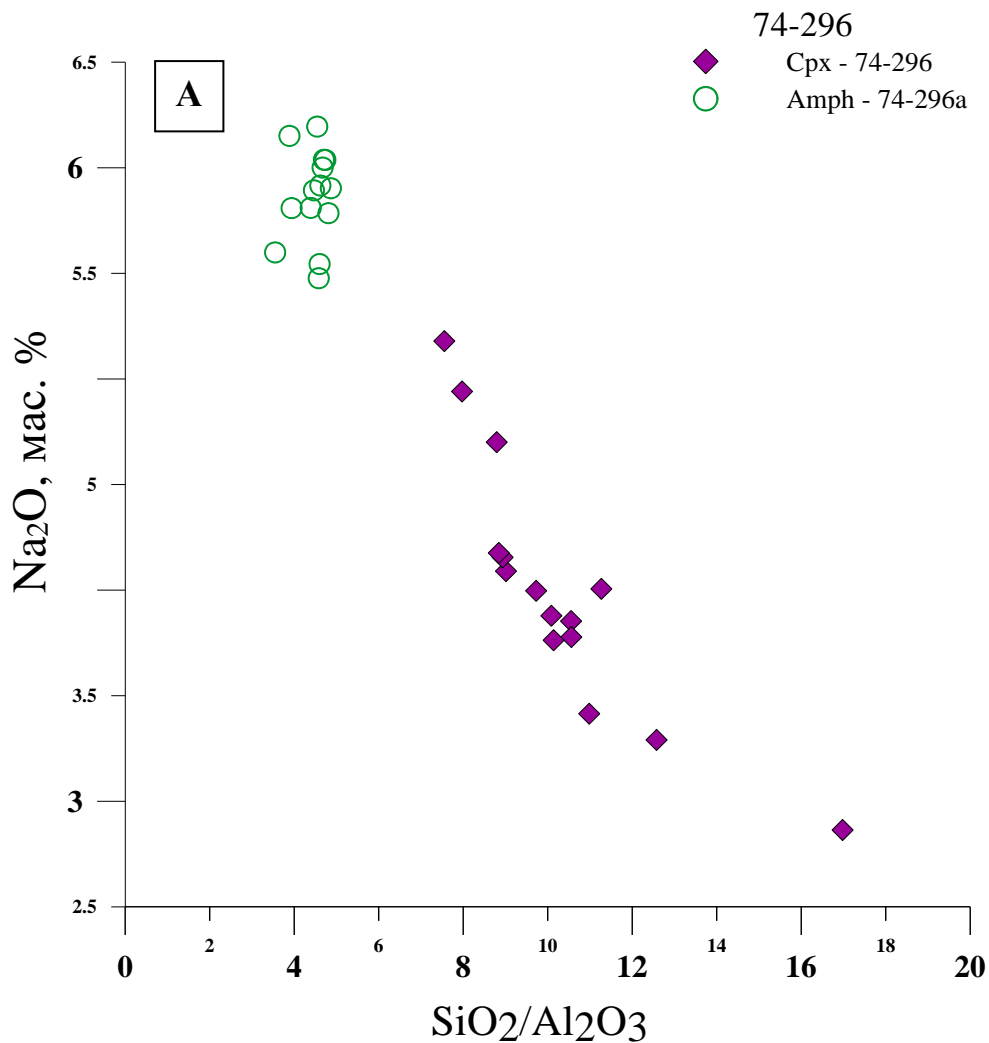


Рис. 5.40 А – Диаграмма SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Na<sub>2</sub>O в пироксенах и амфиболах в образце 7-345.

Б – Содержание редких элементов в минералах из образца 7-345, нормированное к хондриту [McDonough, Sun, 1995].



Минерал/хондрит C1

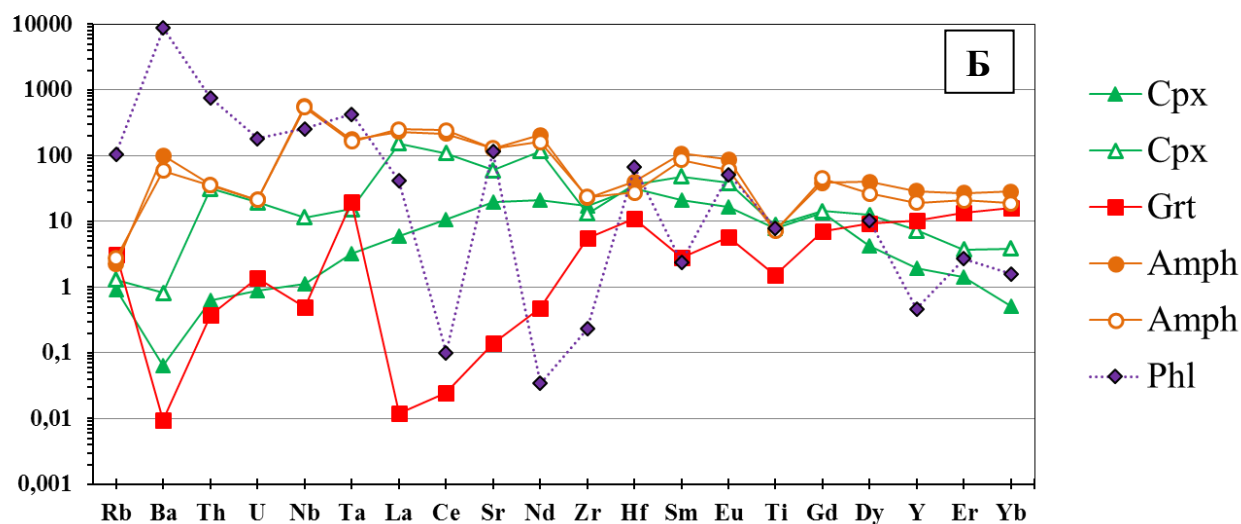
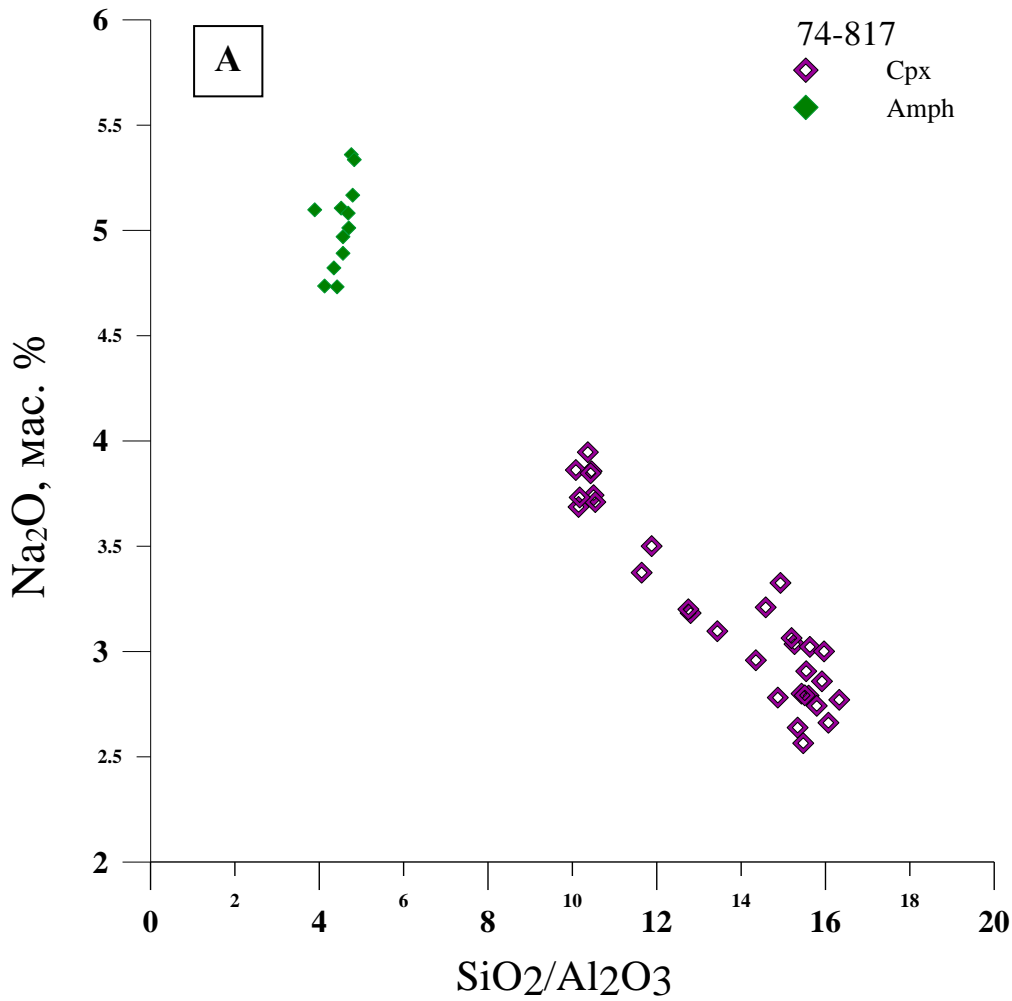


Рис. 5.41 А – Диаграмма SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Na<sub>2</sub>O в пироксенах и амфиболах в образце **74-296**.

Б – Содержание редких элементов в минералах из образца 74-296, нормированное к хондриту [McDonough, Sun, 1995].



Минерал/хондрит C1

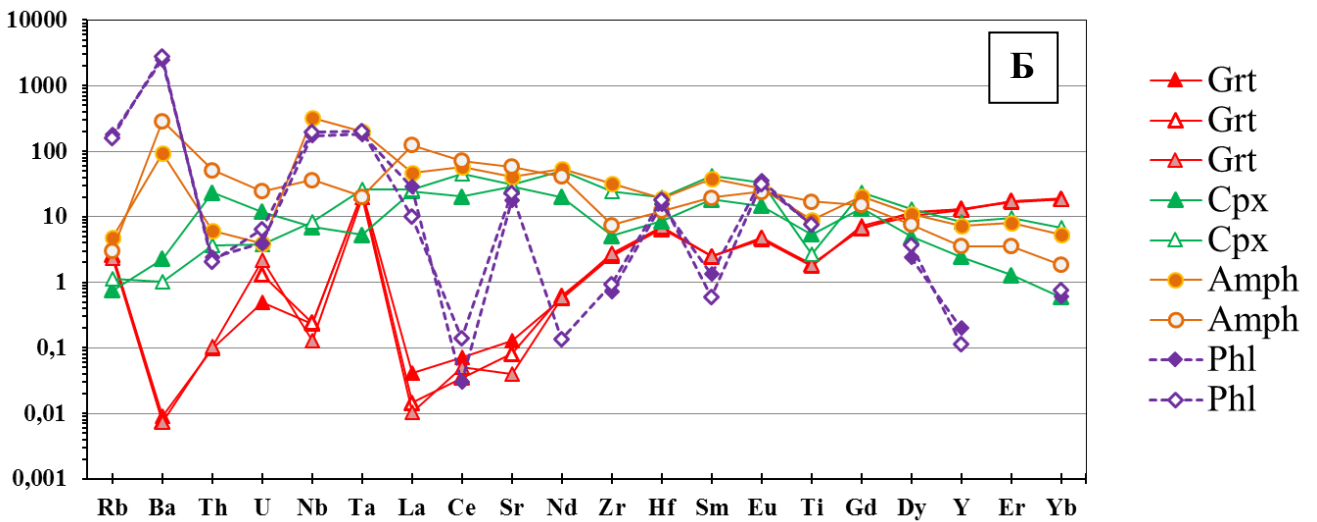


Рис. 5.42 А – Диаграмма  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$  в пироксенах и амфиболах в образце 74-817. Б – Содержание редких элементов в минералах из образца 74-817, нормированное к хондриту [McDonough, Sun, 1995].

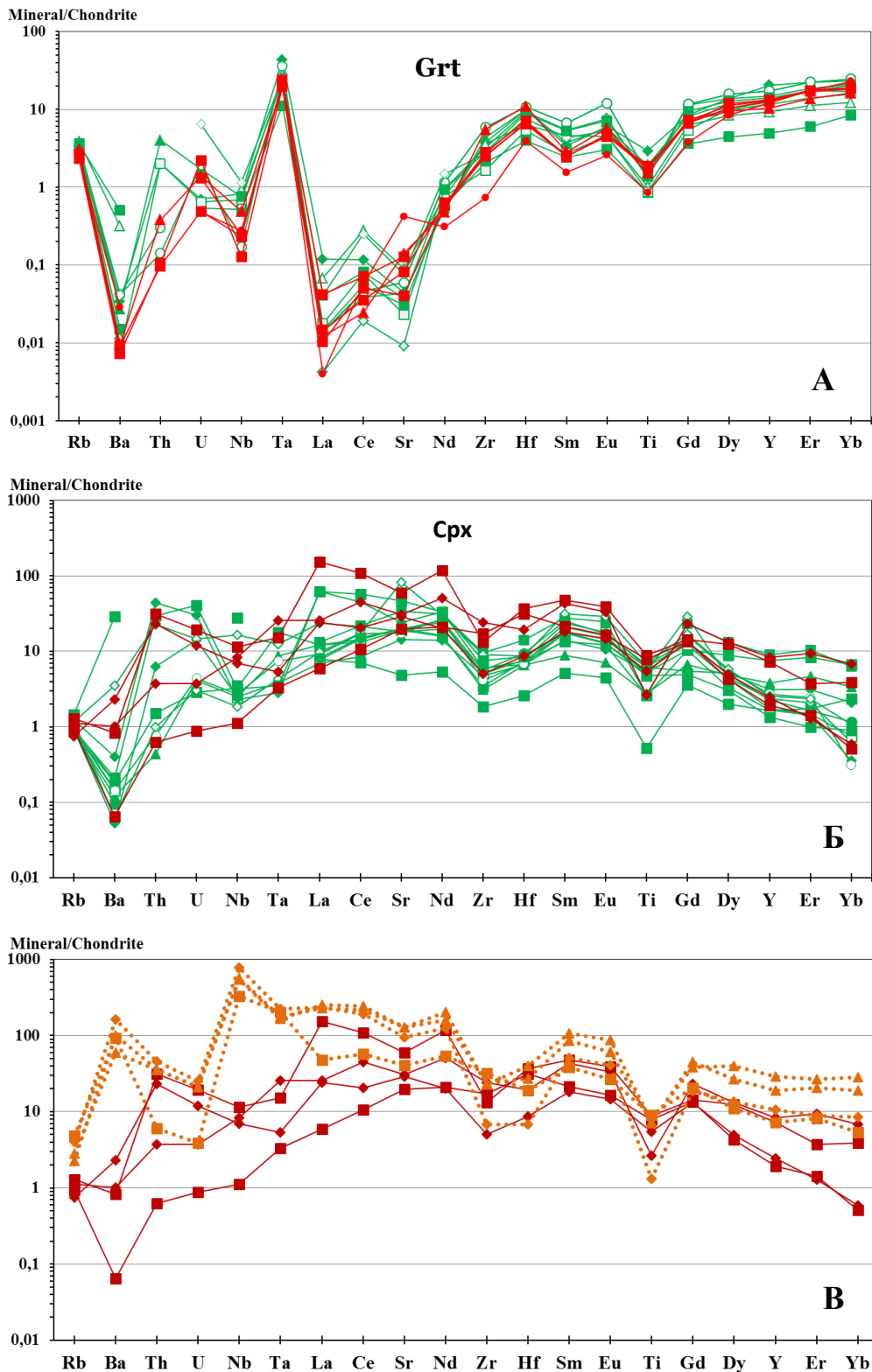


Рис. 5.43 Распределение содержания редких элементов в минералах магнезиальной группы пород, нормированное к хондриту [McDonough, Sun, 1995].

А – Гранат;

Б – Клинопироксен;

В - Клинопироксен и амфибол из образцов с признаками метасоматических изменений.

Зеленые линии – неизменные образцы,

Красные линии – образцы с признаками метасоматических изменений.

Желтые линии – составы амфибола.

$(La/Yb)_N$

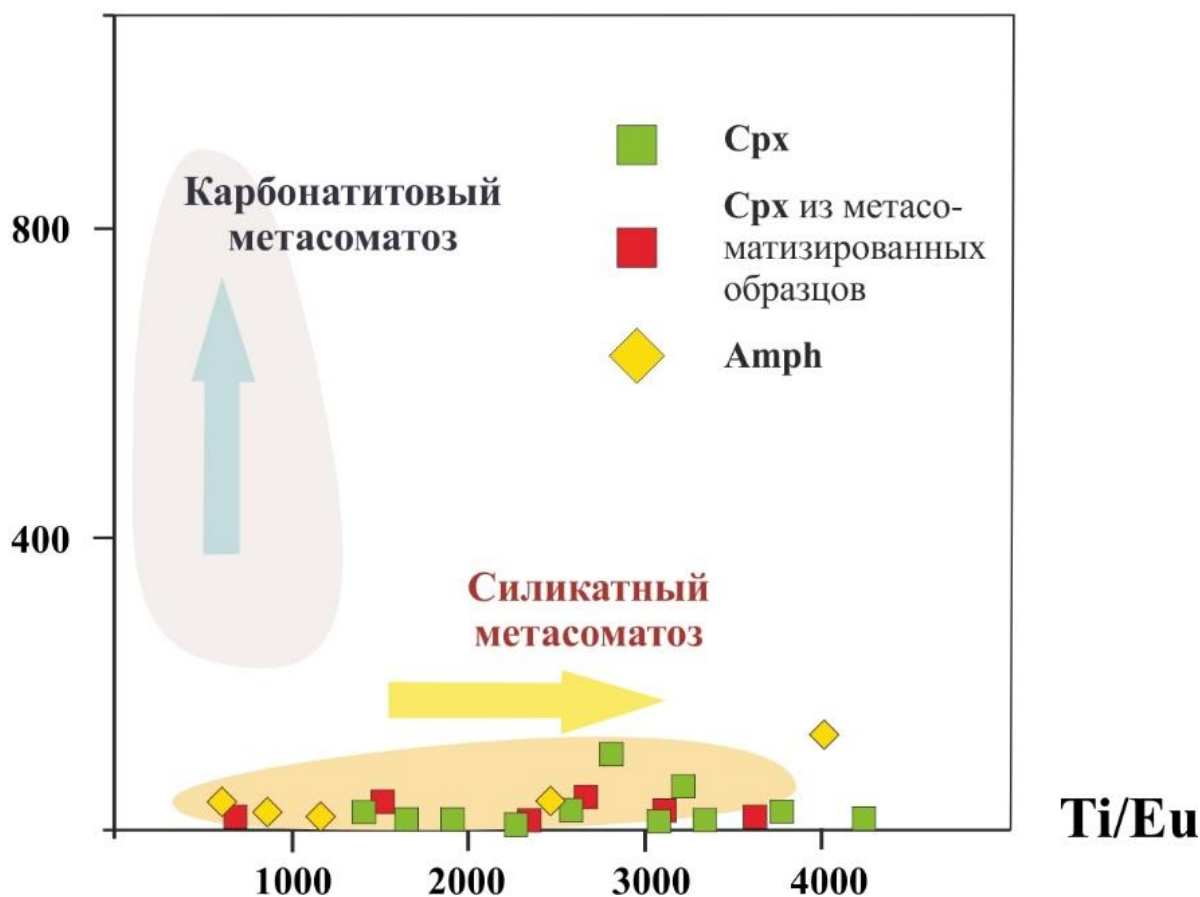


Рис. 5.44 Диаграмма  $Ti/Eu - [La/Yb]_n$  в клинопироксенах и амфиболах [Coltorti et al, 1999].

Таким образом, минералы из Sp-Grt Sp гарцбургитов принципиально не отличаются по распределению редких элементов от пород магнезиальной группы. Породы магнезиальной группы близки по распределению редких элементов к деформированным лерцолитам из трубки Удачная, демонстрируя так называемое «нормальное» распределение в гранате, свидетельствующее о возможной кристаллизации граната и клинопироксена в равновесии с расплавами. В то же время породы магнезиальной группы из трубки Обнаженная резко отличаются от зернистых лерцолитов из трубки Удачная.

Воздействие метасоматизирующих расплавов на породы магнезиальной группы не привело к значительному обогащению редкими элементами.



Распределение редких элементов в развивающемся по пироксену амфиболе имеет признаки, заимствованные от клинопироксена.

Распределение редких элементов в минералах из эклогитов отличается от распределения в минералах из магнезиальной группы пород более низкими концентрациями, формами спектров и аномалиями в области Eu.

Распределение редких элементов в гранате из флогопит-ильменитовых пород с признаками гранатизации относится к нормальному распределению, свидетельствуя о равновесии с расплавами и подтверждая более позднее образование граната.

Распределение редких элементов во флогопитах из флогопит-ильменитовых парагенезисов и во флогопитах явного метасоматического происхождения из магнезиальной группы отличается, свидетельствуя об их различном происхождении.

Ильмениты из изученных флогопит-содержащих пород из трубки Обнаженная демонстрируют идентичные формы кривых распределения редких элементов.

## Глава 6. Изотопно-геохимические исследования

### 6.1 Изотопы кислорода

В минералах из 17 образцов был произведен изотопный анализ кислорода. Анализ  $\delta^{18}\text{O}$  в оливине, гранате, клинопироксене а также ортопироксене выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов. Измерение  $\delta^{18}\text{O}$  проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия (аналитик Веливецкая Т. А). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению изотопного состава кислорода проведена лазерным методом фторирования. Лазерная система MIR 10-30 (New Wave Research, USA) использована для разогрева проб и выделения кислорода из образцов в атмосфере пентафторида брома ( $\text{BrF}_5$ ). Очистка выделенного кислорода произведена методом криогенного разделения, химическим методом с использованием  $\text{KBr}$  [Игнатъев, Веливецкая, 2004]. Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа  $\text{O}_2$ , калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту гранат UWG-2. [Valley et al., 1995]. Точность метода ( $1\sigma$ ) составляет 0.1‰ ( $n = 5$ ) для международных стандартов NBS-28, NBS-30. Вес анализируемых фракций минералов составлял 1-2 мг. Воспроизводимость измерения  $\delta^{18}\text{O}$  для образцов составила  $\pm 0.1$  ‰ для стандартов ( $n=10$ ) и образцов.

Полученные значения приведены в таблице 6.1. Результаты измерений  $\delta^{18}\text{O}$  даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

$\delta^{18} = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1)$  (в ‰), где  $R_{\text{образец}}$  и  $R_{\text{стандарт}}$  - отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в образце и стандарте, соответственно.

Для сравнения в таблице приведены литературные данные по изотопному составу кислорода для мантийных минералов.

Таблица 6.1 Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  (VSMOW, ‰) в минералах из ксенолитов трубки Обнаженная.

№ пробы	Описание породы	O1	Opх	Cpx	Grt
06-228	Sp лерцолит	5.2	5.9	5.3	
74-550	Sp лерцолит	5.1		5.2	
7-343	Sp-Grt лерцолит обедненного типа			5.6	5.4
74-530	Sp-Grt лерцолит-гарцбургит обедненного типа	5.4		5.8	5.7
74-831	Grt лерцолит	5.3		5.9	5.8
74-898	Sp-Grt O1 вебстерит	5.2		5.7	5.7
7-345	Grt – вебстерит + Amph-Phl минерализация	5.1	6.2	5.9	5.2
74-817	Grt – вебстерит + Amph-Phl минерализация		5.8	5.5	5.5
74-968	Fe -Grt клинопироксенит		6.8	6.4	6.3
74-968-2	Fe - Grt клинопироксенит			5.9	5.8
7-350	Fe - Grt клинопироксенит			5.7	5.8
7-394	Эклогит			5.7	5.8
74-28	Эклогит				6.3
7-566	Пm-Phl Grt оливиновый вебстерит	5.1		5.5	5.3
74-890	Пm-Phl Grt лерцолит	5.1		6.0	5.6
7-370	Пm-Phl вебстерит	4.6		5.1	5.5
7-371	Пm-Phl вебстерит			5.4	5.2

Средние мантийные значения минералов  $5.18 \pm 0.28$  [Mattey, 1994]  $5.69 \pm 0.28$  [Mattey, 1994]  $5.57 \pm 0.32$  [Mattey, 1994]  $5.3 \pm 0.3$  [Valley, 1998]

Изотопный состав кислорода оливинов из ксенолитов трубки Обнаженная попадает в интервал мантийных значений. Изотопный состав ортопироксенов показывает значения гораздо выше мантийных и отличается от составов оливинов на 0.7–1.1 ‰, что нельзя объяснить изотопным фракционированием. Однако ортопироксен в данной ассоциации является самым неустойчивым минералом и легко замещается серпентином (Глава 3.1), что может объяснить высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$ . Изотопные составы большинства клинопироксенов также соответствует интервалу для мантийных минералов, однако находятся почти на верхней границе. Стабильно высокими значениями изотопного состава кислорода характеризуются минералы из эклогитов и железистых клинопироксенитов, что подтверждает гипотезу о происхождении данных пород из мафических комплексов, испытавших воздействие морской воды и субдуцирование с дальнейшим плавлением [Тейлор и др., 2005; Яacob, 1994]. Отдельно следует отметить образец 7-370, изотопный состав кислорода оливина и клинопироксена

из данного образца ниже мантийных, что может свидетельствовать о воздействии легких по изотопному составу кислорода астеносферных расплавов [Костровицкий и др., 2012], а также об изотопном неравновесии. Обращает на себя внимание также образец 7-345, его значения  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{Grt-Cpx}}$  и  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{Ol-Cpx}}$  значительно отличаются от остальных проб, что служит дополнительным признаком метасоматических преобразований данного образца и локального химического неравновесия.

В гранатах ксенолитов из трубки Обнаженная наблюдаются как относительно высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (которые лежат выше средних, принятых для мантийных минералов), так и попадающие в интервал мантийных значений (Рис. 6.1). Л. Тейлором, З. Специусом и соавторами [Тейлор и др., 2005] отмечались высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  для гранатов из ксенолитов трубки Обнаженная (5.3 – 6.7‰). В работе [Taylor et al., 2003] полученные данные для образцов эклогитов и вебстеритов из трубки Обнаженная достигали 7.8‰, только два образца попадали в интервал мантийных значений. Полученные данные согласуются и с результатами В. И. Устинова и А.В. Уханова [1987] – 5.4 – 7.0‰.

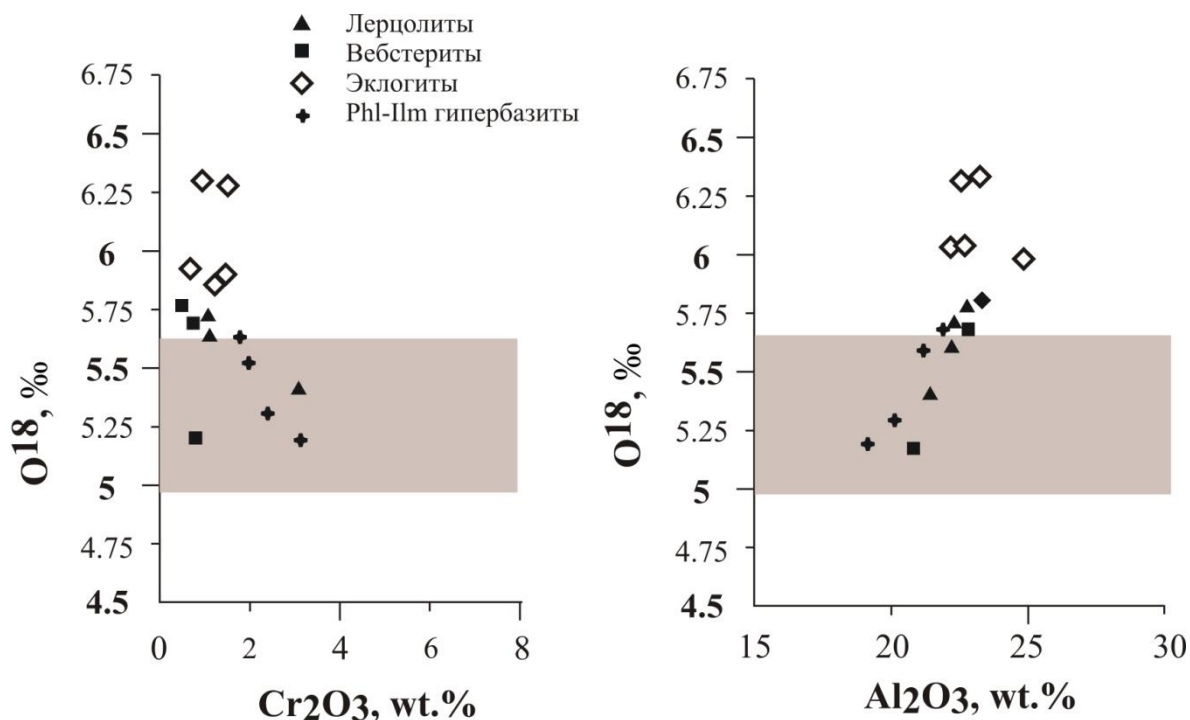


Рис. 6.1. Зависимость величины  $\delta^{18}\text{O}$  от  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в гранатах из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная.

Серое поле – диапазон величины  $\delta^{18}\text{O}$  в мантийных гранатах  $5.3 \pm 0.3$  [Valley, 1998].

Высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах из клинопироксенитов (с высоким содержанием FeO) и эклогитов данными авторами связываются с воздействием морской воды. Данный факт может указывать на фракционирование кислорода при низкой температуре и может быть связано с воздействием выделявшихся в процессе субдукции флюидов, которые воздействовали на находящиеся выше слои ультрабазитов. Если сравнивать данные значения с данными для перидотитов и мегакристов граната из трубки Удачная (Рис. 6.2), то становится очевидным, что гранаты из трубки Обнаженная характеризуются более высокими значениями изотопного состава кислорода. Таким образом, изотопный состав кислорода свидетельствует о различных этапах эволюции пород. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  значительно выше мантийных (в эклогитах и железистых клинопироксенитах), вероятно, связаны с субдукционными процессами и воздействием тяжелой по изотопному составу кислорода морской воды.

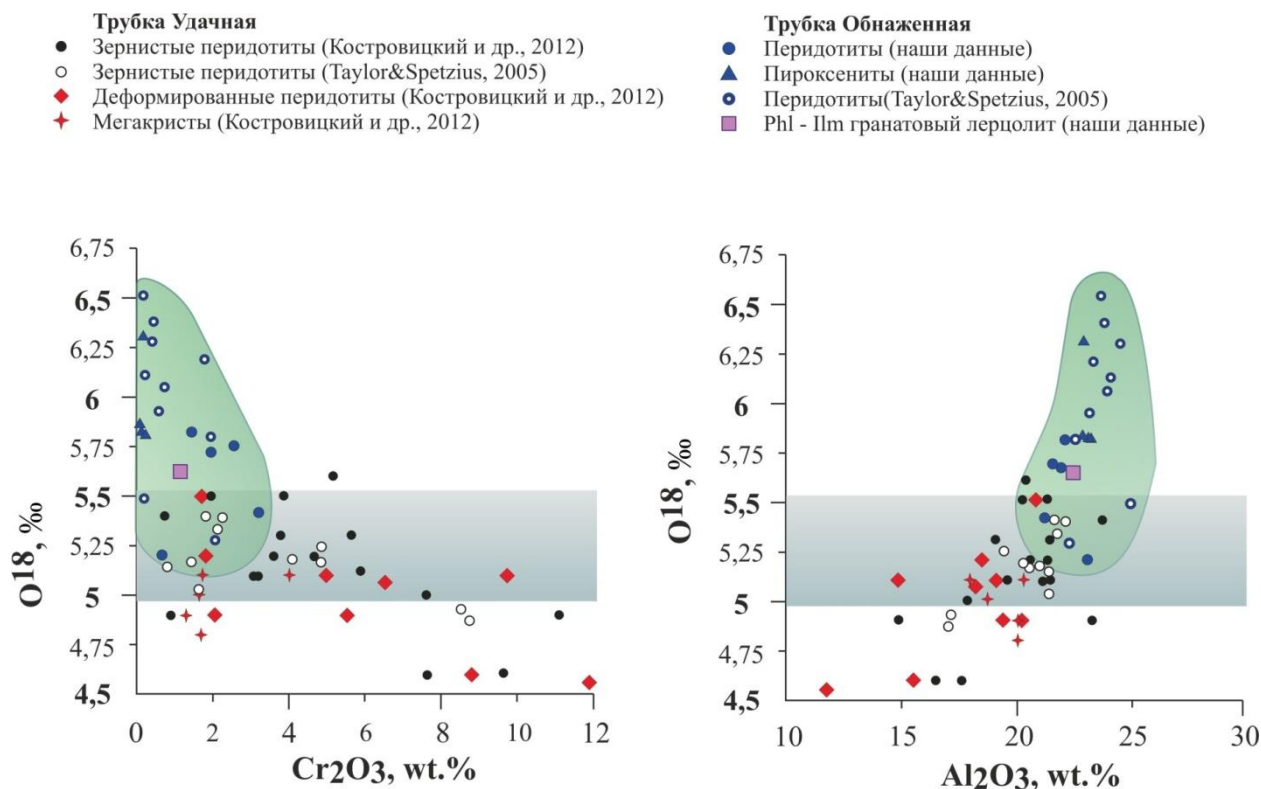


Рис. 6.2. Зависимость величины  $\delta^{18}\text{O}$  от  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в гранатах из мантийных ксенолитов. Нанесены литературные данные – лерцолиты-гарцбургиты трубки Обнаженная [Тейлор и др., 2005], а также перидотиты и мегакристы граната из трубки Удачная [Костровицкий и др., 2012]. Серое поле – диапазон величины  $\delta^{18}\text{O}$  в мантийных гранатах  $5.3 \pm 0.3$  [Valley, 1998]. Зеленое поле – изотопный состав кислорода в гранатах из трубки Обнаженная по различным источникам.

## 6.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изучение возраста

Для нескольких образцов из ксенолитов трубки Обнаженная было проведено датирование флогопитов  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом. Анализы были сделаны в Институте земной коры СО РАН с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI с высоковакуумной печью двойного вакуума, позволяющей осуществлять нагрев образца свыше  $1700^\circ\text{C}$  (аналитик Иванов А.В.). Для датирования использовались навески слюды массой 15-30 мг. Образцы, завернутые в алюминиевую фольгу, помещались в стеклянную ампулу вместе со стандартами BERN4M, возраст которых принимался равным  $18.885 \pm 0.097$  млн лет. Ампула с образцами облучалась в исследовательском ядерном реакторе ВВР-К (г. Томск). Параметры облучения такие же, как в работах [Травин и др., 2009]. Градиент нейтронного потока и связанные с ним вариации J-фактора, используемого при расчете возраста, контролировались путем измерения стандарта BERN4M. Методика подробно описана в работе [Киселев и др., 2014]. Полученные результаты, скорректированные на фоновые значения, а также кальцигенный, калигенный и хлорогенный аргон, образующийся в ходе облучения в ядерном реакторе и при последующем радиоактивном распаде новообразованных изотопов, приведены в Таблице 6.2.

Таблица 6.2. Рассчитанные значения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста для 7 образцов Phl-содержащих ксенолитов из трубки Обнаженная.

№ пробы	Описание породы	Рассчитанное значение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста, млн лет
74-817	Grt вебстерит + Amph-Phl минерализация	<b>1639</b> $\pm$ 5
О-22-87	Ilm-Phl оливинный вебстерит (без Grt)	<b>868.9</b> $\pm$ 3.8
О-42-87	Ilm-Phl оливинный вебстерит (без Grt)	<b>851.1</b> $\pm$ 3.2
12-7	Ilm-Phl Grt оливинный вебстерит	<b>607.6</b> $\pm$ 3.2
74-8906	Ilm-Phl Grt лерцолит	<b>502.3</b> $\pm$ 1.9
7-365	Ilm-Phl Grt лерцолит	<b>495.4</b> $\pm$ 3.7
Сл-3	Деформированная Phl-Amph порода (Слюдит 2)	<b>167.3</b> $\pm$ 3.9

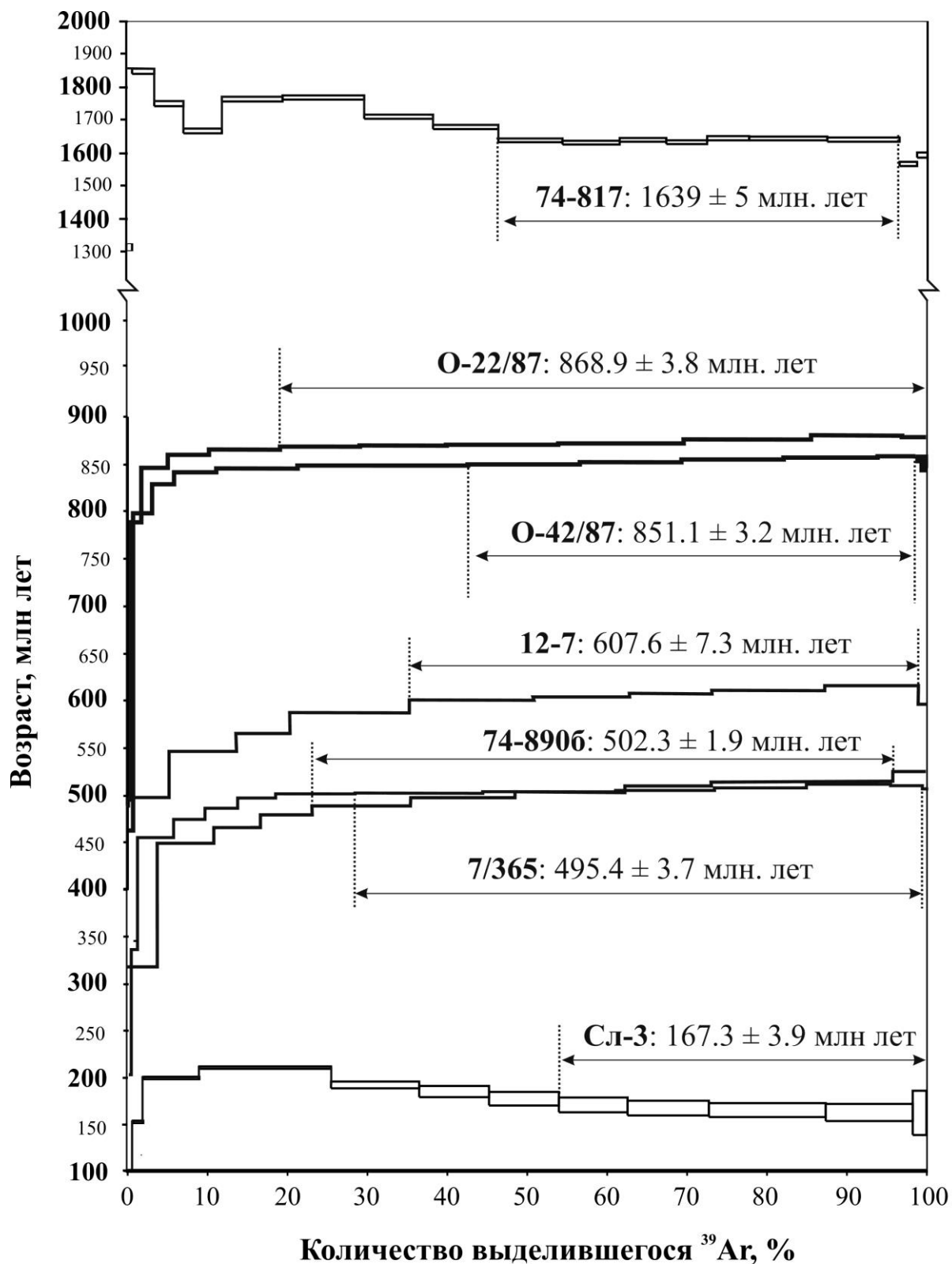


Рис. 6.3. Возраст некоторых флогопитов, полученный методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования в ксенолитах Mg-группы (обр. 74-817) и Phl-IIm группы (обр. O-22/87, O-42/87 – безгранатовые Phl-IIm гипербазиты; 12-7, 74-8906 и 7-365 – интенсивно гранатизированные Phl-IIm лерцолиты; обр. Сл-3 – деформированная Phl-Amph порода).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст флогопита из метасоматических флогопит-амфиболовых прожилок и межзерновых реакционных обособлений в гранатовом оливиновом вебстерите 74-817 варьирует в пределах 1640-1800 млн. лет (Рис. 6.3) и приблизительно соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона [Розен, 2003]. Таким образом, метасоматические проявления в магнезиальной группе пород имеют древний возраст. Л.Н. Похиленко с соавторами [Похиленко и др., 2013] были исследованы два подобных ксенолита из трубки Удачная (гранатовый оливиновый клинопироксенит, второй – гранат-ильменитовый перидотит). Датировка флогопита из клинопироксенита трубки Удачная ( $2336 \pm 16$  млн. лет) отвечает крупному метасоматическому событию.

Вторая группа флогопит-содержащих пород представлена флогопит-ильменит содержащими гипербазитами с содержанием флогопита от первых процентов до 70%. По модальному минеральному составу данные ксенолиты соответствуют гранатовым и безгранатовым вебстеритам, оливиновым вебстеритам и реже лерцолитам. Слюды из безгранатовых оливиновых вебстеритов О-22/87 и О-42/87 показали близкие значения возраста для высокотемпературных ступеней:  $868 \pm 3.8$  млн. лет и  $851 \pm 3.2$  млн. лет. Возраст гранат-содержащих парагенезисов составляет 604-495 млн. лет (образцы 12-7, 7-388, 7-365, 74-8906). Флогопит из гранатизированного Phl-Ilm лерцолита 7-365 имеет выположенную форму спектра с максимальным значением возраста  $495 \pm 3.7$  млн. лет. Реликтовые панидиоморфнозернистые, идиоморфнозернистые структуры пород с директивным расположением кристаллов ортопироксена свидетельствуют об их первоначальной магматической кристаллизации. На следующем этапе происходило развитие граната. По-видимому, ранние интрузивные фазы подвергались интенсивному флогопитовому автосоматизму под влиянием обогащенных калием и летучими остаточных расплавов.

Третья группа пород представлена деформированными амфибол-флогопитовыми парагенезисами. Флогопит образует крупные (до 2 мм) изогнутые пластинки с признаками интенсивной деформации, амфибол представлен



розетковидными выделениями и является по составу К-рихтеритом. Флогопит из близкого по петрографическому типу ксенолита трубки Слюдянка (образец Сл-3) был датирован 167 млн. лет, что соответствует возрасту трубок Куйокского поля (170-156 млн. лет U-Pb методом по перовскитам - Глава 2.2). Вероятно, эта группа пород кристаллизовалась в зонах глубинных разломов позднее Phl-Pm группы.

Значения наиболее древних возрастов (~ 800 млн лет) соответствуют верхнему протерозою и приближаются к наиболее древним возрастам пород сложного щелочно-ультраосновного – карбонатитового Томторского массива, расположенного к северу, северо-западу от Куойкского кимберлитового поля (800 млн. лет [Энтин и др., 1990]). По данным Н. Владыкина и др. [2005] наиболее ранними магматитами массива были Ol-Px породы, пироксениты и Vt пироксениты. Существенно более молодой возраст во Phl-Pm гранатизированном лерцолите 7-365 может быть объяснен сильной структурной перестройкой слюды в процессе ее замещения гранатом. Возраст для Phl-Pm гранатового лерцолита (обр. 7-365), равный 495 млн. лет попадает в широкий диапазон датировок разных магматических фаз Томторского массива (800 – 240 млн. лет [Энтин и др., 1990]). По имеющимся геохронологическим данным нельзя однозначно утверждать является ли разброс датировок Томторского массива отражением полифазности магматизма или же он отражает вторичные наложенные процессы. Деформированная структура слюдитов II, появление в парагенезисе амфибола (К-рихтерит), Ti-хромита, реакционное замещение ильменита, а также химизм флогопита свидетельствуют об условиях формирования этих пород, отличных от магматической группы Phl-Pm гипербазитов и порфиоровидных слюдитов I типа. Деформированные слюдиты II формировались, как метасоматиты зон глубинных разломов, дренирующих верхнюю мантию. В этом контексте всю сложную совокупность Phl-Pm парагенезисов из ксенолитов в кимберлитах Куойкского поля можно рассматривать, как мантийные высоко-калиевые породы. В это же время формировались сложный, длительно развивающийся щелочной ультраосновной – карбонатитовый Томторский плутоно-вулкан, а также серии даек и субэффузивных К-базитов и лампроитов [Шпунт и др., 1989; Киселев и др.,

2012]. Не исключено, что слюдиты II деформированного типа, маркирующие глубинные ослабленные зоны в мантийной литосферы, связаны с формированием протокимберлитовых расплавов. Формирование высоко-калиевой группы магматитов в литосферной мантии Северо–Востока Сибирского кратона совпадает с началом раскола суперконтинента Родиния. На Сибирском кратоне это раскол сопровождался магматизмом, по-видимому, связанным с действием верхнепротерозойского плюма [Li et al., 2008].)

### 6.3. Геохимия элементов платиновой группы

Для 12 образцов было проведено аналитическое определение содержания элементов платиновой группы - Os, Ir, Rh, Pt, Pd) и Re в валовых пробах, а также Re-Os изотопные исследования. Анализы были проведены методом изотопного разбавления в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук, Пекин (аналитик Jing Sun). Материал для анализа брался из центральных частей ксенолитов и дробился до фракции 1 – 2 мм и затем проверялся на бинокулярном микроскопе на возможное заражение кимберлитом. Навеска порошка (около 2 г) смешивалась с раствором кислот (3 ml 12 N HCl + 6 ml 16 N HNO<sub>3</sub>), затем разлагалась в трубке Кариуса в течение 48-72 часов при 240 °С. Определение концентрации платиноидов (кроме Os) производилось MC-ICP-MS методом на приборе Thermal-Electron Neptune. Осмий извлекался из раствора методом осаждения в CCl<sub>4</sub> и дальнейшего очищения путем микродистилляции. Изотопы осмия определялись методом масс-спектрометрии отрицательных ионов (N-TIMS) на приборе GT Isoprobe-T. Подробно метод описан в [Chuan-Zhou et al., 2012]. Полученные данные приведены в таблице 6.3.

Таблица 6.3. Содержания элементов платиновой группы в валовых пробах ксенолитов из трубки Обнаженная. Концентрации приведены в ppb.

Образец	Описание породы	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Re
06-212	Sp гарцбургит	1.21	3.33	4.50	0.70	0.46	0.01
06-216	Sp гарцбургит	3.26	3.10	3.04	4.55	1.83	0.11
06-218	Sp гарбургит	3.88	5.90	10.19	5.34	1.94	0.04
7-297	Sp гарбургит	7.17	5.55	8.03	6.51	1.79	0.09
7-330	Sp гарбургит	3.25	3.15	6.10	2.25	0.22	0.05
74-318	Grt вебстерит + Amph-Phl минерализация	1.69	2.21	0.58	1.49	0.34	0.05
06-228	Sp лерцолит	2.42	3.30	7.72	6.82	9.84	0.31
7-329	Sp лерцолит	12.20	1.80	8.43	0.99	1.17	0.02
7-341	Sp-Grt лерцолит	3.02	3.59	7.62	8.03	8.67	0.74
7-343	Sp-Grt лерцолит	3.17	4.12	6.79	7.61	3.62	0.15
06-288	Grt ортопироксенит мегакристаллический	2.52	1.94	4.04	1.12	0.52	0.23
7-362	Sp- Ol вебстерит	2.07	1.68	5.36	3.99	4.51	0.41

На рис. 6.4 в нормированном виде представлены анализы содержания PGE и Re в валовых пробах ксенолитов из трубки Обнаженная, которые в дальнейшем сравниваются с данными по [Pernet-Fisher et al., 2014; Ionov et al., 2015]. Все исследованные образцы занимают общее поле и показывают различные типы фракционирования PGE и Re. Диапазон нормированных концентраций для валовых проб для разных элементов варьирует приблизительно от 70 до 100. В общей выборке образцов выделяются группы с резко выраженным минимумом для Pd, с заметным уменьшением нормированных содержаний от элементов Os+ Ir+ Ru к Pt+ Pd+ Re, а также ксенолиты со слабо выраженным фракционированием и с некоторым возрастанием нормированных содержаний к Pd и Re.

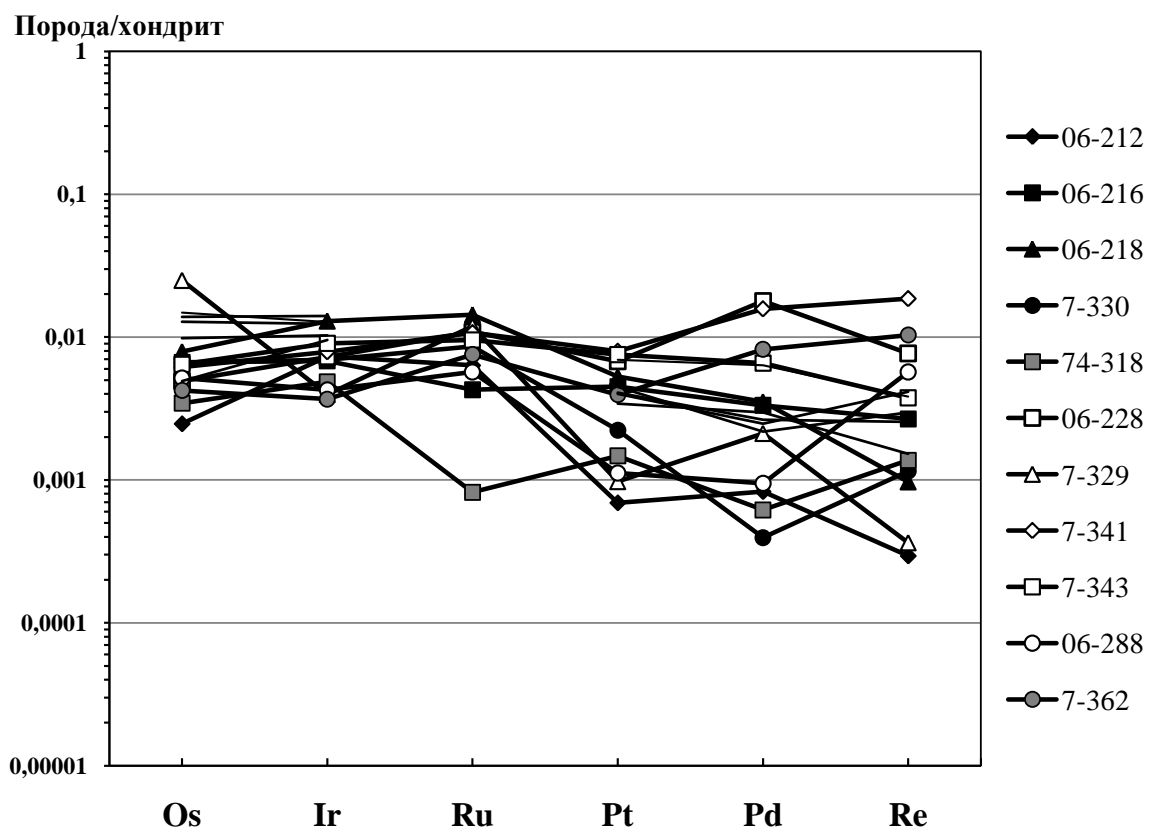


Рис. 6.4. Концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов Mg-группы: толстые линии с номерами - наши данные (Табл.6.3. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]).

Образцы были разделены на три группы по сходному типу распределения PGE и Re.

*1. Образцы с уменьшением концентраций от Os и Ir к Pd*

Один из типов фракционирования PGE и Re в пробах из ксенолитов Mg-группы показан на Рис. 6.5. Для большей части этих составов характерно заметное изменение нормированных содержаний со снижением и реже с возрастанием ее нормированного содержания. Такой же переход с разно знаковым наклоном виден при переходе от Pt к Pd и от Pd к Re. В целом этот тип фракционирования характеризуется снижением нормированных концентраций элементов от Os и Ir к Pt, Pd и Re.

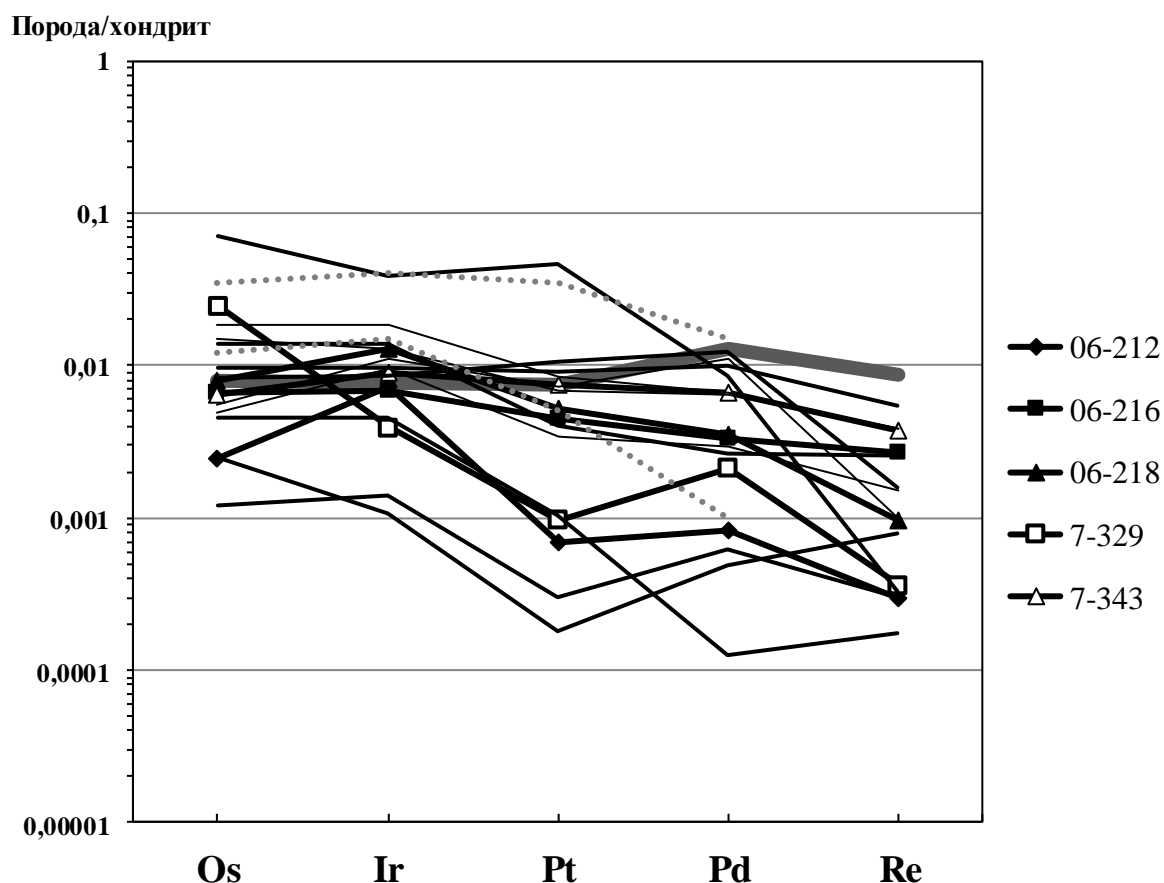


Рис. 6.5. Концентрации PGE в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с убыванием нормированных концентраций Pt, Pd. Образцы с номерами - наши данные, линии без номеров - данные по валовым пробам из работы [Ionov et al., 2015]. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Линия PM – примитивная мантия по Becker et al. [2006], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Поле MSS – PGE в моносльфидном твердом растворе по [Luguet et al., 2006].

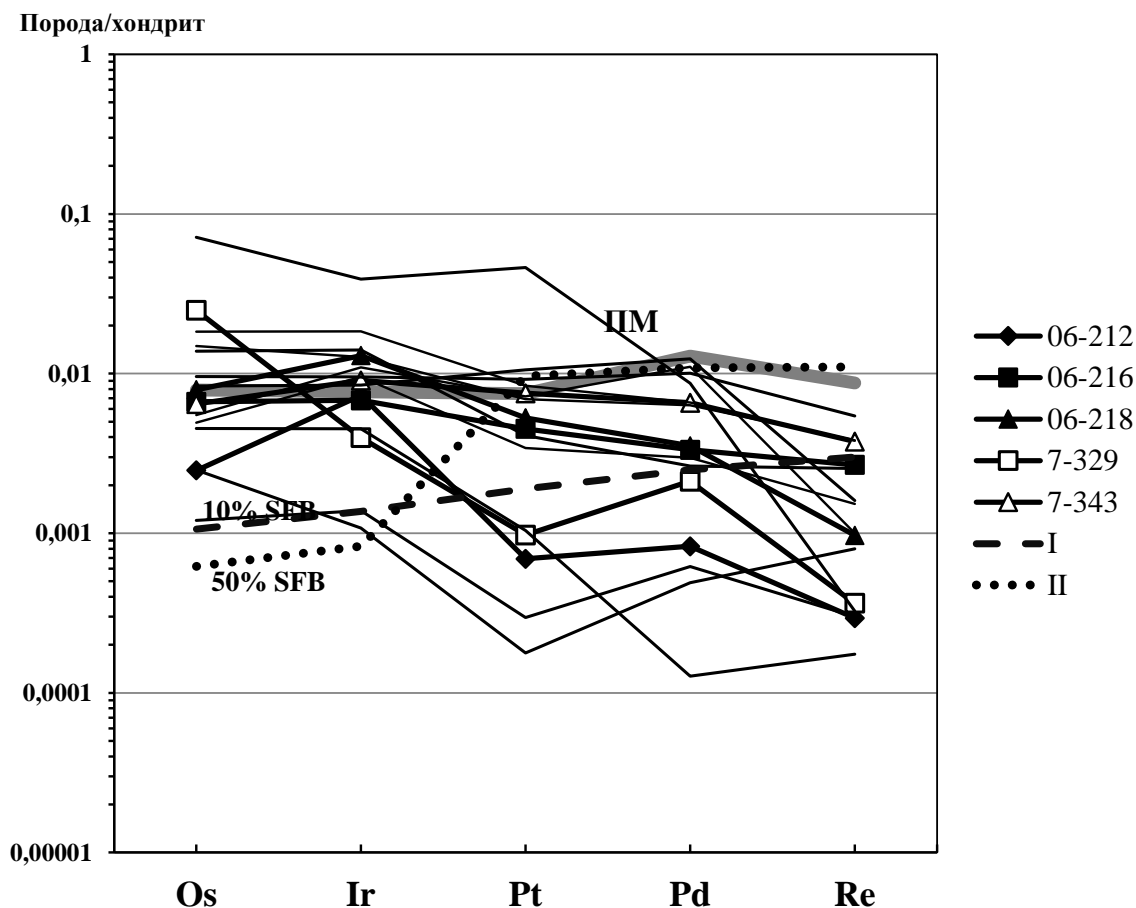


Рис. 6.6. Концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с убыванием нормированных концентраций Pt, Pd, Re. Образцы с номерами - наши данные (Табл. 6.3), линии без номеров - данные по валовым пробам из работы [Ionov et al., 2015]. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Линия PM – примитивная мантия по Becker et al. [2006], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Линия I – смоделированный состав расплава из 0.1 доли SFB и 0.9 деплетированного Sp гарцбургита Obn 63-13; линия II – смоделированный состав расплава из 0.5 доли SFB и 0.5 деплетированного Sp гарцбургита Obn 63-13 (SFB – среднее для составов толеитов района Норильска из [Izokh et al., 2016], деплетированный Sp гарцбургит Obn 63-13 из [Ionov et al. 2015].

На Рис. 6.6 приведено сравнение полученных нами данных с литературными [Ionov et al., 2015], а также с составами базальтов Сибирских траппов (SFB). Характер фракционирования PGE и Re в составах из 0.1 SFB и сопоставление характера распределения с типом фракционирования PGE в моносльфидных твердых растворах - MSS показывает, что характер фракционирования в образцах и MSS подобны. Это позволяет предположить, что характер фракционирования PGE в ксенолитах определялся добавкой или, наоборот, потерей сульфидов MSS.

Сульфиды MSS представляют моносульфидный твердый раствор на основе Fe с примесью Ni и выделялись на ранней стадии кристаллизации сульфидной жидкости [Luguet et al., 2016]. Сульфиды такого состава не найдены в межзерновых выделениях ксенолитов Mg-группы в трубке Обнаженная. Но они вполне могли участвовать в процессе фракционной кристаллизации, при котором MSS предшествовали выделению менее высокотемпературных сульфидов MSS + Ni + Cu. При отсадке – удалении MSS из кристаллизующейся массы расплава и при добавке – увеличении количества MSS в более глубокой части магматической камеры происходило фракционирование PGE. Количество и характер PGE и Re в коматиитовом расплаве принимается равным для примитивной мантии – PM, так как при высоких степенях плавления (более 35 – 40 %) все сульфиды переходят в расплав [Luguet et al., 2016; Gannoun et al., 2016]. Именно добавка к породе сульфидов MSS, может объяснить более высокие, чем в примитивной мантии – PM концентрации Os, Ir, Rh и иногда Pt в части валовых проб. Так как при отсадке сульфидов MSS палладий уходит медленнее, чем платина, отношение  $Pd_n/Pt_n$  в кристаллизующемся расплаве при увеличении степени фракционирования будет возрастать параллельно с убыванием количества Ir и Os. Наоборот, если сульфиды MSS добавляются к кристаллизующейся породе, в ней возрастает количество Ir и Os с уменьшением отношения  $Pd_n/Pt_n$ . Это согласуется с обратной корреляцией  $Pd_n/Pt_n - Ir_n$  в ксенолитах с фракционированием данного типа.

## *2. Ко второму типу отнесены образцы с выраженным минимумом для Pd*

К ним относятся один ксенолит из наших образцов (74-318 – Sp гарцбургит), два зернистых гранатовых лерцолита (O-1105, O-1107) из работы Pernet-Fisher et al. [2014] и три ксенолита (Obn- 01-13, Obn- 37-13 - Sp лерцолиты, Obn- 53-13 –Sp-Grt гарцбургит) из работы Ionov et al. [2015]. Два ксенолита из трех последних содержат модальный флогопит (Ionov et al. [2015]). Глубина минимума для Pd сильно различается для разных ксенолитов, но не зависит от петрографического типа породы. На 6.7 показаны расчётные линии 1 и 2, показывающие прибавление сибирских плато-базальтов – траппов (SFB) к деплетированному Sp лерцолиту из трубки Обнаженная. Для расчета взято среднее из 6 толеитов района Норильска по данным Izokh et al. [2016]. Ряд авторов [Izokh et al., 2016] сделали заключение, что именно эти толеиты сформировались над центральной частью пермо-триасового плюма и наиболее представительно отражают состав расплавов SFB. В качестве наиболее деплетированного рестита из мантии Оленекского блока взят Sp гарцбургит Obn 60-13 из работы [Ionov et al. 2015]. Линия I на рис. 6.7 показывает состав рефертилизированного вещества деплетированного рестита (Sp гарцбургит Obn 60-13) под влиянием просачивающегося расплава SFB (пермо-триасовый толеит района Норильска) в соотношении частей 90:10. Линия II является смешанным составом из тех же компонент в соотношении 50:50. Стрелки на графике показывают возрастание степени рефертилизации реститов при увеличении количества расплава SFB до половины общего вещества мантии. Обе линии показывают низкие значения нормированных содержаний Os и Ir и резкий подъем к Pt и Pd. Можно предположить, что нормированное содержание Re также растет при рефертилизации. На модельных линиях нет минимума для Pd и фракционирование выражено как резкое возрастание концентраций Pt и Pd, т.е. совершенно иное, чем у природных образцов с выраженным минимумом для Pd. Таким образом, распределение PGE из ксенолитов трубки Обнаженная не демонстрирует сходства с распределением в Сибирских траппах.



Порода/хондрит

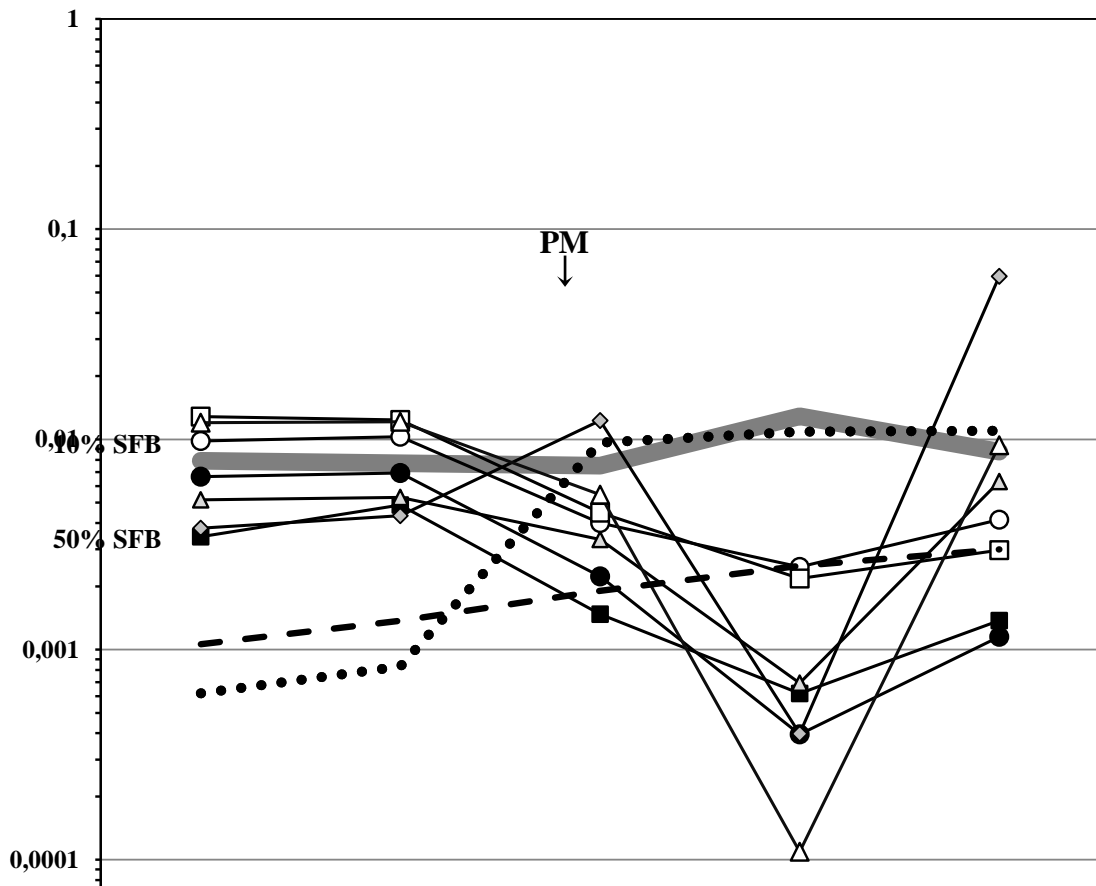


Рис. 6.7. Концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с минимумами для Pd. Образцы с номерами - наши данные (Табл. 6.3) и данные по валовым пробам из работ [Pernet-Fisher et al., 2014; Ionov et al., 2015]. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Линия PM – примитивная мантия по Becker et al. [2006], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Линия I – смоделированный состав расплава из 0.1 доли SFB и 0.9 деплетированного Sr гарцбургита Obn 63-13, линия II – смоделированный состав расплава из 0.5 доли SFB и 0.5 деплетированного Sr гарцбургита Obn 63-13 (SFB – среднее для составов толеитов района Норильска [Izokh et al., 2016], деплетированный Sr гарцбургит Obn 63-13 из [Ionov et al. 2015].

В настоящем исследовании мы обосновываем гипотезу о ведущей роли механизма кристаллизационного фракционирования сульфидов в поведении PGE при кристаллизации расплава, родительского Mg-группы ксенолитов в трубке Обнаженная. Повсеместное распространение в экссолюционных мегакристаллах пироксенов «давленных» капель – глобулей сульфидов Соловьева и др. [1994] объясняют существованием двух несмешивающихся расплавов – сульфидного и силикатного – в период выделения из расплава мегакристаллов пироксенов, являющихся высокотемпературным монопироксеновым твердым раствором. На

субсолидусном этапе происходил распад твердого раствора монопироксенов на два пироксена ± шпинель ± гранат, когда порода оказывается по P – T условиям последовательно в шпинелевой, шпинель-гранатовой и далее гранатовой фации [Соловьева и др., 1994]. На следующей стадии происходила интенсивная перекристаллизация эксклюзионных мегакристаллов пироксенов в мелко-среднезернистую матрицу с выделением в нее межзерновых выделений сульфидов. Петрографические исследования пород магнезиальной группы свидетельствуют о том, что максимальное содержание сульфидов характерно для пироксенитовых ксенолитов (клино- и ортопироксенитов, вебстеритов, оливиновых вебстеритов), в меньшей степени - для лерцолитов. Очень редко межзерновые сульфиды встречаются в Sp и Sp-Grt гарцбургитах. Большинство исследованных сульфидов из ксенолитов без видимой метасоматической Phl-Amph минерализации представлено пентландитом.

Согласно экспериментальным данным и исследованиям по распределению PGE в породах и минералах [Griffin et al., 2002; Luguet et al., 2016], более 80 % этих элементов находятся в верхней мантии в сульфидах. В расплавах в условиях верхней мантии PGE благодаря очень высоким коэффициентам распределения между сульфидным и силикатным расплавами (от 100000 до 10000) входят в сульфидный расплав. Re наряду с сидерофильными свойствами проявляет сродство с силикатами и существенно обогащает силикатный расплав [Luguet et al., 2016]. При кристаллизации сульфидной жидкости из нее уходят сначала более высокотемпературный моносульфидный твердый раствор (MSS), обогащенный Os, Ir, Ru. Соответственно оставшийся сульфидный расплав, как и кристаллизовавшиеся из него сульфиды обогащаются Cu, Ni, а также Pt, Pd и, вероятно, Re [Luguet et al., 2016]. Фактически из сульфидного расплава кристаллизуются сульфиды, непрерывно изменяющиеся по составу от Fe – Ni MSS с высокими концентрациями Os, Ir, Ru до Cu – Ni MSS с высокими концентрациями Pt, Pd, Re. В зависимости от характера распределения PGE и Re в сульфидах, кристаллизующихся из расплава, изменяется и характер их фракционирования в образовавшейся породе.

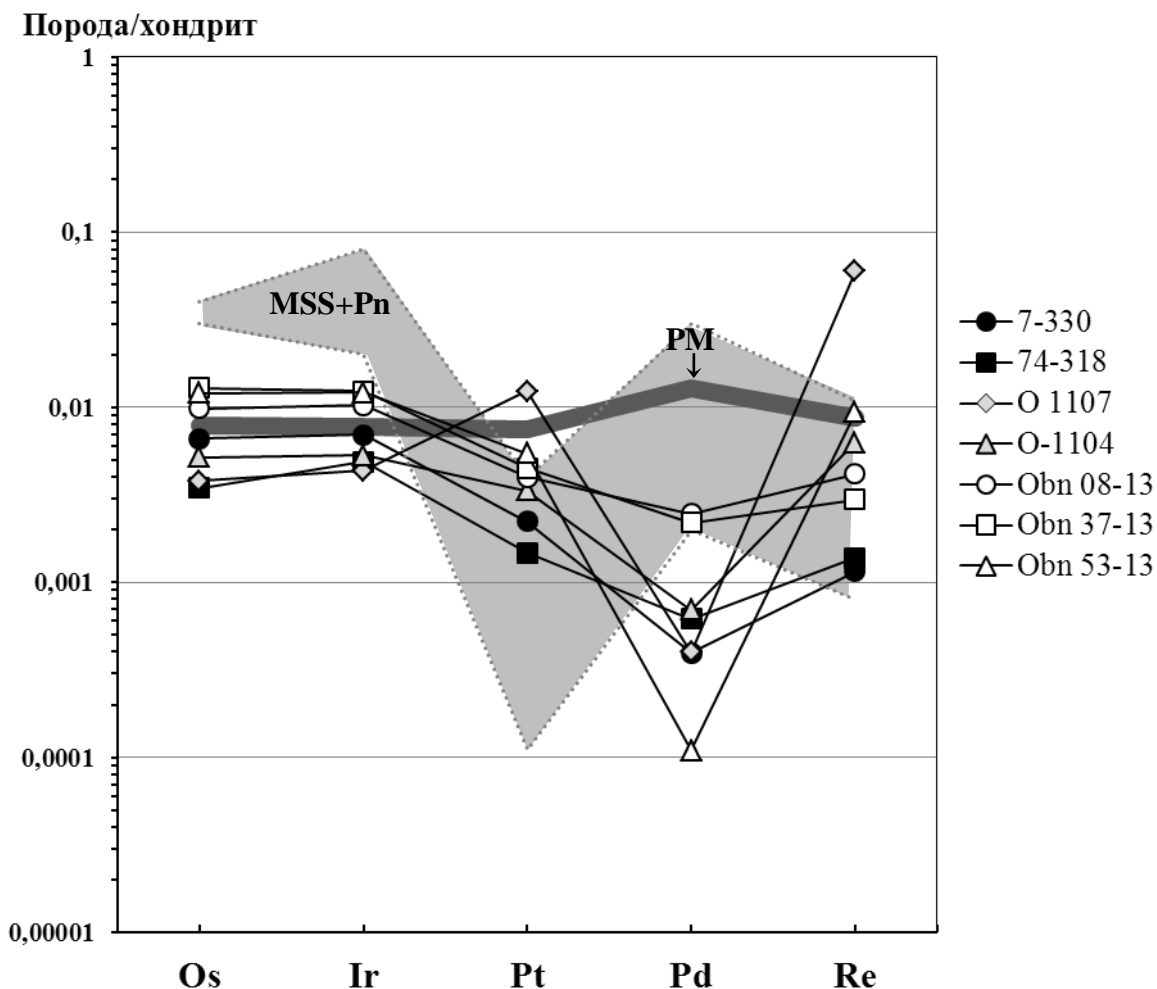


Рис. 6.8. Концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с минимумами для Pd. Образцы с номерами - наши данные (табл. Pt 1) и данные по валовым пробам из работ [Pernet-Fisher et al., 2015; Ionov et al., 2015]. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Линия PM – примитивная мантия по Becker et al. [2006], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Поле MSS + Pn – PGE +Re в моносulfидном твердом растворе с пентландитом по [Luguet et al., 2006].

На рис. 6.8 приводятся нормированные концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов с выраженными минимумами для Pd. На диаграмму нанесено поле моносulfидного твердого раствора + пентландит (MSS + Pn) из работы Luguet et. al. [2016]. Межзерновые sulfиды в породах Mg-группы представлены только пентландитом. Но можно предположить, что моносulfидный твердый раствор мог сохраниться в виде sulfидных каплеобразных выделений внутри экссолюционных мегакристаллов, сохранившихся в породах при метаморфической перекристаллизации. Преобразование первичных MSS+Pn, захваченных силикатами при кристаллизации из расплава в пентландит могло

произошли при воздействии на них остаточных расплавов на субсолидусном этапе. На приведенной диаграмме видна разная глубина Pd минимума в ксенолитах из трубки Обнаженная, а также зеркальное отражение линий составов полю составов MSS + Pn. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что именно удаление из расплава тяжелых сульфидов состава MSS + Pn привело к типу фракционирования PGE + Re на Рис. 6.6. Проверкой этого механизма может быть положительная корреляция между величинами  $Pd_n/Pt_n$  и  $Ir_n$  (Рис. 6.9), так как при гравитационной отсадке в расплаве MSS + Pn в нем одновременно убывает содержание Os и Ir. В то же время уменьшение концентраций Pt и Re происходит значительно медленнее, чем Pd и отношение  $Pd_n/Pt_n$  должно убывать параллельно с убыванием Ir, Os по мере удаления из расплава сульфидов MSS + Pn. Эти же рассуждения можно было бы произвести на примере Re, но этот элемент, также как и Os, высоко мобилен в высокотемпературных мантийных флюидах окисленного типа, содержащих C и S [Luguet et al., 2016]. В целом, можно заключить, что фракционирование в группе PGE и Re в валовых составах ксенолитов, показывающих отрицательную аномалию Pd, достаточно логично объясняется отсадкой в исходном расплаве сульфидов MSS + Pn, которые кристаллизовались из эволюционировавшего сульфидного расплава.

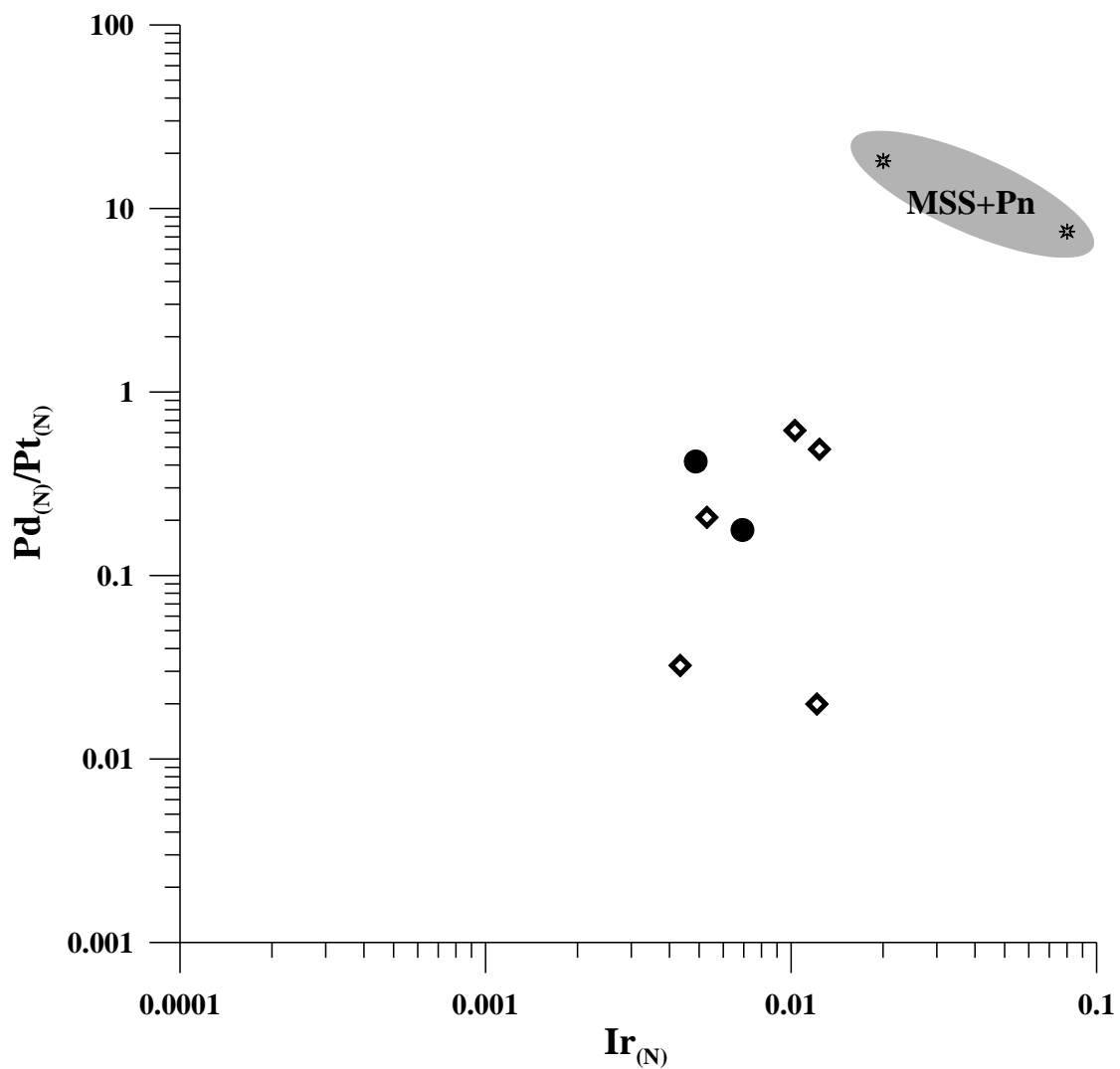


Рис. 6.9. Корреляция между величиной  $Ir_n$  и  $Pd_n/Pt_n$  в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с минимумом нормированного содержания Pd. Черные кружки – наши данные. Незалитые ромбы – литературные данные [Pernet-Fisher et al., 2015; Ionov et al., 2015]. Поле – интервал  $Ir_n$  и  $Pd_n/Pt_n$  для MSS + Pn.

### 3. Образцы с распределением, близким к примитивной мантии

Третий тип распределения PGE и Re показан на рис. 6.11. Ксенолиты четырех образцов имеют почти не фракционированный характер PGE и Re, близкий к линиям PM. В отличие от линий последних три пробы характеризуются заметным повышением нормированных концентраций Pd и Re. Ксенолиты представлены следующими петрографическими типами пород: 7-341 – Sp-Grt лерцолит с полосой Sp- Grt вебстерита; 7- 362- Sp оливиновый вебстерит с метасоматическими Phl и Amph; 06- 228 - Sp гарцбургит- лерцолит; Obn 2- 13 – Sp- Grt лерцолит. Данный тип распределения связывается с метасоматическими процессами.

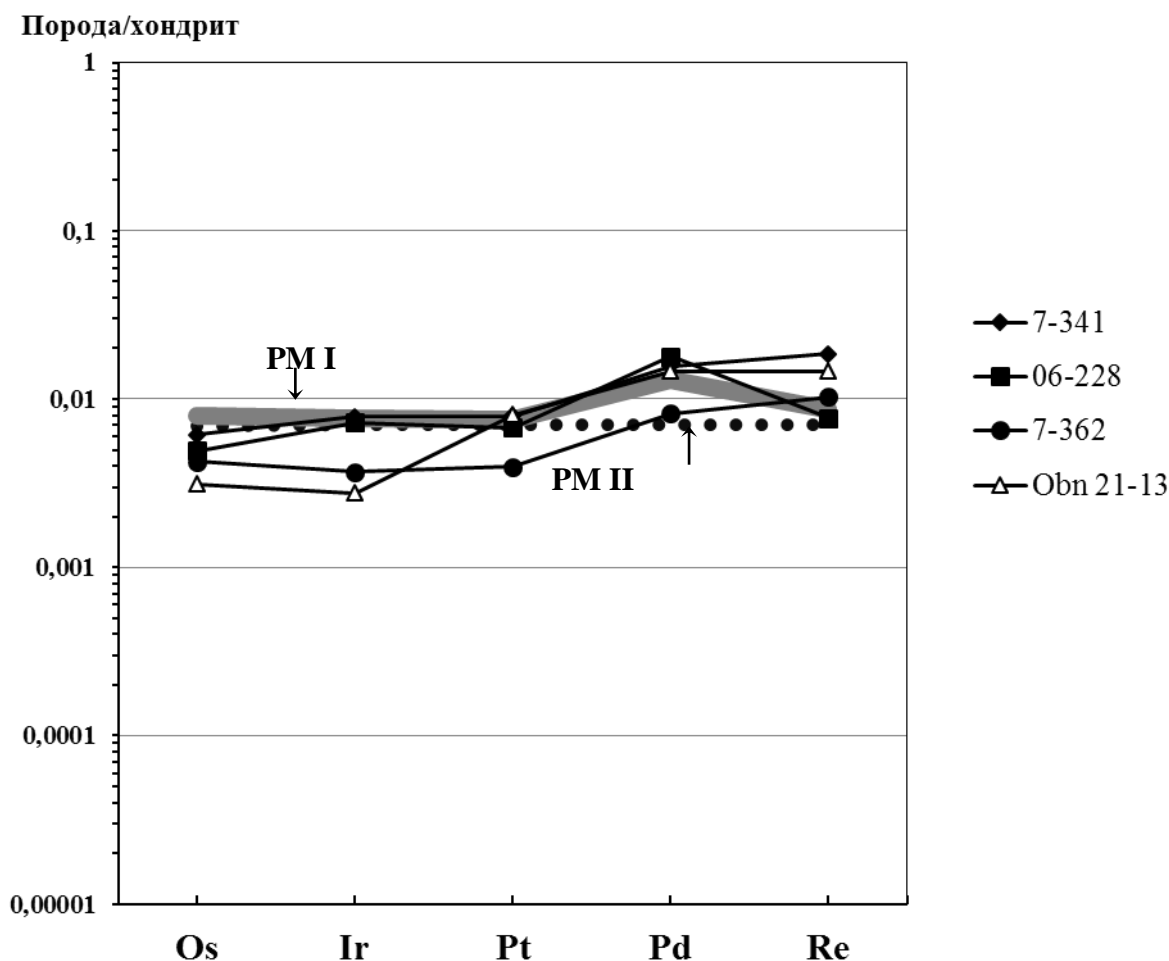


Рис. 6.10. Концентрации PGE и Re в валовых пробах ксенолитов Mg-группы с близким к примитивной мантии распределением PGE + Re. Образцы с номерами - наши данные и данные по валовой пробе из работы [Ionov et al., 2015]. Концентрации PGE и Re нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Линии PM I – примитивная мантия по Becker et al. [2006], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995], PM II – примитивная мантия по McDonough, Sun [1995], нормированная по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995].

Три образца имеют почти не фракционированный характер распределения PGE и Re, близкий к линиям PM, заметно повышение нормированных концентраций Pd и Re. Все ксенолиты имеют высокие отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и соответственно Os. Эти особенности позволяют связать обогащение пород палладием и рением с воздействием горячих флюидов, которые поступали в литосферную мантию Оленекского блока примерно 1.65 – 1.8 млрд. лет назад.

#### 6.4 Re-Os изотопные исследования

Также для образцов из трубки Обнаженная были проведены Re – Os изотопные исследования в валовых пробах пород. Были измерены изотопные составы  $^{187}\text{Os}$  и  $^{188}\text{Os}$ , а также отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , скорректированное на радиогенный прирост со времени внедрения кимберлитов (160 млн. лет). Также рассчитаны величины  $\gamma\text{Os}$  для измеренных значения и для  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  на 160 млн лет. Величина  $\gamma\text{Os}$  показывает прирост и отставание величины  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  на данный период времени по сравнению с примитивной мантией. Расчет величины  $\gamma\text{Os}$  производился по формуле:

$$\gamma(\text{Os}) = [(SA(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_t / (PM(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_t)],$$

где SA - образец, PM – примитивная мантия. Величина ПМ  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  на сегодняшний день принята равной 0,1296 [Meisel et al.,2001].

Рассчитаны также модельные возраста  $T_{\text{MA}}$  и  $T_{\text{RD}}$  (модель деплетированного рения, рассчитаны по формуле [Pearson, 2002]). Для расчета использованы величины постоянной полураспада  $\lambda^{187}\text{Re} = 1.666 \pm 0.005 * 10^{-11}$  [Smoliar et al.,1996], а также величины  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,1296$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0,435$  для ПМ [Meisel et al.,2001]. Результаты исследований приведены в таблице 6.4.

Таблица 6.4. Изотопные составы Re-Os.

Образец	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2s%	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 160 млн. лет	$\gamma\text{Os}$	$T_{\text{RD}}(\text{Ga})$		$T_{\text{MA}}(\text{Ga})$
						160 млн. лет		
<b>6-212</b>	0.04662	0.11469	0.037	0.11456	-11.5	-10.50	<b>2.02</b>	<b>2.26</b>
<b>6-216</b>	0.17372	0.11637	0.099	0.11591	-10.2	-9.44	<b>1.80</b>	<b>2.43</b>
<b>6-218</b>	0.04817	0.11418	0.004	0.11405	-11.9	-10.90	<b>2.09</b>	<b>2.14</b>
<b>7-297</b>	0.15823	0.11931	0.014	0.11889	-7.9	-7.1	<b>1.40</b>	<b>2.19</b>
<b>7-330</b>	0.06819	0.11489	0.013	0.11471	-11.3	-10.40	<b>2.00</b>	<b>2.41</b>
<b>74-318</b>	0.15645	0.11345	0.033	0.11303	-12.5	-11.69	<b>1.89</b>	<b>3.23</b>
<b>6-228</b>	0.61495	0.13278	0.006	0.13114	2.5	2.45	-	<b>1.61</b>
<b>7-329</b>	0.00574	0.11227	0.011	0.11225	-13.4	33.71	<b>2.16</b>	<b>2.19</b>
<b>7-341</b>	1.19338	0.17627	0.005	0.17309	36.0	35.22	-	<b>3.58</b>
<b>7-343</b>	0.22849	0.11414	0.005	0.11353	-11.9	-11.30	<b>2.10</b>	<b>4.49</b>
<b>6-288</b>	0.43417	0.11611	0.021	0.11495	-10.4	-10.19	<b>1.83</b>	-
<b>7-362</b>	0.96532	0.17372	0.039	0.17114	34.0	-7.12	-	<b>4.78</b>



Для большей части образцов величина  $\gamma\text{Os}$ , скорректированная на 160 млн лет, варьирует в пределах  $-7.1 \div -11.69$ . Этот диапазон в целом совпадает с диапазоном  $\gamma\text{Os}$  на 160 млн лет для валовых проб проб ксенолитов из трубки Обнаженная по данным [Ionov et al., 2016]. Возраст  $T_{\text{RD}}$  для этих образцов варьирует от 1.8 до 2.34 млрд лет. Величина модельного возраста  $T_{\text{MA}}$  изменяется в пределах 2.19 - 4.78 млрд лет. Однако последний возраст рассматривается как нереальный, и диапазон  $T_{\text{MA}}$  измеренных образцов с диапазоном  $\gamma\text{Os}$   $-7.1 \div -11.69$  принимается нами как 2.19 – 3.38 млрд лет. Рассчитанные возраста  $T_{\text{RD}}$  и  $T_{\text{MA}}$  данных образцов в целом совпадают с данными по [Ionov et al., 2016]. Данный автор предположил два основных этапа

Три ксенолита с положительными значениями  $\gamma\text{Os}$  на 160 млн лет (2.45 – 35.22) показывают аномальные, малореальные значения возрастов  $T_{\text{RD}}$  и  $T_{\text{MA}}$ . Для этих ксенолитов характерен близкий к ПМ тип распределения PGE + Re. Петрографические данные (наличие метасоматических флогопита и амфибола в двух ксенолитах - 06-228, 7-362), а также высокие значения величины  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  свидетельствуют о привносе радиогенного рения в метасоматическом процессе. В эту группу образцов попадает один ксенолит (Obn 21-13) с величиной  $\gamma\text{Os}$  +55.2 из коллекции [Ionov et al., 2016], в котором отмечается подобное распределение PGE + Re (Рис. 6.10).

В соответствии с ранее сделанными выводами по геохимии PGE+Re, наблюдался привнос рения метасоматическими флюидами. Возраст этого процесса достаточно хорошо коррелирует с возрастом приблизительно 1.9-2 млрд лет, который соответствует возрасту амальгамации Сибирского кратона [Розен, 2002; Розен и др, 2005]. Таким образом, раннюю эволюцию мантийной литосферы на северо-западе кратона можно рассматривать как двухэтапный процесс. 1 Ранний процесс соответствует формированию магнезиальной группы пироксенит - вебстерит – лерцолитового состава, который представляет собой расслоенную мантийную интрузию. Возраст ее формирования приблизительно равен 2.8 млрд лет. 2. Второй этап представляет собой воздействие богатых серой метасоматических флюидов субдукционного происхождения. Возраст этого

процесса приблизительно равен 1.9-2.0 млрд лет и соответствует возрасту присоединения Биректинского террейна к Сибирскому кратону.

Особенности фракционирования PGE - Os, Ir, Rh, Pt, Pd и Re в валовых пробах ксенолитов из трубки Обнаженная хорошо согласуются с фракционированием сульфидов. Сульфиды могли быть представлены эволюционирующим моносульфидным твердым раствором и по мере кристаллизации изменяли свой состав от преимущественно Fe сульфидов (MSS) до Fe сульфидов с Ni (MSS + Pn).

Часть пород сохранила первичное распределение PGE, усложненное затем обогащением пород Pt, Pd и Re. Возраст этого процесса, установленный по возрасту флогопита в ксенолите Grt оливинового вебстерита с интенсивной Phl – Amph минерализацией (~ 1.64 – 1.8 млрд лет) близок к возрасту присоединения Оленекского блока к телу Сибирского кратона (~ 1.8 -1.9 млрд лет, Розен [2003]). Возможно, в этот период сложная Mg-группа пород и Sr лерцолиты находились в мантийном клине древней протерозойской надсубдукционной зоны, из которой поступали горячие флюиды, обогащенные Pt, Pd и Re.

## **Глава 7. Происхождение литосферной мантии под кимберлитовой трубкой Обнаженная**

На основании петрографических характеристик, анализа петрохимического и редкоэлементного состава пород, состава минералов и изотопных данных можно сделать вывод, что литосферная мантия под Куойкским кимберлитовым полем представлена тремя группами пород:

А. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты – магнезиальная группа;

Б. Эклогиты и гранатовые клинопироксениты;

В. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород.

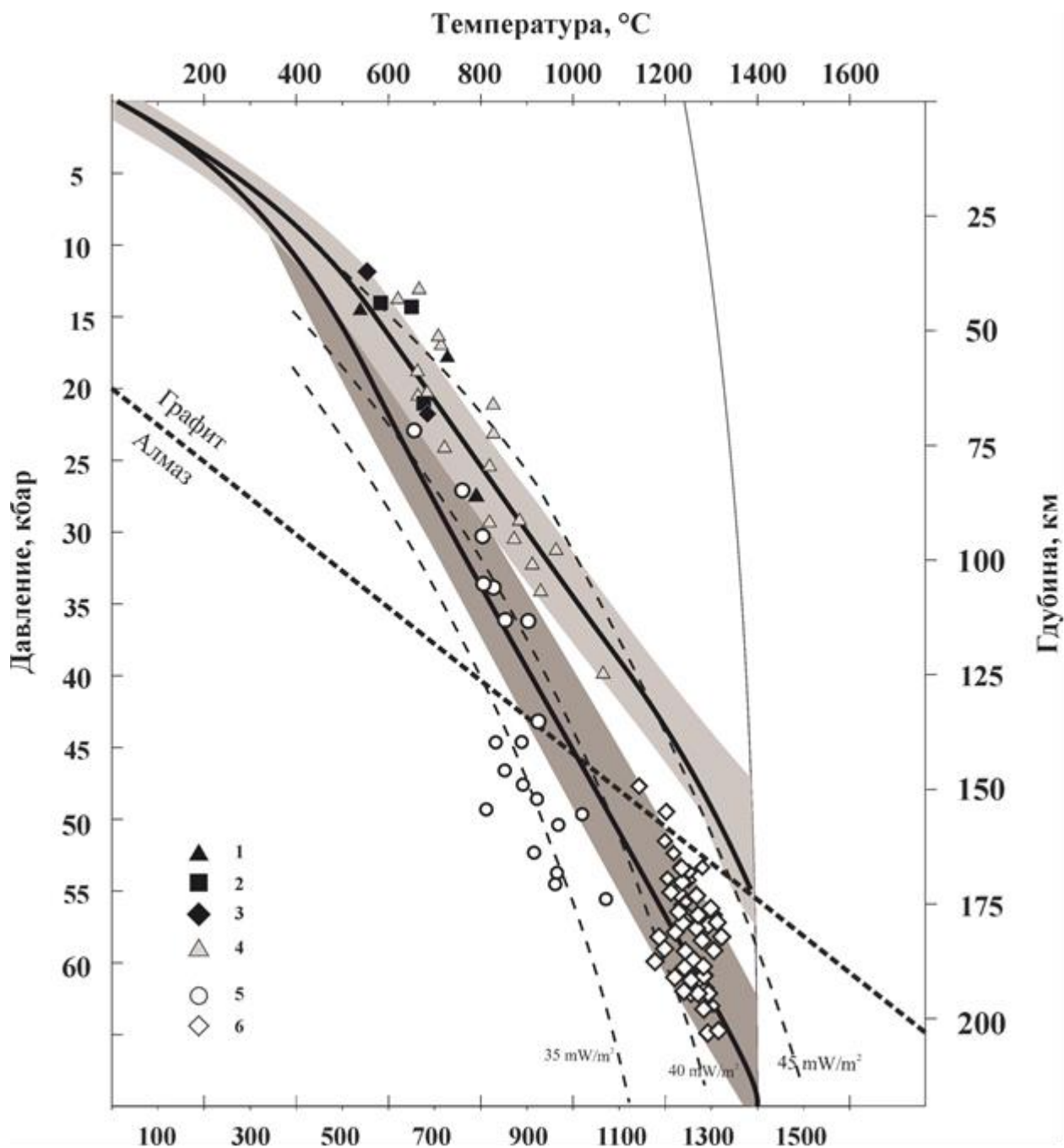
Данные три группы пород ксенолитов были вынесены кимберлитовыми расплавами с различных глубин, и непосредственно оценить их первоначальное геологическое залегание невозможно.

Данные породы образовались при различных термодинамических условиях и, следовательно, на разной глубине. В большинстве из них ромбические и моноклинные пироксены сосуществуют, что позволяет использовать разработанные пироксеновые геотермометры и геобарометры. Присутствие граната позволяет использовать равновесие гранат-пироксен.

Оценки P-T параметров последнего равновесия ксенолитов начали проводиться достаточно давно, с развитием методов термобарометрии. Трубка Удачная является одной из самых изученных. Одной из первых подробных статей была работа Ф. Бойда [Boyd et al, 1997], в которой рассматриваются перидотиты - шпинелевые лерцолиты и два типа гранатовых лерцолитов, которые условно были разделены на «низкотемпературные» (зернистые) и «высокотемпературные» (деформированные). Данный автор использовал 2 термобарометра [Brey, Köhler, 1990; Finnerty, Boyd, 1987] и показал, что зернистые лерцолиты находятся на границе стабильности графит-алмаз, а деформированные демонстрируют более высокие параметры. Л. В. Соловьева с соавторами использовала термометр [Finnerty, Boyd, 1984] (Ca-Mg дупироксеновый сольвус) и геобарометр [MacGregor, 1974] (растворимость Al в Орх с сосуществующим гранатом). В

дальнейшем вопрос о P-T параметрах формирования не мог обойти ни один исследователь ксенолитов из данной трубки. А.М. Агашев и Д. А. Ионов с соавторами также исследовали перидотиты различной степени деформации из трубки Удачная. Все авторы отмечали, что перидотиты, отнесенные к деформированным, находятся в зоне стабильности алмаза. Крупнозернистые гранатовые разновидности перидотитов находятся близко к границе перехода графит-алмаз. На основании химических анализов ксенолитов из трубки Удачная [по Boyd, 1997 и другие] различные авторы делали геофизические построения и определяли мощность литосферной мантии под Сибирским кратоном [McKenzie, 2003; Кусков и др., 2010]

Для трубки Обнаженная P-T параметры мантийных ксенолитов первым определил А. В. Уханов [Уханов, 1976]. Данным автором использовался геотермобарометр Ellis and Green, 1979. Последняя работа по определению P-T параметров мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная и Удачная была выполнена Дж. Ховартсом с соавторами, которые использовали 2 пары термобарометров: [Brey, Köhler, 1990] – [Nickel, Green, 1985] и [Taylor, 1998] – [Nimis, Taylor, 2003]. В целом можно отметить, что данные по P-T параметрам из ксенолитов перидотитов из трубок Удачная и перидотит-пироксенитовой группы из трубки Обнаженная, полученные по разным геотермам, показывают, что глубина литосферной мантии на северо-востоке Сибирского кратона значительно меньше (на 70-120 км), чем под трубкой Удачная (240 км). Геотерма под трубкой Обнаженная близка линии теплового потока  $40 \text{ мВт/м}^2$ , а под трубкой Удачная –  $35 \text{ мВт/м}^2$ . Более горячая геотерма под трубкой Обнаженная объясняется [Похиленко, 1999], что на севере Сибирского кратона литосферная мантия была разогрета пермь-триасовым плюмом, при этом также произошла эрозия литосферной мантии.



**Рис. 7.1** Оценки P-T условий формирования для ксенолитов из трубок Удачная и Обнаженная.

Трубка Обнаженная: 1 – лерцолиты; 2 – оливковые вебстериты; 3 – вебстериты; 4 – гранатые лерцолиты по [Howarth et al., 2014].

Трубка Удачная: 5 – зернистые лерцолиты – рассчитано по данным [Соловьева, 2007; Ionov et al., 2010]; 6 – деформированные лерцолиты – рассчитано по данным [Соловьева и др., 2008; Ionov et al., 2010; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014].

Толстая сплошная линия вверху – геотерма для трубки Обнаженная; толстая сплошная линия внизу - геотерма для трубки Удачная. Линии геотерм и поля по [Howarth et al., 2014].

Для гранат-содержащих образцов из трубки Обнаженная был проведен расчет P-T условий кристаллизации, результаты которого представлены на рис. 6.1. Для расчетов использовались 2-Px термометр [Taylor, 1998] и Opх - Grt барометр [Nickel, Green, 1985], которые принимались для ксенолитов из трубки Обнаженная в работе [Howarth et al., 2014]. Породы магнезиальной группы из трубки Обнаженная демонстрируют относительно низкие P-T параметры: T = 535 - 764°C; P = 12.8 – 27.4 кбар. Литературные оценки P-T параметров кристаллизации для гранатовых лерцолитов из трубки Обнаженная [Howarth et al., 2014], в целом близки к нашим данным: T = 620-731°C; P = 13.5 – 25.2 кбар. При этом все образцы из трубки Обнаженная находятся в области устойчивости графита. Для сравнения приведены рассчитанные P-T значения для лерцолитов из трубки Удачная, которые располагаются гораздо ниже на геотерме.

В настоящее время наиболее распространенной является гипотеза, что шпинелевые и гранатовые зернистые деплетированные перидотитовые ксенолиты являются реститами при полибарическом плавлении вещества PM [Соловьева и др., 2007; Agashev et al; 2013]. Для близких по петрографическим характеристикам лерцолитам из трубки Удачная предполагается [Doucet et al., 2012], что шпинелевые гарцбургиты с низким содержанием ортопироксена являются реститами при степени плавления 40% при полибарическом парциальном давлении 7 и 14 ГПа и 1-3 ГПа. Протолит зернистых гранатовых перидотитов [Doucet et al., 2013] сформировался при несколько меньшей степени плавления – 30-38%. В дальнейшем данные породы испытали рефертилизацию образованием деформированных гранатовых разновидностей, причем процессы могли быть неоднократными [Соловьева и др., 2008; Agashev et al; 2013; Howarth et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2015, Ionov et al., 2015].

Воздействие метасоматизирующих расплавов можно предположить на основании распределения редких элементов в минералах. При сравнении лерцолитов трубок Удачная и Обнаженная можно отметить, что наши образцы из Mg-группы характеризуются так называемым «нормальным» распределением элементов в гранатах с постепенным увеличением от La к Yb, Lu [Burgess, Harte,

2004], что соответствует коэффициентам минерал - базальтовый расплав. Распределение редких элементов в гранатах из деформированных лерцолитов трубки Удачная (серое поле) в целом подобно распределению в выделенной группы из трубки Обнаженная, за исключением максимума по Ti. В то же время минералы из обедненных перидотитов трубки Удачная, для которых принята реститовая гипотеза, характеризуются широкими вариациями спектров распределения редких элементов и в целом низкими содержаниями.

Для оценки степени равновесия пород и предположения о природе первичного расплава нами были рассчитаны коэффициенты распределения элементов между гранатом и клинопироксеном как главными концентраторами редких элементов при магматической кристаллизации. Если процесс кристаллизации был равновесным, то данное соотношение будет близко к соотношению элементов в определенном типе расплава.

На рисунке 7.2 представлены графики рассчитанных отношений концентраций редких элементов в Grt к их содержаниям в Crx ( $D^{Grt/Crx}$ ) из ксенолитов трубки Обнаженная, а также  $D^{Grt/Crx}$  в базальтовом и карбонатитовом расплавах.  $D^{Grt/Crx}_{Bas}$  и  $D^{Grt/Crx}_{Carb}$  были рассчитаны как отношение  $D^{Grt/расплав}$  к  $D^{Crx/расплав}$  для элемента соответственно в базальтовом и карбонатитовом расплавах (см. ссылки в подписи к рис. 7.2). При анализе графиков спайдер-диаграммы можно отметить, что перидотиты по форме кривых в целом приближаются к базальтовым расплавам (более близки базальтовому расплаву, чем карбонатитовому). Однако для наблюдается максимум по танталу. Различие в левой части графика можно объяснить поздними метасоматическими процессами. Однако среди основных различий между трубками можно отметить минимум по титану для Обнаженной. Однако минимум по Ti больше характерен для карбонатитового расплава, как и характерный для трубки Обнаженная максимум по Hf. В целом лерцолиты и оливиновые вебстериты близки по коэффициентам распределения, подтверждая единое происхождение.

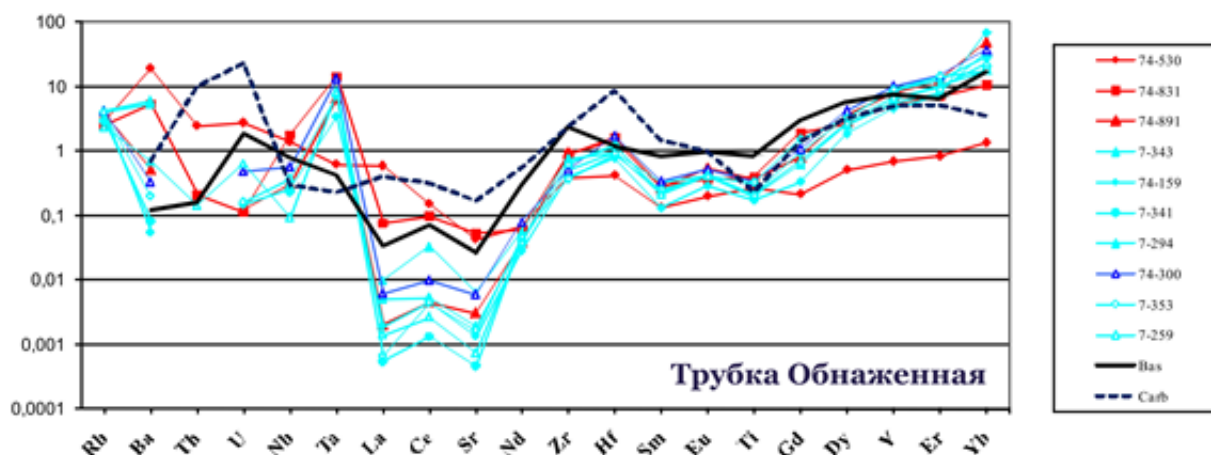


Рисунок 6.2. Коэффициенты распределения редких элементов между гранатом и клинопироксеном ( $D^{Grt/Cpx}$ ) и их сопоставление с  $D^{Grt/Cpx}$  в базальтовом (Bas – толстая черная линия) и карбонатитовом (Carb – толстая синяя пунктирная линия) расплавах.

А - Трубка Обнаженная. Красные - Sp- and Sp-Grt лерцолиты; голубые- Ol-вебстериты.

Значения  $D^{Grt/Cpx}_{баз}$  (Bas) и  $D^{Grt/Cpx}_{баз}$  (Carb) рассчитаны по опубликованным коэффициентам распределения  $D^{Grt/расплав}$  и  $D^{Cpx/расплав}$ .  $D^{Grt/Cpx}_{баз}$  (Bas) - по [Johnson, 1998], Ba, Th, U – по [Halliday et al, 1995; Hauri et al, 1994], Eu, Er – по [Johnson, 1998; Hauri, 1994], Ta – по [Halliday et al, 1995; Lundstrom et al, 1998].  $D^{Grt/Cpx}_{carb}$  (Carb) - по [Brey et al, 2008; Klemme et al, 1995], Ti – по [Girnis et al, 2006; Klemme et al, 1995], Yb – по [Brey et al, 2008; Blundy et al, 2000], Th, U - по [Brey et al, 2008; Jones et al, 1995].

Следует отметить, что выделенная в Главе 3 по петрографическим данным железистая ильменит-флогопитовая группа пород испытала метасоматоз - замещение первичных минералов, и ее кристаллизация, скорее всего, была неравновесной, сопровождалась привнесением калия и титана. Поэтому эта группа представляет определенные трудности в определении условий P-T кристаллизации и состава первичных расплавов.

Таким образом, рассмотренные флогопит-содержащие ксенолиты из кимберлитовых трубок Куойкского поля (северо-восток Сибирского кратона) по своим петрографическим особенностям, химии минералов и геохимическим признакам принадлежат к разным генетическим образованиям и, вероятно, к разным этапам эволюции литосферной мантии Биректинского террейна.

Phl-Amph метасоматиты маркируют бывшие флюиды-расплавы, поступавшие, возможно, из субдукционного слэба и инициирующие развитие расплавов в вышележащем мантийном клине. Позднее эти флюиды-расплавы оказывали метасоматизирующее воздействие на перидотиты литосферной мантии



и сохранились в виде модальных Phl-Amph метасоматитов. Время развития Mg-группы и Phl-Amph метасоматитов, скорее всего, может быть отнесено ко времени формирования протолита литосферной мантии Биректинского террейна (~ 2.4 млрд. лет).

Сложная группа Phl-Plm пород, вынесенная кимберлитами Куойкского поля в виде ксенолитов, по всей вероятности, является более поздней по сравнению с Mg-группой и с Phl-Amph метасоматитами. Две группы (Phl-Plm гипербазиты и порфиоровидные слюдиты I типа) можно отнести к типичным мантийным калиевым ультраосновным - основным магматитам. Деформированные слюдиты II типа являются типичными метасоматическими породами глубинных разломов и сформировались за счет магматических Phl-Plm пород двух первых групп. На данном этапе исследований можно предположить, что Phl-Plm породы возникли в результате калиевого ультраосновного и основного магматизма в верхнем протерозое и нижнем кембрии на Севере Сибирской платформы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе была изучена коллекция мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Куойкского поля, в основном, из трубки Обнаженная. Ксенолиты из трубки Обнаженная отражают состав литосферной мантии под Куойкским полем и этапы ее эволюции. На основании петрографических характеристик, химического состава пород и минералов, а также изотопных исследований были выделены три генетически различные группы ксенолитов:

**А.** Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н. магнезиальная группа, составляющая около ~ 80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

**Б.** Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов);

**В.** Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов)..

Первичным породам литосферной мантии предположительно соответствуют гарцбургиты и лерцолиты с низким содержанием клинопироксена. Данные породы характеризуются наиболее деплетированными химическими составами и распределением PGE, близким к реститам, соответствующим уменьшению концентраций от Os к Re. Re-Os датировки данной группы пород, скорее всего, могут быть отнесены ко времени формирования протолита литосферной мантии Биректинского террейна (~ 2.2 - 2.4 млрд. лет). В дальнейшем данные породы претерпели метасоматические и метаморфические преобразования, скорее всего, неоднократные.

Дальнейший этап развития магнезиальной группы связан со становлением Сибирского кратона (~1.7 – 2.0 млрд. лет). На основании распределения PGE в породах в зависимости от процентного содержания клинопироксена, можно сделать вывод, что породы с распределением элементов платиновой группы, близким примитивной мантии, отличаются наибольшим содержанием клинопироксена, что соответствует обогащению Pt, Pd и Re. Возможно,

воздействие таких расплавов было неоднократным, но последний этап наиболее четко прослеживается с помощью модального Phl-Amph метасоматоза. На основании развития флогопита и амфибола по пироксенам в породах магнезиальной группы, химическому составу минералов нами сделан вывод о воздействии на перидотиты метасоматизирующих силикатных расплавов, обогащенных элементами группы HFSE и редкоземельными элементами. Возраст метасоматических преобразований по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировкам равняется ~1.7 млрд лет. Распределение редкоземельных элементов в гранатах из магнезиальной группы и флогопит-ильменит – содержащих ксенолитов свидетельствуют о равновесии с расплавом предположительно базальтового состава, чего нельзя сказать о гранате из эклогитов и клинопироксенитов. Однако природа данного расплава остается до конца не выясненной. Ксенолиты испытали воздействие кимберлитовых флюидов, в результате чего произошли серпентинизация, карбонатизация и изменился валовый состав пород. Реконструирование состава расплавов должно производиться на основе редкоэлементного состава минералов.

Присутствие эклогитов, гранатовых клинопироксенитов, а также тяжелый изотопный состав кислорода в минералах из данных пород предположительно указывает на участие субдукционной компоненты в формировании литосферной мантии под Биректинским террейном.

В дальнейшем в неопротерозое на литосферную мантию под Куойкским полем воздействовали гораздо более высококалийные, железистые и титанистые расплавы, о которых можно судить по формированию в смежных районах Молодинского дайкового роя, а также Молодинского и Куойкского кимберлитовых полей.

Ряд вопросов относительно эволюции литосферной мантии под Куойкским кимберлитовым полем остается дискуссионным. Природа метасоматизирующих агентов, а также последовательность проявления метасоматических процессов остались не окончательно выясненными и требуют дальнейших исследований и расчетов. К сожалению, в данный момент у нас отсутствуют данные по Rb-Sr и Sm-Nd изотопной систематике граната и клинопироксена из магнезиальной

группы пород, которые могли бы пролить свет на решение данного вопроса (в частности, определить изотопный источник и время формирования данных минералов). Также остался открытым вопрос о времени формирования эклогитовых разновидностей ксенолитов. и об участии вещества плюмов и древней субдуцированной коры.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. - Новосибирск: Наука, 1984. - 228 с.
- Бобриевич, А.П., Бондаренко, М.Н., Гневушев М.А., Красов, Л.М. Смирнов, Г.И., Юркевич, Р.К. Алмазные месторождения Якутии / В.С. Соболев (ред.), Москва, 1959а.- 526 с.
- Бобриевич А.П., Илупин Н.П., Козлов И.Т. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. - 190 с.
- Бобриевич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. - В сб.: «Петрография Восточной Сибири», 1962. - т. I. Изд-во АН СССР, с.341-416.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. Пер с англ.– М.: Мир, 1974. – 374 с.
- Брахфогель Ф. Ф., Ковальский В. В., Кривонос В. Ф., Зайцев А. И. Возраст кимберлитопоявлений района Оленекского поднятия. В кн.: Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск. 1980. С. 6-36.
- Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. О возрасте кимберлитовых тел Сибирской платформы. Советская геология. 1978. № 4. С. 133-139.
- Виноградов А.П. Метеориты и земная кора// Известия АН СССР. 1959. №10. С. 5-27.
- Виноградов А.П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии// Геохимия. 1970. №4. С. 389-403.
- Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. – М.: Наука, 1976. – 284 с.
- Владыкин Н. В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье)// Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1038-1049.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Харькив А.Д., Чистякова В.Ф. Минералогия ильменитовых гипербазитов из кимберлитовой трубки Обнаженная // Известия АН СССР. Сер. геол. 1985. №5. С.85-101.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П., Сошнина Л.Т. Минералогия ильменитовых гипербазитов кимберлитовой трубки Мир// Известия Академии наук СССР. Сер. геол. 1983. №2. С. 84–95.
- Даусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них – М: Мир, 1983 – 300 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 200 с.
- Дэвис Г.Д., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам// Доклады АН СССР. 1980. Т. 254, № 1. С. 175-179.

- Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород Кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. – 108 с.
- Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Панин А.В., Евтушенко О.В., Рагозин А.Л., Каги Х. Свидетельства фазовых переходов минеральных включений в сверхглубинных алмазах из месторождения Сао-Луис (Бразилия) // Геология и геофизика. 2015. № 1-2. С. 384-396.
- Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов кислорода силикатов и окислов. XVII симпозиум по стабильным изотопам. Тезисы докл. М.: ГЕОХИ, 2004. С. 96 - 97.
- Ильина О. В., Тычков Н. С., Агашев А. М., Головин А. В., Изох А. Э., Козьменко О. А., Похиленко Н. П. Распределение элементов группы платины в деформированных лерцолитах трубки Удачная (Якутия)// ДАН. 2016. Т. 467, № 6. С. 694–697.
- Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л. М., Брахфогель Ф. Ф., Speziус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом// Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №1. С. 91-99.
- Киселев А. И., Кочнев Б. Б., Ярмолук В. В., Егоров К. Н. Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие)// ДАН. 2015. Т. 465, № 6. С. 700–705.
- Киселев А. И., Ярмолук В. В., Колодезников И. И., Стручков К. К., Егоров К. Н. Северо-восточная граница Сибирского кратона и особенности ее формирования (на примере проявлений нижнекембрийского и девонского внутриплитного магматизма)// ДАН. 2012. Т. 447, № 2. С. 1–7.
- Киселев А. И., Ярмолук В. В., Томшин М. Д., Никифоров А. В., Егоров К. Н. Пермо-триасовые траппы востока Сибирского кратона: к проблеме оценки источников фанерозойского внутриплитного магматизма// ДАН. 2014. Т. 455, № 2. С. 192–198.
- Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков. Геохимия. 1978. №7. С. 1004-1014.
- Костровицкий С. И., Адмакин Л. А. Находка ксенолита древесины в кимберлитовой трубке Обнаженная. - Геология и геофизика. 1991. №11. С. 82-84.
- Костровицкий С. И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Соловьева Л.В., Горнова М.А. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов// ДАН. 2008. Т.420, №2. С. 225-230.
- Костровицкий С.И. Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Суворова Л.Ф. Изотопный состав в минералах мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии// ДАН. 2012. Т. 444, №1. С. 61-66.

- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А. Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кратон и Кимберлит // Физика Земли. 2011. № 3. - С. 3–23
- Мальков Б.А., Густомесов В.А. Юрская фауна в кимберлитах Оленекского поднятия и возраст кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы. ДАН СССР. 1976. Т. 229. № 2. С. 435-438.
- Мальков Б.А., Силин Ю. И., Цовбун Я.М. Радиологическое доказательство ксеногенности «порфировых вкрапленников» оливина, пиропы, хромдиопсида в кимберлитах. Доклады АН СССР. 1979. Т.245, №4. С. 927-929.
- Милашев В.А., Шульгина Н.И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. ДАН СССР. 1959. Т. 126. № 6. С. 1320-1322.
- Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленек) // ЗВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 3. С. 284-298.
- Милашев В.А., Крутойский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.М. Кимберлитовые породы и пикритовые порфириды северо-восточной части Сибирской платформы // Труды НИИГА. 1963. Т. 126.
- Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирда Н. П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 86-100.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / М.А. Афанасьева, Н. Ю. Бардина, О.А. Богатилов; под. ред. О.А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.
- Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009. - 200 с.
- Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из южно-африканских и сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов. Геология и геофизика. 1997. Т.38., №1. С. 100-111.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Боуд Ф.Р., Пирсон Г.Ф., ДНимизу Н. Метакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1993. - № 1. - С.71-84.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю Т. Ксенолит алмазонасного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР. 1976. - Т. 231, № 2. - С. 438-441.
- Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449, № 1. С. 76-79.
- Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной

мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом// Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1-2. С. 361-383.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 594 с.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции// Геотектоника. 2003. №3. С.3-21.

Розен О.М., Манаков А.В, Серенко В.П. Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции// Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1259-1272.

Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26

Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. - М.: Научный мир, 2006. 210 с.

Савостин Л.А., Павлов В.Е., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е. Месторождения юрского возраста в западной зоне Омолонского блока: условия образования и м\палеомагнетизм// ДАН. 1993. Т. 333. С. 481-486.

Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии. Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 420—423.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 263 с.

Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. В кн.: Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО Наука, 1994. – 256 с.

Соловьева Л.В., Егоров К.М., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Воронкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 172-193.

Соловьева Л.В., Горнова М.А., Маркова Е.М. Ложкин В.И. Геохимическая идентификация гранулитов из ксенолитов в кимберлитах Якутии// Геохимия. 2004. № 3. С. 270–287.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами// Геология и геофизика. 2008. Т.49, № 4. С. 281 – 301.

Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-магнитная - индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона// Геология и геофизика. 2012. Т. 53, №12. С. 1698-1721.



Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. – М.: Наука, 1990. – 272 с.

Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов// Всероссийская конференция по аналитической химии «Аналитика России». Москва. 2004. С. 157-158.

Тектоника, геодинамика и металлогения республики Саха (Якутия) Отв. Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. – Изд-во НГУ: Новосибирск, 2008. – 150 с.

Тэйлор Л.А., Специус З.В., Уизли Р., Спикуцца М., Вэлли Д.У. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов// Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. - С. 1198-1206.

Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А., Гаврилов Е.Я. Изотопный состав кислорода эклогитов из кимберлитовых трубок Удачная и Обнаженная// Геохимия. 1987. Т. 11. С. 1637-1641.

Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А. Изотопный состав кислорода минеральной ассоциации оливин-хромшпинелид // Геохимия. 1989. № 2. С.306-310

Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука, 1988 – 286 с.

Уханов А. В. Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке// Геохимия. 1976. №9. С. 1300-1307.

Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазом мира. - М.: Недра, 1998. - 555 с.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. – М.: Научный мир, 2006. – 368 с.

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Поздневендские калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы)// Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, №3. С. 678—682.

Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.И., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия)// Геология и Геофизика. 1990. № 12. С. 42-50.

Alifirova TA, Pokhilenko LN, Malkovets VG and Griffin WI Petrological inferences for the role of exsolution in upper mantle: evidence from the Yakutian kimberlite xenoliths // Proceeding of 10IKC (2012, Bangalore, India) - №048 (CD-R disk).

Afonin V.P., Finkelshtein A.L., Borkhodoev V.J., Gunicheva T.N. X-Ray-Fluorescence Analysis Of Rocks By The Fundamental Parameter Method // X-Ray Spectrom. 1992. V. 21: N. 2. P. 69-75.

Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya// Lithos. 2013. V. 160-161. P. 201-215.

Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Surgutanova E.A., Sharygin I.S. Metasomatism in cratonic mantle root: insight from geochemistry of deformed peridotite xenoliths of Udachnaya pipe// Proceeding of 10IKC (2012, Bangalore, India) - №044 (CD-R disk).

Aulbach, S., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Doyle, B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada. Journal of Petrology. 2007. V. 48, P. 1843–1873

Aulbach S. Craton nucleation and formation of thick lithospheric roots// Lithos. 2010. V. 149. P.16-30.

Barrell J. The strength of the Earth's crust// Journal of Geology. 1914. V.2, №5. P. 441–468.

Blanco D. , Kravchinsky V. A., Konstantinov K. M., Kabin K. Paleomagnetic dating of Phanerozoic kimberlites in Siberia// Journal of Applied Geophysics. 2013. V. 88. P. 139–153.

Blundy J., Dalton J. Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism// Contrib. Miner. Petrol. 2000. V. 139. P. 356–371.

Barry, P.H., Hilton, D.R., Day, J.M.D., Pernet-Fisher, J.F., Howarth, G.H., Magna, T., Agashev, A.M., Pokhilenko, N.P., Pokhilenko, L.N., Taylor, L.A. Helium isotopic evidence for modification of the cratonic lithosphere during the Permo-Triassic Siberian flood basalt event// Lithos. 2015. V.217. P.73–80.

Boyd, F.R. and Nixon, P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. In L.H. Ahrens et al., Eds., Proceedings of the First International Kimberlite Conference, Physics and Chemistry of the Earth, 1975. V.9. P. 431–454.

Boyd, F.R. and Nixon, P.H. Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa// Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. V.42. P.1367–1382.

Boyd F.R., Nixon P.H. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa // Lesotho kimberlites. Maseru. 1973. P. 254-268.

- Boyd F. R. A Siberian geotherm based on lherzolite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, U.S.S.R // *Geology*. 1984. V.12. P. 528–530.
- Boyd, F.R., Mertzman, S.A. Composition and structure of the Kaapvaal lithosphere, southern Africa. In: Mysen, B.O. (Ed.), *Magmatic Processes, Physicochemical Principles*. Geochemical Society, Washington, DC, 1987. P. 13– 24.
- Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere// *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V. 96. P. 15–26.
- Boyd, F.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., 1993. Low-calcium garnet harzburgites from southern Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization// *Contrib.Mineral. Petrol*. 1993. V.113. P.352–366.
- Boyd, F.R. Spinel-facies peridotites from the Kaapvaal root. In: Gurney, J. (Ed.), *Proc. 7th Inter. Kimb. Conf.. Red Roof Designs, Capetown*, 1999. P. 40– 48.
- Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., Sobolev, N.V., Finger, L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V.128. P. 228-246.
- Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites. I. Experimental Results from 10 to 60 kbar // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 1313-1352.
- Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 1353-1378.
- Brey G.P., Lahaye Y., Bulatov V.K., Gurnis A.V. Experimental melting of carbonated peridotite at 6-10 GPa// *J. Petrol*. 2008. V. 49. № 4. P. 797-821
- Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry// *Journal of Petrology*. 2004. V.45. – P. 609–634.
- Canil D. Mildly incompatible elements in peridotites and the origins of mantle lithosphere// *Lithos*. 2004. V.77. P.375-393.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities// *Geological Society of America Bulletin*. 1965. V.76. – P. 483–508.
- Doucet, L.S., Ionov, D.A., Golovin, A.V., Pokhilenko, N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia// *Earth Planet. Sci. Lett*. 2012. V. 359–360. P.206–218.
- Doucet, L., Ionov, D., Golovin, A., 2013. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia// *Contrib. Mineral. Petrol*. 2013. V.165. P.1225–1242.

Doucet L. S., Ionov D. A. and Golovin A. V. Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Chem. Geol.* 2015. V. 391. P. 42–55.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1979. V. 71. P. 13-22.

Erlank, A. J., Waters, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S. and Menzies, M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa. *Mantle Metasomatism*, eds. Menzies, M. A., and Hawkesworth, C. J. Academic Press, London, 1987. pp. 221-311.

Erlank A.J., Water F.G., Haggerty S.E., Hawkesworth C.J. Characterisation of metasomatic processes in peridotite nodules contained in kimberlite // 4-th Int. Kimb. Conf.: Ext. Abstr. -Perth, 1986. P. 232 - 234.

Ernst R.E., Wingate M. T. D., Buchan K. L., Li Z. X. Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents// *Precambrian Research.* 2008. V. 160, №1-2. P. 159-178.

Gannoun A., Burton K.W., Day J.M.D., Harve J., Schiano P. & Parkinson I. Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings// *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2016. V.81 P.651-724

Girnis A.V., Bulatov V.K., Lahaye Y., Brey G.P. Partitioning of trace elements between carbonate-silicate melts and mantle minerals: experiment and petrological consequences// *Petrology.* 2006. V. 14. № 5. P. 492-514.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R., Wingate M.T.D., Söderlund, U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction// *Precambrian Res.* 2010. V.183, №3. P. 660–668.

Griffin W.L., Sobolev, N.V., Ryan C.G., Pokhilenko, N.P, Win, T.T. and Yefimova, Y. 1993. Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere// *Lithos.* 1993. V.29. P.235-256.

Griffin, W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T., Ilupin I.P. Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics.* 1996. V. 262. P. 19–33.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian Lithosphere Traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics.* 1999. V.310. – P. 1–35.

Griffin et al., 1999 Griffin W.L., Shee S., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1999. V. 134, №2 -3. P. 232-250.

- Griffin W.L., and O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? // *Episodes* . 2007. V. 30. - P. 43-53.
- Green, D. H. and Ringwood A. E Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions// *Phys. Earth Planet. Int.* 1970. №3. P. 359-371.
- Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall // *Journal of Petrology*. 2000. V.5. P. 134–188.
- Gregoire, M., Bell D.R. and Roux A.P.L. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V.142. P.603-625.
- Gregorie, M., Bell, D.R. and Le Roex, A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history// *Journal of Petrology*. 2003. V. 44, № 4. P. 629 – 657.
- Halliday A.N., Lee D.–C., Tommasini S. et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle// *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
- Harte B., Gurney J.J. Evolution of clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor kimberlite pipe, South Africa // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1975. 9. 367-387.
- Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Geochemical and fluid dynamic investigations into the nature of chemical variability in the Earth's mantle // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 149–166.
- Helmstaedt, H.H., Gurney, J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection// *Journal of Geochemical Exploration*. 1995. V.53. P. 125–144.
- Herzberg C.T. The bearing of phase equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet websterites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1978. V. 66. P. 375-382.
- Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology// *Journal of Petrology*. 2004. V.45. P. 2507–2530.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression// *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 292. P. 79–88
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths//*Lithos*. 2014. V.184-185. P.209-224.
- Ionov D.A., Doucet L. S., Ashchepkov I.V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite// *Journal of petrology*. 2010. V.51. №2. P. 2177-2210.
- Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W , Golovin A.V. Korsakov A.V. Post Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE

study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite// *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 165. P. 466–483.

Ionov D.A., Carlson R. W., Doucet L.S. Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite// *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 428. P.108-119

Izokh A.E., Medvedev A.Y., Fedoseev G.S., Polyakov G.V., Nikolaeva I.V., Paleskii S.V. Distribution of PGE in Permo-Triassic basalts of the Siberian Large Igneous Province// *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V.57, №5. P. 809-821.

Ireland, T.R., Rudnick, R.L., Spetsius, Z., 1994. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 199–213.

Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavnitskaya G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust// *Geochim. et Cosmochim Acta*. 1994. V. 58. P. 5191-5207.

Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 295-316.

Johnson K.T.M. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 60–68.

Jones, A. P., Smith, J. V. and Dawson, J. B. Mantle metasomatism in 14 veined peridotite xenoliths from Bultfontein Mine, South Africa//*Journal of Geology*. 1982. V.90. P.439-453.

Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murrell M.T. et al. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. №7. P. 1307–1320.

Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein, S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. P. 397-406.

Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N. Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton// *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 45. P. 1–16.

Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Ivanov A.V., Egorov K.N. Middle Paleozoic basaltic and kimberlitic magmatism in the northwestern shoulder of the Vilyui Rift, Siberia: relations in space and time// *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V.5. P. 144–152.

Klein-BenDavid O., Pearson D.G. Origins of subcalcic garnets and their relation to diamond forming fluids – Case studies from Ekati (NWT – Canada) and Murowa (Zimbabwe) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 73, № 3. – P. 837 – 855.

Klemme S., van der Laan S.R., Foley S.F., Günther D. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions// *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 439–448.

- Koreshkova M. Y., Downes H., Nikitina L. P., Vladykin N. V., Larionov A. N. and Sergeev S. A. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia// *Precambr. Res.* 2009.V. 168. P. 197–212.
- Krogh Ravna E. The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>– Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology.* 2000. V. 18. P. 211–219.
- Krogh Ravna, E.J., Paquin, J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // *EMU Notes in Mineralogy.* 2003. V. 5. Chapter 8. P. 229 – 259.
- Krogh Ravna E., Terry, M.P. Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists – an evaluation of equilibria among garnet–clinopyroxene–kyanite–phengite–coesite/quartz// *Journal of Metamorphic Geology.* 2004. V.22. P. 579–592.
- Krogh, E. J., 1988. The garnet–clinopyroxene Fe–Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 44–48
- Kuz'min M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic within-plate magmatism of North Asia: absolute paleogeographic reconstructions of the African large low-shear-velocity province// *Geotectonics.* 2011. V. 45, № 6. P. 415–438.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps Charles E. S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The nomenclature of minerals: a complication of IMA reports. 1998. P. 49–77.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele D., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. // *Precambrian Research.* 2008. V. 160. P. 179-210.
- Liu Chuan-Zhou, Liu Zhi-Chao, Wu Fu-Yuan, Chu Zhu-Yin Mesozoic accretion of juvenile sub-continental lithospheric mantle beneath South China and its implications: Geochemical and Re-Os isotopic results from Ningyuan mantle xenoliths// *Chemical geology.* 2012. V.291. P.186-198.
- Love A.E.H. Some problems of geodynamics - Cambridge UP, 1911. - 180 p.
- Lundstrom C.C., Shaw H.F., Ryerson F.J., Williams Q. et al. Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle - evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge// *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. №12. P. 2849–2862.
- Luguet A., Reisberg L. Highly siderophile element and <sup>187</sup>Os signatures in non-cratonic basalt-hosted peridotite xenoliths: unravelling the origin and evolution of the post-archean lithospheric mantle//*Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2016. V.81. P. 305-367.

- MacGregor I.D., Manton W.I., Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust// *Journal of Geophysical Research*. 1986. V.91. P.14093–14079.
- MacGregor I.D. Petrological structure of the upper mantle beneath the South African shield // *International Kimberlite Conference Abstract*. University of Cape Town. 1973. P. 207-209.
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. – 1994. - V. 128. - P. 231-241.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth// *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223-253.
- Mercier J.-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // *Journal of Petrology*. 1975. V. 16. № 2. P. 454-487.
- Metasomatism in oceanic and continental lithosphere mantle. Coltorti M., Grégoire M (Eds.). - Geological Society, London, Special Publications, 2008. V. 293. – 359 pp.
- Metasomatism and the chemical transformation of rock The role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes (Lecture notes in earth system sciences) Daniel E. Harlov, Håkon Austrheim (Eds.) – Springer, 2013. – 795 p.
- Nasdala L., Kostrovitsky S., Kennedy A. K., Zeug M. Retention of radiation damage in zircon xenocrysts from kimberlites, Northern Yakutia// *Lithos*. 2014. V. 206–207. P. 252–261.
- Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 73. P. 158-170.
- Nimis P., Taylor W.R. Single Clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. - *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V.139. P.541–554.
- Nimis, P., Grutter, H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 159. P. 411 – 427.
- Nixon, P.H., Boyd, F.R. The discrete nodule association in kimberlites of northern Lesotho. In *Lesotho Kimberlites* (Nixon P.H., ed.). Lesotho National Development Corp., Maseru. 1973. P. 67–75.
- O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L. Mantle Metasomatism. In D.E. Harlov and H. Austrheim (eds.) *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*, Lecture Notes in Earth System Sciences, 2012. pp. 467-528.
- Pearson D. G., Shirey S. B., Carlson R. W., Boyd F. R., Pokhilenko N. P. and Shimizu N. Re–Os, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage Metasomatism// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V.59. P. 959–977.



Pearson D.G., and Wittig N. Formation of Archaean continental lithosphere and its diamonds: The root of the problem// *Geological Society of London Journal*. 2008. V.165. P. 895–914.

Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G. et al. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics// *Lithos*. 2015. V.218-219. P. 141-154.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. 1977. V.38. P.279–296.

Shervais, J.W., Taylor, L.A., Lugmair, G.W., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Korotev, R.L. Early proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa// *Geol.Soc. Amer. Bull.* 1988. V.100. P. 411-423.

Shirey, S.B., Carlson, R.W., Richardson, S.H., Menzies, A., Gurney, J.J., Pearson, D.G., Harris, J.W., Wiechert, U., 2001. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton. *Geophysical Research Letters*. 2001. V.28. P.2509–2512.

Simon N.S.C., Carlson R.W., Pearson D.G., Davies G.R. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48(3). P. 589-625.

Simon, N.S.C., Irvine, G.J., Davies, G.R., Pearson, D.G., Carlson, R.W. The origin of garnet and clinopyroxene in “depleted” Kaapvaal peridotites // *Lithos*, 2003. V. 71. P. 289 – 322.

Spetsius, Z.V., Taylor, L.A. Partial melting in mantle eclogite xenoliths: connections with diamond paragenesis// *International Geology Review*. 2002. V. 44. P. 973–987.

Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L., O’Reily S.Y., Pearson N.I. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implication for the dating of diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 11-126.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Sp. Pub. 1989. V. 42, pp 313–345

Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang You-Heng, Yang Jin-Hui. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis// *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 283-295.

Taylor, L.A., Snyder, G.A., Keller, R., Remley, D.A., Anand, M., Wiesli, R., Valley, J., Sobolev, N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: Evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia// *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V.145. P. 424-443.

- Travin A. V., Yudin D. S., Vladimirov A. G., Khromykh S. V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area. // *Geochemistry International*. 2009. V. 47 №11 P.1107-1124.
- Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melts// *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. – P. 1-11.
- Van Acherbergh E., Griffin W.L., Stiefenhofer J. Metasomatism in mantle xenoliths from the Lethakane kimberlites: estimation of element fluxes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 141. P. 397-414.
- Van Acherbergh E., Griffin W.L., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kivi K., Doyle B.J. Melt inclusions from the deep Slave lithosphere: implication for the origin and evolution of mantle derived carbonatite and kimberlite // *Lithos*. 2004. V. 76. P. 461-474.
- Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere// *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 29–60.
- Walter M.J. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere. In: Fei, Y., Bertka, M., Mysen, B.O. (Eds.). *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation* // The Geochemical Society, Spec. Publ. Houston: TX, 1999. P. 225- 240.
- Wiggers de Vries D. F., Pearson D. G., Bulanova G. P., Smelov A.P., Pavlushin A. D. and Davies G. R. Re–Os dating of sulphide inclusions zonally distributed in single Yakutian diamonds: Evidence for multiple episodes of Proterozoic formation and protracted timescales of diamond growth// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V.120. P. 363–394.
- Woodland S.J., Pearson D.G., Thirlwall M.F. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Less Antilles arc, and the Ize-Bonin arc// *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 171-198.
- Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis// *Chemical Geology*. 2007. V.240. P. 151-162.
- Zedgenizov D.A., Ragozin A.L. Chloride-carbonate fluid in diamonds from the eclogite xenolith// *Doklady Earth Sciences*. 2007. V.415, №6. P.961-964.
- Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics// *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493-571.

## Приложения

### Приложение 1. Составы пород ксенолитов из трубки Обнаженная

**Таблица 1.1** Анализы пород ксенолитов на петрогенные элементы.

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
<b>Гарцбургиты</b>													
<b>06-212</b>	42.80	0.01	1.08	2.35	5.21	0.12	42.00	1.48	0.10	0.08	0.85	<b>4.04</b>	99.95
<b>06-216</b>	40.85	0.01	1.10	3.24	4.90	0.11	40.92	1.00	0.11	0.04	0.83	7.65	99.90
<b>06-218</b>	43.59	0.03	1.59	1.98	5.73	0.12	40.97	1.19	0.09	0.08	0.75	4.32	99.96
<b>06-223</b>	39.91	0.02	0.91	1.73	6.00	0.14	42.92	3.86	0.11	0.04	2.72	1.03	100.15
<b>7-297</b>	46.09	0.07	2.64	1.74	4.32	0.12	37.47	2.57	0.17	0.05	1.30	3.29	100.00
<b>7-330</b>	39.43	0.03	0.88	2.40	5.28	0.14	43.18	2.72	0.11	0.07	1.99	4.00	100.07
<b>74-318</b>	41.31	0.02	0.75	2.75	7.55	0.11	41.76	0.45	0.10	0.05	0.19	8.00	99.99
<b>74-530</b>	45.55	0.07	4.30	1.81	5.22	0.11	37.07	1.00	0.22	0.11	н.а.	3.18	97.67
<b>74-809</b>	40.92	0.08	2.74	1.78	5.16	0.11	40.01	2.16	0.16	0.13	н.а.	5.59	98.66
<b>74-807</b>	41.32	0.04	3.75	1.81	5.61	0.13	40.04	3.15	0.21	0.16	н.а.	2.56	98.60
<b>74-808</b>	43.20	0.12	0.38	1.29	4.71	0.15	40.00	3.64	0.18	0.10	н.а.	3.06	96.70
<b>74-812</b>	44.42	0.12	2.21	0.76	4.78	0.13	38.10	5.05	0.23	0.11	н.а.	3.16	98.99
<b>Лерцолиты</b>													
<b>06-228</b>	42.64	0.11	2.47	2.14	4.57	0.11	38.87	3.90	0.44	0.11	0.86	3.77	99.96
<b>7-332</b>	41.50	0.09	1.38	1.77	4.95	0.12	39.02	6.79	0.36	0.07	2.03	1.77	99.99
<b>7-329</b>	36.43	0.10	2.14	3.01	4.23	0.13	40.79	4.49	0.20	0.14	3.99	3.89	99.83
<b>7-341</b>	43.96	0.13	2.81	1.42	4.67	0.12	38.59	5.12	0.49	0.03	1.26	1.60	100.00
<b>7-343</b>	39.80	0.10	2.27	1.76	5.97	0.14	41.19	3.77	0.21	0.11	1.80	2.71	100.02
<b>7-366</b>	42.98	0.35	5.29	2.97	4.20	0.13	31.18	6.42	0.48	0.24	1.85	3.95	100.11
<b>74-164</b>	45.39	0.11	4.00	1.81	5.14	0.09	33.74	6.90	0.56	0.08	0.45	3.78	99.80
<b>74-893</b>	47.32	0.29	4.40	1.64	5.62	0.11	33.77	2.29	0.25	0.10	0.40	4.94	99.09
<b>74-900</b>	48.64	0.35	7.00	0.69	4.66	0.11	27.22	5.89	1.02	0.18	0.33	3.39	98.46

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
<b>74-979</b>	47.10	0.71	11.30	0.75	4.65	0.14	20.16	10.93	<b>1.40</b>	0.28	0.66	1.00	98.67
<b>74-831</b>	41.02	0.35	7.10	1.29	6.68	0.20	30.44	6.16	0.45	0.47	1.51	3.95	99.82
<b>74-1А</b>	49.74	0.20	7.10	0.97	4.33	0.09	24.00	10.28	0.79	0.21	0.70	2.73	99.47
<b>Оливиновые вебстериты</b>													
<b>7-259</b>	48.29	0.21	8.52	1.99	4.74	0.13	25.88	5.31	1.09	0.15	0.68	2.88	99.92
<b>7-421</b>	40.16	0.23	12.85	1.19	5.81	0.24	24.95	5.40	0.44	0.13	0.36	3.15	99.57
<b>74-159</b>	48.69	0.12	8.55	1.42	4.56	0.12	23.80	10.69	0.56	0.14	0.22	1.65	99.88
<b>74-137</b>	43.52	0.11	4.70	1.61	5.02	0.12	32.96	8.99	0.53	0.10	0.11	2.86	99.91
<b>Вебстериты</b>													
<b>7-294</b>	45.30	0.19	5.59	1.16	5.12	0.15	32.80	6.37	0.67	0.06	1.26	1.32	99.96
<b>7-215</b>	51.83	0.13	3.16	1.98	4.63	0.15	25.69	9.61	0.27	0.17	0.38	1.68	99.99
<b>7-336</b>	44.69	0.06	4.98	2.09	4.22	0.11	28.60	8.92	0.38	0.16	1.46	4.72	99.78
<b>7-337</b>	45.78	0.19	8.86	2.70	6.69	0.16	23.59	7.15	0.89	0.15	0.58	3.25	100.06
<b>74-289</b>	47.90	0.22	13.70	1.33	4.77	0.13	20.26	8.88	0.84	0.23	0.11	2.08	100.34
<b>74-152</b>	46.12	0.32	16.00	0.59	4.50	0.15	21.36	8.41	0.92	0.24	0.22	1.24	99.85
<b>74-300</b>	47.30	0.29	7.40	1.70	8.00	0.20	23.89	5.60	1.17	0.11	0.40	3.76	100.42
<b>74-980</b>	47.90	0.42	10.20	1.27	4.90	0.17	24.29	7.29	1.09	0.22	0.22	2.64	100.39
<b>74-981</b>	46.58	0.33	9.80	1.67	9.81	0.14	23.44	4.47	0.10	0.14	0.11	3.79	100.27
<b>Ортопироксениты</b>													
<b>06-288</b>	53.37	0.22	4.82	1.36	4.37	0.10	32.15	1.74	0.42	0.05	0.12	1.02	100.03
<b>74-161</b>	52.60	0.08	4.75	1.85	4.91	0.10	32.77	1.81	0.20	0.09	н.а.	2.34	100.50
<b>74-819</b>	48.30	0.24	5.00	1.39	4.88	0.09	32.15	2.66	0.32	0.10	н.а.	5.26	100.39
<b>74-983-1</b>	49.30	0.18	4.80	0.37	6.18	0.12	31.85	2.52	0.19	0.10	н.а.	3.46	99.07
<b>74-998-1</b>	47.18	0.11	3.80	0.94	5.80	0.13	31.45	4.76	0.16	0.10	н.а.	3.05	97.48
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>													
<b>7-255</b>	49.29	0.35	11.01	1.64	4.81	0.15	21.93	8.10	1.45	0.13	0.09	0.84	100.04
<b>7-345</b>	49.48	0.09	5.59	1.35	2.49	0.12	20.55	15.58	1.88	0.48	0.89	1.96	99.89

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
<b>7-362</b>	45.25	0.17	4.02	1.94	2.79	0.14	31.05	<b>7.93</b>	<b>1.64</b>	0.18	1.84	3.16	99.81
<b>74-817</b>	47.69	0.53	8.10	1.22	4.60	0.12	23.69	9.82	1.57	0.29	0.77	1.83	99.46
<b>74-296</b>	55.20	0.27	4.80	5.60	5.04	0.08	27.80	1.80	0.40	0.10	н.а.	3.50	98.93
<b>OI-169-74</b>	40.07	0.11	3.38	1.87	6.41	0.09	38.35	2.11	0.40	0.25	н.а.	7.13	<b>98.30</b>
<b>OI 167-74</b>	53.00	0.17	6.50	7.20	6.48	0.10	20.26	10.26	1.33	0.09	н.а.	0.63	100.97
<b>OI 180-74</b>	52.00	0.17	6.95	4.60	4.14	0.09	19.87	12.45	1.38	0.09	н.а.	1.70	100.39
<b>74-142</b>	49.34	0.43	6.20	0.74	4.64	0.08	24.59	9.82	1.31	0.11	0.11	2.77	100.03
<b>Железистые клинопироксениты и эклогиты</b>													
<b>7-349</b>	43.43	0.14	12.20	2.67	6.37	0.15	20.32	8.36	1.36	0.10	1.20	3.38	100.08
<b>7-350</b>	44.71	0.10	17.21	2.10	7.74	0.16	17.07	8.87	1.12	0.10	<0.05	0.72	100.19
<b>7-352</b>	42.57	0.09	14.39	3.31	5.49	0.19	15.80	12.96	1.37	0.08	1.38	1.78	99.57
<b>7-354</b>	43.52	0.09	16.46	2.28	8.50	0.24	13.48	12.58	1.26	0.13	0.49	0.75	100.18
<b>7-367</b>	40.86	0.74	15.80	2.32	6.91	0.18	18.52	8.66	0.78	1.37	0.57	3.62	100.12
<b>7-379</b>	43.99	0.09	15.81	1.97	8.63	0.21	13.57	13.20	1.31	0.09	0.49	0.89	100.33
<b>7-394</b>	42.79	0.05	21.51	0.86	4.91	0.11	13.83	13.28	1.38	0.13	0.15	0.29	100.03
<b>Птм-Phl содержащие породы</b>													
<b>7-365</b>	42.00	0.80	10.08	2.83	7.45	0.23	25.67	5.10	0.31	0.98	1.66	2.96	99.95
<b>7-567</b>	42.16	2.04	7.26	3.03	3.76	0.09	27.86	1.44	0.29	4.53	0.42	7.37	99.19
<b>7-370</b>	44.15	2.93	7.87	3.81	6.11	0.20	18.87	10.14	1.29	0.86	0.32	2.71	99.25
<b>7-371</b>	41.34	3.98	7.31	3.65	4.65	0.10	26.68	1.63	0.31	4.38	0.66	6.49	99.71
<b>7-385</b>	35.56	0.64	6.93	4.76	4.45	0.19	26.63	5.90	0.27	1.41	3.96	9.44	99.76
<b>7-566</b>	42.43	1.76	4.51	3.32	4.76	0.15	25.94	6.42	0.52	3.28	2.38	5.16	99.93
<b>O-22/87</b>	33.78	6.81	3.89	12.70	8.83	0.20	22.33	8.58	0.35	3.08	5.64	4.19	99.78
<b>O-42/87</b>	38.40	2.22	1.91	9.02	4.84	0.25	23.89	11.28	0.40	1.43	6.99	4.42	99.89
<b>O-390/87</b>	43.91	1.35	7.10	9.24	6.19	0.19	23.11	9.29	0.83	0.66	1.20	4.06	99.90
<b>74-231</b>	44.88	1.97	6.99	8.41	5.42	0.17	21.31	10.16	0.90	1.31	1.53	3.55	99.85

	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b><u>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></u></b>	<b><u>FeO</u></b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b><u>CO<sub>2</sub></u></b>	<b><u>H<sub>2</sub>O</u></b>	<b>Сумма</b>
<b>Сл-141</b>	35.11	9.10	2.80	15.82	9.05	0.15	25.60	1.32	0.20	1.65	1.21	8.02	99.99
<b>Сл-171</b>	26.00	17.40	2.91	21.64	14.73	0.16	20.22	3.60	0.33	1.55	2.54	7.59	98.98
<b>Сл-249</b>	26.47	4.88	2.39	11.70	4.17	0.28	23.66	10.55	0.25	1.34	9.12	8.67	99.76
<b>Пт-25</b>	33.20	8.25	4.69	13.04	6.46	0.14	25.13	2.35	0.20	3.17	2.48	8.07	99.87
<b>Пт-30</b>	33.69	8.60	4.10	14.65	6.28	0.13	25.65	1.14	0.21	2.72	2.20	8.98	99.71

**Таблица 1.2.** Содержание редких элементов в породах ксенолитов из трубки Обнаженная.

Образец	06-216	7-297	7-330	7-343	7-366	74-318	06-288	7-255	7-337	7-421
SiO <sub>2</sub>	40.85	46.09	39.43	39.80	42.98	41.31	53.37	49.29	45.78	40.16
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.07	0.03	0.10	0.35	0.02	0.22	0.35	0.19	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	2.64	0.88	2.27	5.29	0.75	4.82	11.01	8.86	12.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.24	1.74	2.40	1.76	2.97	<b>2.75</b>	1.36	1.64	2.70	1.19
FeO	4.90	4.32	5.28	5.97	4.20	7.55	4.37	4.81	6.69	5.81
MnO	0.11	0.12	0.14	0.14	0.13	0.11	0.10	0.15	0.16	0.24
MgO	40.92	37.47	43.18	41.19	31.18	41.76	32.15	21.93	23.59	24.95
CaO	1.00	2.57	2.72	3.77	6.42	0.45	1.74	8.10	7.15	5.40
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.17	0.11	0.21	0.48	0.10	0.42	1.45	0.89	0.44
K <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.04	0.11	0.24	0.05	0.05	0.13	0.15	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.04	0.03	0.08	0.25	0.02	0.03	0.05	0.05
CO <sub>2</sub>	0.83	1.30	1.99	1.80	1.85	0.19	0.12	0.09	0.58	0.36
H <sub>2</sub> O	7.65	3.29	4.00	2.71	3.95	7.99	1.02	0.84	3.25	3.15
F	0.05	0.03	0.06	0.02	0.06	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04
п.п.п. (%)	7.06	4.25	5.24	4.03	5.23	7.03	0.92	0.62	3.11	7.49
Сумма	99.90	100.00	100.07	100.02	100.11	99.99	100.03	100.04	100.06	99.57
Mg#	83.95	86.41	85.30	84.50	81.94		85.18	77.73	72.11	78.37
Ni	2710	1600	2430	2260	1400		977	1365	974	686
Co	131	82	118	111	83		60	53	77	58
Cr	4050	4100	2840	3400	3520		4460	2170	1760	11370
V	<50	60	<50	<50	150		90	160	120	140
Cu	15	33	16	40	15		25	135	68	52
Zn	45	35	113	56	59		30	45	48	330
<b>Rb</b>	1.79	2.06	1.54	4.44	11.1	2.34	1.32	4.58	4.81	4.36
<b>Ba</b>	51	60	172	50	363	30	33.34	48	163.79	136.12
<b>Th</b>	0.49	1.10	1.47	0.81	5.3	0.98	0.28	0.72	1.18	1.73
<b>U</b>	0.06	0.20	0.59	0.16	1.02	0.18	0.06	0.13	0.22	0.29
<b>Nb</b>	4.24	7.5	19	8.8	44	7.0	4.51	4.56	11.89	61.64
<b>Ta</b>	0.07	0.28	0.34	0.46	1.40	0.19	0.17	0.11	0.47	3.97
<b>La</b>	5.8	8.6	15	6.6	35	7.5	2.40	5.8	8.18	13.49
<b>Ce</b>	9.0	13.6	24	10.2	62	12.3	4.50	12.3	15.12	22.62
<b>Sr</b>	47	130	171	149	356	40	27.16	125	111.45	91.19
<b>Nd</b>	2.42	3.93	7.8	3.60	21	3.50	2.53	10.0	5.90	8.67
<b>Zr</b>	1.59	6.3	5.8	7.4	28	3.58	7.30	25	10.89	27.87
<b>Hf</b>	0.03	0.16	0.13	0.21	0.68	0.08	0.29	0.81	0.33	0.69
<b>Sm</b>	0.28	0.54	1.10	0.55	3.03	0.44	0.56	3.17	0.99	1.78
<b>Eu</b>	0.09	0.17	0.37	0.16	0.87	0.13	0.17	1.04	0.30	0.57
<b>Ti</b>	85	578	198	820	3038	133	1347	3062	970	1785
<b>Gd</b>	0.18	0.38	0.90	0.45	2.10	0.27	0.44	2.95	0.86	1.98
<b>Tb</b>	0.03	0.07	0.13	0.09	0.33	0.05	0.06	0.60	0.09	0.32
<b>Dy</b>	0.09	0.29	0.59	0.43	1.26	0.17	0.29	3.82	0.55	2.24
<b>Y</b>	0.48	1.18	3.21	2.01	5.70	0.60	1.23	21	2.62	11.83
<b>Er</b>	0.05	0.13	0.24	0.23	0.55	0.06	0.11	2.56	0.29	1.38
<b>Yb</b>	0.06	0.12	0.14	0.23	0.48	0.05	0.09	2.43	0.28	1.45

Таблица 1.2. Продолжение

Образец	7-345	7-379	7-350	7-349	7-394	7-566	7-567	7-365	7-370	7-371
SiO <sub>2</sub>	49.48	43.99	44.71	43.43	42.79	42.43	42.16	42.00	44.15	41.34
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.09	0.10	0.14	0.05	1.76	2.04	0.80	2.93	3.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.59	15.81	17.21	12.20	21.51	4.51	7.26	10.08	7.87	7.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	1.97	2.10	2.67	0.86	3.32	3.03	2.83	3.81	3.65
FeO	2.49	8.63	7.74	6.37	4.91	4.76	3.76	7.45	6.11	4.65
MnO	0.12	0.21	0.16	0.15	0.11	0.15	0.09	0.23	0.19	0.10
MgO	20.55	13.57	17.07	20.32	13.83	25.94	27.86	25.67	18.87	26.68
CaO	15.58	13.20	8.87	8.36	13.28	6.42	1.44	5.09	10.14	1.63
Na <sub>2</sub> O	1.88	1.31	1.12	1.36	1.38	0.52	0.29	0.31	1.29	0.31
K <sub>2</sub> O	0.48	0.09	0.10	0.10	0.13	3.28	4.53	0.98	0.86	4.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.11	0.05	0.05	0.03	0.04
CO <sub>2</sub>	0.89	0.49	<0.05	1.20	0.15	2.38	0.42	1.66	0.32	0.66
H <sub>2</sub> O	1.96	0.89	0.72	3.38	0.29	5.16	7.37	2.96	2.71	6.49
F	0.06	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.17	0.17	0.05	0.05	0.15
п.п.п. (%)	1.98	0.46	0.13	4.19	0.62	6.20	6.25	3.65	2.32	5.12
Сумма	99.89	100.33	100.19	100.08	100.03	99.93	99.19	99.95	99.25	99.71
Mg#	84.73	56.60	63.91	69.84	70.87	77.00	81.10	71.97	66.40	77.06
Ni	800	250	523	610	422	800	948	777	399	928
Co	42	58	79	75	51	74	78	86	68	90
Cr	6190	380	205	1800	380	2790	4580	5060	2090	3310
V	190	450	70	150	110	140	170	140	270	230
Cu	77	26	25	45	15	135	36	115	120	180
Zn	35	44	34	57	30	60	44	48	45	43
<b>Rb</b>	4.59	1.81	2.68	2.35	2.65	125.70	279.37	55	48	325
<b>Ba</b>	187	156	56	91.21	2238	529.35	554.28	137	143	549
<b>Th</b>	0.65	0.39	0.51	0.53	0.55	3.88	2.31	0.87	0.44	2.14
<b>U</b>	0.13	0.11	0.11	0.10	0.13	0.65	0.34	0.21	0.11	0.39
<b>Nb</b>	44	6.0	5.7	6.88	4.42	63.75	38.63	14.7	49	62
<b>Ta</b>	1.32	0.23	0.24	0.10	0.13	4.80	2.56	0.96	4.44	7.3
<b>La</b>	13.4	2.59	3.49	3.73	3.29	27.43	20.22	8.8	6.9	19
<b>Ce</b>	30	4.56	5.8	7.00	4.84	46.36	33.79	14.7	14.7	32
<b>Sr</b>	284	39	89	172.36	54	382.03	123.40	147	113	142
<b>Nd</b>	11.5	1.45	2.27	2.93	1.52	16.01	10.88	5.0	7.7	9.9
<b>Zr</b>	12.2	2.70	7.6	4.79	2.39	43.26	19.27	30	70	23
<b>Hf</b>	0.22	0.085	0.21	0.16	0.073	1.39	0.62	0.97	3.17	0.87
<b>Sm</b>	1.60	0.31	0.55	0.54	0.33	2.56	1.69	0.98	1.68	1.35
<b>Eu</b>	0.40	0.15	0.31	0.24	0.23	0.64	0.39	0.38	0.50	0.32
<b>Ti</b>	543	770	866	879	326	11087	12689	6762	24639	36047
<b>Gd</b>	1.10	0.46	0.70	0.56	0.39	1.73	1.12	1.32	1.63	0.90
<b>Tb</b>	0.19	0.13	0.13	0.07	0.071	0.16	0.11	0.27	0.28	0.14
<b>Dy</b>	0.80	1.11	0.78	0.53	0.42	0.78	0.48	1.81	1.70	0.57
<b>Y</b>	3.71	8.1	4.13	2.65	2.31	2.87	1.66	10.3	8.6	2.29
<b>Er</b>	0.38	1.02	0.39	0.32	0.28	0.27	0.15	1.29	1.08	0.25
<b>Yb</b>	0.37	1.07	0.33	0.33	0.31	0.18	0.10	1.38	1.03	0.17



Таблица 1.2 Продолжение.

Образец	7-385	O-390/87	O-42/87	Сл-3	Сл-101	Сл-249	Пт-30	Сл-109
SiO <sub>2</sub>	35.56	43.91	38.40	39.33	49.81	26.47	33.69	46.72
TiO <sub>2</sub>	0.64	1.35	2.22	0.40	0.09	4.88	8.60	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.93	7.10	1.91	9.80	3.82	2.39	4.10	2.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.76	2.37	3.65	4.77	2.29	7.07	7.68	3.69
FeO	4.45	6.19	4.84	3.99	2.68	4.17	6.28	1.31
FeOtot	8.74	8.32	8.13	8.29	4.74	10.54	13.20	4.63
MnO	0.19	0.19	0.25	0.14	0.08	0.28	0.13	0.08
MgO	26.63	23.11	23.89	20.31	23.02	23.66	25.65	26.78
CaO	5.90	9.29	11.28	7.23	7.57	10.55	1.14	4.70
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.83	0.40	0.84	4.61	< 0.20	< 0.20	2.75
K <sub>2</sub> O	1.41	0.66	1.43	3.97	0.43	1.34	2.72	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.15	0.06	0.11	0.50	0.03	0.19
CO <sub>2</sub>	3.96	1.20	6.99	2.60	0.76	9.12	2.20	1.04
H <sub>2</sub> O	9.44	4.06	4.42	6.66	4.24	8.67	8.98	8.54
F	0.10							
п.п.п. (%)	12.50	4.13	10.73	8.34	5.06	17.75	8.77	9.33
Сумма	99.76	99.90	99.89	99.98	99.92	99.76	99.71	99.87
Mg#	75.30	73.52	74.62	71.02	82.93	69.18	66.02	85.26
<b>Rb</b>	51.23	34.14	61.85	80.35	3.47	82.34	134.81	5.20
<b>Ba</b>	221.61	132.30	732.27	1954.02	55.76	950.50	223.07	32.86
<b>Th</b>	1.95	1.37	1.99	2.83	1.63	17.93	1.40	2.29
<b>U</b>	0.31	0.32	0.27	0.26	0.10	2.99	0.85	0.26
<b>Nb</b>	35.10	33.76	98.50	140.61	52.44	212.76	116.02	66.67
<b>Ta</b>	1.91	2.66	6.91	2.46	0.45	16.00	13.27	0.92
<b>La</b>	18.39	10.39	29.09	76.11	25.60	120.26	6.50	29.17
<b>Ce</b>	32.05	19.15	50.21	147.06	56.51	214.52	11.84	65.61
<b>Sr</b>	168.58	142.80	1005.57	1294.15	316.58	760.14	106.84	305.92
<b>Nd</b>	11.64	9.25	18.85	62.90	24.37	78.93	4.50	27.81
<b>Zr</b>	43.10	56.79	66.39	44.96	9.25	139.03	73.69	23.39
<b>Hf</b>	1.51	2.08	2.64	1.38	0.29	3.95	2.54	0.52
<b>Sm</b>	2.14	1.84	3.29	9.42	4.22	12.65	0.73	5.10
<b>Eu</b>	0.64	0.57	0.84	2.36	1.18	3.33	0.18	1.38
<b>Ti</b>	3904	8620	13578	2466	589	32817	54340	951
<b>Gd</b>	1.93	1.83	2.22	6.65	2.92	8.60	0.55	3.47
<b>Tb</b>	0.25	0.27	0.23	0.58	0.31	0.74	0.06	0.34
<b>Dy</b>	1.60	1.76	1.14	2.93	1.66	3.66	0.29	1.74
<b>Y</b>	7.53	8.55	3.93	9.67	7.14	11.60	1.15	6.42
<b>Er</b>	0.98	1.12	0.36	0.94	0.67	1.07	0.10	0.62
<b>Yb</b>	1.03	1.11	0.25	0.58	0.49	0.61	0.09	0.48

**Таблица 1.3** Содержание редких элементов в некоторых ксенолитах из трубки Обнаженная, рассчитанное из микроэлементного состава минералов.

	74-530	74-831	74-891	7-343	74-159	7-341	7-294	7-353	7-259	74-300	74-116	74-161	74-639
<b>Grt, %</b>	7	30	18	5	32	23	22	35	27	17	15	18	41
<b>Срх, %</b>	7	20	12	4	27	21	22	24	25	44	5	9	59
<b>Rb</b>	0.59	5.84	1.64	1.41	3.24	1.84	2.28	3.32	2.38	3.79	1.00	1.42	9.31
<b>Ba</b>	0.64	1.76	0.03	0.07	0.10	0.08	0.32	0.16	0.06	0.20	0.02	1.46	0.05
<b>Th</b>	0.01	0.34	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.20	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
<b>U</b>	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.09	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
<b>Nb</b>	0.13	0.42	0.10	0.16	0.23	0.16	0.18	0.28	0.12	0.04	0.05	0.46	0.02
<b>Ta</b>	0.03	0.17	0.07	0.01	0.14	0.00	0.00	0.13	0.15	0.10	0.05	0.04	0.19
<b>La</b>	0.32	3.28	0.20	0.41	0.59	0.38	0.43	3.53	0.58	0.28	0.11	0.35	0.11
<b>Ce</b>	0.65	6.29	0.63	1.31	2.86	1.87	2.06	8.50	2.70	0.74	0.41	0.62	0.37
<b>Sr</b>	10.00	38.37	12.46	25.91	34.24	29.86	31.78	81.95	149.00	33.03	7.59	11.31	17.34
<b>Nd</b>	0.54	3.36	0.81	1.62	3.43	2.41	2.70	3.89	3.57	0.72	0.61	0.44	0.17
<b>Zr</b>	1.28	10.60	5.14	5.20	6.31	6.83	7.05	10.57	14.71	2.72	3.32	1.20	0.38
<b>Hf</b>	0.08	0.52	0.26	0.21	0.37	0.39	0.41	0.48	0.52	0.31	0.16	0.06	0.26
<b>Sm</b>	0.16	0.74	0.35	0.56	0.97	0.92	0.99	0.86	1.42	0.37	0.24	0.14	0.05
<b>Eu</b>	0.06	0.27	0.13	0.16	0.33	0.31	0.30	0.28	0.59	0.15	0.09	0.04	0.07
<b>Ti</b>	102.32	1065.04	427.38	601.63	721.78	718.06	779.42	736.69	930.84	700.17	283.46	151.28	318.64
<b>Gd</b>	0.17	0.84	0.54	0.58	1.22	1.02	1.01	0.75	1.47	0.48	0.35	0.17	0.32
<b>Dy</b>	0.23	1.26	0.62	0.31	1.18	1.00	0.96	1.02	1.40	0.78	0.40	0.17	0.92
<b>Y</b>	1.39	9.29	4.08	1.38	7.40	5.90	5.65	6.88	8.33	4.95	2.34	1.19	8.06
<b>Er</b>	0.17	1.17	0.53	0.15	1.01	0.74	0.67	0.82	1.06	0.63	0.29	0.15	1.15
<b>Yb</b>	0.18	1.13	0.50	0.12	1.11	0.81	0.76	0.92	1.11	0.66	0.50	0.17	1.35
<b>Rb</b>	0.59	5.84	1.64	1.41	3.24	1.84	2.28	3.32	2.38	3.79	1.00	1.42	9.31

**Приложение 2. Химические составы минералов из ксенолитов трубки Обнаженная**

**Таблица 2.1.** Химические составы оливинов.

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
<b>Гарцбургиты</b>											
06-212	40.49	0.11	0.04	<0.05	7.62	0.11	51.19	<0.04	0.38	100.02	92.30
06-212	40.27	0.05	<0.04	<0.05	7.61	0.08	51.44	<0.04	0.35	99.98	92.33
06-216	40.05	<0.05	<0.04	<0.05	8.19	0.10	51.22	<0.04	0.38	100.07	91.77
06-216	40.52	<0.05	<0.04	<0.05	8.31	0.11	52.21	<0.04	0.40	101.72	91.80
06-218	39.85	<0.05	<0.04	<0.05	8.64	0.10	51.17	<0.04	0.35	100.18	91.34
06-223	41.57	<0.05	<0.04	<0.05	8.25	0.09	48.79	<0.04	0.41	99.29	91.33
06-223	39.80	<0.05	0.04	<0.05	8.50	0.10	51.64	<0.04	0.49	100.70	91.55
06-223	41.88	<0.05	<0.04	<0.05	8.59	0.11	48.88	<0.04	0.39	99.94	91.03
06-223	41.38	<0.05	<0.04	<0.05	8.36	0.11	50.15	<0.04	0.40	100.54	91.45
7-330	40.43	<0.05	<0.04	<0.05	8.57	0.11	50.41	<0.04	0.38	100.11	91.29
7-330	40.43	<0.05	<0.04	<0.05	8.57	0.11	50.41	<0.04	0.38	100.07	91.29
7-330	40.43	<0.05	<0.04	<0.05	8.57	0.11	50.41	<0.04	0.38	100.09	91.29
7-297	40.92	<0.05	<0.04	<0.05	7.73	0.08	51.61	<0.04	0.44	100.89	92.25
7-297	40.75	0.06	<0.04	<0.05	7.64	0.09	50.98	<0.04	0.40	99.89	92.25
7-297	42.07	<0.05	<0.04	<0.05	7.39	0.08	50.30	<0.04	0.40	100.33	92.38
7-297	41.33	<0.05	<0.04	<0.05	7.77	0.10	50.22	<0.04	0.41	100.05	92.02
<b>Лерцолиты</b>											
06-228	41.09	<0.05	<0.04	<0.05	7.64	0.10	51.48	<0.04	0.38	100.76	92.32
7-332	42.07	<0.05	<0.04	<0.05	7.57	0.08	48.94	<0.04	0.42	99.21	92.02
7-332	41.35	<0.05	<0.04	<0.05	7.76	0.11	49.72	<0.04	0.39	99.47	91.95
7-332	41.51	<0.05	<0.04	<0.05	7.72	0.08	49.53	<0.04	0.42	99.38	91.96
7-332	41.67	<0.05	<0.04	<0.05	7.49	0.08	49.49	<0.04	0.41	99.24	92.17
7-332	41.96	<0.05	<0.04	<0.05	8.04	0.08	49.35	<0.04	0.39	99.74	91.63
7-343	40.20	<0.05	<0.04	<0.05	7.51	0.07	51.29	<0.04	0.39	99.57	92.41
7-343	41.33	<0.05	<0.04	<0.05	7.55	0.09	51.22	<0.04	0.38	100.68	92.36
7-343	40.64	<0.05	<0.04	<0.05	7.25	0.08	51.10	<0.04	0.38	99.61	92.63
<b>Вебстериты</b>											
7-294	41.06	<0.05	<0.04	<0.05	6.95	0.07	51.43	<0.04	0.44	100.26	92.95
7-336	40.54	<0.05	<0.04	<0.05	8.41	0.10	50.38	<0.04	0.43	100.13	91.44
7-336	40.54	<0.05	<0.04	<0.05	8.41	0.10	50.38	<0.04	0.43	100.12	91.44

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>											
Grt лерцолит + метасоматический Phl+Amph											
<b>Ол-169-74</b>	41.49	<0.05	<0.04	<0.05	7.41	0.12	50.62	<0.04	0.40	100.12	92.41
<b>Ол-169-74</b>	40.77	<0.05	0.04	<0.05	7.41	0.07	51.28	<0.04	0.36	100.00	92.51
<b>Ол-169-74</b>	41.64	<0.05	<0.04	<0.05	7.28	0.07	50.66	<0.04	0.34	100.11	92.54
<b>Ол-169-74</b>	41.22	<0.05	<0.04	<0.05	7.18	0.08	51.39	<0.04	0.40	100.37	92.73
<b>Ол-169-74</b>	40.60	<0.05	<0.04	<0.05	7.22	0.07	50.94	<0.04	0.41	99.37	92.64
Grt вебстерит + Ol + прожилок Amph-Phl											
<b>74-817</b>	40.39	<0.05	<0.04	<0.05	7.38	0.06	51.32	<0.04	0.45	99.73	92.53
<b>74-817</b>	40.70	<0.05	<0.04	<0.05	9.03	0.14	50.18	<0.04	0.24	100.40	90.83
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph											
<b>7-345</b>	41.12	<0.05	<0.04	<0.05	7.39	0.07	51.30	<0.04	0.40	100.39	92.53
<b>7-345</b>	40.74	<0.05	0.04	<0.05	7.36	0.08	51.55	<0.04	0.42	100.35	92.59
<b>7-345</b>	39.91	<0.05	<0.04	<0.05	9.27	0.22	50.93	<0.04	0.18	100.64	90.73
<b>Phl – Пм породы</b>											
Phl-Ilm Grt лерцолит											
<b>7-365</b>	38.89	<0.05	<0.04	<0.05	15.34	0.15	45.56	0.04	0.27	100.39	84.11
<b>7-365</b>	38.45	<0.05	<0.04	<0.05	15.00	0.09	45.30	0.04	0.29	100.25	84.34
<b>7-365</b>	38.28	<0.05	0.04	<0.05	15.27	0.12	45.96	0.04	0.26	100.08	84.29
<b>7-365</b>	38.83	<0.05	<0.04	<0.05	14.81	0.11	46.06	<0.04	0.26	100.23	84.72
<b>7-365</b>	38.73	<0.05	0.05	<0.05	14.31	0.08	46.07	0.04	0.27	99.70	85.17
<b>7-365</b>	38.57	<0.05	<0.04	<0.05	14.40	0.13	45.61	0.07	0.28	99.25	84.95
Phl-Ilm Grt Ol вебстерит											
<b>12-7</b>	40.34	<0.05	<0.04	<0.05	13.57	0.10	46.07	0.05	0.22	100.43	85.82
<b>12-7</b>	38.58	<0.05	<0.04	<0.05	13.88	0.08	47.04	<0.04	0.22	100.01	85.80
<b>12-7</b>	38.97	<0.05	<0.04	<0.05	13.75	0.11	46.84	<0.04	0.22	100.04	85.86
Phl-Ilm Grt лерцолит											
<b>О-131-87А</b>	40.35	0.11	0.14	<0.05	14.08	0.12	44.12	0.32	0.22	100.09	84.82
<b>О-131-87А</b>	39.54	<0.05	<0.04	<0.05	14.52	0.11	45.98	0.06	0.24	100.78	84.95
<b>О-131-87А</b>	39.17	<0.05	<0.04	<0.05	14.65	0.08	46.43	<0.04	0.26	100.77	84.96
Phl-Ilm Grt лерцолит											
<b>74-8906</b>	38.53	<0.05	0.05	<0.05	13.41	0.12	47.37	<0.04	0.33	99.94	86.30
<b>74-8906</b>	38.45	<0.05	<0.04	<0.05	13.54	0.10	47.56	0.04	0.34	100.21	86.23
<b>74-8906</b>	39.31	0.05	0.05	<0.05	13.63	0.13	47.31	0.04	0.34	100.97	86.08

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
Phl-Ilm Grt Ol вебстерит											
<b>O-3-87</b>	40.09	0.05	0.04	<0.05	14.08	0.09	46.04	0.04	0.25	100.80	85.35
<b>O-3-87</b>	40.03	<0.05	<0.04	<0.05	14.01	0.12	46.03	0.04	0.26	100.73	85.42
<b>O-3-87</b>	40.09	0.05	0.04	<0.05	14.08	0.09	45.24	0.04	0.25	100.00	85.13
<b>O-3-87</b>	40.03	<0.05	<0.04	<0.05	14.01	0.12	45.33	0.04	0.26	100.03	85.23
Слюдит I											
<b>7-388</b>	40.62	<0.05	<0.04	<0.05	7.37	0.11	51.87	<0.04	0.43	100.47	92.62
<b>7-388</b>	38.69	0.05	<0.04	<0.05	13.79	0.18	46.87	<0.04	0.37	100.55	85.83
<b>7-388</b>	39.73	<0.05	<0.04	<0.05	10.79	0.13	49.08	<0.04	0.35	100.27	89.02
<b>7-388</b>	40.50	<0.05	0.04	<0.05	10.62	0.11	48.35	0.04	0.36	100.19	89.03
Phl-Ilm Grt Ol вебстерит											
<b>7-370</b>	39.92	<0.05	<0.04	<0.05	8.38	0.12	51.12	<0.04	0.36	100.15	91.58
<b>7-370</b>	39.21	<0.05	0.05	<0.05	15.74	0.13	44.56	0.04	0.18	100.04	83.47
<b>7-370</b>	38.90	<0.05	<0.04	<0.05	15.56	0.14	44.96	0.06	0.19	100.13	83.74
<b>7-370</b>	39.00	<0.05	<0.04	<0.05	16.98	0.16	43.38	0.04	0.20	99.98	82.00
<b>7-371</b>	38.37	<0.05	<0.04	<0.05	20.42	0.18	41.78	0.05	0.07	100.99	78.48
<b>7-566</b>	39.55	<0.05	<0.04	<0.05	13.35	0.13	46.92	0.04	0.23	100.29	86.24
<b>7-566</b>	40.05	<0.05	<0.04	<0.05	14.06	0.16	46.06	<0.04	0.26	100.75	85.38
<b>7-566</b>	40.38	<0.05	<0.04	<0.05	8.05	0.08	50.07	<0.04	0.48	99.21	91.73
<b>7-566</b>	40.07	<0.05	<0.04	<0.05	14.28	0.17	45.93	<0.04	0.24	100.76	85.14
<b>7-566</b>	41.14	<0.05	<0.04	<0.05	8.85	0.07	49.19	<0.04	0.30	99.85	90.83
<b>7-365</b>	39.93	0.08	<0.04	<0.05	13.55	0.13	46.01	<0.04	0.22	100.08	85.82
<b>7-365</b>	39.83	<0.05	0.04	<0.05	14.58	0.14	45.90	0.04	0.26	100.96	84.88
<b>7-385</b>	38.54	<0.05	<0.04	<0.05	16.79	0.14	44.65	<0.04	0.18	100.50	82.58

Таблица 2.2. Химические составы ортопироксенов.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>Гарцбургиты</b>												
06-212	55.11	0.11	2.45	0.65	5.00	0.09	35.52	0.63	0.09	<0.04	99.65	92.68
06-212	55.54	<0.05	2.40	0.75	5.04	0.15	35.16	0.76	<0.04	<0.04	100.08	92.56
06-212	55.41	<0.05	2.26	0.64	5.17	0.11	35.69	0.50	<0.04	<0.04	100.12	92.48
06-212	56.75	<0.05	2.21	0.64	5.33	0.09	34.33	0.71	0.04	<0.04	100.18	91.99
06-216	56.22	<0.05	2.17	0.49	5.44	0.10	34.69	0.54	0.07	<0.04	100.05	91.91
06-218	56.75	<0.05	2.21	0.64	5.33	0.09	34.33	0.71	0.04	<0.04	100.10	91.99
06-218	54.89	0.10	3.35	0.51	4.78	0.10	34.96	0.22	0.07	<0.04	99.15	92.87
06-223	55.23	0.05	3.51	0.97	5.34	0.13	33.94	0.90	0.11	<0.04	100.27	91.89
7-330	57.19	<0.05	1.92	0.52	5.21	0.11	34.07	0.65	0.10	0.05	100.06	92.10
74-318	57.70	<0.05	1.76	0.60	5.02	0.13	34.62	0.77	0.04	<0.04	100.76	92.48
74-318	57.80	<0.05	1.67	0.45	5.55	0.12	34.13	0.52	0.06	<0.04	100.42	91.63
<b>Лерцолиты</b>												
06-228	56.33	<0.05	3.28	0.90	5.16	0.11	34.01	0.94	0.04	<0.04	100.88	92.16
06-228	54.99	<0.05	3.36	1.08	4.92	0.11	32.25	2.58	0.07	<0.04	99.61	92.11
<b>Оливиновые вебстериты</b>												
7-421	57.56	0.09	1.05	0.31	4.94	0.13	35.52	0.15	0.07	<0.04	100.03	92.76
7-421	57.21	0.05	1.05	0.34	4.49	0.09	36.38	0.24	0.07	<0.04	100.03	93.52
<b>Вебстериты</b>												
7-294	57.86	0.08	0.97	0.18	4.75	0.06	35.53	0.21	<0.04	<0.04	99.78	93.03
7-294	57.92	0.08	1.08	0.13	5.28	0.07	35.89	0.21	0.08	<0.04	100.92	92.37
7-297	56.07	<0.05	2.93	0.55	4.95	0.09	35.45	0.21	0.15	<0.04	100.57	92.74
7-297	56.18	0.12	3.18	0.58	4.39	0.08	31.34	3.57	0.34	<0.04	99.95	92.72
7-297	55.97	0.05	3.49	0.64	4.63	0.09	32.76	2.03	0.43	<0.04	100.15	92.66
7-336	54.55	<0.05	5.04	0.92	5.92	0.13	33.42	0.58	0.07	<0.04	100.88	90.96
7-336	54.44	<0.05	5.51	1.05	5.68	0.11	32.43	0.51	0.10	<0.04	100.06	91.06
06-288	55.76	0.06	3.09	0.46	4.86	0.11	35.35	0.22	0.09	<0.04	100.10	92.84
06-288	58.48	0.10	1.17	0.39	4.79	0.07	34.89	0.19	0.09	<0.04	100.33	92.84
06-288	57.44	0.07	1.34	0.32	5.20	0.05	35.30	0.20	0.12	<0.04	100.21	92.37
7-255	56.75	0.12	1.18	0.11	5.98	0.09	35.25	0.20	0.05	<0.04	100.03	91.30
7-255	56.92	<0.05	0.93	0.08	5.88	0.06	35.63	0.23	0.04	<0.04	100.05	91.53
7-255	57.01	0.11	0.92	0.09	5.83	0.09	36.04	0.21	<0.04	<0.04	100.43	91.68
7-255	56.54	0.17	1.05	0.08	5.53	0.07	35.86	0.22	0.07	<0.04	100.04	92.04
7-255	56.94	0.05	0.96	0.12	5.66	0.09	35.73	0.23	0.08	<0.04	100.04	91.84
7-255	56.60	0.08	1.33	0.11	5.90	0.09	35.34	0.23	0.14	<0.04	100.04	91.44

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
Гранатовый клинопироксенит – ортопироксен в структурах распада												
<b>74-968</b>	56.46	<0.05	1.04	<0.05	9.00	0.10	32.97	0.20	0.11	<0.04	100.26	86.72
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>												
Grt вебстерит + Ol + прожилок Amph-Phl												
<b>74-817</b>	57.41	0.07	0.73	0.10	4.52	0.08	36.33	0.23	<0.04	<0.04	99.59	93.47
<b>74-817</b>	57.06	<0.05	0.93	0.14	4.54	0.05	36.75	0.22	0.05	<0.04	100.02	93.51
<b>74-817</b>	56.96	0.06	0.90	0.16	4.66	0.10	36.22	0.21	0.10	<0.04	99.67	93.27
<b>74-817</b>	56.95	0.10	0.89	0.15	4.59	0.06	36.23	0.21	0.05	<0.04	99.37	93.36
<b>74-817</b>	57.42	0.06	0.74	0.12	4.69	0.09	36.07	0.23	0.07	<0.04	99.65	93.21
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph												
<b>7-345</b>	56.92	0.07	0.79	0.08	7.83	0.11	33.85	0.19	0.05	<0.04	100.76	88.52
<b>7-345</b>	57.03	<0.05	1.79	0.27	5.11	0.07	35.21	0.45	<0.04	<0.04	100.11	92.47
<b>7-345</b>	57.20	<0.05	0.81	0.16	4.69	0.08	36.09	0.20	<0.04	<0.04	99.51	93.20
<b>7-345</b>	57.06	<0.05	0.99	0.21	4.85	0.08	35.78	0.27	<0.04	<0.04	99.53	92.93
<b>7-345</b>	56.21	0.07	1.53	0.20	8.00	0.14	33.46	0.23	0.10	<0.04	100.27	88.17
<b>7-345</b>	55.84	0.06	1.79	0.20	8.02	0.13	34.21	0.23	0.08	<0.04	100.73	88.38
<b>7-345</b>	52.41	1.36	1.42	0.17	8.49	0.11	34.08	0.20	0.07	<0.04	100.46	87.74
<b>7-345</b>	58.37	<0.05	0.79	0.14	4.50	0.04	36.58	0.24	<0.04	<0.04	100.90	93.54
Grt мегакристаллич. ортопироксенит с Phl+Amph												
<b>74-296а</b>	57.78	0.07	1.02	0.29	5.42	0.14	35.44	0.12	0.04	<0.04	100.51	92.10
<b>74-296а</b>	57.05	0.08	1.41	0.35	5.79	0.08	35.14	0.11	0.07	<0.04	100.20	91.54
<b>74-296а</b>	57.45	0.06	1.20	0.28	5.79	0.08	35.64	0.16	0.08	<0.04	100.99	91.65
<b>74-296а</b>	56.13	<0.05	0.67	0.20	5.68	0.12	36.82	0.13	<0.04	<0.04	99.93	92.03
<b>74-296а</b>	55.17	0.06	0.71	0.34	5.60	0.14	36.73	0.10	<0.04	0.06	100.11	92.13
<b>74-296</b>	55.45	0.11	1.84	0.34	5.71	0.09	36.24	0.19	0.13	<0.04	100.40	91.88
<b>74-296</b>	57.02	0.09	1.12	0.27	5.46	0.05	35.53	0.21	<0.04	<0.04	100.02	92.07
<b>74-296</b>	57.05	0.08	1.12	0.24	5.45	0.07	35.77	0.22	0.08	<0.04	100.22	92.13
<b>Phl – Ilm породы</b>												
Phl-Ilm Grt лерцолит												
<b>7-365</b>	56.49	0.22	1.60	0.47	7.11	0.07	33.39	0.72	0.19	<0.04	100.41	89.33
<b>7-365</b>	56.09	0.23	1.82	0.34	6.92	0.14	33.10	0.71	0.20	<0.04	99.80	89.50
<b>7-365</b>	56.07	0.16	1.16	0.26	8.55	0.16	33.03	0.68	0.14	<0.04	100.35	87.32
<b>7-365</b>	56.35	0.18	1.43	0.26	8.61	0.10	32.50	0.67	0.19	<0.04	100.43	87.06
<b>7-365</b>	56.08	0.20	1.41	0.19	8.43	0.16	33.06	0.78	0.14	<0.04	100.60	87.48
<b>7-365</b>	55.49	0.22	1.45	0.19	8.66	0.12	32.93	1.05	0.22	<0.04	100.51	87.14
<b>7-365</b>	55.66	0.20	1.56	0.31	8.97	0.15	32.47	0.76	0.27	<0.04	100.47	86.59

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>7-365</b>	56.02	0.19	1.24	0.22	8.88	0.14	32.32	0.82	0.23	<0.04	100.46	86.64
<b>7-365</b>	56.11	<0.05	3.28	0.56	4.85	0.13	34.75	0.42	0.16	<0.04	100.46	92.74
<b>7-365</b>	56.40	0.17	1.09	0.10	8.81	0.15	32.70	0.74	0.16	<0.04	100.51	86.87
Phl-Ilm Grt Ol вебстерит												
<b>12-7</b>	55.80	0.14	0.91	0.11	8.84	0.16	32.53	0.53	0.13	<0.04	99.33	86.77
<b>12-7</b>	55.81	0.13	0.92	0.12	8.42	0.08	33.07	0.51	0.15	<0.04	99.35	87.50
<b>12-7</b>	56.32	0.18	0.77	<0.05	8.80	0.12	33.72	0.51	0.14	<0.04	100.69	87.22
<b>12-7</b>	56.11	0.15	0.83	<0.05	8.45	0.12	34.02	0.45	0.19	<0.04	100.45	87.77
Phl-Ilm Grt перцолит												
<b>O-131-87A</b>	56.36	0.21	1.32	0.19	8.68	0.14	32.51	0.72	0.15	<0.04	100.43	86.97
<b>O-131-87A</b>	56.15	0.07	2.38	0.31	4.58	0.11	35.13	0.17	0.07	<0.04	99.14	93.19
<b>O-131-87A</b>	55.74	0.06	2.92	0.38	4.76	0.13	34.97	0.19	<0.04	<0.04	99.34	92.91
<b>O-131-87A</b>	55.77	0.07	2.76	0.33	4.67	0.07	35.02	0.18	<0.04	<0.04	99.14	93.04
<b>O-131-87A</b>	56.98	0.05	2.97	0.36	4.66	0.09	34.39	0.17	0.04	<0.04	99.85	92.93
<b>O-131-87A</b>	57.01	0.09	2.91	0.34	4.80	0.06	34.96	0.16	<0.04	<0.04	100.71	92.85
<b>O-131-87A</b>	57.61	0.09	2.86	0.40	4.68	0.12	34.40	0.24	<0.04	<0.04	100.56	92.92
<b>O-131-87A</b>	56.61	<0.05	2.76	0.35	4.66	0.12	34.97	0.17	0.05	<0.04	99.92	93.05
<b>O-131-87A</b>	56.78	0.05	2.83	0.38	4.62	0.06	35.28	0.22	0.05	<0.04	100.50	93.16
<b>O-131-87A</b>	56.02	0.05	3.05	0.51	4.73	0.12	35.15	0.20	0.05	<0.04	100.15	92.98
<b>O-131-87A</b>	57.26	0.06	2.73	0.31	4.66	0.08	35.34	0.21	<0.04	<0.04	100.76	93.12
Phl-Ilm Grt Ol вебстерит												
<b>O-3-87</b>	56.25	0.19	1.83	0.15	8.25	0.10	32.24	0.74	0.17	<0.04	100.09	87.44
<b>O-3-87</b>	55.57	0.24	1.27	0.14	8.24	0.10	32.80	0.78	0.16	<0.04	99.41	87.64
<b>O-3-87</b>	56.25	0.19	1.83	0.15	8.25	0.10	32.24	0.74	0.17	<0.04	100.09	87.44
<b>O-3-87</b>	55.57	0.24	1.27	0.14	8.24	0.10	32.80	0.78	0.16	<0.04	99.41	87.64
<b>O-3-87</b>	56.49	0.19	1.10	<0.05	9.03	0.15	32.02	0.79	0.17	<0.04	100.06	86.35
<b>O-3-87</b>	55.71	0.18	1.24	0.18	8.58	0.14	31.95	0.78	0.17	<0.04	99.09	86.90
<b>Сл-307</b>	56.30	0.11	1.20	0.10	8.87	0.11	31.60	0.35	0.12	<0.04	98.92	86.40
<b>Сл-307</b>	56.65	0.11	1.24	0.10	8.93	0.13	31.58	0.39	0.13	<0.04	99.39	86.31
<b>Сл-307</b>	55.85	0.08	1.27	0.10	9.02	0.19	32.04	0.35	0.12	<0.04	99.05	86.36
<b>7-566</b>	56.46	0.07	0.98	0.09	9.52	0.16	32.52	0.40	0.12	<0.04	100.48	85.89
<b>7-566</b>	56.46	0.07	0.98	0.09	9.52	0.16	32.52	0.40	0.12	<0.04	100.48	85.89
<b>7-370</b>	56.04	0.16	0.85	<0.05	9.88	0.13	30.60	0.61	0.17	<0.04	98.64	84.67
<b>7-370</b>	55.93	0.19	1.10	<0.05	9.51	0.15	32.11	0.71	0.20	<0.04	100.04	85.75
<b>06-390</b>	56.62	0.17	1.10	<0.05	8.38	0.12	32.07	0.54	0.11	<0.04	99.22	87.22
<b>06-390</b>	57.21	0.15	1.10	<0.05	8.23	0.11	31.58	0.54	0.14	<0.04	99.18	87.25



	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>06-390</b>	56.89	0.18	1.05	<0.05	8.38	0.15	31.85	0.56	0.18	<0.04	99.27	87.14
<b>06-390</b>	56.29	0.15	0.87	<0.05	8.75	0.12	32.24	0.56	0.16	<0.04	99.29	86.79
<b>06-390</b>	56.81	0.15	0.75	<0.05	8.40	0.11	32.06	0.50	0.14	<0.04	99.07	87.19
<b>06-390</b>	56.83	0.11	0.91	<0.05	8.20	0.17	32.10	0.50	0.12	<0.04	99.05	87.46
<b>06-390</b>	57.42	0.15	0.97	<0.05	8.41	0.10	31.79	0.52	0.15	<0.04	99.60	87.07
<b>74-8906</b>	56.12	0.17	0.75	<0.05	10.57	0.16	32.09	0.76	0.09	<0.04	100.79	84.41
<b>74-8906</b>	56.26	0.18	1.21	0.17	8.54	0.16	33.07	0.67	0.23	<0.04	100.57	87.34
<b>7-566</b>	55.91	0.08	0.90	0.35	8.56	0.20	33.06	0.52	0.17	<0.04	100.13	87.32
<b>7-566</b>	56.07	0.09	0.88	0.29	9.66	0.20	32.10	0.64	0.15	<0.04	100.33	85.55
<b>O-22/87</b>	55.31	0.18	0.14	0.06	9.44	0.22	34.65	0.38	0.10	<0.04	100.68	86.75
<b>O-22/87</b>	55.60	0.05	0.10	0.06	9.67	0.24	34.05	0.36	0.11	<0.04	100.45	86.26
<b>7-567</b>	54.76	0.35	2.83	0.62	8.10	0.14	32.18	1.28	0.24	<0.04	100.65	87.62
<b>7-371</b>	53.95	0.67	3.93	0.63	8.25	0.13	30.40	1.56	0.31	<0.04	99.97	86.79
<b>7-371</b>	56.09	0.26	1.92	0.39	8.09	0.15	32.47	1.01	0.17	<0.04	100.61	87.74

Таблица 2.3. Химические составы клинопироксенов.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
<b>Гарцбургиты</b>													
06-216	54.54	<0.05	2.37	0.96	1.77	0.06	17.05	22.30	0.84	<0.04	100.53	94.50	21.37
06-218	53.50	0.03	3.26	1.36	1.83	0.09	16.74	22.11	0.83	<0.04	99.85	94.22	21.87
06-218	53.03	<0.05	3.28	1.39	1.77	0.08	16.16	22.69	0.82	<0.04	99.53	94.21	22.12
06-218	53.16	0.11	2.23	1.04	1.60	0.07	18.06	22.75	0.80	<0.04	99.97	95.26	23.91
06-223	54.44	<0.05	3.23	1.41	1.67	0.06	16.49	21.40	1.08	<0.04	99.88	94.62	22.66
06-223	54.86	0.16	2.76	2.42	2.20	<0.05	15.10	19.52	2.79	<0.04	99.89	92.43	37.08
7-330	53.07	<0.05	3.87	1.11	1.97	0.06	16.73	23.30	0.69	<0.04	100.91	93.81	16.07
74-318	53.81	<0.05	1.57	1.01	1.66	0.08	17.36	23.05	0.73	0.05	99.44	94.91	30.15
<b>Лерцолиты</b>													
06-228	53.82	0.44	5.17	1.14	1.39	0.05	14.65	21.07	2.41	<0.04	100.16	94.94	12.89
7-332	54.68	0.19	3.41	1.39	1.55	<0.05	16.05	21.55	1.76	<0.04	100.67	94.86	21.53
7-332	54.29	0.33	3.70	1.81	1.47	0.05	15.44	20.84	1.94	<0.04	99.93	94.93	24.70
7-343	54.43	0.25	3.66	2.13	1.73	0.05	14.38	20.11	2.79	<0.04	99.85	93.68	28.08
7-341	53.73	0.39	4.30	1.99	1.50	0.06	15.22	19.61	2.69	0.06	99.72	94.75	23.67
7-341	54.05	0.58	4.12	2.08	1.45	0.07	14.44	20.20	2.64	<0.04	99.68	94.66	25.26
<b>Вебстериты</b>													
7-294	54.79	0.76	6.05	1.21	1.75	<0.05	13.48	18.21	3.99	<0.04	100.32	93.20	11.83
7-294	53.46	0.28	4.81	1.89	1.60	0.05	14.62	20.25	2.67	<0.04	99.87	94.21	20.89
7-336	51.61	0.10	5.43	1.51	1.86	0.08	15.23	22.93	0.80	<0.04	99.69	93.59	15.71
7-255	54.74	0.71	6.64	0.43	2.21	<0.05	13.88	17.95	3.92	<0.04	100.56	91.82	4.16
7-255	54.47	0.66	6.69	0.40	2.25	<0.05	13.56	17.81	4.08	<0.04	100.08	91.47	3.83
7-255	54.20	0.61	7.66	0.39	2.29	0.06	12.85	17.46	4.37	<0.04	100.03	90.92	3.29
7-421	56.30	0.14	1.47	1.96	2.09	0.07	16.29	21.50	2.10	<0.04	100.09	93.29	47.20
7-421	53.79	0.62	4.48	1.86	1.46	0.07	14.97	20.23	2.80	<0.04	100.44	94.82	21.76
7-297	55.13	0.36	6.02	2.03	1.47	<0.05	13.12	19.23	3.04	<0.04	100.51	94.08	18.48
7-297	54.63	0.22	4.94	1.77	1.74	0.05	14.60	20.01	2.62	<0.04	100.83	93.73	19.34
7-297	54.14	0.15	4.90	1.70	1.64	0.08	14.40	20.14	2.63	<0.04	99.80	94.01	18.90
<b>Ортопироксенит</b>													
06-288	55.36	0.55	6.33	1.82	1.88	<0.05	13.08	17.62	3.99	<0.04	100.76	92.55	16.13
06-288	55.09	0.70	5.87	1.86	1.98	0.05	12.95	17.87	4.12	<0.04	100.52	92.10	17.52
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>													
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph													
7-345	53.57	0.05	1.99	0.63	1.51	<0.05	16.93	23.43	1.05	<0.04	99.30	95.23	17.44
7-345	54.06	0.44	5.46	0.49	2.75	0.06	14.44	19.97	3.00	<0.04	100.86	90.37	5.70

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
7-345	54.42	0.03	1.31	0.50	1.42	<0.05	17.40	23.71	0.87	<0.04	99.74	95.62	20.37
7-345	53.46	<0.05	1.47	0.54	1.44	<0.05	17.10	23.56	0.85	<0.04	98.55	95.49	19.61
7-345	53.69	0.08	1.70	0.53	1.30	0.05	17.35	23.65	0.98	<0.04	99.56	95.95	17.39
7-345	54.81	0.08	1.60	0.46	1.36	0.05	17.65	23.42	0.99	<0.04	100.51	95.84	16.16
7-345	54.54	0.06	1.64	1.15	3.30	0.10	16.28	21.22	2.09	<0.04	100.46	89.78	32.00
7-345	54.06	0.05	2.67	1.53	2.60	0.11	15.71	20.33	2.64	<0.04	99.74	91.51	27.79
7-345	53.86	0.17	2.11	1.49	3.74	0.10	15.05	20.41	2.59	<0.04	99.64	87.76	32.22
7-345	55.08	<0.05	1.51	0.98	1.50	0.05	17.10	23.33	1.11	<0.04	100.85	95.32	30.25
7-345	52.79	0.03	1.82	0.93	1.83	0.05	16.90	23.39	1.77	<0.04	99.60	94.27	25.57
7-345	52.69	0.08	3.54	1.12	2.16	0.06	16.36	20.49	2.39	0.13	99.09	93.10	17.44
7-345	53.68	<0.05	2.17	1.13	1.67	0.07	16.57	22.49	1.54	<0.04	99.51	94.64	25.80
7-345	53.91	0.05	2.04	1.07	1.49	<0.05	16.77	23.01	1.27	<0.04	99.79	95.26	25.97
7-345	54.29	0.08	2.50	1.13	1.66	0.06	16.35	22.54	1.76	<0.04	100.45	94.61	23.20
7-345	54.34	<0.05	1.54	0.98	2.37	0.11	16.43	22.04	1.91	<0.04	99.91	92.50	29.84
7-345	53.52	0.06	1.48	0.97	1.58	0.07	17.30	23.12	1.17	<0.04	99.31	95.13	30.53
Grt мегакристаллич. ортопироксенит с Phl+Amph													
74-296	53.55	0.60	6.09	1.44	2.30	<0.05	13.68	18.20	4.70	<0.04	100.69	91.39	13.70
74-296	53.56	0.57	6.72	1.36	2.19	<0.05	13.33	17.61	4.94	<0.04	100.39	91.57	11.94
74-296	54.19	0.63	7.18	1.31	2.12	<0.05	12.65	17.34	5.18	<0.04	100.71	91.41	10.94
74-296	53.13	0.57	5.90	1.12	1.97	<0.05	14.24	19.09	4.09	<0.04	100.28	92.80	11.32
74-296	53.20	0.56	5.96	1.05	2.06	<0.05	14.47	19.06	4.16	<0.04	100.69	92.61	10.61
74-296	53.50	0.44	6.05	1.17	1.93	<0.05	14.44	19.44	4.18	<0.04	100.29	93.04	11.45
74-296	54.15	0.52	5.57	1.18	2.05	<0.05	14.41	19.32	4.00	<0.04	100.31	92.59	12.45
74-296	53.58	0.44	4.76	1.42	2.10	<0.05	15.08	19.01	4.01	<0.04	100.59	92.76	16.73
74-296	53.71	0.29	3.16	1.16	3.02	0.08	15.55	20.34	2.86	<0.04	100.33	90.18	19.71
74-296	53.69	0.40	4.27	1.03	3.03	0.06	14.43	20.05	3.29	<0.04	100.32	89.48	13.95
74-296	54.76	0.55	5.43	1.15	2.09	<0.05	13.91	18.94	3.88	<0.04	100.90	92.23	12.47
74-296	54.42	0.53	5.16	1.05	2.19	0.05	14.33	19.15	3.85	<0.04	100.84	92.09	12.03
74-296	53.66	0.54	5.08	1.08	2.06	0.05	14.15	19.23	3.78	<0.04	99.74	92.45	12.45
74-296	54.24	0.54	5.35	1.08	2.31	0.08	14.39	18.39	3.76	0.11	100.45	91.73	11.94
Grt лерцолит + метасоматический Phl+Amph													
Ол-169-74	53.81	0.30	4.10	2.99	2.13	0.08	14.11	18.48	4.29	<0.04	100.46	92.18	32.90
Ол-169-74	54.90	0.22	3.97	2.99	2.28	0.06	13.92	18.41	4.11	<0.04	100.94	91.58	33.56
Ол-169-74	52.73	0.29	3.78	2.97	2.68	0.07	17.01	16.64	3.66	<0.04	99.93	91.89	34.48
Ол-169-74	54.02	0.27	4.04	3.04	2.25	0.10	14.00	17.99	4.37	<0.04	100.14	91.72	33.55
Ол-169-74	53.81	0.17	3.25	3.00	2.34	0.06	14.85	18.50	4.02	<0.04	100.14	91.88	38.26
Ол-169-74	54.31	0.13	2.83	2.81	2.21	0.08	15.13	19.17	3.63	<0.04	100.41	92.42	39.91

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
<b>Ол-169-74</b>	55.13	0.14	2.94	2.85	2.28	<0.05	14.52	18.74	3.81	<0.04	100.63	91.91	39.44
<b>Ол-169-74</b>	53.62	0.16	3.51	2.94	2.16	0.08	14.77	18.70	3.80	<0.04	99.94	92.43	35.96
<b>Ол-169-74</b>	53.87	0.41	4.95	2.75	1.84	0.05	13.71	17.73	4.54	<0.04	99.92	93.00	27.12
<b>Ол-169-74</b>	54.24	0.35	4.78	2.80	1.89	<0.05	13.75	17.85	4.51	<0.04	100.29	92.84	28.23
<b>Ол-169-74</b>	52.97	0.18	3.53	2.58	2.25	0.06	14.90	18.82	3.66	<0.04	99.03	92.18	32.89
<b>Ол-169-74</b>	54.27	0.09	3.01	2.41	2.29	0.07	15.35	19.63	3.35	<0.04	100.61	92.27	34.95
<b>Ол-169-74</b>	54.46	0.11	2.89	1.53	2.28	0.07	15.52	20.09	2.84	<0.04	99.84	92.39	26.18
<b>Ол-169-74</b>	53.80	0.26	2.71	2.80	2.52	0.09	14.49	21.09	2.69	<0.04	100.52	91.13	40.93
<b>Ол-169-74</b>	54.42	0.37	4.62	2.75	2.04	0.06	13.88	17.50	4.75	<0.04	100.49	92.38	28.55
<b>Ол-169-74</b>	54.44	0.23	3.90	2.91	2.25	0.05	14.00	17.97	4.18	<0.04	100.05	91.72	33.39
<b>Ол-169-74</b>	54.80	0.25	4.01	2.69	2.22	0.07	14.50	18.13	4.35	<0.04	100.07	92.08	31.07
<b>Ол-169-74</b>	54.16	0.19	3.49	2.66	2.24	0.07	14.93	18.61	3.79	<0.04	100.27	92.23	33.86
<b>Ол-169-74</b>	54.66	0.12	2.89	2.40	2.33	0.09	15.39	19.66	3.26	<0.04	100.86	92.17	35.80
<b>Ол-169-74</b>	55.05	0.10	2.92	2.38	2.29	0.07	15.35	19.06	3.37	<0.04	100.72	92.26	35.34
<b>Ол-169-74</b>	54.29	0.08	2.98	2.49	2.24	0.07	15.51	19.00	3.51	<0.04	100.33	92.51	35.93
<b>Grt вебстерит + Ol + прожилок Amph-Pl</b>													
<b>74-817</b>	54.68	0.21	3.58	1.05	2.75	0.10	15.13	19.77	3.04	<0.04	100.33	90.75	16.41
<b>74-817</b>	54.42	0.32	4.05	0.88	2.05	0.06	15.37	19.84	3.10	<0.04	100.18	93.03	12.77
<b>74-817</b>	53.94	0.29	4.21	0.79	2.04	<0.05	15.27	19.51	3.18	<0.04	99.48	93.03	11.20
<b>74-817</b>	53.81	0.38	4.62	0.75	1.93	0.06	14.87	19.49	3.38	<0.04	99.46	93.20	9.85
<b>74-817</b>	53.85	0.34	4.53	0.78	2.09	<0.05	14.79	19.44	3.50	<0.04	99.40	92.66	10.30
<b>74-817</b>	54.36	0.38	5.18	0.79	1.88	<0.05	14.25	19.05	3.74	<0.04	99.77	93.10	9.24
<b>74-817</b>	55.21	0.35	5.24	0.83	1.86	0.05	14.45	18.75	3.71	<0.04	100.53	93.27	9.64
<b>74-817</b>	54.30	0.39	5.39	0.80	1.84	0.05	14.94	19.10	3.86	<0.04	100.74	93.53	9.02
<b>74-817</b>	54.10	0.39	5.22	0.80	1.86	0.06	14.87	18.92	3.95	<0.04	100.31	93.46	9.34
<b>74-817</b>	54.42	0.36	5.37	0.79	1.90	<0.05	14.55	19.10	3.69	<0.04	100.31	93.19	9.01
<b>74-817</b>	53.29	0.41	5.24	0.78	1.79	0.05	14.85	19.07	3.73	<0.04	99.25	93.67	9.12
<b>74-817</b>	53.78	0.18	3.45	0.55	2.74	0.10	15.51	20.32	2.79	<0.04	99.46	90.99	9.67
<b>74-817</b>	53.53	0.20	3.39	0.75	2.68	0.08	15.66	20.25	2.74	<0.04	99.30	91.24	12.89
<b>74-817</b>	54.16	0.19	3.57	0.89	2.71	0.08	15.41	19.97	3.06	<0.04	100.07	91.03	14.36
<b>74-817</b>	54.07	0.16	3.46	0.90	2.80	0.05	15.54	20.05	3.02	<0.04	100.27	90.83	14.91
<b>74-817</b>	54.02	0.16	3.48	0.88	2.68	0.09	15.67	20.18	2.91	<0.04	100.17	91.25	14.50
<b>74-817</b>	54.04	0.22	3.71	1.16	2.69	0.07	15.35	19.73	3.21	<0.04	100.24	91.05	17.33
<b>74-817</b>	53.45	0.18	3.60	0.86	2.59	0.06	15.62	20.02	2.78	<0.04	99.24	91.48	13.84
<b>74-817</b>	54.98	0.21	3.56	0.97	2.66	0.05	15.21	19.62	2.80	<0.04	100.17	91.06	15.44
<b>74-817</b>	53.94	0.19	3.52	0.52	2.75	0.09	15.68	20.44	2.64	<0.04	99.87	91.05	9.01
<b>74-817</b>	53.83	0.19	0.85	0.82	2.91	0.09	17.82	21.82	0.96	<0.04	99.32	91.61	39.37

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
<b>74-817</b>	53.59	0.20	3.46	0.88	2.56	0.07	15.19	20.40	2.79	<0.04	99.20	91.38	14.62
<b>74-817</b>	54.77	0.19	3.43	1.07	2.71	0.07	15.09	20.01	3.00	<0.04	100.49	90.85	17.36
<b>74-817</b>	53.28	0.15	3.44	0.64	2.68	0.06	15.86	20.50	2.57	<0.04	99.28	91.35	11.10
<b>74-817</b>	54.14	0.14	3.37	0.69	2.68	0.06	15.66	20.37	2.66	<0.04	99.95	91.24	12.09
<b>Эклогиты и железистые гранатовые клинопироксениты</b>													
<b>74-968</b>	55.31	0.33	8.64	0.20	2.82	<0.05	11.83	15.54	5.86	<0.04	100.62	88.21	1.51
<b>74-968</b>	54.82	0.24	8.77	0.21	2.83	0.05	11.82	15.65	6.08	<0.04	100.69	88.16	1.59
<b>74-968</b>	55.07	0.28	8.22	0.22	2.90	<0.05	12.03	15.89	5.83	<0.04	100.61	88.07	1.74
<b>7-394</b>	51.24	<0.05	15.65	0.10	0.95	<0.05	9.16	17.67	4.87	<0.04	99.82	94.52	0.41
<b>7-394</b>	50.40	<0.05	17.37	0.09	1.02	<0.05	8.64	18.88	4.07	<0.04	100.75	93.80	0.33
<b>7-350</b>	55.57	0.21	5.25	0.02	2.80	<0.05	14.05	19.25	3.44	<0.04	100.81	89.96	0.29
<b>7-367</b>	53.51	0.24	9.13	0.18	3.51	<0.05	12.12	18.00	3.52	<0.04	100.33	86.02	1.32
<b>7-367</b>	55.60	0.23	10.26	0.17	2.08	<0.05	10.90	16.53	4.81	<0.04	100.75	90.35	1.07
<b>7-367</b>	55.28	0.15	10.49	0.14	1.91	<0.05	10.99	16.65	5.31	<0.04	100.94	91.11	0.86
<b>7-367</b>	53.98	0.61	6.16	0.10	4.37	0.08	15.00	18.13	2.42	<0.04	100.89	85.95	1.08
<b>7-367</b>	55.06	0.20	10.26	0.15	1.93	<0.05	10.70	16.66	5.46	<0.04	100.47	90.82	0.97
<b>Phl – Ilm породы</b>													
Phl-Ilm Grt лерцолит													
<b>74-8906</b>	54.39	0.39	2.92	0.90	4.45	0.07	16.10	18.08	2.46	<0.04	100.07	86.58	17.05
<b>74-8906</b>	53.82	0.44	2.94	0.62	3.99	0.09	16.82	19.34	2.38	<0.04	100.58	88.25	12.45
<b>74-8906</b>	54.20	0.40	2.94	0.54	3.80	<0.05	17.09	19.31	2.26	<0.04	100.10	88.91	10.97
<b>74-8906</b>	54.01	0.39	2.92	0.94	4.07	0.08	16.55	18.97	2.15	<0.04	100.18	87.88	17.72
<b>74-8906</b>	54.25	0.40	2.71	1.04	4.34	0.07	16.52	18.55	2.63	<0.04	100.75	87.16	20.45
<b>74-8906</b>	54.03	0.38	2.69	1.07	4.34	0.07	16.39	18.83	2.48	<0.04	100.46	87.06	21.02
Phl-Ilm Grt лерцолит													
<b>7-365</b>	55.04	0.39	3.13	1.37	3.74	0.08	16.26	18.36	2.12	<0.04	100.68	88.57	22.68
<b>7-365</b>	54.26	0.37	2.89	0.45	4.79	0.08	16.56	18.28	2.10	<0.04	99.94	86.03	9.35
<b>7-365</b>	53.89	0.41	3.07	0.55	4.64	0.10	16.48	18.14	2.13	<0.04	99.73	86.35	10.71
<b>7-365</b>	54.12	0.50	3.03	0.48	4.91	0.09	16.27	18.02	2.06	<0.04	99.56	85.52	9.54
<b>7-365</b>	53.84	0.42	0.85	0.49	5.89	0.14	17.48	19.72	1.02	<0.04	99.94	84.10	28.04
Phl-Ilm Grt оливиновый вебстерит													
<b>О-3-87</b>	54.19	0.44	2.80	0.56	4.76	0.12	16.54	18.25	2.07	<0.04	99.92	86.10	11.81
<b>О-3-87</b>	53.57	0.44	3.45	0.62	4.81	0.07	15.37	18.35	2.35	<0.04	99.16	85.06	10.77
<b>О-3-87</b>	53.50	0.44	3.59	0.49	4.84	0.08	16.03	18.23	2.33	<0.04	99.67	85.51	8.44
<b>О-3-87</b>	52.54	1.32	2.73	0.41	5.10	0.12	15.85	18.49	2.06	<0.04	98.87	84.70	9.18
<b>О-3-87</b>	54.19	0.44	2.80	0.56	4.76	0.12	16.54	18.25	2.07	<0.04	99.92	86.10	11.81

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
Phl-Ilm Grt перцолит													
<b>O-131-87A</b>	53.78	0.39	4.95	1.65	1.54	0.08	14.59	20.38	2.55	<0.04	100.04	94.41	18.29
<b>O-131-87A</b>	50.15	0.30	6.21	1.65	2.21	0.08	17.33	15.40	3.29	<0.04	96.90	93.32	15.12
<b>O-131-87A</b>	53.15	0.49	4.95	1.42	1.50	0.06	14.66	20.77	2.35	<0.04	99.53	94.58	16.11
<b>O-131-87A</b>	54.53	0.46	4.94	1.51	1.46	<0.05	14.33	20.84	2.27	<0.04	100.50	94.58	16.97
<b>O-131-87A</b>	54.25	0.42	4.98	1.26	1.51	0.06	14.79	21.17	2.24	<0.04	100.78	94.59	14.46
<b>O-131-87A</b>	54.40	0.45	5.01	1.39	1.63	0.07	14.72	20.73	2.16	<0.04	100.61	94.16	15.72
<b>O-131-87A</b>	54.24	0.34	4.84	1.35	1.54	0.06	14.81	21.00	2.13	<0.04	100.48	94.47	15.73
<b>O-131-87A</b>	54.91	0.14	3.17	1.23	1.59	<0.05	15.89	21.86	1.48	<0.04	100.43	94.70	20.65
<b>O-131-87A</b>	54.14	0.41	4.98	1.28	1.69	0.06	14.76	21.29	1.99	<0.04	100.70	93.98	14.72
<b>O-131-87A</b>	53.82	0.33	5.19	1.54	1.47	<0.05	14.58	20.50	2.18	<0.04	99.73	94.64	16.60
<b>O-131-87A</b>	54.05	0.41	5.25	1.46	1.46	0.05	14.85	20.58	2.23	<0.04	100.47	94.78	15.69
<b>O-131-87A</b>	54.09	0.42	5.21	1.42	1.53	0.08	14.49	20.57	2.46	<0.04	100.35	94.41	15.47
<b>O-131-87A</b>	53.81	0.44	5.07	1.60	1.49	0.09	14.85	20.61	2.38	<0.04	100.44	94.68	17.43
<b>Сл-101</b>	54.07	0.28	0.82	0.45	5.21	0.09	16.18	20.01	1.86	<0.04	99.04	84.71	26.90
<b>Сл-101</b>	55.14	0.15	0.79	0.47	4.89	0.08	15.78	20.67	1.88	<0.04	99.90	85.20	28.62
<b>Сл-101</b>	55.03	0.15	0.76	0.42	5.10	0.11	16.02	20.20	1.92	<0.04	100.01	84.85	27.32
<b>Сл-101</b>	54.58	0.24	1.07	0.61	4.94	0.11	16.28	20.03	1.93	<0.04	99.93	85.44	27.65
<b>Сл-101</b>	55.76	0.22	0.61	0.56	5.01	0.11	15.38	20.65	1.76	<0.04	100.20	84.54	38.02
<b>Сл-109</b>	54.74	0.03	0.15	1.48	3.12	0.08	15.28	22.70	1.85	<0.04	99.57	89.72	86.53
<b>Сл-307</b>	53.70	0.32	3.72	0.39	4.48	0.09	13.69	18.93	2.86	<0.04	98.32	84.49	6.51
<b>Сл-307</b>	53.67	0.29	3.70	0.37	4.48	0.05	13.83	18.84	2.78	<0.04	98.08	84.63	6.35
<b>7-566</b>	54.00	0.29	1.85	1.20	5.38	0.11	14.61	19.58	2.35	<0.04	99.55	82.87	30.39
<b>7-566</b>	55.17	0.24	1.78	1.01	4.29	0.10	15.21	19.87	2.03	<0.04	99.81	86.34	27.51
<b>7-566</b>	54.94	0.23	0.19	1.20	4.35	0.14	16.01	22.00	1.13	<0.04	100.33	86.77	81.02
<b>7-370</b>	52.07	0.68	3.17	0.35	5.91	0.07	14.65	16.82	2.35	<0.04	96.16	81.54	6.83
<b>7-370</b>	53.36	0.43	3.26	0.37	5.57	0.10	14.33	17.66	2.70	<0.04	97.87	82.11	6.99
<b>06-390</b>	54.41	0.19	3.55	1.04	1.29	0.05	15.59	22.14	1.66	<0.04	100.05	95.55	16.41
<b>06-390</b>	54.98	0.16	3.51	0.96	1.32	0.06	15.84	22.40	1.60	<0.04	100.92	95.54	15.49
<b>06-390</b>	54.18	0.15	3.61	0.89	1.25	0.06	15.96	22.47	1.59	<0.04	100.24	95.78	14.24
<b>06-390</b>	53.84	0.20	3.18	0.94	1.33	0.07	16.42	22.08	1.84	<0.04	100.01	95.65	16.53
<b>7-566</b>	53.92	0.23	1.92	1.18	4.63	0.13	15.76	19.81	2.33	<0.04	99.92	85.84	29.20
<b>7-566</b>	53.70	0.20	2.23	1.40	3.96	0.10	15.70	19.83	2.33	<0.04	99.70	87.61	29.62
<b>7-566</b>	54.15	0.20	2.16	1.02	3.84	0.12	15.75	19.90	2.28	<0.04	99.44	87.96	24.00
<b>7-566</b>	53.45	0.33	3.06	1.26	4.54	0.09	15.08	18.95	2.96	<0.04	99.79	85.56	21.68
<b>7-566</b>	53.80	0.28	3.14	1.39	4.57	0.12	15.43	18.83	2.99	<0.04	99.64	85.77	22.86

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
<b>O-22/87</b>	54.38	0.17	0.84	0.16	5.55	0.13	16.37	20.31	2.00	<0.04	99.99	84.03	11.37
<b>O-22/87</b>	54.04	0.27	1.07	0.55	5.36	0.14	16.38	20.28	2.40	<0.04	100.65	84.50	25.56
<b>O-22/87</b>	54.60	0.31	0.94	0.56	5.45	0.13	16.11	20.15	2.17	<0.04	100.42	84.06	28.65
<b>O-22/87</b>	54.70	0.21	0.91	0.47	5.71	0.10	18.25	18.15	2.02	<0.04	100.53	85.06	25.71
<b>O-42/87</b>	54.26	0.16	0.96	0.67	5.32	0.11	15.82	20.10	2.50	<0.04	99.94	84.14	32.04
<b>O-42/87</b>	55.14	0.20	0.93	0.53	5.40	0.13	16.18	20.16	2.10	<0.04	100.98	84.22	27.81
<b>O-42/87</b>	54.12	0.17	0.92	0.48	5.44	0.10	16.40	20.23	2.16	<0.04	100.08	84.31	25.73
<b>7-365</b>	54.72	0.35	2.67	0.78	5.16	0.12	16.22	18.32	2.42	<0.04	100.82	84.85	16.41
<b>7-365</b>	53.67	0.19	4.12	1.35	1.77	0.06	15.28	20.96	2.19	<0.04	99.62	93.89	18.01
<b>7-365</b>	53.47	0.56	1.23	0.23	6.31	0.13	17.04	19.22	1.40	<0.04	99.70	82.80	11.28
<b>7-385</b>	54.30	0.26	2.70	0.98	4.96	0.10	15.38	19.29	2.59	<0.04	100.67	84.68	19.49
<b>7-385</b>	53.72	0.27	2.63	0.95	4.85	0.09	15.28	19.43	2.52	<0.04	100.06	84.89	19.57
<b>7-385</b>	54.20	0.36	2.78	0.97	4.97	0.10	15.19	19.61	2.64	<0.04	100.95	84.48	19.01

Таблица 2.4 Химические составы гранатов.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>Гарцбургиты</b>												
74-530	42.44	<0.05	22.23	2.14	8.28	0.46	20.76	4.70	0.05	<0.04	101.08	81.73
74-530	42.70	<0.05	22.08	2.10	8.16	0.42	20.26	4.72	0.05	<0.04	100.54	81.58
<b>Лерцолиты</b>												
7-341	42.94	0.06	22.07	2.15	7.74	0.32	20.94	4.76	0.05	<0.04	101.05	82.84
7-341	42.50	0.05	21.84	2.12	7.66	0.32	20.73	4.71	0.05	<0.04	100.05	82.83
7-343	41.08	0.13	21.30	3.20	8.36	0.44	20.25	5.14	0.05	<0.04	100.05	81.21
7-343	40.75	0.08	21.42	2.87	8.64	0.52	20.30	4.90	<0.04	<0.04	99.50	80.74
7-343	41.08	0.13	21.30	3.20	8.36	0.44	20.25	5.14	0.05	<0.04	100.05	81.20
74-159	42.13	0.07	21.49	2.68	7.72	0.42	19.25	5.76	<0.04	<0.04	99.53	81.64
74-891	42.24	0.14	21.46	2.82	7.91	0.41	19.74	5.06	<0.04	<0.04	99.80	81.67
<b>Оливиновые вебстериты</b>												
7-421	42.53	<0.05	21.73	2.42	7.79	0.37	20.97	4.88	0.08	<0.04	100.95	82.76
7-421	41.96	<0.05	22.21	2.00	7.74	0.35	21.00	4.64	0.05	<0.04	100.41	82.86
7-259	43.05	0.11	23.49	0.40	7.79	0.24	21.81	3.74	<0.04	<0.04	100.67	83.31
7-353	42.16	0.08	20.74	3.77	8.43	0.43	20.15	4.98	0.05	<0.04	100.83	81.01
<b>Вебстериты</b>												
7-294	42.13	0.06	22.05	0.95	8.26	0.26	21.38	3.63	0.83	0.16	99.99	82.18
7-294	42.32	0.14	21.63	2.60	8.11	0.39	20.60	4.86	0.04	<0.04	100.71	81.90
7-294	42.37	<0.05	21.95	1.82	7.80	0.32	20.62	4.54	<0.04	<0.04	99.45	82.50
7-294	42.13	0.06	22.05	0.95	8.26	0.26	21.38	3.63	0.83	0.16	99.99	82.18
7-255	42.16	0.09	22.90	0.40	9.31	0.29	20.77	3.87	0.06	<0.04	100.67	79.92
7-255	42.86	0.10	23.28	0.41	9.46	0.29	21.12	3.93	0.07	<0.04	101.67	79.92
74-968	41.91	0.08	23.25	0.19	13.71	0.29	18.36	3.47	0.04	<0.04	101.35	70.47
74-968	41.37	0.06	22.89	0.20	13.87	0.28	17.87	3.61	<0.04	<0.04	100.20	69.67
74-968	41.37	0.06	22.89	0.20	13.87	0.28	17.87	3.61	<0.04	<0.04	100.20	69.67
<b>Ортопироксенит</b>												
06-288	42.06	0.05	22.35	1.99	8.38	0.30	20.65	4.09	0.07	<0.04	100.63	81.46
06-288	42.77	0.10	21.97	1.77	8.68	0.28	20.75	4.26	0.05	<0.04	100.67	80.99
06-288	42.33	0.05	22.49	2.01	8.43	0.30	20.78	4.12	0.07	<0.04	100.63	81.46
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>												
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph												
7-345	41.54	0.05	22.45	0.64	12.72	0.52	17.68	4.35	0.06	<0.04	100.68	71.25
7-345	41.18	<0.05	22.62	1.55	8.60	0.30	20.51	5.10	<0.04	<0.04	100.02	80.96
7-345	40.31	0.05	23.48	0.66	12.71	0.54	18.34	4.11	<0.04	<0.04	100.34	72.00



	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>7-345</b>	40.11	<0.05	23.56	0.54	12.86	0.51	18.34	4.15	0.06	<0.04	100.38	71.77
<b>7-345</b>	42.13	0.05	23.03	1.16	7.65	0.26	20.98	5.41	<0.04	<0.04	100.78	83.03
<b>7-345</b>	40.76	0.06	23.08	1.18	7.69	0.28	20.57	5.38	<0.04	<0.04	99.07	82.67
<b>7-345</b>	42.33	<0.05	23.42	1.27	7.46	0.22	20.70	5.26	<0.04	<0.04	100.77	83.19
<b>Grт лерцолит + метасоматический Phl+Amph</b>												
<b>Ол-169-74</b>	41.74	0.17	21.37	3.74	7.47	0.35	21.05	4.78	0.10	<0.04	100.82	83.40
<b>Ол-169-74</b>	41.16	0.18	21.07	3.79	7.48	0.36	21.33	4.75	0.09	<0.04	100.32	83.56
<b>Ол-169-74</b>	41.85	0.05	22.23	2.18	7.68	0.44	21.57	4.01	0.07	<0.04	100.23	83.34
<b>Ол-169-74</b>	40.78	0.17	21.21	3.76	7.79	0.50	20.83	4.71	0.05	<0.04	99.86	82.66
<b>Ол-169-74</b>	41.47	0.14	21.45	3.64	7.62	0.41	21.21	4.34	<0.04	<0.04	100.47	83.23
<b>Ол-169-74</b>	41.15	0.10	21.50	3.31	7.76	0.42	21.27	4.25	<0.04	<0.04	99.90	83.01
<b>Ол-169-74</b>	41.94	0.11	21.12	3.86	7.59	0.34	21.06	4.56	0.09	<0.04	100.71	83.18
<b>Ол-169-74</b>	41.75	0.18	21.13	3.71	7.61	0.38	21.30	4.49	0.05	<0.04	100.66	83.30
<b>Ол-169-74</b>	41.60	0.15	21.24	3.81	7.51	0.37	21.23	4.64	0.10	<0.04	100.74	83.45
<b>Ол-169-74</b>	41.51	0.18	21.24	3.74	7.67	0.40	21.22	4.52	0.10	<0.04	100.71	83.15
<b>Ол-169-74</b>	42.08	0.22	21.07	3.70	7.43	0.36	20.79	4.63	0.10	<0.04	100.41	83.29
<b>Ол-169-74</b>	41.71	0.18	21.01	3.66	7.38	0.37	21.06	4.72	0.07	<0.04	100.37	83.58
<b>Ол-169-74</b>	41.60	0.15	20.96	3.79	7.55	0.41	21.15	4.76	0.07	<0.04	100.54	83.32
<b>Grт вебстерит + Ol + прожилок Amph-Phl</b>												
<b>74-817</b>	41.84	0.09	23.52	0.88	7.42	0.32	22.26	4.01	0.05	<0.04	100.61	84.25
<b>74-817</b>	42.09	0.14	22.50	1.15	8.01	0.34	21.63	4.33	0.07	<0.04	100.36	82.80
<b>74-817</b>	41.04	0.10	23.10	1.13	8.02	0.32	21.31	4.29	<0.04	<0.04	99.35	82.57
<b>74-817</b>	41.32	0.12	23.18	1.20	8.15	0.32	21.59	4.27	0.06	<0.04	100.44	82.53
<b>74-817</b>	41.97	0.08	22.72	1.21	8.23	0.31	21.59	4.21	<0.04	<0.04	100.47	82.39
<b>74-817</b>	41.44	0.15	23.07	1.14	8.05	0.29	21.37	4.13	<0.04	<0.04	99.82	82.55
<b>74-817</b>	42.16	0.14	23.01	0.87	7.38	0.28	21.63	4.19	<0.04	<0.04	99.79	83.93
<b>Grт мегакристаллич. ортопироксенит с Phl+Amph</b>												
<b>74-296а</b>	42.49	0.09	22.16	1.58	8.53	0.27	20.67	4.46	0.10	<0.04	100.38	81.20
<b>74-296а</b>	41.99	0.10	22.33	1.52	8.74	0.28	20.79	4.32	<0.04	<0.04	100.22	80.92
<b>74-296</b>	42.37	0.13	22.12	1.21	9.41	0.28	20.75	4.43	0.05	<0.04	100.85	79.71
<b>74-296</b>	42.13	0.09	22.61	1.23	9.50	0.27	20.61	4.29	0.09	<0.04	100.90	79.45
<b>74-296</b>	42.18	0.11	22.51	1.32	9.29	0.31	20.95	4.34	0.05	<0.04	100.76	80.08
<b>74-296</b>	42.33	<0.05	22.07	1.33	9.47	0.27	20.87	4.20	0.07	<0.04	100.77	79.71
<b>74-296</b>	41.74	0.12	22.12	1.29	9.36	0.29	20.84	4.31	0.09	<0.04	100.20	79.88
<b>Эклогиты и железистые гранатовые клинопироксениты</b>												
<b>7-394</b>	40.89	<0.05	23.25	0.09	7.19	0.14	15.72	12.10	<0.04	<0.04	99.38	79.58
<b>7-394</b>	42.26	<0.05	23.25	0.05	6.96	0.13	15.79	11.90	0.05	<0.04	100.40	80.17

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
<b>74-639</b>	41.05	<0.05	22.58	0.00	14.00	0.44	11.92	9.91	0.04	<0.04	99.96	60.29
<b>7-350</b>	41.77	0.20	23.23	0.04	12.19	0.20	18.54	4.42	0.09	<0.04	100.81	73.05
<b>74-136</b>	41.64	0.09	22.57	0.06	14.40	0.38	10.45	10.37	<0.04	<0.04	100.07	56.40
<b>74-136</b>	41.67	<0.05	23.05	0.01	14.56	0.34	11.58	9.13	<0.04	<0.04	100.40	58.64
<b>7-367</b>	41.06	0.35	22.57	0.10	11.40	0.26	16.63	7.38	0.06	<0.04	100.20	72.21
<b>7-367</b>	40.62	0.23	22.59	0.09	13.08	0.34	16.02	6.94	0.07	<0.04	100.42	68.59
<b>7-367</b>	41.81	0.40	22.05	0.10	11.46	0.28	17.18	6.58	0.05	<0.04	100.60	72.78
<b>7-367</b>	41.30	0.14	22.42	0.14	12.53	0.28	15.87	7.16	0.05	<0.04	100.89	69.30
<b>7-367</b>	41.35	0.35	22.09	0.10	11.47	0.32	17.36	6.82	<0.04	<0.04	99.99	72.96
<b>7-367</b>	41.24	0.15	22.20	0.13	13.05	0.42	16.59	6.36	0.07	<0.04	100.23	69.39
<b>7-367</b>	42.17	0.25	21.85	0.14	11.55	0.33	17.03	6.67	0.11	<0.04	100.20	72.45
<b>7-367</b>	41.35	<0.05	22.44	0.11	12.59	0.25	13.32	10.70	0.07	<0.04	100.86	65.35
<b>7-367</b>	40.03	<0.05	22.77	0.08	12.58	0.23	13.58	10.69	0.13	<0.04	100.23	65.80
<b>Phl – Plm породы</b>												
Phl-Plm Grt лерцолит												
<b>74-8906</b>	41.21	0.36	21.22	1.51	10.55	0.33	20.00	4.77	0.05	<0.04	100.12	77.16
<b>74-8906</b>	41.04	0.42	22.15	1.35	9.96	0.28	20.04	5.22	0.14	<0.04	100.66	78.20
<b>74-8906</b>	41.21	0.55	21.32	1.60	10.68	0.32	19.59	5.06	<0.04	<0.04	100.38	76.58
<b>74-8906</b>	40.65	0.41	21.53	1.69	10.96	0.35	20.00	4.83	0.08	<0.04	100.61	76.48
Phl-Plm Grt оливиновый вебстерит												
<b>О-3-87</b>	41.54	0.38	19.89	1.35	10.53	0.30	19.39	5.61	0.08	<0.04	99.09	76.65
<b>О-3-87</b>	41.79	0.54	20.22	1.38	10.87	0.34	19.31	5.05	0.05	<0.04	99.61	76.00
<b>О-3-87</b>	41.68	0.49	20.05	1.25	10.73	0.32	18.49	5.80	0.08	<0.04	99.04	75.44
<b>О-3-87</b>	41.60	0.38	20.29	1.20	10.53	0.34	18.87	5.57	0.10	<0.04	99.01	76.16
<b>О-3-87</b>	41.92	0.44	20.09	1.08	11.60	0.34	18.91	4.75	0.06	<0.04	99.26	74.40
Phl-Plm Grt оливиновый вебстерит												
<b>7-370</b>	42.35	0.29	20.94	0.41	13.37	0.45	18.35	4.13	0.07	<0.04	100.38	70.99
<b>7-370</b>	41.66	0.33	20.54	0.74	13.30	0.39	18.30	3.98	0.17	0.21	99.74	71.04
<b>7-370</b>	42.09	0.37	19.91	0.60	13.38	0.42	18.10	4.31	0.04	<0.04	99.35	70.69
<b>7-370</b>	42.70	0.34	20.29	0.44	13.31	0.43	17.50	4.27	0.14	<0.04	99.70	70.08
<b>7-370</b>	42.78	0.38	19.72	0.75	13.39	0.40	17.42	4.32	0.05	<0.04	99.26	69.86
Phl-Plm Grt оливиновый вебстерит												
<b>06-390</b>	41.57	0.32	24.09	0.06	11.81	0.36	18.16	4.23	0.04	<0.04	100.78	73.28
<b>06-390</b>	42.40	0.27	21.51	0.08	12.18	0.34	18.51	4.19	0.06	<0.04	99.70	73.04
<b>06-390</b>	41.00	0.24	23.09	0.15	12.09	0.38	19.39	4.20	0.09	<0.04	100.78	74.08
<b>06-390</b>	39.97	0.21	22.44	0.20	12.07	0.39	18.59	4.15	0.04	<0.04	100.48	73.30

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
Phl-IIIm Grt лерцолит												
7-365	41.23	0.59	21.62	0.93	11.28	0.31	19.52	4.94	0.06	<0.04	100.49	75.52
7-365	40.83	0.55	21.48	1.05	10.69	0.26	19.59	4.81	0.13	<0.04	99.43	76.56
7-365	41.46	0.55	20.77	1.48	12.03	0.38	18.78	4.76	0.10	<0.04	100.37	73.56
7-365	40.16	0.43	21.08	1.53	11.54	0.39	18.28	3.99	0.22	1.48	99.15	73.84
7-365	41.57	0.64	20.79	1.35	12.12	0.41	17.88	5.03	0.09	<0.04	100.11	72.45
7-365	41.51	0.38	21.33	1.74	10.90	0.31	19.01	5.07	0.08	<0.04	100.34	75.66
7-365	42.05	0.68	21.31	1.52	11.35	0.34	18.53	4.87	<0.04	<0.04	100.74	74.43
7-365	41.35	0.48	21.12	1.52	12.33	0.36	18.46	4.80	0.09	<0.04	100.58	72.74
Phl-IIIm Grt верлит												
7-385	41.09	0.13	21.01	1.63	14.09	0.56	17.06	4.83	0.05	<0.04	100.65	68.34
7-385	40.51	0.23	21.39	0.89	14.23	0.53	17.12	4.86	0.10	<0.04	100.06	68.19
7-385	40.95	0.33	20.75	1.87	14.08	0.59	16.74	5.10	0.06	<0.04	100.63	67.93
7-385	40.61	0.55	20.58	2.40	11.47	0.34	18.15	5.66	0.08	<0.04	99.87	73.82
7-385	41.01	0.22	21.18	1.64	14.24	0.54	16.74	4.94	0.05	<0.04	100.70	67.70
7-388	41.18	<0.05	22.12	2.48	7.93	0.45	20.75	4.96	<0.04	<0.04	99.94	82.35
7-388	41.03	0.13	21.92	2.56	8.03	0.45	21.19	4.90	<0.04	<0.04	100.22	82.46
7-388	41.06	0.07	22.08	2.45	8.17	0.47	21.05	4.90	0.05	<0.04	100.38	82.12
Phl-IIIm Grt оливиновый вебстерит												
12-7	41.85	0.28	21.54	1.15	11.66	0.34	19.09	4.64	0.06	<0.04	100.71	74.48
12-7	40.30	0.35	21.66	1.49	11.54	0.35	18.87	4.82	0.12	<0.04	99.53	74.46
12-7	41.49	0.43	21.10	1.49	11.63	0.33	19.25	4.78	0.07	<0.04	100.61	74.69
12-7	40.39	0.28	21.88	1.52	11.34	0.34	19.38	4.77	0.05	<0.04	100.02	75.28
12-7	42.08	0.37	21.01	1.57	11.28	0.36	19.02	4.57	0.06	<0.04	100.38	75.04
12-7	41.46	0.30	20.67	1.48	11.49	0.35	18.95	4.67	0.08	<0.04	99.52	74.61
12-7	41.48	0.33	21.36	1.39	10.70	0.37	19.58	4.39	<0.04	0.04	99.67	76.54
Phl-IIIm Grt лерцолит												
O-131-87A	41.92	0.48	20.22	1.55	12.04	0.38	18.58	4.86	0.06	<0.04	100.20	73.34
O-131-87A	42.06	0.52	20.53	1.45	12.06	0.35	18.59	4.84	0.04	<0.04	100.59	73.32
O-131-87A	42.15	0.51	20.80	1.53	11.78	0.38	18.78	4.79	<0.04	<0.04	100.89	73.97
O-131-87A	42.03	0.49	21.03	1.87	10.98	0.41	18.90	5.04	0.10	<0.04	100.95	75.43
O-131-87A	41.13	0.52	20.83	1.25	11.95	0.39	19.09	4.80	0.08	<0.04	100.25	74.01
O-131-87A	41.79	0.49	20.34	1.68	10.32	0.30	19.00	5.34	0.09	<0.04	99.48	76.65
O-131-87A	42.01	0.44	21.01	2.03	10.80	0.34	18.98	5.04	0.05	<0.04	100.79	75.80
O-131-87A	42.08	0.65	21.41	1.09	11.09	0.35	18.68	4.82	0.09	<0.04	100.29	75.01

Таблица 2.5. Химические составы шпинелидов.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
<b>Гарцбургиты</b>													
06-212	<0.04	0.05	26.21	45.10	15.31	0.26	12.85	<0.04	<0.04	<0.04	99.91	59.95	53.58
06-216	<0.04	<0.05	31.81	36.06	18.30	0.25	13.33	<0.04	0.08	<0.04	100.50	56.49	43.20
06-218	0.85	<0.05	29.25	39.02	14.10	0.29	15.81	0.33	0.09	0.06	99.97	66.65	47.23
06-218	0.10	<0.05	29.05	40.16	15.01	0.28	15.34	0.31	<0.04	<0.04	100.39	64.57	48.11
7-332	0.63	0.34	27.63	39.66	15.06	0.19	14.99	0.85	<0.04	<0.04	99.54	63.95	49.06
7-332	0.12	0.34	32.73	35.99	13.78	0.18	16.32	0.24	<0.04	<0.04	99.92	67.86	42.46
7-297	0.23	0.07	44.98	24.20	12.16	0.16	17.96	<0.04	<0.04	<0.04	99.83	72.47	26.52
7-297	0.09	0.08	40.53	27.70	13.87	0.12	18.10	<0.04	0.06	<0.04	100.81	69.93	31.44
7-297	1.62	0.12	41.77	26.00	12.23	0.16	17.74	<0.04	0.11	<0.04	99.95	72.12	29.46
7-297	0.04	0.15	40.92	28.04	12.94	0.16	17.25	<0.04	<0.04	<0.04	99.72	70.38	31.49
7-297	<0.04	0.13	39.27	28.79	13.69	0.16	17.86	<0.04	<0.04	<0.04	100.24	69.92	32.97
74-318	<0.04	0.09	26.08	42.61	18.48	0.31	11.44	0.07	0.05	<0.04	99.18	52.46	52.29
<b>Лерцолит</b>													
06-228	0.10	0.17	52.92	14.42	9.68	0.09	21.26	<0.04	<0.04	<0.04	99.04	79.66	15.45
06-228	<0.04	0.09	45.23	22.52	11.87	0.16	19.44	<0.04	0.07	<0.04	99.75	74.49	25.04
06-228	0.18	0.16	34.63	32.90	14.89	0.16	17.28	0.05	0.09	<0.04	100.48	67.41	38.93
06-228	<0.04	<0.05	44.84	23.50	12.68	0.18	19.33	<0.04	<0.04	<0.04	100.83	73.10	26.01
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>													
Grt лерцолит + метасоматический Phl+Amph													
Ол-169-74	0.10	0.34	19.47	46.49	19.03	0.45	14.19	0.04	<0.04	<0.04	100.71	57.07	61.57
Ол-169-74	0.38	0.31	20.32	45.01	19.13	0.43	14.27	<0.04	<0.04	0.09	100.43	57.08	59.77
Ол-169-74	3.12	0.29	17.28	41.91	17.91	0.36	13.63	0.92	0.30	0.15	96.10	57.56	61.93
Ол-169-74	0.11	0.36	18.07	47.02	19.51	0.41	14.23	0.12	<0.04	<0.04	100.21	56.53	63.57
Grt мегакристаллич. ортопироксенит с Phl+Amph													
74-296а	0.14	0.73	14.07	46.77	24.60	0.42	11.90	<0.04	<0.04	0.20	99.37	46.31	69.05
<b>Phl – Пм породы</b>													
Phl-Пм Grt верлит (Слюдит 1)													
7-388	0.08	0.96	9.98	53.33	24.00	0.46	10.01	<0.04	<0.04	<0.04	100.14	42.64	78.20
7-388	0.04	2.98	7.78	50.02	28.03	0.45	10.05	<0.04	<0.04	0.07	100.45	38.99	81.19
7-388	0.09	0.45	9.97	51.82	26.09	0.42	10.00	<0.04	<0.04	0.16	100.22	40.60	77.71
7-388	0.09	0.29	10.70	52.00	25.18	0.43	10.55	<0.04	0.09	0.18	100.45	42.76	76.53
7-388	<0.04	0.36	31.07	37.56	14.60	0.20	16.44	<0.04	<0.04	<0.04	100.58	66.75	44.78

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	Cr#
Phl-Ilm Grt вебстерит													
<b>O-42-87</b>	0.19	0.28	1.51	50.62	37.67	0.90	6.53	0.27	0.06	<0.04	98.96	23.62	95.73
<b>O-42-87</b>	0.04	0.30	1.47	50.75	38.34	0.85	6.59	0.23	0.12	0.11	99.83	23.45	95.85
<b>O-42-87</b>	2.41	0.32	1.35	47.92	38.36	0.82	6.75	0.48	0.74	0.04	100.07	23.89	95.96
Phl-Ilm Grt лерцолит													
<b>O-131-87A</b>	0.54	0.10	47.48	20.25	10.80	0.16	19.82	0.21	<0.04	<0.04	100.01	76.59	22.24
<b>O-131-87A</b>	0.04	0.38	29.11	36.18	17.31	0.31	16.21	0.04	0.04	<0.04	100.68	62.54	45.46
<b>O-131-87A</b>	0.14	0.07	50.35	16.58	10.30	0.12	20.51	<0.04	<0.04	<0.04	98.84	78.02	18.09
<b>O-131-87A</b>	0.55	0.11	45.42	21.57	10.98	0.23	19.74	0.28	0.10	<0.04	99.68	76.22	24.16
<b>O-131-87A</b>	0.28	0.11	45.19	21.62	10.93	0.18	20.17	0.35	0.05	<0.04	99.61	76.69	24.30
<b>O-131-87A</b>	0.10	0.21	45.09	21.23	12.45	0.19	19.56	<0.04	0.08	<0.04	99.60	73.69	24.01
Phl-Ilm Grt лерцолит													
<b>7-365</b>	0.05	<0.05	45.18	21.65	12.81	0.14	19.53	<0.04	<0.04	<0.04	99.71	73.10	24.33
<b>7-365</b>	<0.04	0.19	38.70	27.86	14.49	0.17	17.50	0.08	<0.04	<0.04	99.19	68.27	32.56
Phl-Amph порода (Слюдит II)													
<b>Сл-109</b>	0.13	0.49	0.46	50.73	39.34	1.22	5.83	0.07	0.19	0.04	99.07	20.90	98.66
<b>Сл-109</b>	0.10	0.75	0.24	47.33	45.04	1.07	4.66	0.07	<0.04	<0.04	99.71	15.58	99.25
<b>Сл-109</b>	<0.04	0.51	0.44	54.67	37.22	1.34	4.83	<0.04	0.05	<0.04	100.52	18.79	98.82
<b>Сл-109</b>	0.15	0.52	0.61	51.94	38.14	1.25	4.99	0.04	0.09	<0.04	98.65	18.92	98.27
<b>Сл-109</b>	<0.04	0.54	0.36	54.03	38.16	1.33	4.67	<0.04	0.04	<0.04	100.21	17.92	99.01
<b>Сл-109</b>	<0.04	0.51	0.44	54.87	37.22	1.34	4.83	<0.04	0.05	<0.04	100.72	18.79	98.82

Таблица 2.6. Химические составы флогопитов.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
<b>Породы Магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>																	
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph																	
7-345	40.91	0.62	13.14	0.96	4.44	<0.05	25.05	<0.04	0.66	10.04	96.50	90.95	0.11	0.13	0.13	0.40	<0.06
7-345	41.28	1.09	12.35	0.98	4.13	<0.05	24.47	<0.04	0.50	10.25	95.71	91.36	0.11	<0.08	<0.07	0.57	<0.06
7-345	40.23	0.52	14.56	0.82	4.06	0.05	24.48	<0.05	0.87	9.70	95.88	91.49	0.11	0.12	0.13	0.27	<0.06
Grt мегакристаллич. ортопироксенит с Phl+Amph																	
74-296а	41.10	0.47	14.03	0.72	2.77	<0.05	26.60	<0.04	2.14	6.54	96.51	94.48	0.15	0.11	1.74	0.13	<0.06
74-296а	40.48	0.57	14.63	1.00	2.93	<0.05	25.99	<0.04	2.65	7.33	97.80	94.05	0.18	0.20	1.67	0.09	<0.06
74-296а	40.26	0.57	14.98	0.90	2.97	<0.05	25.68	<0.04	2.43	7.34	97.25	93.90	0.18	0.09	1.75	0.05	<0.06
Grt лерцолит + метасоматический Phl+Amph																	
Ол-169-74	39.66	0.37	14.82	1.11	2.71	<0.05	25.18	<0.04	1.27	9.78	95.94	94.30	0.14	<0.08	0.51	0.41	<0.06
Ол-169-74	40.08	0.31	14.85	0.85	2.75	<0.05	25.83	<0.04	1.36	9.23	96.17	94.37	0.15	<0.08	0.56	0.16	<0.06
Ол-169-74	41.05	0.37	14.27	0.80	2.69	<0.05	25.09	<0.04	0.88	9.17	95.55	94.33	0.20	<0.08	0.68	0.37	<0.06
Ол-169-74	40.05	0.34	15.20	0.83	2.68	0.05	25.78	<0.04	1.30	9.37	96.57	94.49	0.16	<0.08	0.51	0.44	<0.06
Ол-169-74	40.89	0.35	14.45	0.80	2.56	<0.05	25.77	<0.04	1.17	9.47	96.54	94.73	0.18	<0.08	0.55	0.41	<0.06
Ол-169-74	39.62	0.33	14.82	1.02	2.62	<0.05	25.19	<0.04	1.06	9.64	95.28	94.48	0.15	<0.08	0.54	0.39	<0.06
Ол-169-74	39.83	0.32	14.95	1.09	2.69	<0.05	25.22	<0.04	1.06	9.43	95.88	94.35	0.16	<0.08	0.63	0.62	<0.06
Ол-169-74	39.20	0.34	14.93	1.18	2.65	<0.05	25.25	<0.04	0.99	9.38	94.84	94.43	0.16	0.09	0.48	0.21	<0.06
Ол-169-74	39.63	0.32	15.42	1.20	2.75	<0.05	25.39	<0.04	1.37	9.39	96.38	94.28	0.15	<0.08	0.38	0.48	<0.06
Grt вебстерит + Ol + прожилок Amph-Phl																	
74-817	39.65	0.57	14.50	0.39	3.22	<0.05	24.28	<0.04	0.93	9.47	94.15	93.08	0.15	0.08	0.72	0.15	<0.06
74-817	39.74	0.51	14.25	0.39	3.34	<0.05	25.05	<0.05	1.01	9.00	94.46	93.04	0.11	<0.08	0.69	0.35	<0.06
74-817	40.40	1.13	14.33	0.22	2.69	<0.05	25.05	<0.04	1.16	9.06	95.98	94.32	0.26	<0.08	1.41	0.37	<0.06
74-817	39.12	1.09	14.60	0.24	2.74	<0.05	25.17	<0.04	1.23	9.03	94.99	94.24	0.26	<0.08	1.36	0.17	<0.06
74-817	39.31	0.46	14.89	0.69	3.14	<0.05	25.31	<0.04	1.09	9.52	95.38	93.49	0.12	<0.08	0.76	<0.1	<0.06
Grt клинопироксенит с флогопитом																	
7-367	36.61	2.69	16.25	0.21	9.76	<0.05	18.52	<0.04	1.71	8.53	94.85	77.18	н.а.	0.08	0.31	0.17	<0.06
7-367	37.85	2.03	16.16	0.17	6.24	<0.05	21.02	<0.04	0.44	10.28	94.73	85.72	н.а.	<0.08	0.22	0.26	<0.06
7-367	37.82	2.87	14.45	0.15	7.06	0.05	20.41	<0.04	0.25	9.97	93.31	83.74	н.а.	<0.08	0.27	0.24	<0.06
<b>Phl – Пм породы</b>																	
Phl-Ilm Grt лерцолит																	
74-8906	39.68	4.54	13.69	0.80	7.07	<0.05	20.36	<0.04	0.84	9.84	97.38	83.70	0.06	<0.08	0.23	0.19	<0.06
74-8906	40.66	1.98	12.21	0.51	5.60	<0.05	23.35	<0.04	0.36	10.67	95.83	88.15	0.20	<0.08	0.07	0.15	0.08
74-8906	41.05	1.88	12.71	0.56	5.26	<0.05	23.16	<0.04	0.23	10.26	95.63	88.70	0.21	<0.08	<0.07	0.30	<0.06

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
Phl-IIIm Grt оливиновый вебстерит																	
12-7	40.43	2.57	13.23	0.35	6.28	<0.05	22.82	<0.04	0.23	9.99	96.33	86.62	0.14	<0.08	0.07	0.18	<0.06
12-7	40.45	2.16	12.91	0.34	5.62	<0.05	22.45	<0.04	0.28	10.05	94.74	87.69	0.14	<0.08	0.09	0.28	<0.06
12-7	38.46	4.56	13.99	0.91	6.45	<0.05	20.06	<0.04	0.35	9.89	95.02	84.73	0.08	<0.08	0.10	0.21	<0.06
12-7	40.70	2.61	12.60	0.36	5.99	<0.05	22.52	<0.04	0.22	10.08	95.57	87.01	0.12	<0.08	0.08	0.22	<0.06
12-7	39.69	3.95	13.15	0.57	6.20	0.05	21.10	<0.04	0.11	10.20	95.35	85.85	0.12	<0.08	0.11	0.09	<0.06
12-7	40.50	1.93	12.79	0.32	5.74	<0.05	23.16	<0.04	0.25	9.78	94.99	87.80	0.13	<0.08	<0.07	0.36	<0.06
12-7	40.32	2.57	13.02	0.46	6.09	<0.05	21.98	<0.04	0.24	10.05	95.24	86.55	0.13	0.10	0.12	0.18	<0.06
12-7	40.32	1.74	12.54	0.36	5.49	<0.05	23.07	<0.04	0.24	10.04	94.37	88.23	0.11	<0.08	0.07	0.39	<0.06
12-7	39.03	3.46	14.18	0.52	6.28	<0.05	21.46	<0.04	0.23	10.15	95.77	85.90	0.10	<0.08	0.09	0.28	<0.06
Phl-IIIm Grt оливиновый вебстерит																	
06-390	40.79	1.61	11.95	0.06	5.49	<0.05	23.04	<0.04	0.33	10.30	93.99	88.21	0.06	<0.08	<0.07	0.37	0.07
06-390	37.06	5.27	12.97	0.17	6.75	<0.05	19.01	<0.04	0.22	10.50	92.22	83.39	<0.06	<0.08	0.09	0.10	<0.06
06-390	40.46	1.51	13.31	0.06	5.51	<0.05	24.15	<0.04	0.43	10.35	96.28	88.65	<0.06	<0.08	0.23	0.36	<0.06
06-390	41.65	1.53	13.38	0.05	5.54	<0.05	24.25	<0.04	0.51	10.17	97.47	88.63	<0.06	<0.08	<0.07	0.31	<0.06
Phl-IIIm Grt лерцолит																	
7-365	41.07	2.77	13.62	0.34	5.82	<0.05	22.93	<0.04	0.16	10.22	97.31	87.54	0.15	<0.08	0.10	0.06	<0.06
7-365	41.09	2.79	12.73	0.39	6.98	<0.05	22.57	<0.04	0.37	9.40	96.81	85.22	0.09	<0.08	0.19	0.20	<0.06
7-365	40.51	2.16	12.71	0.37	5.92	<0.05	22.94	<0.04	0.19	10.30	95.65	87.35	0.15	<0.08	0.08	0.36	<0.06
7-365	40.65	1.92	11.97	0.36	6.47	<0.05	23.44	<0.04	0.17	9.13	94.65	86.58	0.17	<0.08	0.08	0.20	0.06
7-365	39.22	3.91	13.71	0.50	6.24	<0.05	21.65	<0.04	0.16	10.25	96.16	86.08	0.16	<0.08	<0.07	0.30	<0.06
7-365	40.59	1.97	12.55	0.39	6.12	<0.05	22.86	<0.04	0.22	10.33	95.54	86.95	0.19	<0.08	<0.07	0.24	<0.06
7-365	39.98	5.33	10.07	0.26	8.94	<0.05	21.04	<0.04	0.59	9.69	96.92	80.75	0.09	<0.08	0.56	0.39	<0.06
7-365	39.62	3.32	14.41	0.25	8.91	<0.05	20.51	<0.04	2.43	6.72	96.93	80.41	0.06	0.09	0.37	0.13	<0.06
7-365	40.46	2.01	12.98	0.43	5.66	<0.05	22.52	<0.04	0.26	10.57	95.23	87.64	н.а.	<0.08	<0.07	0.30	<0.06
7-365	42.02	1.73	12.62	0.44	5.62	<0.05	25.04	<0.04	0.35	9.54	97.90	88.82	н.а.	<0.08	<0.07	0.35	<0.06
7-365	39.93	1.88	12.83	0.47	6.14	<0.05	22.53	<0.04	0.21	10.47	94.74	86.75	н.а.	<0.08	<0.07	0.16	<0.06
7-365	40.86	1.97	13.09	0.49	6.18	<0.05	22.40	<0.04	0.35	10.49	96.13	86.59	н.а.	<0.08	<0.07	0.15	<0.06
7-365	39.70	2.82	12.77	0.51	6.29	<0.05	21.34	<0.04	0.31	10.46	94.85	85.81	н.а.	<0.08	0.35	0.27	<0.06
7-365	40.33	3.13	12.77	0.55	6.14	<0.05	21.39	<0.04	0.27	10.50	95.52	86.13	н.а.	<0.08	0.08	0.33	<0.06
7-365	40.88	1.91	13.14	0.38	5.86	<0.05	22.60	<0.04	0.30	10.35	95.72	87.30	н.а.	<0.08	0.08	0.27	<0.06
Phl-IIIm Grt оливиновый вебстерит																	
7-370	40.95	1.00	11.55	0.30	5.91	<0.05	23.34	<0.04	0.42	10.26	94.29	87.55	0.07	<0.08	0.09	0.46	0.06
7-370	38.94	3.85	11.87	0.52	6.16	<0.05	22.20	<0.04	0.20	9.92	94.08	86.53	0.09	<0.08	0.08	0.20	<0.06
7-370	40.54	2.01	11.43	0.08	6.90	<0.05	22.55	<0.04	0.24	10.54	94.89	85.36	0.10	<0.08	0.08	0.43	<0.06
7-370	37.37	5.85	10.53	0.19	8.74	0.05	2<0.05	<0.04	0.25	9.78	93.37	80.34	0.08	<0.08	0.11	0.40	<0.06
7-370	38.56	4.06	13.00	0.08	9.69	0.05	18.20	<0.04	1.06	9.34	94.54	77.00	<0.06	<0.08	0.23	0.09	<0.06

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
<b>7-370</b>	39.81	2.37	12.62	0.13	6.96	<0.05	20.64	<0.04	0.32	10.05	93.61	84.08	0.12	<0.08	<0.07	0.16	<0.06
<b>7-370</b>	39.36	4.48	11.58	0.18	7.34	<0.05	19.05	<0.04	0.30	10.41	93.04	82.22	0.14	<0.08	<0.07	0.11	<0.06
<b>7-370</b>	41.08	3.32	13.35	0.13	6.73	<0.05	21.94	<0.04	0.38	10.44	97.77	85.31	н.а.	0.13	<0.07	0.27	<0.06
<b>7-370</b>	40.12	4.08	13.53	0.16	7.00	<0.05	21.61	<0.04	0.32	10.42	97.59	84.61	н.а.	0.14	<0.07	0.22	<0.06
Phl-Ilm Grt верлит																	
<b>7-385</b>	40.18	0.79	13.34	0.51	6.24	<0.05	23.00	<0.04	0.73	9.92	95.25	86.79	н.а.	0.09	0.09	0.35	<0.06
<b>7-385</b>	40.37	1.08	12.94	0.47	6.06	<0.05	22.74	<0.04	0.70	9.75	94.63	87.00	н.а.	<0.08	0.25	0.11	<0.06
<b>7-385</b>	39.93	0.89	13.09	0.50	5.94	<0.05	22.53	<0.04	0.67	9.85	93.77	87.12	н.а.	<0.08	0.11	0.32	<0.06
<b>7-385</b>	37.85	2.74	15.27	1.07	7.07	0.05	19.97	<0.04	0.40	10.08	94.70	83.42	н.а.	<0.08	0.10	0.24	<0.06
Phl-Ilm вебстерит																	
<b>7-566</b>	40.83	1.11	11.77	0.18	5.73	<0.05	23.72	<0.04	0.51	10.06	94.57	88.07	0.12	<0.08	0.17	0.35	0.07
<b>7-566</b>	40.83	1.11	11.77	0.18	5.73	<0.05	23.72	<0.04	0.51	10.06	94.57	88.07	0.12	<0.08	0.17	0.35	0.07
<b>7-566</b>	40.47	1.02	11.10	0.59	5.94	<0.05	23.09	<0.04	0.42	9.87	93.02	87.39	0.12	<0.08	0.10	0.40	<0.06
<b>7-566</b>	39.95	1.09	11.19	0.36	6.09	<0.05	22.51	<0.04	0.38	10.30	92.28	86.82	0.10	<0.08	0.07	0.14	<0.06
<b>7-566</b>	38.68	4.01	11.62	0.44	6.15	0.05	20.57	<0.04	0.16	10.64	92.70	85.64	0.09	<0.08	0.08	0.21	<0.06
<b>7-566</b>	39.39	4.46	11.29	0.49	6.31	<0.05	20.41	<0.04	0.24	10.42	93.46	85.23	0.12	<0.08	0.07	0.34	<0.06
Phl-Ilm Grt перцолит																	
<b>O-131-87A</b>	40.16	1.82	12.20	0.44	5.92	<0.05	22.96	<0.04	0.24	10.07	94.49	87.36	0.15	<0.08	0.08	0.37	<0.06
<b>O-131-87A</b>	38.61	4.02	13.21	0.27	7.65	<0.05	20.23	<0.04	0.39	9.81	94.74	82.49	0.10	<0.08	0.17	0.19	<0.06
<b>O-131-87A</b>	41.80	1.86	13.33	0.44	6.00	<0.05	22.70	<0.04	0.19	9.92	96.74	87.09	0.15	<0.08	<0.07	0.21	0.06
<b>O-131-87A</b>	41.70	1.82	13.33	0.41	5.89	<0.05	22.60	<0.04	0.23	10.04	96.40	87.25	0.13	<0.08	<0.07	0.23	<0.06
<b>O-131-87A</b>	40.79	4.14	13.65	0.66	6.43	<0.05	20.40	<0.04	0.25	9.91	96.84	84.97	0.15	<0.08	0.12	0.21	<0.06
<b>O-131-87A</b>	40.77	2.03	13.30	0.44	5.84	<0.05	23.03	<0.04	0.17	10.30	96.42	87.55	0.18	<0.08	0.07	0.24	<0.06
<b>O-131-87A</b>	39.59	4.86	13.62	0.83	7.11	<0.05	20.11	<0.04	0.51	9.65	96.72	83.45	0.12	<0.08	0.13	0.11	<0.06
<b>O-131-87A</b>	41.21	1.78	13.31	0.43	6.19	0.05	22.81	<0.04	0.23	9.98	96.48	86.79	0.14	<0.08	0.07	0.31	0.08
<b>O-131-87A</b>	40.52	3.85	13.95	0.71	6.58	<0.05	20.74	<0.04	0.25	10.04	97.06	84.90	0.18	<0.08	0.13	0.07	<0.06
<b>O-131-87A</b>	39.66	1.51	13.40	0.10	17.40	0.12	11.53	<0.04	0.09	6.53	90.80	54.14	0.02	<0.08	<0.07	0.16	0.20
Phl-Ilm Grt оливниновый вебстерит																	
<b>O-3-87</b>	38.56	2.09	12.30	0.36	5.64	<0.05	22.35	<0.04	0.21	10.54	92.71	87.60	0.16	<0.08	<0.07	0.63	0.06
<b>O-3-87</b>	39.11	2.14	12.46	0.30	6.15	<0.05	22.68	<0.04	0.24	10.53	94.02	86.79	0.16	<0.08	<0.07	0.26	<0.06
<b>O-3-87</b>	37.75	4.28	13.38	1.24	6.57	<0.05	19.60	<0.04	0.45	10.06	94.00	84.16	0.06	<0.08	0.23	0.38	<0.06
<b>O-3-87</b>	38.27	2.83	14.05	0.76	7.16	<0.05	20.24	<0.04	1.15	9.11	94.11	83.44	<0.06	<0.08	0.33	0.08	<0.06
<b>O-3-87</b>	39.47	2.07	12.47	0.31	5.56	<0.05	22.57	<0.04	0.23	10.71	93.87	87.86	0.11	<0.08	0.08	0.34	<0.06
<b>O-3-87</b>	40.54	2.07	11.88	0.31	5.62	0.05	22.90	<0.04	0.23	10.76	94.86	87.90	0.12	<0.08	0.07	0.47	<0.06
<b>O-3-87</b>	37.17	5.02	13.12	0.95	6.30	<0.05	19.53	<0.04	0.28	10.37	93.45	84.68	0.10	<0.08	0.20	0.20	0.18
<b>O-3-87</b>	37.92	4.97	12.87	0.81	6.30	<0.05	19.83	<0.04	0.22	10.52	94.13	84.86	0.11	<0.08	0.15	0.40	0.08
<b>O-3-87</b>	38.37	4.63	12.61	0.74	6.10	0.05	2<0.05	<0.04	0.19	10.36	93.70	85.43	0.14	<0.08	0.15	0.33	<0.06



	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
<b>О-3-87</b>	38.56	2.09	12.30	0.36	5.64	<0.05	22.35	<0.04	0.21	10.54	92.71	87.60	0.16	<0.08	<0.07	0.63	0.06
<b>О-3-87</b>	39.11	2.14	12.46	0.30	6.15	<0.05	22.68	<0.04	0.24	10.53	94.02	86.79	0.16	<0.08	<0.07	0.26	<0.06
Phl-Ilm вебстерит																	
<b>О-42-87</b>	41.53	1.02	11.18	0.00	7.89	<0.05	23.21	<0.04	0.13	10.07	95.46	83.99	0.06	<0.08	<0.07	0.42	<0.06
<b>О-42-87</b>	42.82	1.06	10.91	0.02	7.87	<0.05	23.02	<0.04	0.10	10.18	96.37	83.91	<0.06	<0.08	<0.07	0.25	<0.06
<b>О-42-87</b>	41.27	0.99	11.30	<0.05	8.00	<0.05	22.94	<0.04	0.13	10.45	95.36	83.63	<0.06	<0.08	<0.07	0.21	<0.06
<b>О-42-87</b>	38.60	4.06	12.46	0.88	6.10	<0.05	21.06	<0.04	0.33	10.21	94.18	86.03	0.14	<0.08	0.15	0.12	<0.06
<b>О-42-87</b>	36.83	3.93	12.46	1.05	5.37	<0.05	20.32	0.64	0.17	9.79	91.09	87.08	0.16	<0.08	0.11	0.26	<0.06
<b>О-42/87</b>	42.20	0.86	10.86	0.09	6.08	<0.05	25.24	<0.04	0.30	10.45	96.52	88.10	н.а.	<0.08	<0.07	0.39	<0.06
<b>О-42/87</b>	40.94	0.90	11.53	0.09	6.07	<0.05	24.96	<0.04	0.23	10.58	95.81	88.00	н.а.	<0.08	0.13	0.33	<0.06
<b>О-42/87</b>	41.78	0.91	11.14	0.12	6.23	<0.05	24.92	<0.04	0.28	10.46	96.23	87.69	н.а.	<0.08	<0.07	0.46	<0.06
<b>О-42/87</b>	41.42	0.96	11.31	0.10	6.18	<0.05	24.84	<0.04	0.26	10.65	96.16	87.76	н.а.	<0.08	0.08	0.38	<0.06
Phl-Ilm Grt вебстерит																	
<b>Сл-307</b>	40.80	1.02	11.70	0.16	5.66	<0.05	24.03	<0.04	0.77	9.53	94.18	88.33	0.11	<0.08	0.15	0.17	0.08
<b>Сл-307</b>	40.65	1.10	11.69	0.17	5.78	<0.05	23.00	<0.04	0.62	9.65	93.30	87.65	0.09	<0.08	0.24	0.39	<0.06
Phl-Ilm Grt верлит (Слюдит I)																	
<b>7-388</b>	41.79	0.95	10.58	0.12	6.03	<0.05	24.31	<0.04	0.19	10.30	94.65	87.78	0.08	<0.08	<0.07	0.41	<0.06
<b>7-388</b>	41.60	0.92	10.56	0.11	6.12	<0.05	24.79	<0.04	0.17	10.46	95.15	87.84	0.08	<0.08	<0.07	0.35	<0.06
<b>7-388</b>	40.92	0.92	10.32	0.11	6.20	<0.05	23.93	<0.04	0.22	10.78	93.93	87.31	0.08	<0.08	<0.07	0.42	<0.06
<b>7-388</b>	40.94	0.90	11.53	0.29	6.60	<0.05	22.90	<0.04	0.29	9.96	94.04	86.09	0.08	<0.08	0.16	0.40	<0.06
<b>7-388</b>	37.57	3.97	11.95	0.51	5.82	<0.05	21.31	<0.04	0.28	9.87	91.78	86.72	0.15	<0.08	0.09	0.40	<0.06
<b>7-388</b>	39.23	3.62	12.18	0.34	5.89	<0.05	21.40	<0.04	0.27	10.05	93.44	86.62	0.15	<0.08	0.10	0.13	0.06
<b>7-388</b>	41.60	1.22	10.91	0.05	6.75	<0.05	23.70	<0.04	0.10	10.27	94.96	86.22	0.06	<0.08	<0.07	0.34	<0.06
<b>7-388</b>	40.42	4.20	12.69	0.32	5.85	<0.05	21.84	<0.04	0.21	10.34	96.31	86.94	0.14	<0.08	0.10	0.17	<0.06
<b>7-388</b>	40.73	1.19	11.58	<0.05	6.46	<0.05	22.33	<0.04	0.18	10.29	93.22	86.03	0.06	<0.08	<0.07	0.48	0.06
<b>7-388</b>	39.30	3.86	12.16	0.25	5.92	<0.05	21.53	<0.04	0.30	10.61	94.40	86.64	0.10	<0.08	<0.07	0.37	<0.06
<b>7-388</b>	39.99	3.61	12.28	1.11	5.98	<0.05	21.74	<0.04	0.28	10.39	96.04	86.63	0.13	<0.08	0.09	0.46	<0.06
<b>7-388</b>	39.42	0.13	12.27	0.97	4.98	<0.05	23.51	<0.04	0.95	9.31	92.45	89.37	0.17	<0.08	0.21	0.74	0.06
<b>7-388</b>	39.75	2.83	10.75	0.59	6.01	<0.05	22.80	<0.04	0.28	9.67	93.04	87.12	0.10	<0.08	<0.07	0.21	<0.06
<b>7-388</b>	40.05	3.96	11.52	0.66	5.84	<0.05	21.26	<0.04	0.30	10.59	94.75	86.65	0.13	<0.08	0.12	0.43	<0.06
<b>7-388</b>	38.99	3.33	11.70	1.24	5.79	<0.05	21.48	<0.04	0.29	10.47	93.96	86.87	0.15	<0.08	<0.07	0.56	<0.06
<b>7-388</b>	39.45	3.96	12.57	0.29	5.72	<0.05	22.31	<0.04	0.26	10.11	95.15	87.43	0.12	<0.08	0.09	0.21	<0.06
<b>7-388</b>	39.17	4.06	12.66	1.22	5.82	<0.05	21.32	<0.04	0.26	10.19	95.32	86.72	0.16	<0.08	0.18	0.37	<0.06
<b>7-388</b>	40.63	3.56	12.47	0.28	5.88	<0.05	21.68	<0.04	0.24	10.15	95.36	86.80	0.14	<0.08	0.08	0.28	<0.06
<b>7-388</b>	40.53	3.37	12.69	0.29	6.03	<0.05	22.64	<0.04	0.27	10.31	96.56	87.00	н.а.	<0.08	<0.07	0.32	<0.06
<b>7-388</b>	41.59	2.40	12.42	0.17	5.77	<0.05	24.18	<0.04	0.29	10.45	97.76	88.20	н.а.	<0.08	<0.07	0.49	<0.06
<b>7-388</b>	39.36	3.48	13.05	0.26	6.02	<0.05	22.60	<0.04	0.30	10.45	95.93	87.00	н.а.	<0.08	<0.07	0.31	<0.06

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
<b>7-388</b>	40.32	2.90	12.72	0.29	6.00	<0.05	22.95	<0.04	0.27	10.59	96.50	87.21	н.а.	0.08	<0.07	0.32	<0.06
<b>7-388</b>	38.55	4.10	14.09	0.90	5.62	<0.05	21.51	<0.04	0.22	10.48	95.78	87.21	н.а.	<0.08	<0.07	0.19	<0.06
<b>7-388</b>	39.87	3.72	13.29	0.22	6.04	<0.05	22.55	<0.04	0.21	10.40	96.57	86.93	н.а.	<0.08	<0.07	0.07	<0.06
Phl – Птм вебстерит																	
<b>7-566</b>	40.19	0.96	12.27	0.51	5.77	<0.05	23.43	<0.04	0.50	10.05	94.25	87.86	н.а.	<0.08	0.12	0.25	<0.06
<b>7-566</b>	41.92	1.23	10.97	0.07	6.00	<0.05	24.26	<0.04	0.26	10.46	95.53	87.81	н.а.	<0.08	0.11	0.31	<0.06
<b>7-566</b>	40.69	1.10	12.37	0.46	5.78	<0.05	23.48	<0.04	0.50	10.19	94.89	87.87	н.а.	<0.08	<0.07	0.11	<0.06
<b>7-566</b>	40.85	1.06	12.47	0.46	5.87	<0.05	23.62	<0.04	0.45	10.29	95.46	87.76	н.а.	<0.08	<0.07	0.30	<0.06
<b>7-566</b>	40.87	0.94	12.00	0.45	5.86	<0.05	23.49	<0.04	0.54	10.06	94.69	87.73	н.а.	<0.08	0.18	0.22	<0.06
<b>7-566</b>	41.13	0.95	13.82	0.54	5.63	<0.05	24.20	<0.04	0.79	10.06	97.67	88.46	н.а.	<0.08	<0.07	0.45	<0.06
<b>7-566</b>	40.80	1.18	13.10	0.31	6.22	<0.05	24.25	<0.04	0.56	10.21	97.08	87.43	н.а.	<0.08	0.13	0.36	<0.06
<b>7-566</b>	40.60	1.01	13.35	0.53	5.99	<0.05	23.83	<0.04	0.61	10.10	96.47	87.65	н.а.	<0.08	<0.07	0.35	<0.06
<b>7-566</b>	40.24	3.58	13.27	0.75	6.18	<0.05	22.21	<0.04	0.23	10.64	97.62	86.50	н.а.	<0.08	0.20	0.27	<0.06
<b>7-566</b>	40.96	4.13	12.52	0.15	6.17	<0.05	22.28	<0.04	0.43	10.34	97.39	86.55	н.а.	<0.08	0.07	0.23	<0.06
<b>7-566</b>	39.00	3.72	13.48	0.81	6.00	<0.05	21.86	<0.04	0.33	10.45	95.94	86.65	н.а.	<0.08	<0.07	0.20	<0.06
Phl–Птм оливниновый вебстерит																	
<b>О-22/87</b>	42.06	1.24	11.29	0.13	6.04	<0.05	24.83	<0.04	0.27	10.55	96.87	87.98	н.а.	<0.08	0.13	0.42	<0.06
<b>О-22/87</b>	41.68	0.93	11.22	0.08	6.24	<0.05	24.92	<0.04	0.16	10.12	95.67	87.68	н.а.	<0.08	0.09	0.27	<0.06
Phl–Птм вебстерит (Слюдит I)																	
<b>Сл-171</b>	41.12	1.02	10.12	0.10	6.38	<0.05	23.24	<0.04	0.36	10.43	93.22	86.65	н.а.	<0.08	0.08	0.36	<0.06
<b>Сл-171</b>	41.16	1.01	10.39	0.12	6.30	<0.05	23.62	<0.04	0.25	10.59	93.80	86.98	н.а.	<0.08	0.09	0.27	<0.06
<b>Сл-171</b>	39.26	5.41	11.59	0.05	8.07	<0.05	19.15	<0.04	0.41	10.05	94.35	80.88	н.а.	<0.08	<0.07	0.30	<0.06
Phl–Птм вебстерит (Слюдит I)																	
<b>Пт-25</b>	39.58	3.92	13.43	0.09	6.96	<0.05	21.62	<0.04	0.60	9.91	96.52	84.70	н.а.	<0.08	0.17	0.28	<0.06
Phl–Птм вебстерит (Слюдит I)																	
<b>7-371</b>	41.43	3.40	13.40	0.42	5.68	<0.05	22.47	<0.04	0.20	10.71	98.01	87.58	н.а.	<0.08	<0.07	0.16	<0.06
<b>7-371</b>	39.46	3.02	13.17	1.12	6.04	<0.05	22.05	<0.04	0.37	9.40	95.00	86.69	н.а.	<0.08	<0.07	0.17	<0.06
<b>7-371</b>	40.36	3.82	13.08	0.44	5.93	<0.05	21.30	<0.04	0.23	10.53	96.04	86.50	н.а.	<0.08	0.08	0.35	<0.06
<b>7-371</b>	38.79	4.02	13.26	0.58	5.91	<0.05	21.46	<0.04	0.32	10.47	95.13	86.62	н.а.	<0.08	0.07	0.24	<0.06
<b>7-371</b>	40.14	4.11	13.11	0.56	5.76	<0.05	21.70	<0.04	0.35	10.40	96.57	87.04	н.а.	<0.08	0.09	0.29	<0.06
<b>7-371</b>	39.99	1.01	13.07	0.49	5.86	<0.05	22.67	<0.04	0.80	9.65	94.07	87.34	н.а.	<0.08	0.13	0.32	<0.06
<b>7-371</b>	39.78	4.22	13.23	0.71	5.75	<0.05	21.10	<0.04	0.25	10.34	95.82	86.74	н.а.	<0.08	0.07	0.27	<0.06
Phl – Орх деформированная порода (Слюдит II)																	
<b>7-567</b>	39.39	3.78	13.55	0.78	5.09	<0.05	21.52	<0.04	0.24	10.52	95.17	88.30	н.а.	<0.08	<0.07	0.06	0.06
<b>7-567</b>	39.45	3.34	14.02	1.38	4.85	<0.05	21.44	<0.04	0.38	10.48	95.79	88.74	н.а.	<0.08	0.08	0.26	0.08
<b>7-567</b>	38.72	3.59	13.45	1.10	5.38	<0.05	21.02	<0.04	0.20	10.56	94.47	87.44	н.а.	<0.08	<0.07	0.22	<0.06
<b>7-567</b>	39.99	3.45	12.82	0.79	5.42	<0.05	22.00	<0.04	0.26	10.07	95.22	87.86	н.а.	<0.08	0.10	0.13	<0.06

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#	NiO	SrO	BaO	F	Cl
<b>7-567</b>	39.50	3.50	13.54	0.95	5.41	<0.05	21.35	<0.04	0.20	10.34	95.23	87.56	н.а.	<0.08	<0.07	0.17	<0.06
<b>7-567</b>	38.16	3.80	13.01	1.06	5.73	<0.05	22.06	<0.04	0.21	9.90	94.29	87.28	н.а.	<0.08	<0.07	0.30	<0.06
<b>7-567</b>	39.77	3.82	13.72	0.99	5.38	<0.05	21.05	<0.04	0.27	10.39	95.84	87.45	н.а.	<0.08	<0.07	0.29	<0.06
Phl – Орх деформированная порода (Слюдит II)																	
<b>Пт-30</b>	39.63	3.44	12.60	0.14	6.87	0.05	22.31	<0.04	0.43	10.19	96.05	85.28	н.а.	<0.08	<0.07	0.23	<0.06
<b>Пт-30</b>	39.95	3.36	11.18	0.11	7.18	<0.05	23.13	<0.04	0.38	9.16	94.85	85.17	н.а.	0.13	н.а.	0.14	<0.06
<b>Пт-30</b>	39.15	3.62	12.23	0.12	7.10	<0.05	22.09	<0.04	0.41	10.04	95.04	84.72	н.а.	<0.08	0.07	0.21	<0.06
<b>Пт-30</b>	39.87	3.72	12.52	0.11	7.13	<0.05	22.54	<0.04	0.33	10.17	96.72	84.92	н.а.	<0.08	н.а.	0.28	<0.06
<b>Пт-30</b>	40.16	3.11	11.47	0.06	7.34	0.06	23.57	<0.04	0.34	9.04	95.46	85.13	н.а.	0.09	н.а.	0.25	<0.06
<b>Пт-30</b>	40.96	3.84	11.34	0.11	6.78	<0.05	22.03	<0.04	0.41	10.28	96.07	85.27	н.а.	<0.08	н.а.	0.25	<0.06
<b>Пт-30</b>	40.96	3.72	11.57	<0.05	6.89	<0.05	22.50	<0.04	0.44	10.05	96.43	85.34	н.а.	<0.08	н.а.	0.30	<0.06
<b>Пт-30</b>	39.41	2.93	10.08	0.09	9.07	<0.05	26.57	<0.04	0.31	6.42	95.23	83.93	н.а.	<0.08	<0.07	0.12	<0.06
Phl – Amph деформированная порода (Слюдит II)																	
<b>Сл-141</b>	40.23	3.31	11.36	0.12	6.90	<0.05	20.83	<0.04	0.32	10.04	93.38	84.33	н.а.	<0.08	н.а.	0.22	<0.06
<b>Сл-141</b>	39.55	3.00	10.88	0.17	6.90	<0.05	21.12	<0.04	0.39	10.27	92.46	84.52	н.а.	<0.08	н.а.	0.13	<0.06
<b>Сл-141</b>	40.85	3.19	10.85	0.08	6.77	<0.05	22.15	<0.04	0.35	9.44	94.05	85.37	н.а.	0.08	0.07	0.15	<0.06
Phl – Amph деформированная порода (Слюдит II)																	
<b>Сл-3</b>	39.26	0.60	14.35	0.02	9.49	0.19	19.88	<0.04	0.26	9.94	94.65	78.87	н.а.	0.09	0.42	0.24	<0.06
<b>Сл-3</b>	38.51	0.59	13.83	0.01	8.82	0.14	20.28	<0.04	0.21	10.32	93.72	80.39	н.а.	0.11	0.62	0.20	<0.06
Phl – Amph деформированная порода (Слюдит II)																	
<b>Сл-101</b>	41.53	1.06	10.15	0.35	6.01	<0.05	23.82	<0.04	0.16	9.96	93.52	87.60	0.08	<0.08	0.10	0.30	<0.06
<b>Сл-101</b>	40.80	3.46	11.82	0.70	6.92	<0.05	21.87	<0.04	0.36	9.68	96.00	84.93	0.09	<0.08	0.07	0.27	<0.06
<b>Сл-101</b>	42.72	0.92	10.63	0.10	6.03	<0.05	24.79	<0.04	0.23	10.24	95.93	88.00	0.06	<0.08	<0.07	0.21	<0.06
<b>Сл-101</b>	41.58	0.93	11.15	0.11	6.05	<0.05	24.29	<0.04	0.15	10.38	95.06	87.74	0.08	<0.08	<0.07	0.43	<0.06
<b>Сл-101</b>	41.57	1.01	10.41	0.11	6.06	<0.05	24.51	<0.04	0.23	10.27	94.61	87.82	0.06	<0.08	<0.07	0.51	<0.06
<b>Сл-101</b>	41.95	1.03	10.86	0.10	6.10	<0.05	24.77	<0.04	0.18	10.36	95.79	87.85	0.08	<0.08	<0.07	0.28	<0.06

Таблица 2.7. Химические составы амфиболов.

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
<b>Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза</b>											
Grt вебстерит мегакристаллический с Phl+Amph											
7-345	47.98	0.07	8.40	0.40	3.34	0.09	20.98	10.18	5.29	0.96	97.78
7-345	46.93	0.09	8.65	1.37	3.43	0.08	21.20	10.00	4.74	1.11	97.83
7-345	48.00	0.08	8.16	1.14	3.37	0.07	20.36	10.07	5.15	1.22	97.94
7-345	47.98	0.08	9.22	1.22	3.48	0.10	20.42	9.93	5.00	1.17	98.76
7-345	48.13	0.07	8.39	1.17	3.34	0.07	20.91	9.93	5.12	1.23	98.64
Ортопироксенит мегакристаллич. с прожилками Grt+Amph+Opx											
74-296а	47.23	0.47	10.77	1.65	3.66	0.09	19.85	8.34	5.81	0.37	98.44
74-296а	46.04	0.54	11.85	1.81	3.88	0.06	19.35	8.52	6.15	0.09	98.58
74-296а	46.72	0.38	10.21	1.70	4.17	0.08	20.88	7.73	5.48	0.34	98.14
74-296а	48.25	0.41	9.92	1.81	3.68	0.07	20.69	8.35	5.90	0.48	99.93
74-296а	47.40	0.41	10.27	1.65	3.58	0.10	21.03	8.22	5.92	0.42	99.27
74-296а	47.73	0.46	10.16	1.58	3.74	0.08	20.63	8.16	6.04	0.43	99.25
74-296а	34.50	0.54	9.73	13.10	9.01	0.18	18.03	6.32	5.60	0.30	97.54
74-296а	48.21	0.46	10.33	1.65	3.69	0.10	20.63	8.16	6.00	0.38	100.02
74-296а	48.03	0.42	10.57	1.60	3.67	0.09	20.88	8.18	6.20	0.42	100.29
74-296а	47.88	0.46	10.11	1.59	3.75	0.06	20.93	8.18	6.04	0.48	99.74
74-296а	48.26	0.47	1<0.05	1.64	3.73	0.06	20.79	8.31	5.79	0.46	99.81
74-296а	47.27	0.43	10.59	1.66	3.62	0.08	20.83	8.54	5.89	0.41	99.70
74-296	46.60	0.78	11.84	1.10	5.39	0.08	18.52	8.99	5.81	0.64	99.90
74-296	47.67	0.64	10.37	1.04	5.03	0.09	19.62	9.36	5.54	0.52	100.01
Grt лерцолит + метасоматический Phl+Amph											
Ол-169-74	45.53	0.34	11.83	2.12	2.97	0.07	19.69	9.15	5.25	1.11	98.25
Ол-169-74	45.44	0.28	11.42	2.07	2.97	0.07	19.28	9.11	5.27	0.97	97.16
Ол-169-74	44.96	0.24	9.87	2.22	2.72	<0.05	19.55	9.38	5.16	0.98	95.50
Ол-169-74	46.31	0.31	11.20	1.85	2.98	0.06	20.02	9.22	5.24	1.24	98.79
Ол-169-74	45.91	0.26	11.56	2.25	2.89	0.05	19.18	9.03	5.17	1.06	97.45
Ол-169-74	46.20	0.30	10.72	2.06	3.04	0.08	19.57	8.99	5.37	0.93	97.51
Ол-169-74	45.94	0.31	11.46	2.01	2.94	0.06	19.24	9.15	5.26	1.12	97.77
Ол-169-74	48.35	0.38	9.01	2.05	2.69	0.06	20.12	8.85	5.28	1.17	98.16
Ол-169-74	46.66	0.41	7.98	2.27	3.08	0.06	22.93	8.11	4.65	1.09	97.48
Ол-169-74	45.39	0.23	11.37	2.28	2.94	0.09	19.47	8.94	5.33	1.11	97.29

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
<b>Ол-169-74</b>	45.07	0.24	11.88	2.74	2.91	0.05	19.28	9.08	5.28	1.18	97.91
<b>Ол-169-74</b>	45.92	0.31	11.81	2.50	2.81	0.08	19.33	8.91	5.14	1.16	98.33
<b>Ол-169-74</b>	48.50	0.89	7.74	1.93	2.96	0.07	20.62	8.91	5.49	0.84	98.20
<b>Ол-169-74</b>	48.18	0.36	8.96	1.57	2.73	0.06	20.73	8.83	5.08	1.34	98.07
<b>Ол-169-74</b>	49.08	0.45	9.13	2.01	2.75	<0.05	20.08	8.79	5.61	1.05	99.28
<b>Ол-169-74</b>	47.39	0.28	8.75	1.61	2.77	0.08	20.57	8.87	5.40	1.26	97.25
<b>Ол-169-74</b>	48.65	0.50	8.27	1.80	2.69	0.06	20.16	8.71	5.59	1.23	97.96
<b>Ол-169-74</b>	45.96	0.29	11.40	2.39	2.81	0.06	19.59	9.07	5.14	1.20	98.13
<b>Grт вебстерит + Ol + прожилок Amph-Phl</b>											
<b>74-817</b>	46.48	0.52	10.29	0.71	3.42	<0.05	20.21	9.41	5.11	1.35	97.66
<b>74-817</b>	46.77	0.51	10.25	0.67	3.51	0.07	19.70	9.47	4.97	1.45	97.59
<b>74-817</b>	47.31	0.57	10.07	0.74	3.46	<0.05	20.12	9.43	5.01	1.31	98.32
<b>74-817</b>	47.37	0.55	9.96	1.01	3.45	0.09	20.32	9.24	5.36	1.00	98.51
<b>74-817</b>	47.28	0.59	9.79	0.59	3.32	<0.05	20.44	8.91	5.34	1.21	97.65
<b>74-817</b>	45.44	0.47	11.02	0.89	3.36	0.08	19.17	9.37	4.74	1.35	96.17
<b>74-817</b>	46.65	0.68	9.74	0.77	3.25	<0.05	19.38	9.33	5.17	1.39	96.81
<b>74-817</b>	46.71	1.01	10.25	0.62	2.87	<0.05	19.83	9.31	4.89	1.47	97.40
<b>74-817</b>	47.45	0.98	10.13	0.60	2.92	<0.05	20.37	9.08	5.08	1.34	98.33
<b>74-817</b>	45.92	0.75	10.58	0.84	3.36	0.06	19.81	9.58	4.82	1.38	97.42
<b>74-817</b>	45.93	0.56	10.39	0.66	3.34	0.07	20.10	9.69	4.73	1.41	97.10
<b>74-817</b>	45.62	0.55	11.73	0.88	3.41	0.09	19.09	9.45	5.10	1.35	97.48
<b>Phl – Пм породы</b>											
<b>7-365</b>	40.05	2.10	14.83	0.55	8.69	0.12	16.28	9.83	3.48	0.50	96.56
<b>74-8906</b>	55.39	0.28	2.16	0.40	6.72	0.10	24.43	8.00	1.63	<0.04	99.29
<b>О-42-87</b>	52.39	0.08	3.21	0.88	3.61	0.06	22.61	7.23	5.54	0.41	96.16
<b>О-42-87</b>	52.11	0.11	4.57	0.78	3.00	<0.05	21.47	9.33	5.09	0.33	96.94
<b>О-42-87</b>	51.45	0.10	4.19	1.01	3.24	0.06	21.86	8.35	5.88	0.39	96.59
<b>О-42-87</b>	51.79	0.06	4.15	1.11	2.93	0.05	21.48	9.01	5.46	0.30	96.39
<b>О-42-87</b>	53.81	0.13	2.59	0.62	3.14	0.07	21.80	6.76	6.12	0.81	95.95
<b>О-42-87</b>	51.59	<0.05	4.02	1.15	3.06	0.06	21.51	8.75	5.56	0.30	96.13
<b>О-131-87А</b>	45.19	0.53	13.80	1.40	2.62	0.08	18.45	11.03	3.89	<0.04	97.44
<b>Сл-109</b>	54.24	0.12	1.55	0.68	2.66	<0.05	21.34	7.00	5.15	2.77	95.68
<b>Сл-109</b>	54.70	0.09	1.44	0.66	2.41	<0.05	21.75	6.78	5.47	3.03	96.53
<b>Сл-109</b>	50.39	0.08	5.20	1.05	2.91	0.07	20.38	9.50	5.69	0.27	95.72
<b>Сл-109</b>	51.92	0.15	3.55	1.04	3.31	0.07	20.72	8.46	5.67	0.90	95.98
<b>Сл-109</b>	54.88	0.12	1.70	0.71	2.83	<0.05	20.91	6.90	5.51	2.62	96.45

	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Сумма</b>
<b>СЛ-109</b>	56.65	0.12	1.17	0.45	2.29	<0.05	21.75	6.53	5.25	3.36	97.75
<b>СЛ-109</b>	56.27	0.10	1.01	0.42	2.39	<0.05	21.71	6.63	4.89	3.40	96.97
<b>СЛ-109</b>	54.96	0.11	1.23	0.46	2.59	<0.05	21.46	6.92	5.41	3.02	96.39
<b>СЛ-109</b>	49.95	0.16	4.58	1.03	3.15	<0.05	21.08	9.30	5.83	0.34	95.69
<b>СЛ-109</b>	54.20	0.07	1.48	0.72	2.75	0.05	22.16	6.61	5.69	2.49	96.49
<b>СЛ-109</b>	50.17	0.14	4.94	1.12	3.08	0.05	21.09	9.53	5.65	0.32	96.33
<b>СЛ-109</b>	49.95	0.16	4.58	1.03	3.15	<0.05	21.08	9.30	5.83	0.34	95.69
<b>СЛ-109</b>	54.20	0.07	1.48	0.72	2.75	0.05	22.16	6.61	5.69	2.49	96.49
<b>СЛ-109</b>	50.17	0.14	4.94	1.12	3.08	0.05	21.09	9.53	5.65	0.32	96.33

Таблица 2.8. Химические составы ильменитов.

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	NiO	SrO	BaO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
74-8906	<0.05	51.82	1.12	2.46	32.12	0.26	11.99	<0.04	0.06	<0.04	100.35	0.16	<0.08	0.15	0.06
74-8906	<0.05	49.99	0.88	3.31	35.01	0.39	10.59	<0.04	<0.04	<0.04	100.77	0.14	<0.08	0.15	0.21
74-8906	<0.05	51.79	0.91	2.41	31.03	0.22	13.41	<0.04	<0.04	<0.04	100.27	0.22	<0.08	0.15	0.13
74-8906	<0.05	50.17	0.49	1.79	32.19	0.17	13.29	1.58	0.21	<0.04	100.44	0.24	0.10	0.12	<0.1
74-8906	<0.05	50.17	0.49	1.79	32.19	0.17	13.29	1.58	0.21	<0.04	100.44	0.24	0.10	0.12	<0.1
74-8906	0.20	42.60	0.38	2.54	34.82	0.25	11.14	0.54	<0.04	<0.04	99.81	0.19	<0.08	0.09	<0.1
74-8906	0.27	49.48	0.61	1.78	33.08	0.18	12.74	0.90	0.14	<0.04	99.78	0.24	<0.08	0.10	0.19
74-8906	<0.05	42.60	0.38	2.54	34.82	0.25	11.14	0.54	<0.04	<0.04	99.81	0.19	<0.08	0.09	<0.1
74-8906	0.27	49.48	0.61	1.78	33.08	0.18	12.74	0.90	0.14	<0.04	99.78	0.24	<0.08	0.10	0.19
74-8906	0.08	49.98	0.34	3.69	35.03	0.35	10.19	0.05	0.06	<0.04	100.18	0.16	<0.08	0.15	<0.1
74-8906	<0.05	50.73	0.64	3.24	32.47	0.24	12.39	0.06	0.08	<0.04	100.27	0.19	<0.08	0.11	<0.1
12-7	0.06	50.05	1.05	1.84	35.04	0.25	10.68	<0.04	<0.04	<0.04	99.73	0.12	<0.08	0.33	0.15
12-7	0.09	50.10	0.90	1.36	35.19	0.22	10.64	<0.04	0.09	<0.04	99.23	0.12	<0.08	0.34	<0.1
12-7	0.07	50.18	1.01	1.87	35.32	0.25	10.56	0.09	0.06	<0.04	100.14	0.13	0.10	0.29	<0.1
12-7	<0.05	50.02	1.12	2.01	35.20	0.31	10.76	0.09	<0.04	<0.04	100.10	0.11	<0.08	0.30	<0.1
12-7	<0.05	50.14	0.62	1.94	34.06	0.19	11.55	<0.04	0.05	<0.04	99.28	0.15	<0.08	0.31	0.13
12-7	<0.05	50.59	0.70	1.90	33.61	0.18	11.42	<0.04	<0.04	<0.04	99.23	0.15	<0.08	0.31	0.15
12-7	<0.05	52.38	0.64	1.89	32.49	0.20	10.92	<0.04	<0.04	<0.04	99.25	0.11	<0.08	0.30	0.15
12-7	0.07	51.62	1.05	1.94	31.25	0.18	12.64	<0.04	0.07	<0.04	99.47	0.15	<0.08	0.32	0.14
O-3-87	0.06	51.13	0.77	2.95	36.01	0.52	8.70	0.08	<0.04	<0.04	100.70	0.07	<0.08	0.28	<0.1
O-3-87	0.08	51.79	0.77	1.75	33.65	0.21	11.46	0.05	0.12	<0.04	100.49	0.17	<0.08	0.26	<0.1
O-3-87	0.05	51.26	0.88	2.18	34.02	0.38	10.32	0.05	<0.04	<0.04	99.66	0.11	<0.08	0.25	0.13
O-3-87	0.25	50.98	1.41	1.99	33.48	0.32	11.81	0.07	0.07	<0.04	100.96	0.14	<0.08	0.31	<0.1
O-3-87	0.17	51.17	0.39	1.19	34.84	0.22	11.14	0.40	0.08	<0.04	100.33	0.16	<0.08	0.35	<0.1
O-42-87	<0.05	47.56	0.36	0.44	43.33	0.20	8.15	<0.04	<0.04	<0.04	100.66	0.06	<0.08	0.32	0.17
O-42-87	<0.05	53.41	0.40	1.38	32.23	0.33	11.79	<0.04	<0.04	<0.04	100.12	0.20	<0.08	0.27	<0.1
7-370	<0.05	48.46	0.29	1.96	39.29	0.28	9.36	<0.04	<0.04	<0.04	100.47	0.06	<0.08	0.24	0.32
7-370	0.09	50.97	0.93	0.61	38.68	0.45	7.99	<0.04	<0.04	<0.04	100.37	0.07	<0.08	0.28	<0.1
7-370	<0.05	51.54	0.81	0.66	35.72	0.23	10.61	<0.04	0.05	<0.04	100.20	0.12	<0.08	0.26	0.11
7-370	0.13	50.02	0.35	0.06	41.03	0.44	7.19	0.16	<0.04	<0.04	100.02	<0.06	<0.08	0.35	0.23
7-370	0.07	51.48	0.93	0.76	35.94	0.23	9.40	0.06	0.08	<0.04	99.55	0.12	<0.08	0.30	<0.1
7-370	0.09	50.59	0.91	0.60	37.52	0.24	9.09	0.10	0.07	<0.04	100.29	0.09	<0.08	0.33	0.06
7-370	<0.05	51.55	0.91	0.65	35.86	0.21	10.29	<0.04	0.11	<0.04	100.29	0.11	<0.08	0.31	0.16
7-370	0.11	50.69	0.96	0.70	36.52	0.23	10.02	<0.04	<0.04	<0.04	99.97	0.13	0.12	0.30	0.11

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	NiO	SrO	BaO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>06-390</b>	<0.05	51.70	0.76	0.23	33.72	0.20	11.91	<0.04	0.05	<0.04	99.23	0.07	<0.08	0.34	0.13
<b>06-390</b>	0.06	51.46	0.53	0.20	36.30	0.20	10.46	<0.04	0.05	<0.04	99.83	0.08	<0.08	0.31	<0.1
<b>06-390</b>	<0.05	52.49	0.49	0.24	34.38	0.18	10.58	<0.04	<0.04	<0.04	99.08	<0.06	0.09	0.38	<0.1
<b>06-390</b>	<0.05	52.50	0.24	0.23	35.65	0.21	10.59	0.08	0.05	<0.04	100.06	<0.06	<0.08	0.31	<0.1
<b>06-390</b>	<0.05	52.65	0.88	0.11	35.32	0.22	9.96	<0.04	0.05	<0.04	99.64	0.08	<0.08	0.19	<0.1
<b>06-390</b>	<0.05	51.92	0.63	0.24	36.41	0.23	10.33	<0.04	<0.04	<0.04	100.38	0.06	<0.08	0.29	0.14
<b>06-390</b>	0.10	51.31	0.54	0.10	35.99	0.20	11.04	0.09	<0.04	<0.04	100.05	0.06	<0.08	0.27	0.13
<b>Сл-307</b>	0.10	50.22	0.18	0.90	38.90	0.30	8.86	<0.04	<0.04	<0.04	10<0.05	0.09	<0.08	0.25	0.14
<b>Сл-307</b>	0.06	50.11	0.26	0.88	39.27	0.23	9.01	<0.04	<0.04	<0.04	100.42	0.13	<0.08	0.33	<0.1
<b>Сл-307</b>	<0.05	49.83	0.27	0.89	39.23	0.23	8.68	<0.04	0.11	<0.04	99.93	0.10	<0.08	0.34	0.11
<b>Сл-307</b>	0.06	50.11	0.26	0.88	39.27	0.23	9.01	<0.04	<0.04	<0.04	100.42	0.13	<0.08	0.33	<0.1
<b>Сл-307</b>	<0.05	49.83	0.27	0.89	39.23	0.23	8.68	<0.04	0.11	<0.04	99.93	0.10	<0.08	0.34	0.11
<b>Сл-307</b>	<0.05	50.44	0.22	0.77	39.01	0.27	8.76	<0.04	<0.04	<0.04	100.28	0.10	0.12	0.30	0.13
<b>Сл-307</b>	<0.05	50.65	0.28	0.83	38.47	0.27	9.06	<0.04	<0.04	<0.04	100.14	0.11	<0.08	0.20	0.14
<b>Сл-307</b>	0.18	49.44	0.20	0.74	38.95	0.22	9.08	<0.04	<0.04	0.08	99.55	0.12	<0.08	0.27	0.10
<b>Сл-307</b>	<0.05	51.56	0.27	0.88	38.32	0.29	8.52	<0.04	0.08	<0.04	100.39	0.07	<0.08	0.21	0.10
<b>Сл-307</b>	0.06	51.49	0.25	0.80	38.46	0.29	8.65	<0.04	0.13	<0.04	100.84	0.12	<0.08	0.28	0.13
<b>7-388</b>	0.07	50.70	0.09	0.95	38.35	0.29	9.20	<0.04	0.05	<0.04	100.38	0.07	<0.08	0.32	0.18
<b>7-388</b>	0.07	50.62	0.09	0.99	38.20	0.35	8.95	<0.04	<0.04	0.11	100.00	<0.06	<0.08	0.29	0.14
<b>7-388</b>	0.18	49.71	0.13	1.01	38.54	0.32	8.98	<0.04	<0.04	0.23	99.71	0.07	<0.08	0.30	0.16
<b>7-388</b>	0.07	51.52	0.37	1.67	33.27	0.32	11.27	0.05	<0.04	<0.04	99.22	0.18	<0.08	0.33	0.11
<b>7-388</b>	<0.05	46.57	0.25	0.26	42.04	0.17	9.87	<0.04	<0.04	<0.04	10<0.05	0.10	<0.08	0.28	0.29
<b>7-388</b>	<0.05	52.10	0.44	1.38	31.67	0.31	12.23	<0.04	0.06	<0.04	99.92	0.17	<0.08	0.28	0.18
<b>7-388</b>	<0.05	53.81	0.37	1.29	32.33	0.29	11.73	<0.04	0.08	<0.04	100.50	0.16	<0.08	0.32	<0.1
<b>7-388</b>	0.05	51.24	0.46	2.06	35.02	0.30	10.82	<0.04	<0.04	<0.04	101.00	0.17	0.01	0.32	0.42
<b>7-388</b>	0.09	50.23	0.56	2.07	34.05	0.21	10.70	<0.04	<0.04	<0.04	99.13	0.17	0.12	0.29	0.56
<b>7-388</b>	<0.05	45.07	0.86	2.74	40.31	0.16	9.86	<0.04	<0.04	<0.04	100.37	0.18	0.12	0.27	0.56
<b>7-388</b>	0.05	53.20	0.41	1.45	31.56	0.28	12.30	<0.04	<0.04	<0.04	100.19	0.16	<0.08	0.34	0.34
<b>О-131-87А</b>	<0.05	50.43	1.18	2.69	33.14	0.28	11.22	<0.04	0.05	<0.04	99.72	0.17	0.10	0.36	<0.1
<b>О-131-87А</b>	0.18	46.39	0.72	3.59	41.61	0.40	7.21	0.17	<0.04	<0.04	100.67	<0.06	<0.08	0.26	<0.1
<b>Сл-101</b>	<0.05	51.87	0.09	1.01	37.28	0.32	9.53	<0.04	<0.04	<0.04	100.78	0.08	<0.08	0.28	0.15
<b>Сл-101</b>	<0.05	51.56	<0.05	0.92	36.91	0.34	8.82	<0.04	0.05	<0.04	99.30	<0.06	<0.08	0.32	0.19
<b>Сл-101</b>	0.07	50.85	0.16	0.92	37.22	0.33	9.27	0.10	0.08	<0.04	99.63	0.09	<0.08	0.26	0.26



	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	NiO	SrO	BaO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>СЛ-101</b>	<0.05	50.15	<0.05	0.97	37.78	0.35	9.35	<0.04	0.08	<0.04	99.31	0.06	<0.08	0.25	0.14
<b>СЛ-101</b>	<0.05	50.33	0.08	0.93	37.75	0.33	9.32	<0.04	<0.04	<0.04	99.50	0.08	<0.08	0.32	0.20
<b>СЛ-101</b>	2.35	45.42	1.54	0.82	34.31	0.29	12.93	<0.04	<0.04	1.19	99.52	0.07	0.09	0.25	0.16
<b>СЛ-101</b>	0.09	50.07	0.13	0.91	38.80	0.35	9.15	<0.04	0.09	0.05	100.21	0.06	<0.08	0.30	0.15
<b>7-566</b>	0.06	50.22	0.19	0.87	39.90	0.28	8.63	0.05	0.07	<0.04	100.78	0.09	<0.05	0.23	<0.1
<b>7-566</b>	<0.05	50.33	0.21	0.97	39.43	0.27	8.71	<0.04	<0.04	<0.04	100.50	0.10	<0.08	0.25	<0.1
<b>7-566</b>	<0.05	50.33	0.21	0.97	39.43	0.27	8.71	<0.04	<0.04	<0.04	100.50	0.10	<0.08	0.25	<0.1
<b>7-566</b>	<0.05	50.96	0.21	1.87	36.36	0.30	9.61	0.05	0.06	<0.04	100.00	0.09	<0.08	0.32	0.15
<b>74-117А</b>	0.05	48.82	0.46	1.52	4<0.05	0.18	9.14	<0.04	<0.04	<0.04	100.78	0.06	0.11	0.22	<0.1
<b>74-117А</b>	<0.05	48.73	0.49	1.53	40.47	0.19	9.06	<0.04	0.05	<0.04	100.71	0.07	<0.08	0.33	0.10
<b>74-117А</b>	<0.05	48.70	0.61	1.48	39.54	0.18	8.83	<0.04	<0.04	<0.04	99.74	<0.06	<0.08	0.17	0.11
<b>74-117А</b>	<0.05	48.36	0.64	1.44	39.12	0.16	8.87	<0.04	<0.04	<0.04	99.13	0.09	<0.08	0.21	0.14
<b>74-117Б</b>	0.06	47.69	0.55	0.45	42.28	0.17	7.68	<0.04	<0.04	<0.04	99.37	<0.06	<0.08	0.18	0.18
<b>74-117Б</b>	0.05	48.01	0.52	0.40	41.05	0.17	8.56	<0.04	<0.04	<0.04	99.28	<0.06	<0.08	0.21	0.22
<b>74-117Б</b>	<0.05	53.88	0.28	0.54	34.76	0.33	10.11	<0.04	0.06	<0.04	100.42	0.06	<0.08	0.21	<0.1
<b>74-117Б</b>	<0.05	53.56	0.28	0.53	33.92	0.30	9.97	<0.04	<0.04	<0.04	99.17	0.10	<0.08	0.32	0.11
<b>74-117Б</b>	<0.05	48.44	0.50	0.48	42.64	0.17	7.80	<0.04	0.14	<0.04	100.52	<0.06	<0.08	0.17	0.12
<b>74-117</b>	<0.05	48.84	0.38	0.35	41.58	0.20	8.21	<0.04	<0.04	<0.04	100.28	<0.06	<0.08	0.27	0.16
<b>74-117</b>	<0.05	48.76	0.52	0.18	41.67	0.21	8.23	<0.04	<0.04	<0.04	100.00	<0.06	<0.08	0.20	0.15
<b>74-117</b>	<0.05	49.24	0.35	0.18	39.72	0.18	7.98	<0.04	<0.04	<0.04	98.37	<0.06	<0.08	0.33	0.11
<b>74-117</b>	<0.05	48.71	0.34	0.54	41.64	0.18	8.26	<0.04	0.16	<0.04	100.42	<0.06	<0.08	0.28	0.11

**Приложение 3. Содержание редких элементов в минералах  
ксенолитов из трубки Обнаженная**

**Таблица 3.1** Содержание редких элементов в гранатах.

	Гарцбургиты		Лерцолиты					Оливиновые вебстериты				
	74-530	74-530	74-891	74-831	74-831	7-341	7-343	74-159	7-259	7-259	7-353	7-421
<b>Rb</b>	6.22	7.09	7.71	6.93	7.13	6.10	8.86	8.26	6.31	6.31	8.06	7.55
<b>Ba</b>	8.66	<0.05	0.07	0.08	5.11	<0.05	0.76	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12
<b>Th</b>	0.11	<0.05	<0.05	<0.05	0.266	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	1.08	0.12	0.18	0.20	0.98	0.14	0.22	0.17	<0.05	<0.05	0.27	0.25
<b>Ta</b>	0.15	0.15	0.33	0.58	0.53	<0.05	<0.05	0.34	0.00	0.49	0.34	<0.05
<b>La</b>	1.666	<0.05	<0.05	0.028	1.121	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Ce</b>	1.21	<0.05	0.02	0.07	2.66	0.01	0.17	0.05	<0.05	<0.05	0.15	0.16
<b>Sr</b>	5.78	0.22	0.31	0.32	9.30	0.07	0.65	0.17	0.43	0.43	0.55	0.17
<b>Nd</b>	0.49	0.27	0.24	0.24	0.93	0.44	0.36	0.35	0.53	0.53	0.67	0.41
<b>Zr</b>	5.12	7.82	16.52	14.20	20.00	12.18	13.64	6.28	22.41	22.41	10.43	19.58
<b>Hf</b>	0.32	0.41	1.01	1.02	1.24	0.95	0.64	0.55	1.10	1.10	0.77	0.93
<b>Sm</b>	0.26	0.36	0.55	0.51	0.74	0.80	0.67	0.40	0.98	0.98	0.65	0.78
<b>Eu</b>	0.14	0.17	0.32	0.34	0.31	0.43	0.25	0.26	0.67	0.67	0.30	0.43
<b>Ti</b>	311.58	373.66	843.18	1281.92	1087.57	584.01	448.04	381.08	633.55	633.55	668.20	638.29
<b>Gd</b>	0.44	0.72	1.63	1.67	2.08	2.26	1.24	1.07	2.31	2.31	1.47	1.99
<b>Dy</b>	1.12	1.09	2.91	3.35	3.33	3.38	2.05	2.53	3.85	3.85	2.41	3.31
<b>Y</b>	8.06	7.68	20.90	32.00	27.63	23.16	14.46	19.51	27.16	27.16	18.22	21.16
<b>Er</b>	1.11	0.95	2.81	3.56	3.56	2.98	1.78	2.83	3.58	3.58	2.22	2.71
<b>Yb</b>	1.44	1.36	2.74	3.72	3.54	3.41	1.96	3.44	3.96	3.96	2.53	3.05

Таблица 3.1. Продолжение

	Вебстериты		Ортопироксенит		Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза							
	7-294	7-255	06-288	06-288	7-345	7-345	7-345	74-817	74-817	74-817	74-8906	74-296
<b>Rb</b>	8.28	10.93	7.10	10.02	5.84	5.39	7.95	6.03	6.07	5.37	7.49	9.99
<b>Ba</b>	1.21	11.26	0.14	0.26	0.69	0.07	1.14	<0.05	<0.05	<0.05	0.12	0.11
<b>Th</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	0.18	<0.05	0.10	0.14	0.06	0.07	0.64	0.06	0.06	<0.05	0.23	0.11
<b>Ta</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	0.29	0.10	0.32	0.31	0.27	0.52	0.37
<b>La</b>	0.010	0.013	0.003	0.011	0.003	0.001	<0.05	0.010	0.003	0.002	0.292	0.00
<b>Ce</b>	0.05	0.07	0.05	0.09	<0.05	<0.05	0.10	<0.05	0.02	<0.05	0.51	<0.05
<b>Sr</b>	0.27	0.43	0.26	0.37	2.69	3.06	2.74	0.93	0.59	0.29	4.04	5.83
<b>Nd</b>	0.43	0.64	0.57	0.63	0.06	0.14	0.25	0.26	0.29	0.27	0.63	0.28
<b>Zr</b>	10.74	27.72	10.67	14.21	1.26	2.79	2.51	9.53	9.91	10.67	60.55	34.77
<b>Hf</b>	0.91	2.30	0.53	1.13	0.30	0.41	0.20	0.70	0.67	0.73	2.02	1.63
<b>Sm</b>	0.79	1.54	1.03	1.17	0.09	0.23	0.41	0.38	0.37	0.37	0.76	0.69
<b>Eu</b>	0.40	0.82	0.55	0.65	<0.05	0.15	0.20	0.25	0.27	0.27	0.44	0.43
<b>Ti</b>	607.22	776.54	502.48	628.35	177.86	373.91	297.84	771.41	821.85	799.16	2546.38	883.00
<b>Gd</b>	1.87	4.34	2.06	2.51	0.40	0.75	0.80	1.43	1.32	1.33	2.66	2.06
<b>Dy</b>	3.15	8.12	1.70	3.24	1.27	2.06	0.92	2.77	2.94	2.57	4.57	3.45
<b>Y</b>	22.09	52.80	9.00	19.14	8.85	18.95	4.06	20.43	20.64	19.84	30.14	20.97
<b>Er</b>	2.76	7.48	1.00	2.40	1.20	2.82	0.76	2.71	2.80	2.78	4.24	2.47
<b>Yb</b>	3.27	7.18	1.15	2.49	1.22	3.68	0.89	2.93	3.03	3.01	3.76	2.36

Таблица 3.1. Содержание редких элементов в гранатах. Продолжение

	Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза				Phl-Пм породы								
	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74	7-365	12-7	12-7	Обн-3	О-131/87	Сл-307	О-3-87	О-3-87	06-390
<b>Rb</b>	5.95	6.10	5.98	6.33	11.08	10.51	8.97	<0.05	0.00	0.00	1.19	0.54	1.89
<b>Ba</b>	0.07	0.06	0.16	0.10	<0.05	11.96	0.09	<0.05	0.17	0.15	0.13	0.15	1.02
<b>Th</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.31	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.021	0.000	0.000	0.000	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	0.18	0.16	0.33	0.19	0.22	1.29	0.18	0.31	0.23	0.10	0.76	0.40	0.22
<b>Ta</b>	0.17	0.19	0.72	0.15	0.40	0.42	0.36	<0.05	<0.05	<0.05	0.70	0.08	0.43
<b>La</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.613	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.58	0.15
<b>Ce</b>	<0.05	0.05	0.15	0.05	0.15	4.18	0.12	0.09	0.15	0.16	0.15	6.43	0.26
<b>Sr</b>	2.29	2.19	3.80	0.99	0.36	19.52	1.43	0.19	0.39	0.24	1.68	78.77	4.13
<b>Nd</b>	0.57	0.52	0.91	0.35	0.81	1.79	0.56	0.55	0.68	0.76	0.96	6.64	0.66
<b>Zr</b>	14.72	14.16	32.18	7.70	42.99	48.29	47.96	54.66	41.00	44.76	99.05	35.12	47.03
<b>Hf</b>	0.57	0.57	1.24	0.34	1.46	1.44	1.50	1.59	1.23	1.69	3.07	1.98	1.60
<b>Sm</b>	0.68	0.58	0.84	0.45	0.79	0.97	0.62	0.68	0.76	0.93	1.50	2.15	0.76
<b>Eu</b>	0.37	0.35	0.54	0.26	0.35	0.46	0.32	0.39	0.40	0.46	0.82	0.78	0.40
<b>Ti</b>	1135.07	1219.75	491.22	813.76	3377.16	2369.87	1896.66	1746.22	2790.75	1423.74	2773.53	1981.65	1704.62
<b>Gd</b>	1.10	1.16	2.42	0.78	1.78	2.18	1.47	2.28	1.33	2.00	3.69	2.46	1.68
<b>Dy</b>	1.63	1.58	5.14	1.05	3.03	3.40	3.15	3.07	2.84	3.71	5.91	1.21	3.40
<b>Y</b>	10.69	11.00	50.81	8.29	20.91	23.55	21.53	17.90	20.95	26.83	35.96	3.32	21.64
<b>Er</b>	1.60	1.66	7.02	0.95	2.99	3.04	3.00	2.26	2.76	3.35	4.69	0.37	3.14
<b>Yb</b>	2.56	2.11	12.72	1.53	3.24	3.08	3.26	3.79	2.44	3.23	4.33	0.09	2.88

Таблица 3.1. Продолжение

	Железистые клинопироксениты и эклогиты												
	74-968	74-968	74-639	06-28	06-86	06-136	06-33	06-75	06110	06-45	06-54	06-151	06-49
<b>Rb</b>	13.87	11.28	16.70	5.87	4.99	8.15	9.95	10.23	11.58	4.66	4.91	3.65	5.71
<b>Ba</b>	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	0.30	0.08	0.33	<0.05	1.01	0.01	<0.05	0.02	<0.05
<b>Th</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	<0.05	<0.05	0.01	0.06	0.01	0.16	0.01	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02
<b>Ta</b>	<0.05	0.70	<0.05	0.64	0.31	0.44	0.43	0.64	0.47	0.24	0.31	0.16	0.49
<b>La</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Ce</b>	0.02	0.02	0.01	0.00	<0.05	0.05	0.01	0.01	0.14	<0.05	0.05	<0.05	0.00
<b>Sr</b>	0.31	0.78	0.30	0.16	0.25	0.21	0.28	0.23	0.35	0.17	0.29	0.18	0.18
<b>Nd</b>	0.20	0.29	<0.05	0.23	0.35	0.24	<0.05	0.08	0.31	0.23	0.34	0.15	0.33
<b>Zr</b>	9.80	10.20	0.50	21.21	12.85	12.74	0.87	0.60	3.13	1.71	2.50	0.64	20.88
<b>Hf</b>	1.03	1.30	0.56	0.82	0.84	0.74	0.32	0.44	0.40	0.08	0.15	0.07	0.62
<b>Sm</b>	0.49	0.57	0.07	0.43	1.01	0.47	0.13	<0.05	0.47	0.29	0.22	0.13	0.72
<b>Eu</b>	0.34	0.39	0.09	0.44	0.48	0.31	0.12	0.06	0.29	0.15	0.17	0.10	0.42
<b>Ti</b>	926.15	533.12	182.42	719.77	584.33	2996.86	282.59	245.02	291.39	199.44	288.57	105.41	749.38
<b>Gd</b>	1.55	1.90	0.56	1.65	2.78	1.37	0.71	0.63	1.30	0.41	0.52	0.24	1.48
<b>Dy</b>	3.80	4.97	2.13	2.80	4.09	3.14	1.51	2.35	2.57	0.36	0.50	0.33	2.18
<b>Y</b>	33.94	37.08	19.16	20.99	23.19	24.71	12.98	22.10	17.49	1.89	3.41	2.24	15.24
<b>Er</b>	4.13	5.89	2.76	2.44	2.61	3.17	1.48	2.97	2.17	0.27	0.46	0.35	1.99
<b>Yb</b>	4.55	6.99	3.29	3.08	2.72	3.84	2.17	3.85	2.47	0.31	0.47	0.34	2.27

Таблица 3.2. Содержание редких элементов в клинопироксенах.

	Гарцбургиты					Лерцолиты				Оливиновые вебстериты		
	74-318	7-297	06-218	74-530	74-530	74-891	74-831	74-831	7-341	74-159	7-259	7-353
<b>Rb</b>	5.80	1.95	3.34	2.21	1.95	2.09	2.86	2.66	2.10	2.20	2.73	2.09
<b>Ba</b>	0.18	0.44	70.07	0.45	0.29	0.13	0.96	8.46	0.34	0.34	0.15	0.51
<b>Th</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.18	1.27	0.66	<0.05	<0.05	<0.05	0.85
<b>U</b>	<0.05	<0.05	0.00	0.02	<0.05	0.10	0.22	0.11	<0.05	<0.05	<0.05	0.30
<b>Nb</b>	<0.05	0.84	6.69	0.78	0.60	0.59	0.56	3.94	0.59	0.65	0.44	0.76
<b>Ta</b>	<0.05	<0.05	0.00	0.24	0.12	0.05	<0.05	0.17	<0.05	0.10	0.06	0.05
<b>La</b>	<0.05	3.14	1.87	2.87	2.89	1.64	14.70	5.64	1.82	2.20	2.33	14.68
<b>Ce</b>	0.06	13.36	4.36	8.05	8.78	5.20	27.39	13.06	8.89	10.54	10.75	35.21
<b>Sr</b>	0.35	246.30	35.31	137.11	145.11	103.37	176.90	133.50	142.12	126.62	595.53	340.66
<b>Nd</b>	<0.05	14.37	2.44	7.28	7.46	6.40	15.34	9.13	10.98	12.31	13.72	15.22
<b>Zr</b>	0.20	36.68	7.03	13.21	11.80	18.01	22.57	23.28	19.21	15.91	34.64	28.82
<b>Hf</b>	<0.05	1.44	0.27	0.76	0.67	0.69	0.77	0.69	0.79	0.71	0.90	0.88
<b>Sm</b>	<0.05	4.15	0.77	2.01	1.30	2.09	2.58	2.57	3.49	3.10	4.62	2.65
<b>Eu</b>	<0.05	1.39	0.25	0.69	0.40	0.60	0.85	0.71	1.00	0.91	1.63	0.74
<b>Ti</b>	20.57	1140.69	229.46	1150.21	1225.01	2296.70	2728.56	2373.23	2779.70	2221.60	3039.11	2095.1
<b>Gd</b>	<0.05	4.65	0.71	2.06	1.34	2.06	1.09	5.82	2.41	3.24	3.38	0.99
<b>Dy</b>	<0.05	3.28	0.49	2.19	1.18	0.82	1.26	1.09	1.05	1.36	1.42	0.75
<b>Y</b>	<0.05	14.32	2.56	11.76	5.93	2.63	4.91	3.66	2.75	4.28	3.99	2.09
<b>Er</b>	<0.05	1.67	0.28	1.35	0.74	0.23	0.50	0.34	0.23	0.39	0.38	0.16
<b>Yb</b>	<0.05	1.01	0.38	1.09	0.54	0.06	0.34	0.10	0.12	0.05	0.17	0.14

Таблица 3.2. Продолжение.

	Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза											
	7-294	7-345	7-345	74-296	74-296	74-817	74-817	74-817	74-296	74-296	Ол-169-74	Ол-169-74
<b>Rb</b>	2.06	1.42	1.51	2.12	2.98	1.72	2.56	14.41	2.68	3.10	2.61	2.96
<b>Ba</b>	0.23	0.08	<0.05	0.15	1.98	5.53	2.45	250.61	0.25	4.16	12.82	5.95
<b>Th</b>	<0.05	0.07	0.29	<0.05	0.91	0.68	0.11	0.19	<0.05	0.67	1.36	0.65
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.14	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	0.10	0.17	0.06
<b>Nb</b>	0.61	0.18	0.23	0.27	2.77	1.67	2.00	81.53	0.69	1.56	5.98	4.77
<b>Ta</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.21	0.07	0.35	5.45	0.06	0.17	0.36	0.40
<b>La</b>	1.95	1.04	0.82	1.42	36.21	5.79	6.11	11.09	2.19	12.21	27.38	13.41
<b>Ce</b>	9.32	1.68	1.33	6.48	67.15	12.53	27.46	35.98	7.26	38.37	71.07	43.69
<b>Sr</b>	144.20	30.15	25.61	144.14	437.23	208.39	221.58	316.37	160.68	234.14	485.86	337.64
<b>Nd</b>	11.84	0.84	0.67	9.59	53.70	9.18	23.23	28.29	11.47	25.22	37.88	33.57
<b>Zr</b>	21.33	0.51	0.66	65.89	50.36	19.45	92.55	132.66	71.49	71.50	58.91	138.28
<b>Hf</b>	0.98	0.06	0.10	3.22	3.78	0.89	2.01	2.42	3.58	3.42	1.21	3.63
<b>Sm</b>	3.71	0.32	0.27	3.15	7.08	2.70	6.36	5.77	3.33	5.66	6.49	6.71
<b>Eu</b>	0.96	0.10	0.13	0.93	2.19	0.83	1.89	1.76	1.13	1.51	1.77	2.08
<b>Ti</b>	2935.58	305.35	329.02	3440.31	3880.69	2382.29	1158.96	4124.41	4043.76	2950.46	1972.37	820.21
<b>Gd</b>	2.70	0.40	0.49	2.66	2.88	2.65	4.61	5.02	2.35	3.72	3.91	5.97
<b>Dy</b>	1.23	0.26	0.30	1.06	3.08	1.21	3.27	3.36	1.11	1.85	2.10	3.47
<b>Y</b>	3.57	0.60	0.84	2.99	11.48	3.86	13.00	12.15	2.98	5.49	7.80	11.60
<b>Er</b>	0.26	<0.05	0.06	0.23	0.60	0.21	1.51	1.37	0.22	0.48	0.85	1.23
<b>Yb</b>	0.19	<0.05	<0.05	0.08	0.62	0.09	1.09	1.04	0.07	0.25	0.62	0.83

Таблица 3.2. Содержание редких элементов в клинопироксенах. Продолжение

	Железистые клинопироксениты и эклогиты											
	Ол-169-74	Ол-169-74	74-968	О6-28	О6-86	О6-33	О6-75	О6-110	О6-45	О6-54	О6-151	О6-49
<b>Rb</b>	2.90	8.22	2.90	1.83	2.40	2.98	2.41	3.63	1.87	1.54	5.49	1.95
<b>Ba</b>	10.34	36.32	0.13	1.37	0.21	0.37	45.48	0.85	0.86	0.25	560.41	0.72
<b>Th</b>	1.03	2.51	<0.05	0.08	<0.05	0.28	0.29	0.11	0.13	0.06	<0.05	<0.05
<b>U</b>	0.14	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	0.20	0.18	<0.05	0.06	0.21	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	4.47	26.37	0.07	0.08	<0.05	0.11	0.42	0.21	1.03	0.27	0.29	0.41
<b>Ta</b>	0.32	1.51	0.09	0.26	0.15	0.24	0.30	0.23	0.27	0.20	0.27	0.13
<b>La</b>	23.73	36.20	0.81	0.79	2.66	2.54	3.46	1.43	2.57	1.49	0.40	1.08
<b>Ce</b>	61.34	91.46	4.36	2.68	8.91	5.29	3.73	3.96	11.21	4.53	0.33	5.32
<b>Sr</b>	414.83	477.08	121.13	133.98	371.71	106.67	54.37	184.43	167.27	268.48	13.83	193.56
<b>Nd</b>	38.52	47.22	5.39	6.44	8.81	3.09	1.78	5.83	6.17	4.25	0.59	6.68
<b>Zr</b>	107.88	45.18	16.62	31.78	11.95	1.98	2.18	15.75	1.41	3.11	0.66	27.07
<b>Hf</b>	2.36	0.88	0.87	0.80	0.51	0.16	0.34	0.75	0.15	0.16	0.22	0.59
<b>Sm</b>	7.24	8.34	1.98	2.62	1.95	0.67	0.28	1.73	0.49	0.89	0.24	2.41
<b>Eu</b>	2.08	2.15	0.79	1.00	0.72	0.31	0.41	0.61	0.18	0.27	1.73	0.78
<b>Ti</b>	1158.56	1920.10	1681.92	3427.12	2647.21	676.88	1569.75	655.65	1026.01	1389.99	168.63	3310.56
<b>Gd</b>	4.94	7.11	1.33	3.33	2.99	1.50	1.10	2.50	1.78	1.17	0.44	2.77
<b>Dy</b>	3.14	2.63	1.31	1.05	0.65	0.34	0.78	0.62	0.12	0.08	0.29	0.69
<b>Y</b>	11.08	9.12	5.64	4.15	1.83	1.24	3.84	1.83	0.30	0.22	1.36	2.37
<b>Er</b>	1.15	1.16	0.54	0.47	0.24	0.15	0.36	0.15	0.06	0.06	0.27	0.29
<b>Yb</b>	0.81	0.50	0.38	0.44	0.19	0.10	0.20	0.17	0.06	0.08	0.16	0.22

Таблица 3.2. Продолжение.

	Phl-Пм породы								
	74-8906	74-8906	7-365	7-365	12-7	12-7	12-7	О-42-87	Сл-101
<b>Rb</b>	3.61	4.59	5.25	5.83	16.78	5.26	6.13	1.67	7.08
<b>Ba</b>	2.51	5.80	1.60	0.36	111.83	0.89	35.10	0.06	2.77
<b>Th</b>	0.05	0.12	0.08	0.05	0.90	0.10	1.55	0.05	0.17
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.20	<0.05	0.10	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	0.53	1.37	0.85	0.54	25.24	0.78	9.10	0.13	0.53
<b>Ta</b>	0.10	0.11	0.12	0.09	1.44	0.11	0.56	0.06	0.12
<b>La</b>	2.28	2.94	2.77	2.34	14.97	3.56	21.31	1.62	7.96
<b>Ce</b>	9.01	9.90	10.64	9.58	40.23	13.48	37.14	5.96	25.82
<b>Sr</b>	109.19	121.50	118.88	116.37	263.91	151.23	236.36	85.65	202.86
<b>Nd</b>	7.90	8.18	8.76	8.57	24.73	12.07	23.89	6.02	19.58
<b>Zr</b>	35.07	19.73	36.12	37.53	89.82	57.73	61.39	9.85	99.17
<b>Hf</b>	1.97	1.01	1.89	1.68	3.86	3.24	3.17	0.53	4.31
<b>Sm</b>	2.26	1.84	2.49	2.34	4.86	3.10	4.70	1.86	4.87
<b>Eu</b>	0.74	0.56	0.72	0.73	1.40	0.90	1.37	0.62	1.35
<b>Ti</b>	2699.01	2498.27	2610.34	2403.34	8328.62	2387.85	2322.45	1585.68	1669.58
<b>Gd</b>	2.22	2.04	2.08	2.50	3.22	2.92	3.39	1.63	3.63
<b>Dy</b>	1.39	1.00	1.23	1.27	2.07	1.57	2.10	1.36	2.00
<b>Y</b>	4.13	3.09	3.95	3.99	6.95	4.61	7.03	5.70	6.70
<b>Er</b>	0.37	0.36	0.41	0.48	0.80	0.54	0.70	0.69	0.60
<b>Yb</b>	0.14	0.18	0.22	0.27	0.32	0.15	0.21	0.40	0.36

Таблица 3.2. Содержание редких элементов в клинопироксенах. Продолжение.

	<b>Phl-Plm породы</b>					
	<b>О-3-87</b>	<b>О-3-87</b>	<b>Сл-109</b>	<b>Сл-307</b>	<b>7-566</b>	<b>06-390</b>
<b>Rb</b>	0.32	3.06	-14.33	1.49	0.42	0.70
<b>Ba</b>	48.48	0.36	0.88	1.16	36.70	0.12
<b>Th</b>	0.32	0.05	<0.05	0.33	0.34	<0.05
<b>U</b>	0.11	<0.05	<0.05	0.10	0.10	<0.05
<b>Nb</b>	2.87	0.49	1.41	0.94	2.09	0.29
<b>Ta</b>	0.18	0.08	0.70	0.25	0.15	0.12
<b>La</b>	4.15	2.28	37.43	11.21	4.74	0.68
<b>Ce</b>	12.05	9.38	144.51	34.63	14.00	2.07
<b>Sr</b>	125.29	114.70	494.94	223.60	143.45	45.16
<b>Nd</b>	9.96	9.41	126.59	24.90	10.37	2.27
<b>Zr</b>	44.65	44.84	62.01	69.66	50.32	6.89
<b>Hf</b>	2.18	2.51	2.84	3.87	2.64	0.46
<b>Sm</b>	2.64	2.51	29.11	5.63	2.38	0.82
<b>Eu</b>	0.78	0.77	8.82	1.70	0.82	0.35
<b>Ti</b>	2529.77	2227.84	242.54	1633.62	1908.24	1047.47
<b>Gd</b>	2.30	2.22	19.41	3.80	2.14	1.41
<b>Dy</b>	1.32	1.31	13.72	2.87	1.34	1.59
<b>Y</b>	4.22	4.09	44.71	9.77	4.48	8.63
<b>Er</b>	0.39	0.40	4.33	1.20	0.59	1.20
<b>Yb</b>	0.25	0.26	2.81	0.77	0.33	0.99

Таблица 3.3. Содержание редких элементов в амфиболах.

	Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза					
	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74	Ол-169-74
<b>Rb</b>	15.57	6.11	2.75	2.63	8.40	3.32
<b>Ba</b>	225.79	147.36	27.00	3.59	77.62	33.08
<b>Th</b>	0.54	0.73	0.17	0.46	0.08	1.46
<b>U</b>	0.14	0.11	0.06	0.08	0.06	0.17
<b>Nb</b>	61.33	72.94	2.11	4.20	51.86	14.81
<b>Ta</b>	2.80	2.71	0.31	0.41	2.41	0.53
<b>La</b>	16.97	18.58	6.22	15.94	5.48	25.44
<b>Ce</b>	37.59	52.15	25.35	53.59	19.09	58.90
<b>Sr</b>	285.19	418.73	234.56	379.74	223.22	314.41
<b>Nd</b>	36.62	40.33	23.30	40.95	18.15	34.17
<b>Zr</b>	162.93	154.96	134.33	140.02	140.79	97.66
<b>Hf</b>	4.00	3.73	4.83	3.89	3.19	1.98
<b>Sm</b>	7.83	8.00	5.48	8.69	4.45	6.59
<b>Eu</b>	2.47	2.44	1.61	2.57	1.36	1.80
<b>Ti</b>	2043.38	2019.76	755.94	782.55	2099.09	1450.73
<b>Gd</b>	6.49	8.18	4.73	7.67	4.08	6.63
<b>Dy</b>	4.09	3.97	2.77	3.98	2.06	2.79
<b>Y</b>	16.21	15.24	8.53	13.59	7.37	9.35
<b>Er</b>	1.82	1.81	0.97	1.58	0.75	0.96
<b>Yb</b>	1.33	0.60	0.48	0.80	0.45	0.31

Таблица 3.3. Продолжение.

	Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза					Phl-Amph порода	
	7-345	74-296а	74-296а	74-817	74-817	Сл-109	Сл-109
<b>Rb</b>	9.39	5.17	6.44	11.08	7.03	1.38	2.39
<b>Ba</b>	394.33	242.35	143.00	223.58	697.49	44.55	9.74
<b>Th</b>	1.34	1.05	1.03	0.18	1.49	0.06	0.01
<b>U</b>	0.19	0.16	0.16	<0.05	0.18	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	189.17	136.39	130.45	78.54	8.83	46.06	70.10
<b>Ta</b>	3.06	2.41	2.25	2.75	0.28	0.16	0.34
<b>La</b>	55.76	54.91	59.73	11.27	29.40	4.44	4.49
<b>Ce</b>	116.46	132.02	148.71	35.07	43.95	12.66	13.65
<b>Sr</b>	686.92	929.98	935.16	294.85	424.37	337.29	219.70
<b>Nd</b>	57.26	93.24	73.65	24.54	18.76	7.19	8.77
<b>Zr</b>	25.83	87.66	90.38	122.86	28.46	6.05	17.91
<b>Hf</b>	0.70	4.14	2.82	1.95	1.27	0.33	0.30
<b>Sm</b>	7.46	15.79	12.71	5.64	2.92	1.36	1.81
<b>Eu</b>	2.31	4.95	3.46	1.52	1.36	0.52	0.48
<b>Ti</b>	575.66	3229.56	3118.48	3990.28	7535.10	782.08	671.47
<b>Gd</b>	3.74	7.65	8.97	4.14	3.03	1.14	1.09
<b>Dy</b>	3.32	9.87	6.53	2.73	1.86	0.88	0.76
<b>Y</b>	16.56	45.72	30.08	11.32	5.56	4.64	2.45
<b>Er</b>	1.43	4.29	3.32	1.30	0.57	0.56	0.26
<b>Yb</b>	1.38	4.60	3.05	0.87	0.30	0.42	0.34

Таблица 3.4 Содержание редких элементов во флогопитах.

	Породы магнезиальной группы с признаками Phl-Amph метасоматоза						Phl-Пм породы				
	7-345	74-296a	74-817	74-817	Ол-169-74	Ол-169-74	О-3-87	О-3-87	О-3-87	Сл-307	Сл-307
<b>Rb</b>	6.65	244.79	407.65	368.48	294.82	198.82	270.87	536.87	0.15	391.51	351.68
<b>Ba</b>	278.09	21022.6	5994.90	6694.33	6592.50	6971.68	3524.24	733.79	0.57	1104.35	2602.17
<b>Th</b>	0.93	22.21	<0.05	<0.05	0.17	0.60	<0.05	<0.05	<0.05	0.14	0.18
<b>U</b>	0.14	1.34	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	141.53	61.73	41.45	46.30	44.79	40.71	42.22	15.67	0.49	5.02	8.03
<b>Ta</b>	2.54	5.80	2.48	2.75	3.21	3.09	2.83	1.02	0.06	0.43	1.21
<b>La</b>	35.06	10.01	6.74	2.39	2.84	4.84	4.52	1.65	2.00	0.69	0.96
<b>Ce</b>	86.07	0.06	<0.10	0.09	0.10	0.14	0.17	<0.05	7.41	0.10	0.05
<b>Sr</b>	511.77	833.62	129.28	165.25	162.29	173.59	95.60	24.64	89.67	56.41	87.71
<b>Nd</b>	35.37	0.02	<0.10	0.06	0.10	0.02	0.02	0.02	7.33	<0.05	<0.10
<b>Zr</b>	26.79	0.88	2.75	3.59	3.64	3.57	6.62	4.19	34.75	1.98	2.96
<b>Hf</b>	0.70	6.84	1.59	1.85	2.11	2.31	1.35	0.36	2.05	0.44	1.14
<b>Sm</b>	5.41	0.35	0.20	0.09	0.11	0.21	0.30	<0.05	2.05	<0.05	<0.05
<b>Eu</b>	1.43	2.91	2.03	1.79	1.73	0.35	2.74	0.63	0.63	0.48	1.26
<b>Ti</b>	537.46	3503.78	3293.27	3430.55	2269.18	2237.05	18477.9	13551.7	1951.49	4839.71	7146.14
<b>Gd</b>	4.43	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.53	<0.05	<0.05
<b>Dy</b>	2.53	2.53	0.59	0.90	0.81	0.86	0.39	0.09	1.08	0.13	0.38
<b>Y</b>	11.00	0.73	0.31	0.18	0.18	0.26	0.26	0.15	3.51	0.13	0.10
<b>Er</b>	1.35	0.43	<0.05	<0.05	<0.05	0.27	<0.05	<0.05	0.34	<0.05	<0.05
<b>Yb</b>	0.69	0.25	<0.05	0.12	0.14	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Таблица 3.4 Продолжение.

	Phl-Пм породы									
	7-566	7-566	06-390	06-390	7-365	7-365	12-7	12-7	12-7	12-7
<b>Rb</b>	362.86	667.09	399.32	496.68	785.74	703.51	534.18	614.61	618.89	457.22
<b>Ba</b>	968.56	990.80	1215.50	2413.48	918.10	989.93	758.28	1095.78	893.06	718.55
<b>Th</b>	0.12	<0.05	<0.05	0.45	<0.05	0.36	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	0.49	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	19.08	21.41	14.98	103.34	14.50	13.90	16.95	22.08	16.59	18.50
<b>Ta</b>	0.87	1.37	0.96	3.93	0.98	0.90	0.73	1.35	0.83	0.86
<b>La</b>	0.37	0.50	0.72	1.82	0.39	0.49	0.64	0.91	0.91	0.37
<b>Ce</b>	<0.05	0.13	0.84	1.38	<0.05	0.27	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Sr</b>	32.03	21.40	45.52	30.93	31.69	31.97	32.34	39.48	33.46	27.48
<b>Nd</b>	<0.05	<0.05	0.24	0.40	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Zr</b>	3.15	4.23	4.17	35.41	3.03	4.36	4.13	5.42	4.21	5.57
<b>Hf</b>	0.39	0.59	0.53	1.97	0.36	0.46	0.41	0.47	0.46	0.28
<b>Sm</b>	<0.05	<0.05	0.10	0.22	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Eu</b>	0.17	0.21	<0.05	0.64	0.42	<0.05	0.22	0.23	0.39	0.20
<b>Ti</b>	6594.34	27483.22	10658.61	32251.92	28514.27	26573.12	16442.29	32164.14	11734.86	12883.43
<b>Gd</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Dy</b>	0.11	0.17	0.18	0.45	0.14	0.12	0.11	0.11	<0.05	<0.05
<b>Y</b>	<0.05	0.12	0.16	0.25	0.12	0.15	0.12	0.16	0.11	<0.05
<b>Er</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Yb</b>	0.69	0.25	0.10	0.12	0.14	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05



Таблица 3.4 Содержание редких элементов во флогопитах. Продолжение.

	Phl-Пм породы						
	О-42-87	О-42-87	7-388	7-388	7-388	Сл-101	Сл-101
<b>Rb</b>	690.99	674.65	619.80	461.90	711.15	445.82	407.88
<b>Ba</b>	1147.92	237.20	759.42	851.10	797.90	508.14	544.65
<b>Th</b>	0.41	<0.05	<0.05	4.64	<0.05	0.22	0.43
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	0.99	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	22.50	17.85	20.49	28.50	26.92	8.29	7.97
<b>Ta</b>	1.44	0.76	1.29	1.29	1.62	0.38	0.43
<b>La</b>	2.33	0.11	0.32	76.33	0.56	0.13	0.15
<b>Ce</b>	3.01	<0.05	0.35	109.76	0.24	<0.05	<0.05
<b>Sr</b>	28.38	17.73	27.55	302.93	25.01	4.40	5.12
<b>Nd</b>	1.21	<0.05	0.05	38.53	0.10	<0.05	<0.05
<b>Zr</b>	4.73	3.44	4.46	35.01	4.26	2.21	1.95
<b>Hf</b>	0.49	0.14	0.34	1.16	0.34	0.23	0.17
<b>Sm</b>	0.22	<0.05	<0.05	4.39	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Eu</b>	0.18	<0.05	<0.05	1.08	0.30	0.11	<0.05
<b>Ti</b>	27629.86	6865.63	23515.69	18586.49	26327.21	5741.80	6076.27
<b>Gd</b>	0.13	<0.05	<0.05	6.80	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Dy</b>	0.14	<0.05	0.08	2.08	0.07	<0.05	<0.05
<b>Y</b>	0.19	<0.05	0.11	8.18	0.13	<0.05	<0.05
<b>Er</b>	<0.05	<0.05	0.05	0.82	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Yb</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Таблица 3.5. Содержание редких элементов в ильменитах.

	Phl-Плм породы							
	О-3-87	Сл-307	Сл-307	Сл-307	7-566	06-390	74-117	74-117
<b>Rb</b>	0.52	<0.05	0.44	0.28	4.23	0.07		
<b>Ba</b>	7.53	2.68	0.84	1.10	170.57	0.49	0.45	7.23
<b>Th</b>	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	0.25	1.12	0.05	0.05	0.10	0.07	<0.05	0.10
<b>Nb</b>	516.49	897.98	1050.78	900.76	1770.94	1014.25	1564.74	2016.60
<b>Ta</b>	23.32	39.01	36.06	31.30	72.13	50.18	64.35	83.16
<b>La</b>	1.20	0.17	0.08	0.07	4.66	0.06	0.10	0.83
<b>Ce</b>	1.70	0.46	0.14	0.14	4.38	0.14	0.18	0.80
<b>Sr</b>	14.95	9.14	4.85	4.20	88.60	4.65	0.31	11.59
<b>Nd</b>	0.90	0.26	0.22	0.27	2.07	0.20	0.34	0.82
<b>Zr</b>	96.28	287.70	306.83	263.24	124.68	189.23	426.65	451.95
<b>Hf</b>	1.54	4.10	4.12	3.05	2.90	3.71	7.50	9.50
<b>Sm</b>	0.96	1.49	2.12	1.33	2.84	1.45	3.48	2.83
<b>Eu</b>	0.13	<0.05	0.14	0.09	0.23	0.09	0.21	0.18
<b>Gd</b>	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	0.72	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Dy</b>	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	0.11	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Y</b>	0.62	0.12	0.10	0.10	0.58	0.09	0.08	0.21
<b>Er</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Yb</b>	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Таблица 3.5 Продолжение.

	Phl-Плм породы						
	74-8906	О-42-87	12-7	7-388	7-388	7-388	Сл-101
<b>Rb</b>	0.51	0.09	0.46	0.05	0.35	0.15	0.22
<b>Ba</b>	0.36	0.30	13.65	1.37	1.34	0.11	0.48
<b>Th</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>U</b>	<0.05	<0.05	<0.05	0.19	0.16	<0.05	<0.05
<b>Nb</b>	750.20	1561.17	989.49	6611.96	6248.20	2586.33	3164.92
<b>Ta</b>	27.42	61.01	44.65	223.86	199.43	103.93	118.38
<b>La</b>	0.05	0.12	0.42	0.43	0.40	0.12	0.19
<b>Ce</b>	0.09	0.21	0.94	0.63	0.55	0.14	0.24
<b>Sr</b>	3.42	1.97	6.23	2.66	5.08	0.97	3.24
<b>Nd</b>	0.17	0.30	0.73	1.16	1.28	0.33	0.63
<b>Zr</b>	81.08	419.28	170.28	1882.60	1581.39	121.06	530.02
<b>Hf</b>	2.40	7.42	3.50	33.95	31.79	4.68	9.32
<b>Sm</b>	0.92	2.64	1.34	27.24	15.34	3.49	6.05
<b>Eu</b>	0.08	0.16	0.14	1.70	0.97	0.22	0.38
<b>Gd</b>	0.08	0.05	0.32	0.07	0.09	<0.05	0.06
<b>Dy</b>	0.11	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Y</b>	0.84	0.08	0.37	0.06	0.11	0.09	0.10
<b>Er</b>	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<b>Yb</b>	0.11	0.05	0.10	0.21	0.18	0.06	<0.05