

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ИЛЬИНА Ольга Владимировна

**СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В
МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)**

25.00.09 – «геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
к.г.-м.н., старший научный сотрудник ИГМ СО РАН
Агашев Алексей Михайлович

НОВОСИБИРСК – 2022

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Литературный обзор.....	8
1.1. Кратонные перидотиты мира	10
Глава 2. Геологическая характеристика объекта исследования	13
2.1. Краткое описание геологического строения Якутской алмазоносной провинции	13
2.2. Геологическое строение кимберлитовой трубки Удачная	15
Глава 3. Методы исследования	18
Глава 4. Петрографическая характеристика исследованных пород.....	20
4.1. Типы образцов	20
4.2. Сульфиды	25
ГЛАВА 5. Химический состав минералов.....	27
5.1. Оливин.....	27
5.2. Ортопироксен.....	28
5.3. Гранат	29
5.4. Клинопироксен	32
Глава 6. Химический состав пород.....	34
6.1. Главные петрогенные элементы	34
6.2. Рассеянные и редкоземельные элементы	37
Глава 7. Распределение ЭПГ в мантийных ксенолитах трубки Удачная	39
7.1. Содержание ЭПГ в валовом составе пород	39
7.2. Содержание ЭПГ в минеральных фазах.....	43
7.3. Особенности распределения ЭПГ в разрезе кора-мантия на примере импактитов Попигайской астроблемы	47
Глава 8. РТ параметры равновесия минеральных парагенезисов	50
Глава 9. особенности распределения эпг в различных группах мантийных ксенолитов	51
9.1. ЭПГ и свидетельства мантийного метасоматоза в ксенолитах трубки Удачная	51
9.2. Эклогиты и признаки субдукции	55
Заключение	57
Список сокращений и условных обозначений	58
Список литературы	60
Приложение А.	70

ВВЕДЕНИЕ

Литосферная мантия под древними Архейскими кратонами сложена преимущественно перидотитами, и, в меньшей степени, эклогитами и пироксенитами [Соболев, Соболев, 1964; Sobolev, 1977; Boyd et al., 1997, 1998; Kopylova et al., 1999; Griffin et al., 2003; Агашев и др., 2006]. Ксенолиты этих пород, вынесенные на поверхность кимберлитами, являются прямыми источниками о составе и термальном режиме литосферной мантии [Nixon and Boyd, 1973; Griffin et al., 2003; Herzberg & Rudnick, 2012]. Определение химического состава, петрографических характеристик и генезиса перидотитовых ксенолитов из кимберлитов Сибирского кратона были представлены в работах отечественных и зарубежных петрологов [Бобриевич и др., 1959; Sobolev, 1977; Boyd, 1984; Похиленко, 1990; Pokhilenko et al., 1999; Sobolev et al., 2009; Ziberna et al., 2013]. Трубка Удачная является одним из крупнейших месторождений алмазов в мире [Sobolev et al., 1977]. Ее географическое и геологическое положение описаны во многих работах, упомянутых ниже. В последнее десятилетие в уникально свежем кимберлите [Kamenetsky et al., 2012; Golovin et al., 2018] из этой трубки было собрано много крупных и исключительно свежих, практически не затронутых процессами вторичных изменений ксенолитов, что дало новый толчок многочисленным исследованиям мантийных пород [Agashev et al., 2013; 2018; Doucet et al., 2012, Ionov et al., 2010; 2017; Pokhilenko, 2018; Шацкий и др., 2020]. Таким образом, несмотря на десятилетия исследований ксенолитов трубки Удачная, их изучение остается актуальным и вызывает большой интерес у петрологов мира.

В последние годы все больше внимания уделяется изучению распределения элементов группы платины (ЭПГ) в породах, так как они являются индикаторами петрогенетических процессов в верхней мантии [Lorand et al., 2013; Aulbach et al., 2016]. Считается, что во время аккреции Земли все ЭПГ были удалены из силикатной части планеты и сконцентрированы в ядре [O'Neill, 1991; Fisher-Godde et al., 2011]. Однако содержания ЭПГ в верхней мантии достигают уровня нескольких частей на миллиард (мг/т) [Palme et al., 2003; Lorand et al., 2008b], что всего на два порядка ниже таковых в хондритовых метеоритах. Наиболее признанной гипотезой повышенного содержания ЭПГ в мантии является «поздняя хондритовая добавка», которая подразумевает привнос метеоритного вещества в силикатную оболочку Земли после формирования ядра [Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986; O'Neill, 1991; Schmidt et al., 2000]. Кратонные перидотиты дают возможность оценить фракционирование ЭПГ при очень высоких степенях частичного плавления (30–50 %), несравнимых с таковыми в некротонных

перидотитах (<30 %) [Pearson et al., 2004; Walter, 2014]. Данные по распределению ЭПГ в ксенолитах кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия) представлены в работе [Калашникова, 2017]. На основании проведенных исследований автор предположила воздействие акстеносферных расплавов и привнос Pt, Pd и Re в ксенолиты. Данные по ЭПГ и Re-Os системе в зернистых и деформированных перидотитах кимберлитовой трубки Удачная приведены в работах [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015]. Перидотитовые ксенолиты имеют содержания Os и Ir близкие или чуть выше, чем в примитивной мантии (ПМ). Эти элементы могут концентрироваться в Os-Ir интерметаллических соединениях во время частичного плавления. Содержания Pd значительно ниже, чем в ПМ, что может объясняться потерей сульфида, который является главным концентратором этого элемента, при частичном плавлении >20 %. В некоторых перидотитах наблюдается легкое повышение концентраций Pd и Pt, при этом изменяется отношение Pt/Pd. Такая характеристика указывает на метасоматическое преобразование пород [Ionov et al., 2015].

В работе приведены результаты исследования четырех типов пород из кимберлитовой трубки Удачная: деформированных перидотитов, равномернозернистых перидотитов, гарцбургит-дунитов и эклогитов. Минералого-петрографическая характеристика, составы изученных пород по главным и рассеянным элементам ранее были представлены в работах [Agashev et al., 2013; 2017; Похиленко и др., 2014; Сургутанова и др., 2016; Ильина и др., 2022]. В настоящей работе эти данные были дополнены исследованием содержаний ЭПГ в них. Стоит отметить, что впервые была сделана попытка интерпретировать генезис глубинных мантийных ксенолитов, используя распределение ЭПГ в валовом составе пород и в минеральных фазах из них. Это стало возможным благодаря уникальной методике изотопного разбавления, которая позволяет работать с малыми навесками образцов и при этом учитывать погрешности неравномерного распределения фаз, содержащих ЭПГ, по образцу.

Объект исследований: мантийные ксенолиты кимберлитовой трубки Удачная (Далдыно-Алакитский район, Якутия).

Цель работы: выявление особенностей распределения элементов группы платины в ксенолитах различного генезиса кимберлитовой трубки Удачная.

Задачи:

- 1) Минералогическая и геохимическая характеристика перидотитов и эклогитов трубки Удачная.
- 2) Определение содержаний ЭПГ в изученных породах методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием.
- 3) Определение содержаний ЭПГ в минеральных фазах исследуемых перидотитов и эклогитов.

4) Интерпретация полученных данных.

Фактический материал и личный вклад автора.

Основой данной диссертации стало исследование коллекции ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная. Коллекция включает 25 мантийных ксенолитов и минеральные фазы из этих ксенолитов.

Автором была проведена подготовка проб для определения в них содержаний ЭПГ методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием. Пробоподготовка включала в себя обрезку пород и выбор центральной части, чтобы избежать влияния кимберлита на результаты, дробление, отбор зерен сульфидов (0,02 гр) и оливинов (0,02 гр) менее 1 мм, изготовление шашек с зернами оливинов, хромитов, гранатов, ортопироксенов и клинопироксенов из гарцбургит-дунитов. Интерпретированы данные по содержанию ЭПГ в породах и минеральных фазах.

Научная новизна.

На сегодняшний день существует небольшое количество работ по исследованию распределения ЭПГ в мантийных перидотитах из кимберлитовых трубок, но всего несколько из них посвящены изучению распределения ЭПГ в уникально свежих мантийных ксенолитах трубки Удачная [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015, 2019]. Детальное исследование и сравнение распределения ЭПГ в ксенолитах кимберлитовой трубки Удачная в рамках диссертационной работы позволило выявить следующие принципиально новые данные:

Основные защищаемые положения.

1) Большая часть ЭПГ в перидотитах кимберлитовой трубки Удачная находятся в сульфидах и во включениях интерметаллических соединений (5–15 мкм) в оливинах. Содержания ЭПГ в оливинах на 2-3 порядка ниже, чем в сульфидах.

2) При силикатном метасоматозе деформированных перидотитов кимберлитовой трубки Удачная увеличение количества граната и клинопироксена сопровождается обеднением пород тугоплавкими ЭПГ и неравномерным обогащением легкоплавкими ЭПГ, которое происходит в результате формирования субмикронных сульфидных фаз в межзерновом пространстве.

3) ЭПГ в равномернозернистых перидотитах кимберлитовой трубки Удачная содержатся во включениях интерметаллических соединений в оливинах. Вариации содержаний Os, Ir, Ru отражают различную исходную степень плавления перидотитов. Сульфиды метасоматического генезиса приурочены к обогащенным палладием образцам. Распределение

ЭПГ в эклогитах кимберлитовой трубки Удачная находятся в пределах значений, характерных для MORB-базальтов.

Практическая значимость работы.

На сегодняшний день существует небольшое количество работ по исследованию распределения ЭПГ в мантийных перидотитах из кимберлитовых трубок, но всего несколько из них посвящены изучению распределения ЭПГ в уникально свежих мантийных ксенолитах трубки Удачная [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015, 2019]. Полученные нами результаты внесут определенный вклад в изучение состава и эволюции литосферной мантии под древними архейскими кратонами.

Апробация работы.

По теме диссертации опубликовано 13 работ, из них 2 статьи в российских рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные результаты представлены в материалах российских и зарубежных конференций.

Структура работы.

Диссертационная работа состоит из введения, 8 глав и заключения общим объемом 91 страница. В ней содержится 27 рисунков, 12 таблиц (Приложение А). Список литературы включает 116 наименований.

Благодарности.

Автор искренне благодарит к.г.-м.н. А.М. Агашева за научное руководство и всестороннюю поддержку на различных этапах выполнения работы. Глубокую признательность автор выражает к.г.-м.н. Л.Н. Похиленко за неоценимую помощь и поддержку. Диссертант искренне благодарит Академика РАН д.г.-м.н. Н.П. Похиленко за ценные советы при подготовке диссертации. Автор выражает благодарность д.г.-м.н. В.П. Афанасьеву за консультации и поддержку. За ценные замечания автор благодарит академика РАН д.г.-м.н. Н.В. Соболева. За поддержку и всестороннюю помощь автор благодарит заведующего лабораторией к.г.-м.н. Н.С. Тычкова. За конструктивную критику и ценные замечания автор благодарит д.г.-м.н. О.М. Туркину, А.Э. Изоха, Е.Ф. Синякову, А.А. Томиленко, О.Л. Гаськову, А.И. Чепурова, к.г.-м.н. Е.В. Агашеву, д.г.-м.н. Н.Д. Толстых. Автор выражает искреннюю благодарность О.А. Козьменко и С.В. Палесскому за постановку уникальной методики и ценные советы. Автор признателен за помощь и всестороннюю поддержку со стороны к.г.-м.н. А.М. Логвиновой, к.г.-м.н. Барабаш

Е.О., Ивановой О.А., Е.В. Петрушина, М.А. Вавилова, А.М. Логвиновой, Л.В. Черемных, В.С. Цибульчик, Т.М. Блинчик. Автор выражает благодарность всем сотрудникам лаборатории №451.

Работа выполнена в Лаборатории литосферной мантии и алмазных месторождений (лаб. 451) ИГМ СО РАН при частичной финансовой поддержке в рамках гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 075-15-2020-781 от 02 октября 2020 года.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

По мнению Гольдшмидта, после аккреции, Земля была полностью расплавлена и при охлаждении разделилась на три несмешивающиеся жидкости [Goldschmidt, 1929]. Во время затвердевания из них окончательно сформировалось Fe - Ni ядро и внешняя оболочка из силикатов, которая подстилалась сульфидной жидкостью. При разделении Земли на кору, мантию и ядро происходило распределение элементов в соответствии с их геохимическими особенностями. Содержания ЭПГ в верхней мантии достигают уровня нескольких частей на миллиард (мг/т) [Palme et al., 2003; Lorand et al., 2008b], что всего на два порядка ниже таковых в хондритовых метеоритах. Существует несколько теорий, которые объясняют такую концентрацию ЭПГ в мантии: 1) добавка хондритового вещества в мантию во время метеоритной бомбардировки (модель «позднего покрова») [Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986; O'Neill, 1991; Schmidt et al., 2000]; 2) привнос вещества в верхнюю мантию из внешнего ядра [Snow and Schmidt, 1998]; 3) неэффективное образование ядра [Arculus and Delano, 1981; Jones and Drake, 1986] 4) понижение коэффициентов распределения в условиях высоких давлений и температуры при образовании ядра [Murthy, 1991; Righter and Drake, 1997; Righter et al., 1997, 2008; Li and Agee, 2001].

Исследования содержания ЭПГ в породах является актуальным, поскольку ЭПГ являются индикаторами петрогенетических процессов в верхней мантии [Lorand et al., 2013, Aulbach et al., 2016]. В последние годы все больше внимания уделяется изучению распределения элементов группы платины в кратонных перидотитах, так как они дают возможность оценить фракционирование ЭПГ при очень высоких степенях частичного плавления (30–50 %), несравнимых с таковыми в некротонных перидотитах (<30 %) [Pearson et al., 2004; Walter, 2014]. В мантийных породах из кимберлитовой трубки Удачная в последнее десятилетие были оценены содержания ЭПГ в равномернозернистых и деформированных перидотитах [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015] и мегакристаллических дунитах [Pernet-Fisher et al., 2019].

Считается, что ИЭПГ (иридиевая подгруппа – Os, Ir, Ru) являются тугоплавкими, а ПЭПГ (платиновая подгруппа – Pt, Pd, Rh) – легкоплавкие элементы [Mungall et al., 2005]. По результатам экспериментальных исследований сульфидных и силикатных систем было выявлено, что ИЭПГ в верхней мантии могут накапливаться в Cu-Fe-Ni сульфидах, моносульфидном твёрдом растворе (МТР), минералах платиновой группы, которые содержатся в сульфидах и в твердых растворах, Os-Ir интерметаллических сплавах, хромшпинели [Park et al.,

2012]. Известно, что ПЭПГ распределяются в Cu-Fe-Ni сульфиды, реже в МТР; Pd – в Cu-Fe-Ni сульфиды, а Pt, при определенных условиях, распределяется в Pt-Ir-Os интерметаллические соединения [Fleet et al., 1991, 1999; Ballhaus et al., 2001; Barnes et al., 2001; Mungall et al., 2005, 2014; Vockrath et al., 2004].

Степени фракционирования ЭПГ оцениваются с помощью значений $(Os/Ir)_n$, $(Pd/Ir)_n$ и $(Pt/Ir)_n$ (n – нормирование на хондрит [McDonough and Sun, 1990]).

Pernet-Fisher с соавторами [2015] привели в своей работе исследования содержания ЭПГ в деформированных и равномернозернистых лерцолитах трубки Удачная. Концентрации Os и Ir в перидотитовых ксенолитах изменяется от 2,59 до 6,48 и от 1,83 до 6,08 мг/г, соответственно. Содержания Pt варьирует в диапазоне от 0,026 до 12,43 мг/г. Концентрации Pd изменяются от 0,157 до 2,36 мг/г. ПЭПГ показывают более широкую вариацию составов, чем ИЭПГ. Образцы характеризуются более низкими концентрациями ПЭПГ по сравнению с ИЭПГ.

Также авторы приводят содержания ЭПГ в оливинах исследованных пород. Оливины зернистых перидотитов характеризуются высокими содержаниями ИЭПГ (Os 4,06-5,86, Ir 4,38-7,44 мг/г) и низкими ПЭПГ (Pt 1,20-2,64 мг/г). Pd ниже предела обнаружений. Оливины деформированных перидотитов имеют более низкие содержания ИЭПГ (Os 0,014-0,123; Ir 0,006-0,155) по сравнению с оливинами равномернозернистых перидотитов. Концентрации Pd часто ниже предела обнаружений ($< 0,078$ - $0,026$ мг/г), содержания Pt варьируют от 0,026 до 0,283 мг/г. Формы спектров ЭПГ, нормализованных на хондрит, в оливинах и по валу перидотитов схожие. В большинстве случаев оливины характеризуются более низкими содержаниями ЭПГ, чем порода в целом. Эти различия показывают, что оливин имеет разное количество внедренного материала [Pernet-Fisher et al., 2015]. В целом, и перидотиты и оливины из них характеризуются повышенными содержаниями ИЭПГ относительно ПЭПГ [Pernet-Fisher et al., 2015].

Ионов с соавторами привели в своей работе [Ionov et al., 2015] исследования ксенолитов перидотитов трубки Удачная. Авторы показали распределение ЭПГ в равномернозернистых гарцбургитах, гарцбургитах и лерцолитах переходного типа и в деформированных перидотитах. К деформированным перидотитам относятся гарцбургиты и обогащенные лерцолиты. Для большинства перидотитов значения $(Pd/Ir)_n < 1$, что показывает деплетирование ПЭПГ по отношению к ИЭПГ. Только обогащенные деформированные перидотиты показывают относительно плоские спектры ЭПГ, нормированные на хондрит, с незначительным обогащением Pd [Ionov et al., 2015, fig. 3d, f]. Содержания Pd близки к примитивной мантии для образцов с концентрациями $Al_2O_3 \geq 1,5$ % и намного ниже для более тугоплавких ксенолитов ($Al_2O_3 < 1,5$ %). Это означает, что сульфиды, концентрирующие Pd, исчезают при плавлении свыше 20 %. Концентрация Os во всех породах изменяется от 1,0 до 6,3 мг/г. Во многих образцах концентрации Os выше, чем в примитивной мантии (3,4). Низкие содержания Os в породах

авторы объясняют тем, что при определенных условиях (высокая температура, состав расплава или флюида, активность кислорода) расплав или флюид, просачивающийся сквозь породы, может удалять Os и другие ЭПГ из респитов [Wittig et al., 2010a; Ionov et al., 2015].

Позднее были проанализированы содержания ЭПГ в мегакристаллических дунитах из трубки Удачная [Pernet-Fisher et al., 2019]. Авторы разделили ксенолиты перидотитов на 2 группы, основываясь на изотопные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и содержание ИЭПГ.

Оливины первой группы характеризуются высокими содержаниями ИЭПГ (Os 2,1-10,7 и Ir 1,5-24,5 мг/т) и низкими ПЭПГ (Pt 0,37-3,33, Pd 0,04-4,13 мг/т). Графики ЭПГ, нормированные на хондрит, показывают сильное фракционирование и деплетирование ПЭПГ. Такие спектры ЭПГ наблюдаются в деплетированных кратонных перидотитах мира [Rehkamper et al., 1997; Pearson et al., 2002; Irvine et al., 2003; Pearson et al., 2004; Smit et al., 2014]. Низкие значения $(\text{Pd}/\text{Ir})_n$ и $(\text{Pt}/\text{Ir})_n (<1)$ указывают на высокую степень плавления ($> 25\%$) [Lorand et al., 1999].

Оливины второй группы перидотитов имеют низкие концентрации ИЭПГ ($< 0,5$ мг/т Os и Ir) и ПЭПГ (Pt 0,04-5,66 и Pd 0,02-0,23 мг/т). Спектры ЭПГ, нормированные на хондрит, более плоские и в некоторых случаях наблюдается обогащение Re. Один образец характеризуется значением $(\text{Pd}/\text{Ir})_n > 2$, но так же, наряду с другими образцами, имеет плоский спектр ЭПГ. Такие особенности обычно связаны с добавлением вторичных сульфидов во время просачивания расплава через породы [Rehkamper et al., 1999; Pearson et al., 2002; Luguet et al., 2004].

По исследованиям данных авторов, оливины и ксенолиты перидотитов кимберлитовой трубки Удачная имеют повышенные содержания ИЭПГ относительно ПЭПГ. Спектры ЭПГ, нормированные на хондрит, в оливинах и перидотитах схожи, за исключением оливинов первой группы мегакристаллических дунитов трубки Удачная. Это указывает на то, что оливины и перидотиты несут одну петрогенетическую информацию. А оливины первой группы мегакристаллических дунитов показывают их сильное деплетирование и высокую степень плавления ($>20\%$).

Недавние исследования Os-обогащенных минералов наноразмеров в Ni-Fe-Cu-сульфидной глобуле, найденной в мегакристалле оливина кимберлитовой тр. Удачная, показали, что ЭПГ концентрируются в эрлихманите (OsS_2) [José María González-Jiménez et al., 2021].

1.1. Кратонные перидотиты мира

Содержание ЭПГ было исследовано в мантийных перидотитах из кратонов Сомерсет, Лесото, Зимбабве, Северо-Атлантического, Юж. Африки, Карелии, Рэй [Irvine et al., 2003; Pearson et al., 2004; Smith et al., 2009; Wittig et al., 2010; Walter et al., 2014; Liu et al., 2016].

Irvine с соавторами в своей работе привел исследования мантийных перидотитовых ксенолитов кимберлитовых полей о. Сомерсет [Irvine et al., 2003]. Изученные перидотиты

представлены шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, и редко дунитами гарцбургитами. Структура образцов зернистая, иногда порфиорокластическая. Перидотиты имеют широкие вариации содержаний ЭПГ и Re. В целом, средние концентрации ИЭПГ в перидотитах соответствуют таковым в примитивной мантии, в то время как концентрации ПЭПГ обеднены по отношению к оценкам ПМ [McDonough and Sun, 1995]. Спектры ЭПГ, нормированные на хондрит, характеризуются деплетированием ПЭПГ по отношению к ИЭПГ. С увеличением Al_2O_3 происходит увеличение значений $(Pd/Ir)_n$ в следствии чего авторы предположили, что ЭПГ были фракционированы во время экстракции расплава. В перидотитах из кратона Лесото (Юж. Африка) самые высокие содержания ИЭПГ в некоторых образцах соответствуют таковым в ксенолитах перидотитов кимберлитовых полей о. Сомерсет [Pearson et al., 2004; Irvine et al., 2003]. Среднее содержание ИЭПГ близко к таковым в кратонных и около-кратонных ксенолитах перидотитов, вынесенных кимберлитами [Irvine et al., 2003]. Ксенолиты Лесото показывают небольшую корреляцию Ir с Al_2O_3 . Содержания ПЭПГ варьируют в широком диапазоне - от самых высоких, характерных для обогащенной мантии, до самых низких значений. Существует слабая положительная корреляция между Pd и Ir, что характерно для кратонных перидотитов в целом [Rehkamper et al., 1997; Irvine et al., 2003]. ПЭПГ демонстрируют слабую корреляцию с индексом расплавленного деплетирования Al_2O_3 .

Перидотиты из кимберлитов Мурова кратона Зимбабве имеют типичное для кратонных перидотитов содержание ЭПГ [Smith et al., 2009]. Образцы сохранили как признаки расплавной экстракции (деплетирование ПЭПГ), так и последующее обогащение Pd. Ксенолиты перидотитов из кимберлитов Северо-Атлантического кратона (Зап. Гренландия) представлены серпентенизированными гарцбургитами и дунитами [Wittig et al., 2010]. Образцы имеют содержание ИЭПГ ниже, чем в примитивной мантии и деплетирование ПЭПГ относительно ИЭПГ, что указывает на интенсивное плавление. Такое распределение ЭПГ наблюдается так же в ксенолитах перидотитов из кимберлитов кратонов Юж. Африки и Карелии [Maier et al., 2012]. Авторы исследовали ксенолиты из более чем 20 кимберлитовых трубок. Деплетированные ИЭПГ ксенолиты возможно являются реститами ИЭПГ-обогащенной мантии. Авторы интерпретируют низкое содержание ЭПГ относительно ПМ как результат гетерогенного уравнивания ранне- и средне-Архейской мантии со слоем, который возможно содержал различные метеоритные компоненты [Wittig et al., 2010].

Мантийные перидотиты кратона Рэй (Сев. Канада) [Liu et al., 2016] имеют широкие вариации составов ИЭПГ с деплетированием ПЭПГ относительно ИЭПГ, что схоже с ранее исследованными кратонными перидотитами. Авторы интерпретируют обеднение ПЭПГ в результате интенсивного плавления мантии, в то время как обогащение Re обычно связывают с инфильтрацией кимберлита. Учитывая относительную совместимость ИЭПГ во время плавления

мантии, ПЭПГ постепенно деплетируются относительно ИЭПГ в реститах [Pearson et al., 2004; Aulbach et al., 2016]. В то же время эти породы подвергались повторному обогащению карбонатными расплавами непосредственно перед захватом кимберлита. Как утверждают авторы, карбонатный расплав содержит низкие концентрации ЭПГ и, следовательно, не влияет на распределение ЭПГ [Liu et al., 2016].

В целом, ксенолиты перидотитов из кимберлитов имеют схожие с ПМ срединные содержания ИЭПГ и пониженные концентрации ПЭПГ [Aulbach et al., 2016]. В некоторых кратонных перидотитах содержание Pt и Pd достигает высоких значений ~ 8 и 6 мг/т, соответственно [Irvine et al., 2003; Pearson et al., 2004], что авторы объясняют воздействием метасоматических процессов на породы с отсадкой сульфидов.

Таким образом, по данным изучения кратонных перидотитов, было выявлено, что мантия под древними Архейскими кратонами имеет широкие вариации составов ЭПГ, достигающих уровня значений примитивной мантии. Наблюдается обеднение ПЭПГ по отношению к ИЭПГ, и это связано с их геохимическим поведением во время плавления мантии. ИЭПГ, как тугоплавкие элементы, остаются в породе, в то время как ПЭПГ, как легкоплавкие элементы, уходят в расплав. Однако некоторые образцы характеризуются повышенными содержаниями ПЭПГ. Одним из объяснений этому является воздействие метасоматических расплавов на породу с отсадкой сульфидов.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Краткое описание геологического строения Якутской алмазоносной провинции

Кимберлитовая трубка Удачная относится к Далыно-Алакитскому полю Якутской кимберлитовой провинции, которая занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. Основание Сибирской платформы состоит из двух главных площадных элементов – гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных ареалов [Петров и др., 1985]. По современным данным они являются разновозрастными и слагают соответствующие по составу террейны, достигающие в поперечнике десятков и сотен километров. Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов (эндербитов), двупироксеновых основных кристаллосланцев, а также метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма [Розен и др., 2006]. Гранит-зеленокаменные террейны сложены ареалами гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки вулканитов и граувакков. Они метаморфизованы в зеленосланцевой или амфиболитовой фации [Розен и др., 2006].

В структуре кратона разнообразные террейны объединены в более крупные единицы – супертеррейны или тектонические провинции. Выделяются следующие тектонические провинции: Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая [Розен и др., 2006]. Наиболее древними и самыми крупными структурными элементами Сибирской платформы являются Анабарский массив на севере и Алданский щит на юго-востоке, а также Оленекское поднятие, которое образует самостоятельную крупную структуру к северо-востоку от Анабарского массива. Наиболее полный разрез комплекса пород вскрыт на Алданском щите.

К структурам нижнепалеозойского возраста относится склон Алданского щита и Оленекский внутриплатформенный прогиб, располагающийся к востоку и юго-востоку от Анабарского массива. Одной из важнейших внутриплатформенных структур является, занимающая северо-западную часть платформы, Тунгусская синеклиза верхнепалеозойского возраста.

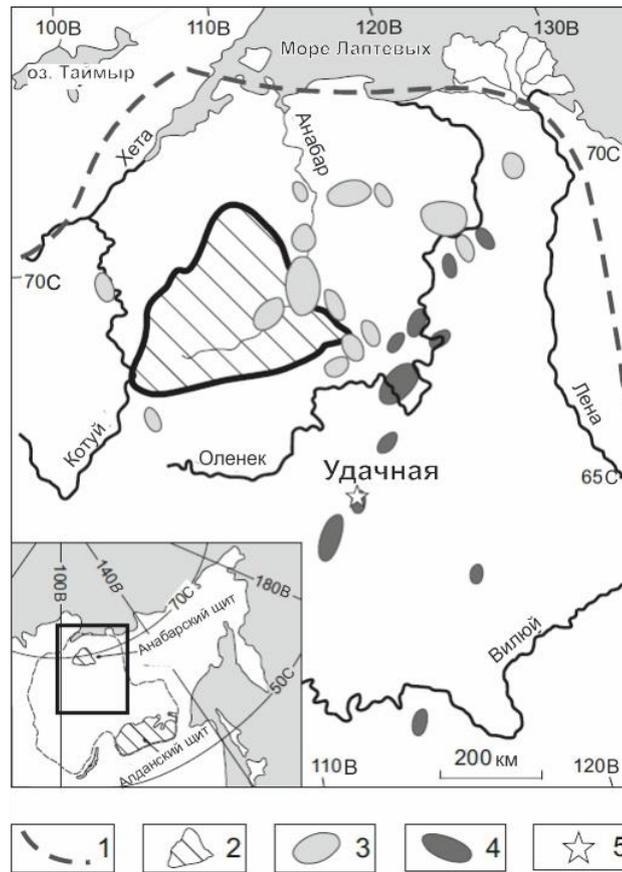


Рисунок 1. Расположение кимберлитовых трубок на Сибирской платформе (из работы Rokhilenko et. al. 1999, с изменениями). 1 – граница Сибирской платформы; 2 – выходы кристаллического фундамента; 3 – мезозойские кимберлитовые поля; 4 – палеозойские кимберлитовые поля; 5 – кимберлитовые трубки.

Важнейшими из мезозойских структур являются Вилюйская синеклиза и внутриплатформенные наложенные прогибы: Ангаро - Вилюйская в центральной части платформы, Лено - Анабарский и Хатангский - на севере платформы.

К самым молодым, кайнозойским, структурам относятся расположенные в северной части платформы относительно небольшие депрессии: Енисейско-Муруктинская, Хурингдинская, Норильская и Попигайская. Кроме того, на западе и в центральной части платформы известен ряд крупных аллювиальных равнин в долинах рек Енисей, Лена, Вилюй и Алдан.

Далдыно-Алакитский район характеризуется позднедевонским возрастом кимберлитового магматизма и расположен в пределах северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы на ее сочленении с Анабарской антеклизой [Харьков и др., 1998]. К настоящему моменту в районе известно более 130 трубок и даек. Кимберлитовые тела концентрируются в

пределах двух участков – Далдынского кимберлитового поля на северо-востоке и Алакит-Мархинского кимберлитового поля в центральной и юго-западной частях района (Рис. 1). Большинство исследователей считает, что размещение кимберлитовых полей определяется положением зон глубинных разломов, являющихся участками высокой проницаемости, благоприятными для внедрения кимберлитовой магмы [Биланенко В.А. и др., 1976; Мокшанцев К. и др., 1976]. Кимберлитовые тела Далдыно-Алакитского района по характеру залегания разделены следующим образом: 1) полностью выходящие на современную дневную поверхность (перекрытые только делювием); 2) частично или полностью погребенные под верхнепалеозойскими отложениями различной мощности.

Характер взаимоотношения между типами кимберлитов, а также особенности механизма их становления указывают на то, что в сложном процессе формирования кимберлитов, равно как и других вулканитов, строго выдержана определенная последовательность: первыми образуются туфы и туфобрекчии, затем эруптивные брекчии и, наконец, массивные кимберлиты. Массивные кимберлиты порфировой структуры имеют ограниченное распространение; они обычно слагают блоки кимберлитовых тел, приуроченные, как правило, у центральным участкам трубок (Удачная, Дальняя и некоторые другие). Некоторые трубки (Липа, Мархинская) и большинство даек полностью выполнены массивными кимберлитами порфировой структуры.

2.2. Геологическое строение кимберлитовой трубки Удачная

Трубка Удачная залегает в ордовикских известняках и состоит из двух сопряженных трубок – Удачная-Западная и Удачная-Восточная (Рис. 2). Западное тело значительно больше по размеру, чем восточное. Трубка имеет юго-западное склонение и прослежена буровыми скважинами до глубины 1400 метров. В верхней части, до глубины 250 м, западное и восточное тела непосредственно контактируют друг с другом. На глубине 600 м оба тела в плане становятся изометричными, почти округлыми.

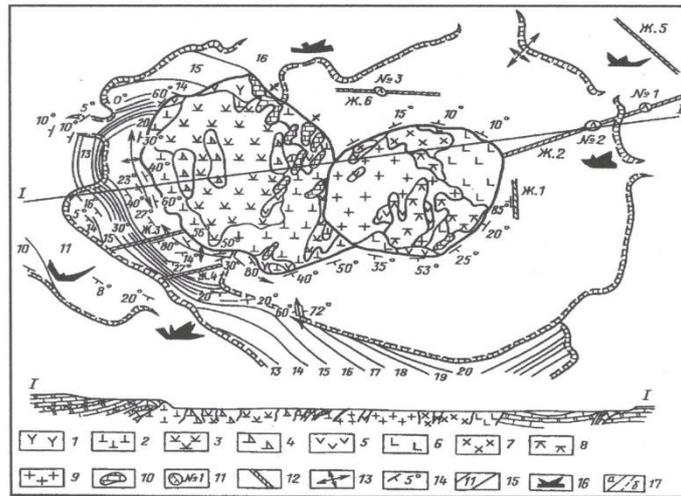


Рисунок 2. Геологическая схематическая карта и разрез кимберлитовой трубки Удачная [В.В. Готовцев, 1985; Харьков и др., 1998]. 1 - 9 - кимберлиты разных геолого-петрографических типов западного (1-4) и восточного (5 -9) тел; 10 - ксенолиты осадочных пород («плавающие рифы»); 11 - «слепые» кимберлитовые тела; 12 - кимберлитовые дайки; 13 - оси складок; 14 - элементы залегания слоев; 15 - слои вмещающих пород и их номера; 16 - диаграммы трещиноватости; 17 - границы слоев: а - установленные, б – предполагаемые.

Трубка Удачная-Восточная. При разведке глубоких горизонтов было установлено сложное строение восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. Однако различия между породами разных фаз несущественные. По данным некоторых исследователей, выделяется различное количество фаз внедрения – от 2 до 4, с варьирующими границами между ними. Начиная с глубины 350 – 430 до 600 – 650 м в центральной части восточного тела вскрыты уникальные по сохранности кимберлитовые породы. Кимберлиты этой разновидности характеризуются брекчиевой текстурой и наличием огромного количества практически не затронутого серпентинизацией оливина [Харьков и др., 1998]. Для этой разновидности пород характерно наличие неизменных включений глубинных пород.

В блоке неизменных или слабо измененных кимберлитов повышено содержание обломков вмещающих пород карбонатного состава. Распространены пустоты выщелачивания на месте отдельных ксенолитов вмещающих пород, стенки пустот иногда выстланы мелкими кристалликами кальцита. В описываемом кимберлите распространены автолиты и обломки кимберлитов также с неизменным оливином. Восточное тело является уникальным в отношении количества ксенолитов глубинных пород (0,03 – 0,6%), их разнообразия, наличия оригинальных пород.

Трубка Удачная-Восточная содержит ксенолиты широкого набора фациальных групп и разновидностей. Они слагают ксенолиты гигантских размеров. Среди деформированных типов пород встречаются образования, содержащие пикроильменит. Равномернозернистые разновидности ксенолитов, включающие дуниты, гарцбургиты и лерцолиты с гранатом варьирующей хромистости, составляют 17 % всех находок. Безгранатовые парагенезисы встречаются в явно подчиненном количестве, они составляют всего лишь 14,7 %. Ксенолиты основных пород – эклогиты и пироксениты – встречаются реже и составляют в сумме 6,5% [Харькив и др., 1998].

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Макроскопическое изучение перидотитов проводилось с помощью бинокулярного микроскопа Nikon C-PS160. Были сделаны плоскополированные пластины, так как для анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) требуется толщина больше, чем у шлифов. Минералого-петрографическое исследование перидотитов выполнялось с использованием микроскопа Olympus BX51, оснащенного фотовидеокамерой высокого разрешения Olympus ColorView III. Химический состав пород был определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе СМР-25 в Аналитическом центре Института Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Химический состав породообразующих минералов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом на микроанализаторе JEOL JXA 8100 в аналитическом центре ИГМ СО РАН [Королук и др., 2008]. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 40–70 нА, диаметр пучка электронного зонда составлял 2 мкм, время отсчета 20 сек для пиков и 10 сек для фона. Для силикатов проводился стандартный 10-элементный анализ на элементы с пересчетом на окислы: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, MnO, CaO, K₂O, Na₂O. Пределы обнаружения для SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O и P₂O₅ составляли 0,03–0,04 мас. %, а для FeO, MnO и Cr₂O₃, – 0,05–0,07 мас. %. Точность анализа 2 отн. %. Подробнее метод описан в работе.

Модальный состав пород рассчитан по химическим составам минералов и пород при помощи адаптированного метода CIPW [Cross et al., 1903].

Метод изотопного разбавления. Для определения микроколичеств ЭПГ (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) в перидотитах, сульфидах и оливинах из перидотитов применялся метод изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием на приборе высокого разрешения ELEMENT Finnigan Mat в ИГМ СО РАН. Следует отметить, что данная методика сложна в исполнении и впервые в России были получены анализы перидотитов и минеральных фаз на содержание ЭПГ. Основная проблема в использовании элементов группы платины в качестве индикатора петрогенетических процессов является их крайняя негетогенность в распределении по образцу (эффект «орешка») [Pearson et al., 2004]. Сплавы, интерстиционные фазы, шпинели, в которых содержатся ЭПГ, неравномерно распределены в породах и, таким образом, представляют собой неблагоприятный объект для аналитики. Козьменко с соавторами (2011) первыми удалось максимально увеличить параметры разложения образца для достижения изотопного равновесия [Козьменко и др., 2011]. Метод позволяет даже при малых навесках

образцов (меньше 1 грамма) учитывать неоднородность породы, и при этом дает возможность прямого отделения ЭПГ.

Относительное стандартное отклонение результатов анализа составляет от 5 до 15 %. Для каждого образца размер навески составлял 1 грамм, для сульфидов и оливинов – до 0,02 грамм. Порошки пород и минералы-концентраты вместе с рассчитанным количеством трассеров-растворов, содержащих обогащенные изотопы Ru^{99} , Pd^{106} , Re^{185} , Os^{190} , Ir^{191} и Pt^{194} , помещались в трубки Кариуса, затем добавлялась смесь концентрированных кислот (3 мл HCl + 4 мл HNO_3). После разложения пробы трубки вскрывались, и, в первую очередь, выделялся осмий. После его отделения содержимое трубки Кариуса приводили в раствор, подходящий по свойствам для анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) без разбавления. Содержания измеренных ЭПГ рассчитывали по стандартным уравнениям для анализа изотопных разбавлений. Результаты проверки правильности разработанной методики на основе анализа стандартных образцов лерцолита (GP-13) и серпентинита (UB-N) [Козьменко и др., 2011; Nekrylov et al., 2021] согласуются с данными, полученными многими авторами для стандартного образца GP-13 [Pearson et al., 2004; Meisel and Moser, 2004; Li et al., 2014; Chu et al., 2014].

ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

4.1. Типы образцов

Деформированные перидотиты – это породы, состоящие из порфирокластов граната, клинопироксена, ортопироксена и оливина, обособленных или вытянутых в виде цепочек в матрице, сложенной полигональными необластами рекристаллизованного оливина (Рис. 3). Структуры мантийных пород зависят от температуры, давления и стрессовых условий [Nixon and Boyd, 1973]. По классификации Булье и Николаса (1975) и Харта (1977) деформированные перидотиты имеют порфирокластическую или мозаично-порфирокластическую с флюидальным и ламинарным подтипами [Boullier, Nicolas, 1975; Harte, 1977]. Все образцы относятся к гранатовым лерцолитам [Boyd, 1984] (Приложение А, Табл. 1).

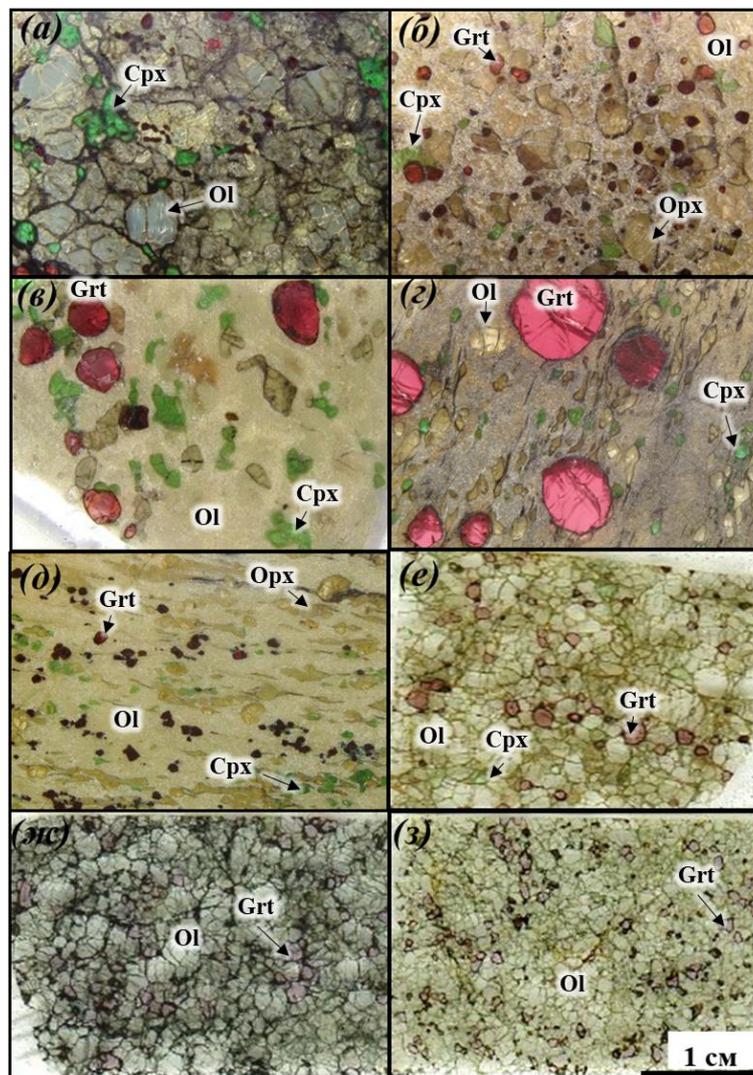


Рисунок 3. Ксенолиты деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. Деформированные перидотиты: *а)* и *б)* перидотиты с порфирокластической структурой и низкой степенью деформации; *в)* перидотит с мозаично-порфирокластической структурой со средней степенью деформации; *г)* и *д)* перидотиты с высокой степенью деформации - ламинарный подтип мозаично-порфирокластической структуры, (*д)* - флюидальный подтип мозаично-порфирокластической структуры, соответственно); *е), ж), з)* зернистые перидотиты с равномернозернистой структурой.

Три деформированных перидотита характеризуются порфирокластической (Рис. 3*а, б*) структурой с содержанием оливиновых необластов (размером 0,1-0,5 мм) от 10 до 50%. Порфирокласты малинового граната размером от 0,1 до 3 мм на представленных шлифах занимают меньше половины пространства. Между ними располагаются крупные порфирокласты клинопироксена изумрудно-зеленого и светло-зеленого цвета (0,1-5 мм), ортопироксена (до 3 мм) и оливина (до 8 мм). Гранат имеет округлую форму зерен и часто келифитовую кайму толщиной до 0,2 мм со стандартным составом минералов: флогопит, глиноземистые пироксены и шпинель; встречаются сульфиды. Клинопироксен иногда находится в сростании с гранатом и характеризуются ксеноморфной, вытянутой формой зерен. Неизоморфные прозрачные зерна оливина и светло-желтого ортопироксена часто растресканы и имеют острые углы.

Пять перидотитов характеризуются мозаично-порфирокластической (Рис. 3*в, г*) структурой, в которой порфирокласты оливина составляют менее 10 % от общего количества зерен оливинов. Порфирокласты оливина и пироксена в таких ксенолитах характеризуются вытянутой формой и могут располагаться как хаотично в породе (Рис. 3*г*), так и составлять единоподобный рисунок (Рис. 3*в*). Зерна граната изометричной формы варьируют от 1 до 12 мм по размеру и имеют келифитовую кайму от 5 до 50 % от объема минерала в некоторых образцах. Ортопироксен частично рекристаллизован в необласты вдоль границ зерен.

Оставшиеся три перидотита имеют мозаично-порфирокластическую структуру с флюидальным (Рис. 3*е*) и ламинарным подтипами (Рис. 3*д*). Флюидальный подтип характеризуется тем, что необласты рекристаллизованного ортопироксена протягиваются в виде хвостов в основную массу породы. Ламинарный подтип демонстрирует полностью рекристаллизованный ортопироксен, превращенный в тонкие прослои. Порфирокласты прозрачного оливина, ярко-изумрудного клинопироксена и светло-желтого ортопироксена в образцах вытянуты в виде цепочек из линз, которые вдоль длинной оси достигают размера до 2-3 мм. Гранат темно-лилового цвета размером от 1 до 12 мм в этих перидотитах имеет округлую форму зерен.

Равномернозернистые перидотиты – это породы, которые состоят из оливина, пироксенов, шпинели (шпинелевые перидотиты), или граната (гранатовые перидотиты). Иногда в образце присутствуют гранат и шпинель (гранат-шпинелевые перидотиты). Равномернозернистые перидотиты тр. Удачная по минеральному составу относятся к гранатовым и гранат-шпинелевым (Uv538/10, Uv122/11) лерцолитам. Породы имеют протогранулярную структуру по классификации Мерсье и Николя [Mercier, Nikolas, 1975]. Данные ксенолиты характеризуются средне-крупнозернистой структурой (Рис. 3ж, з). Зерна минералов имеют размер в основном 4-5 мм, некоторые зерна достигают 6 мм. Гранаты темно-лилового цвета округлой формы практически все имеют келифитовую кайму толщиной <0,2 мм. Встречаются включения граната в оливине (Uv122/11). Края зерен таких гранатов ровные, без келифитовых кайм. Клинопироксен светло-зеленого цвета формирует зерна неправильной формы, иногда вытянутые вдоль кристаллов других минералов. Ортопироксен светло-желтого цвета образует ксеноморфные зерна. Оливин представлен бесцветными кристаллами изометричной формы.

Мегакристаллические гарцбургит-дуниты – это породы, которые более чем на 95% состоят из оливина и вероятно являются обломками глубинных гигантозернистых пород, в которых размеры отдельных зерен оливина достигают до 19 см [Похиленко и др., 1977, 1993]. В подчиненных количествах в этих породах присутствуют гранат, хромит и ортопироксен. Три образца из исследованных пород являются дунитами (43/01, Luv833, 703/13), один - гарцбургитом (843/09) (рис. 4).

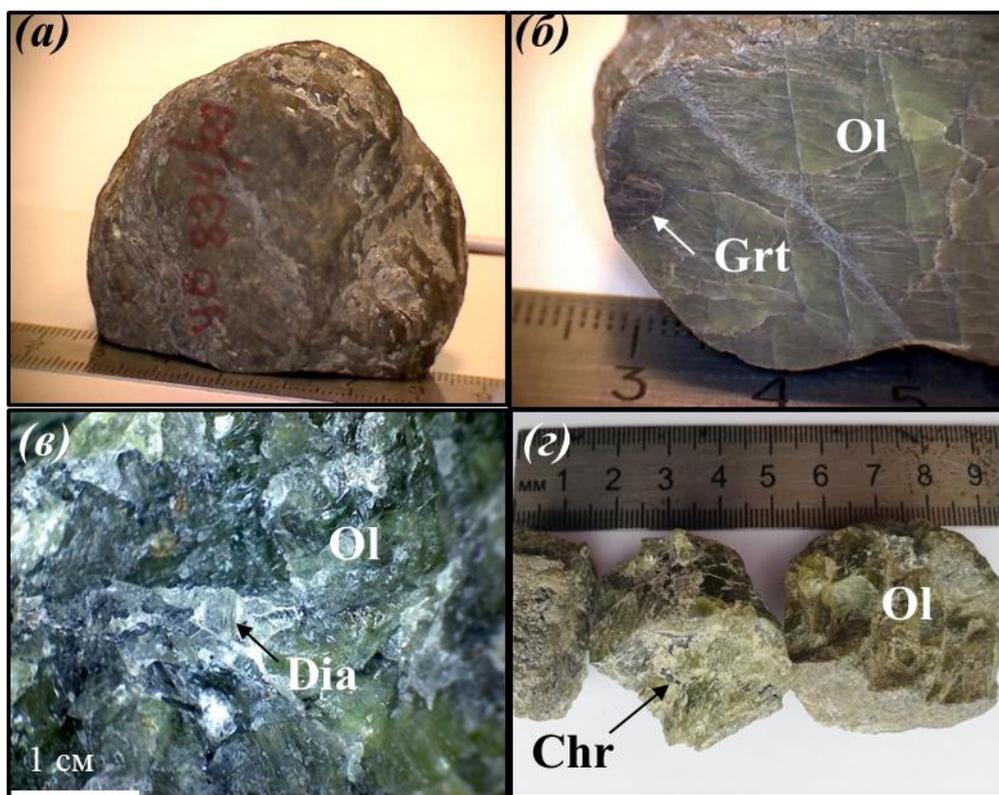


Рисунок 4. Гарцбургит (а, б, в) и дунит (г) из кимберлитовой трубки Удачная.

Размеры кристаллов оливина в исследованных породах достигают максимум 7-8 см. Оливин слабо окрашен, очень светлый, прозрачный, зеленоватого (Luv833) или желтоватого цвета (703/13, 834/09). Для оливина характерно наличие псевдоспайности, которая вызвала серию одинаково ориентированных «ступенчатых» плоскостей. Гранат темно-малинового цвета достигает размера 5 мм. Зерна граната имеют изометричную округлую форму. Хромиты представлены зернами октаэдрической формы и их сростками, размеры изменяются от 0,5 до 3 мм (43/01, Luv703/13, Luv833). В дуните Luv833 – обнаружен октаэдрический кристалл алмаза [Похиленко и др., 2014].

Эклогиты – это породы, которые состоят из пироп-альмандин-гроссулярового граната и клинопироксена (рис. 5). В подчиненных количествах присутствует кварц, флогопит, серпентин, ильменит, кальцит. Серпентинизация проявляется во всех образцах в различной степени, самый измененный ксенолит - Uv 70/09. Эклогиты тр. Удачная имеют гранобластовую структуру. Петрографическое, химическое и геохимическое описание образцов представлено в работе [Agashev et al., 2017].

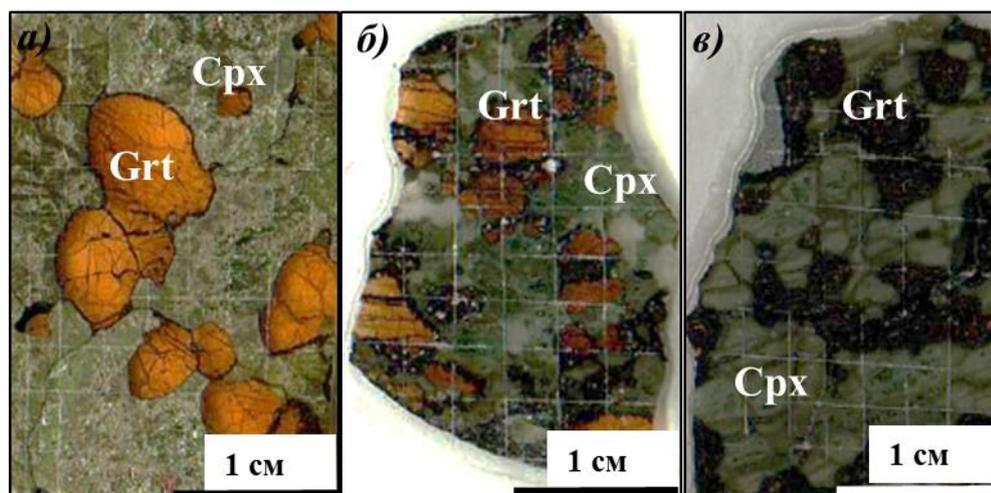


Рисунок 5. Эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная.

Для классификации эклогитов были использованы схемы, основанные на химическом составе граната [Coleman et al., 1965] и клинопироксена [Taylor and Neal, 1989].

Ксенолит Uv11/99 представлен гранатом и клинопироксеном групп А [Agashev et al., 2017]. Зерна ярко-оранжевого граната размером от 1 до 13 мм имеют округлую изометричную форму и слегка растресканы. В трещинах наблюдаются клинопироксен, серпентин, флогопит. Все гранаты имеют келифитовые каймы до 350 мкм. Зерна зеленого клинопироксена в породе достигают размера 15 мм и частично серпентинизированы по краям. Нередко серпентин развивается по трещинам в клинопироксене. Вместе с ним присутствует коричневый флогопит. Нередко на границах зерен породообразующих минералов обнаруживаются зерна сульфидов округлой и вытянутой формы разного состава. Размеры таких зерен колеблются от первых микрон до 3 мм по длинной оси вытянутых по форме сульфидов.

Образец 60/09 является кварцевым эклогитом с гранобластовой структурой. Зерна граната оранжевого цвета растресканы и в трещинах присутствуют амфибол, шпинель и серпентин. Келифитовая кайма обнаруживается по краям всех зерен граната и достигает размера 350 мкм. При рассмотрении в отраженно-рассеянных электронах в центральных частях минерала был выявлен гранат группы С, а в краевых частях – гранат группы А. Между ними присутствует гранат группы В. Зерна клинопироксена от светло-зеленого до темно-зеленого цвета достигают размера до 4 мм. Ксеноморфные зерна кварца занимают меньшую часть ксенолита, и, нередко, на их границах присутствуют округлые выделения сульфидов.

Ксенолит 70/09 – самый измененный из трех исследуемых эклогитов трубки Удачная. Зерна граната группы В размером до 8 мм содержат вторичную минерализацию и эта часть составляет размер от 250 микрон до 5 мм. Большинство зерен граната являются полностью преобразованными, но кое-где сохранились центральные части оранжевого цвета.

Клинопироксен светло-зеленого цвета размером до 7 мм практически весь серпентенизирован. Он относится к группе В, форма выделений – ксеноморфная.

4.2. Сульфиды

Химический состав сульфидов представлен в Приложении А (Табл. А2 и А3).

В восьми образцах деформированных перидотитов и в одном образце зернистого перидотита (Uv-122/11) были обнаружены сульфиды [Ильина и др., 2022]. Они образуют полисульфидные агрегаты и встречаются как в виде включений в гранатах, так и в межзерновом пространстве пород (рис. 6а, б). Включения сульфидов находятся в виде глобул в гранатах трех образцов (Uv-268/02, Uv-27/01, Uv-257/02). Глобулы имеют следующие составы: пирротин + пентландит, пирротин + пентландит ± халькопирит и пирротин + джерфишерит ± пентландит ± халькопирит. Пентландит обнаружен в виде ламели в пирротине, а халькопирит - в виде прерывистой каймы по периферии включений. Джерфишерит, как правило, располагается вокруг полисульфидных агрегатов в виде прерывистой каймы. Интерстиционные сульфиды представлены следующими ассоциациями: пирротин + пентландит ± джерфишерит (деформированные), пирротин + пентландит (равномернозернистые перидотиты).

Сульфиды в эклогитах были найдены в межзерновом пространстве. Они представлены пирротинном с ламелями пентландита и каймой халькопирита и пиритом (рис. 6в, г).

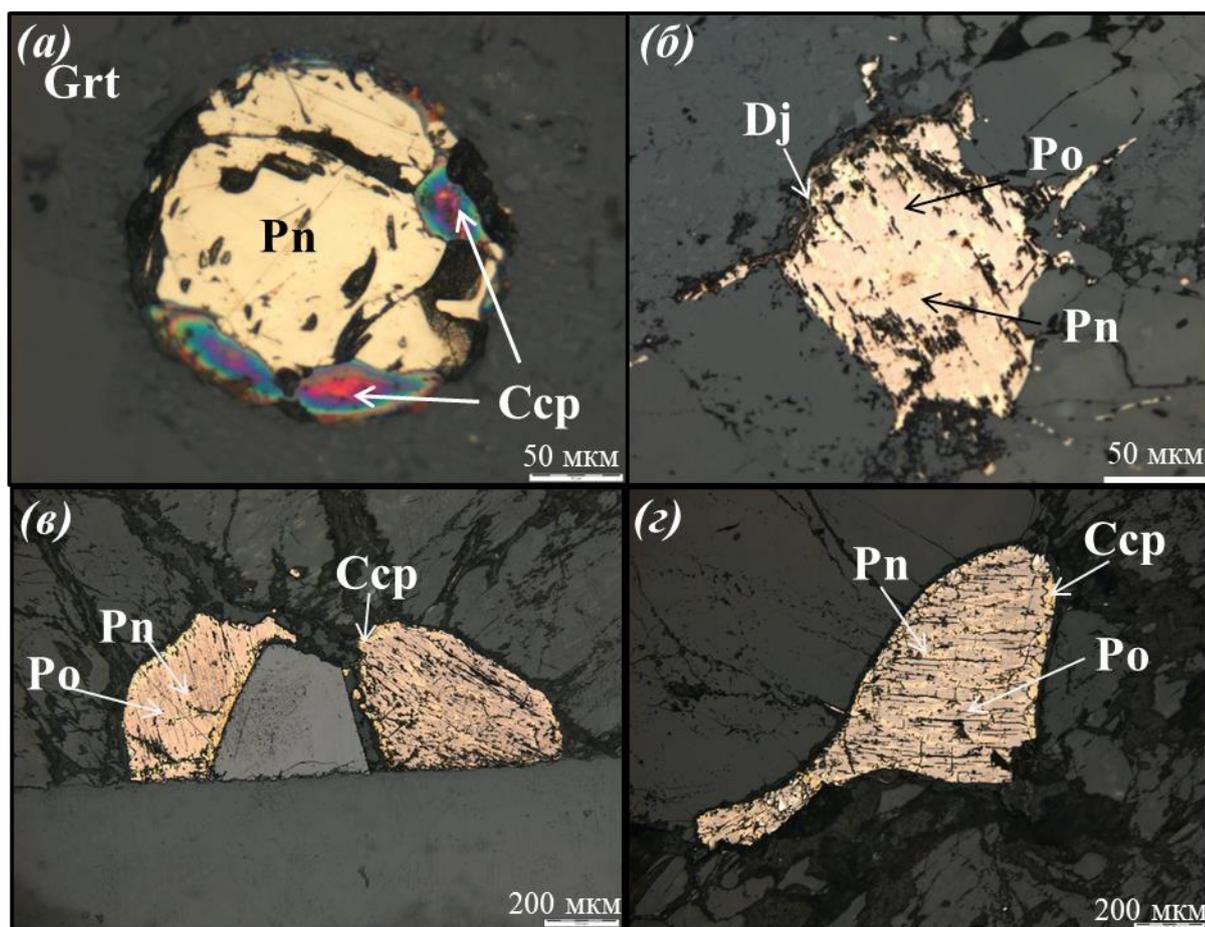


Рисунок 6. Полисульфидные агрегаты в деформированных перидотитах (а, б) и эклогитах (в, г) из кимберлитовой трубки Удачная. Po – пирротин, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит.

ГЛАВА 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химические составы минералов по главным элементам деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов трубки Удачная представлены в Приложении А (Табл. А4-А7).

5.1. Оливин

Порфирокласты и необласты оливина имеют схожий состав в пределах одного образца. Это показано на рис. 3 в статье [Agashev et al., 2013]. Более железистые оливины из деформированных перидотитов схожи по составу с оливинами из ильменит-содержащих перидотитов кимберлитов трубки Удачная [Pokhilenko et al., 1976]. Зерна оливинов деформированных перидотитов однородны, их составы не варьируют от центра к краю. Средняя магнезиальность оливина (Mg#) в деформированных перидотитах составляет 89,44 (диапазон 86,81–90,95), а в зернистых - 91,47 (диапазон 90,40–92,40). Наши данные частично соответствуют аналогичным данным более ранних исследований. Например, в работе [Sobolev et al., 2009] деформированные и равномернозернистые гранатовые перидотиты трубки Удачная имеют среднюю магнезиальность оливина 90,29 (диапазон 85,45–91,87) и 92,16 (диапазон 90,82–93,04), соответственно. Подавляющее большинство оливинов деформированных перидотитов имеют магнезиальность, близкую к оливинам деформированных перидотитов Южной Африки (Рис. 7а) [Boyd, 1989]. Точки значений для оливинов трех равномернозернистых перидотитов трубки Удачная находятся в поле составов деформированных перидотитов, и два образца из шести идентичны зернистым перидотитам Южной Африки по составу оливинов.

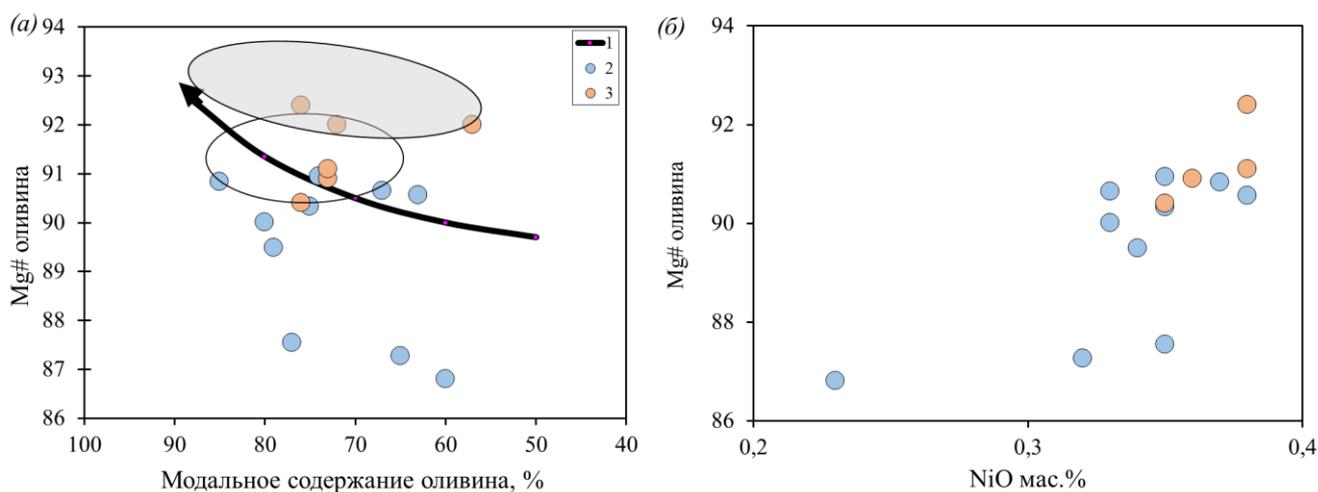


Рисунок 7. а) Диаграмма модального содержания оливина и его магнезиальности в ксенолитах перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. 1 – тренд состава реститов при плавлении океанической мантии [Boyd, 1989]; 2 – деформированные перидотиты; 3 – равномернозернистые перидотиты. Поля, выделены Бойдом по составам ксенолитов Южной Африки: серое поле – зернистые перидотиты; прозрачное поле – деформированные перидотиты. **б)** Диаграмма зависимости модального содержания оливина и концентрации NiO в деформированных и зернистых перидотитах [Ильина и др., 2022].

Все оливины имеют положительную корреляцию магнезиального номера с содержанием NiO ($R^2=0,49$; $0,61$ в деформированных и равномернозернистых породах, соответственно) (Рис. 7б). Средние значения концентраций NiO в оливинах деформированных и равномернозернистых перидотитов составляют $0,335$ и $0,368$ мас. %, соответственно. Содержания NiO в оливинах деформированных и равномернозернистых гранатовых перидотитах по данным Sobolev et al. (2009) чуть выше и составляют $0,372$ и $0,395$ мас. %, соответственно.

5.2. Ортопироксен

Ортопироксены деформированных и равномернозернистых перидотитов представлены энстатитом (MgO $32,8$ – $35,3$ и $33,4$ – $35,0$ мас. %, соответственно). Магнезиальный номер (Mg#) ортопироксенов деформированных перидотитов изменяется от $88,7$ до $92,2$, а равномернозернистых - от $91,5$ до $93,0$. Наблюдается значимая положительная корреляция между магнезиальным номером оливина и ортопироксена ($R^2=0,99$ и $0,60$) (Рис. 8). Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах из деформированных перидотитов изменяется в более узком диапазоне (Al_2O_3 $0,4$ – $0,68$ мас. %) по сравнению с таковым в зернистых перидотитах (Al_2O_3 $0,3$ – $1,2$ мас. %). Концентрации Na_2O в ортопироксенах меняются от $0,09$ до $0,25$ мас. % и от $0,01$ до $0,15$ мас. % для деформированных и зернистых, соответственно. Согласно более ранним данным [Sobolev, 1977], содержание Na_2O в энстатите деформированных перидотитов трубки Удачная изменяется в интервале от $0,042$ до $0,254$ мас. %, а в зернистых перидотитах: от $0,045$ до $0,099$ мас. %.

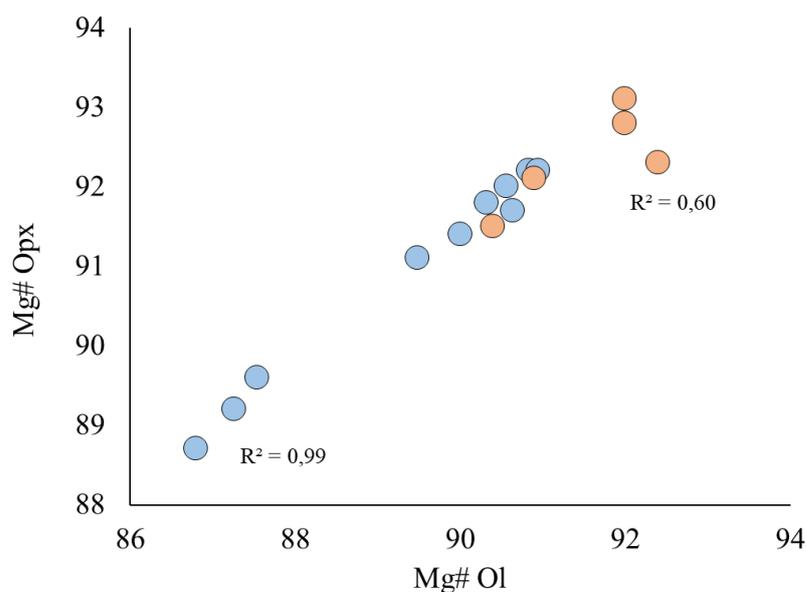


Рисунок 8. Ковариации значений между Mg# оливина и Mg# ортопироксена в деформированных и равномерзернистых перидотитах тр. Удачная.

5.3. Гранат

Гранаты из деформированных и равномерзернистых перидотитов относятся к хромовым пиропам (Cr_2O_3 2,69–9,22 и 3,8–6,9 мас. %, соответственно), и на диаграмме Cr_2O_3 -CaO [Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973] точки их составов находятся в области лерцолитового поля, кроме одного образца зернистого перидотита (Uv-36/11), точка состава которого попадает в верлитовое поле (Рис. 9а). Гранаты из двух деформированных перидотитов характеризуются повышенным содержанием Cr_2O_3 (> 10 мас. %) (Рис. 9а), что не противоречит данным предыдущих исследователей [Соболев, 1977].

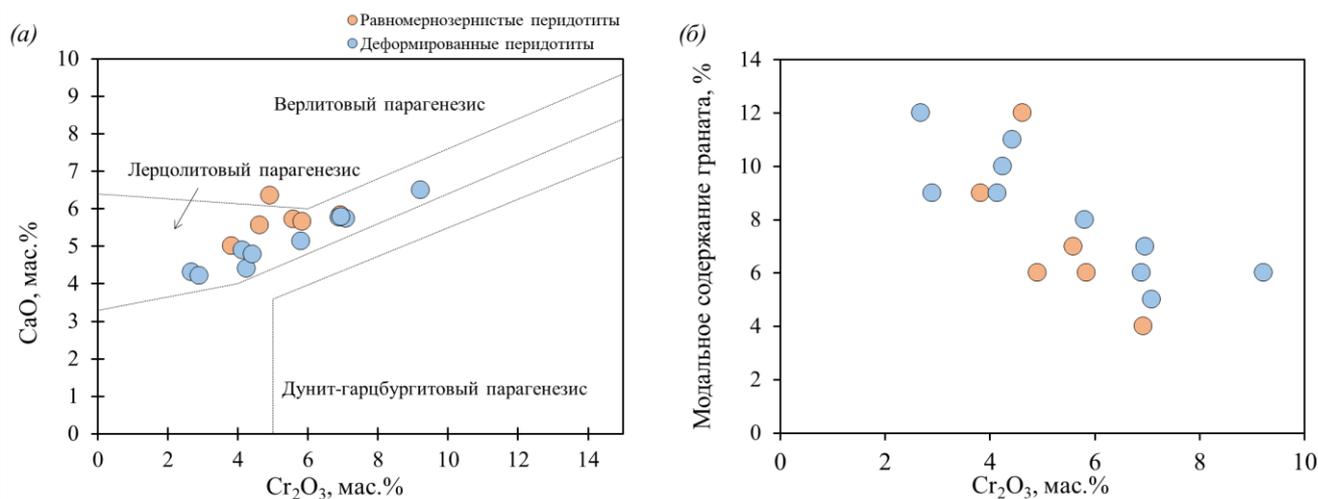


Рисунок 9. а) Классификационная диаграмма составов граната ксенолитов равномернозернистых и деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. б) Зависимость модального содержания граната от содержания Cr_2O_3 в нем [Ильина и др., 2022].

$\text{Mg}\#$ варьирует от 78,02 до 84,13 в деформированных, и от 79,24 до 83,13 в равномернозернистых перидотитах. Корреляций между $\text{Mg}\#$ гранатов и оливинов не наблюдается. Модальное содержание гранатов деформированных и равномернозернистых перидотитов показывает отрицательную корреляцию со значениями Cr_2O_3 ($R^2=0,54$ для деформированных и $R^2=0,56$ для зернистых перидотитов) (Рис. 9б).

Гранаты деформированных перидотитов отличаются повышенным содержанием TiO_2 (0,06–1,15 мас. %) по сравнению с таковым в гранатах равномернозернистых перидотитов (0,003–0,93 мас. %). В деформированных перидотитах такой широкий диапазон концентраций TiO_2 наблюдается также в зональных зернах граната (например, Uv-27/01 центр граната 0,16, край граната 1,03 мас. %). Содержания TiO_2 постепенно возрастают от минимального к максимальному значению и не коррелируют с модальным составом граната в породе.

Концентрации Al_2O_3 варьируют в широком диапазоне от 15,7 до 20,5 мас. % и от 16,30 до 20,85 мас. % в гранатах деформированных и равномернозернистых перидотитов, соответственно. Содержание Na_2O в гранатах деформированных перидотитов, определенное в соответствии с методикой, изложенной в [Sobolev and Lavrentiev, 1977], достигает 0,11 мас. %, в равномернозернистых – 0,06 мас. %.

По форме спектров РЗЭ, нормированных на состав хондрита, гранаты деформированных перидотитов делятся на две группы: 1) с нормальным распределением РЗЭ, имеющие плато в районе тяжелых и средних РЗЭ и резкое понижение в легких ($\text{Sm}/\text{Er}_n < 1$); 2) с синусоидальным распределением РЗЭ ($\text{Sm}/\text{Er}_n > 1$) (рис. 10а). Спектры первой группы соответствуют распределению в лерцолитовых гранатах и в низкохромистых мегакристах граната [Burgess and Harte, 2004; Соловьева и др., 2008], в то время как формы спектров РЗЭ второй группы характерны для гарцбургитовых гранатов и гранатовых включений в алмазы [Shimizu and Sobolev, 1995; Шимизу и др., 1997; Stachel and Harris, 2008]. Гранаты зернистых перидотитов также делятся на две группы по форме спектров РЗЭ: 1) с синусоидальным распределением РЗЭ, имеющие обеднение по легким и тяжелым РЗЭ и обогащение по средним РЗЭ; 2) с V-образной формой, имеющие обогащение по легким и тяжелым, но обеднение по средним элементам (Рис. 10б).

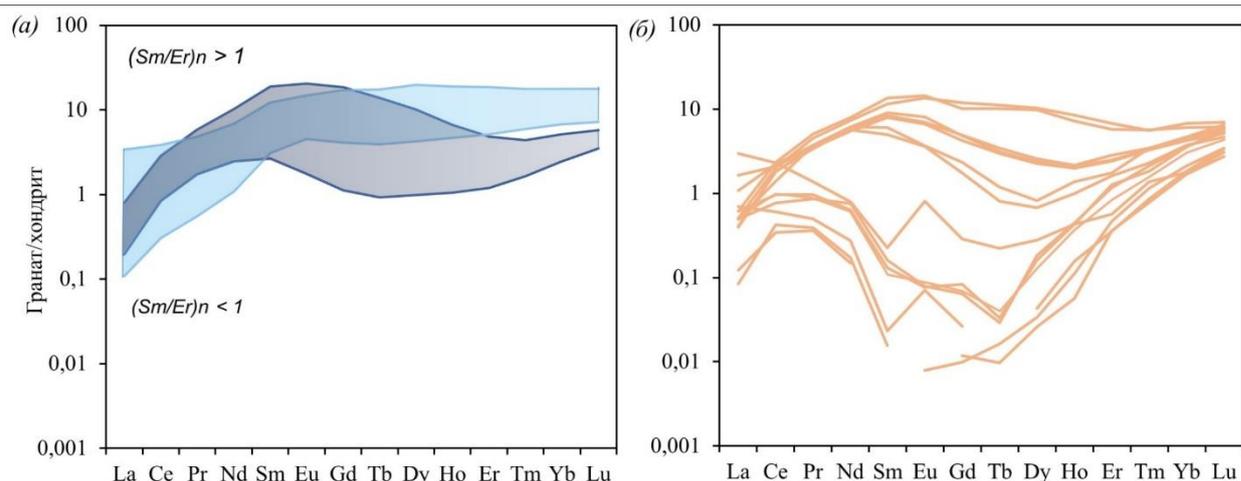


Рисунок 10. Редкоземельные спектры гранатов, нормированные на состав хондрита, деформированных (а) и равномернозернистых (б) ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная [Ильина и др., 2022].

Концентрации Zr в гранатах имеют диапазоны 6,43–86,69 г/т в деформированных, и 0,03–93,30 г/т в равномернозернистых перидотитах. Составы граната по содержанию Sc и Ni в деформированных перидотитах перекрывают таковые из равномернозернистых перидотитов, однако в целом имеют повышенные значения по отношению к гранатам из равномернозернистых перидотитов (94,2–158,6 и 81,6–159,5 г/т; 81,6–107,7 и 23,1–157,1 г/т, соответственно).

Детальные исследования отдельных зерен гранатов двух образцов деформированных перидотитов (Uv-33/04, Uv-27/01) выявили зональность по главным и редкоземельным элементам: в узких краевых частях зерен, как правило, возрастает содержание TiO_2 , FeO, Na_2O , но понижается CaO и Cr_2O_3 . По главным элементам все эти гранаты отвечают лерцолитовому парагенезису. Однако по редкоземельным элементам, нормированным на хондрит, наблюдаются следующие различия: центральные части гранатов имеют синусоидальное распределение РЗЭ, соответствующее таковому в гарцбургитовых гранатах, а краевые части – нормальное распределение РЗЭ, которое соответствует распределению в лерцолитовых гранатах.

Составы гранатов эклогитов опубликованы в [Agashev et al., 2018]. Гранаты эклогитов показывают широкие вариации по MgO, CaO и FeO и попадают в поля групп А, В и С по классификации Колмана с соавторами [Coleman et al., 1965]. Гранаты эклогита Luv-60/09 относятся к группам В и С, гранаты образца Uv-70/09 – к группе В, а гранаты эклогита 11/99 – к группе А.

5.4. Клинопироксен

Клинопироксены в перидотитах относятся к хромдиопсиду ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,46\text{--}1,46$ мас. % в деформированных и $0,52\text{--}1,38$ мас. % в равномернозернистых перидотитах). Значения $\text{Mg}\#$ в клинопироксенах деформированных перидотитах составляют $87,0\text{--}91,9$, а в равномернозернистых - $90,5\text{--}95,0$. Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах деформированных и равномернозернистых перидотитах варьирует от 1,3 до 1,8 мас. % и от 0,7 до 1,3 мас. %, соответственно. Предыдущие исследования [Sobolev, 1977] показали, что клинопироксен из деформированных перидотитов содержит значимую примесь K_2O в диапазоне от 0,025 до 0,096 мас. %. Концентрации K_2O в исследованных нами пироксенах деформированных и равномернозернистых перидотитах изменяются в диапазонах $0,03\text{--}0,07$ и от $0,03\text{--}0,09$ мас. %, соответственно.

Содержания редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита, представлены на рис. 11. Наклоненная в сторону тяжелых РЗЭ форма спектров типична для клинопироксенов мантийных перидотитов [Pearson et al., 2003]. Клинопироксены двух типов перидотитов обогащены легкими РЗЭ (LREE) с максимумом в ряду Ce-Nd. Значения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в клинопироксенах деформированных и равномернозернистых перидотитов составляют $11,6\text{--}23,8$ и $43,2\text{--}527,6$, соответственно. Концентрации La_n в клинопироксенах деформированных разновидностей находятся на уровне $9,15\text{--}17,53$ хондритовых единиц, а в зернистых - $6,21\text{--}11,10$. Содержание Yb_n в клинопироксенах двух типов перидотитов не превышает 1. Соотношение $(\text{Nd}/\text{Yb})_n$ в клинопироксенах составляет $16,95\text{--}27,98$ в деформированных перидотитах, и $65,14\text{--}736,30$ в зернистых. Отношение Ti/Eu в клинопироксенах значительно выше в деформированных ($1509\text{--}4486$) по отношению к таковому в равномернозернистых ($919\text{--}1120$) перидотитах.

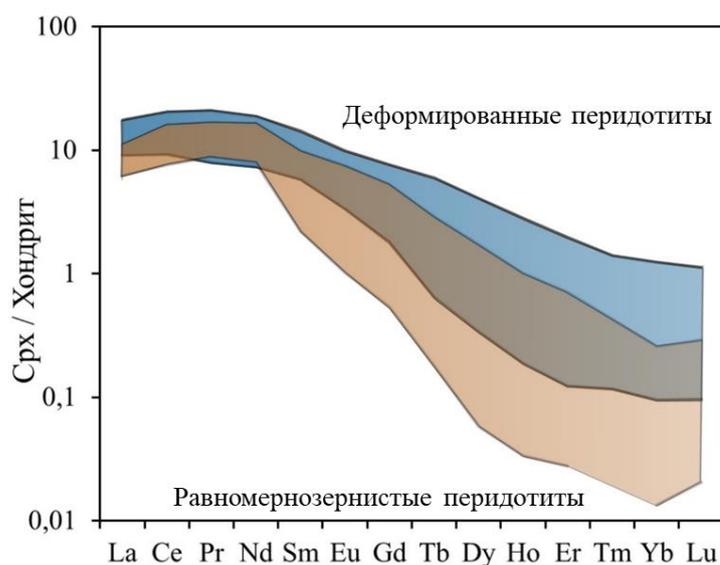


Рисунок 11. Редкоземельные спектры, нормированные на состав хондрита, в клинопироксенах деформированных (голубая область) и равномернозернистых (оранжевая область) перидотитах кимберлитовой трубки Удачная [Ильина и др., 2022].

Содержание Sr клинопироксенов в деформированных перидотитах значительно ниже (63–143 г/т), чем в равномернозернистых – (157–188 г/т). Концентрации Zr варьируют в следующих диапазонах: 2,08–9,44 в деформированных, и 0,02–3,32 в зернистых перидотитах (Приложение А, Табл. А4).

Характеристика составов клинопироксенов эклогитов представлена в [Agashev et al., 2018]. Клинопироксены эклогитов Lu_v-60/09 и U_v-70/09 относятся к группе В, клинопироксены образца эклогита 11/99 – к группе А по классификации [Taylor and Neal, 1989].

ГЛАВА 6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

6.1. Главные петрогенные элементы

Химический состав по главным элементам перидотитов и эклогитов представлен в Приложении А (Табл. 8). Ранее данные по химическому составу перидотитов и эклогитов трубки Удачная были описаны в работах [Agashev et al., 2013; 2017; Ильина и др., 2022]. Далее по тексту значения содержаний по главным элементам пород приводятся в мас. %.

Относительно состава ПМ [McDonough, Sun, 1995], деформированные перидотиты обогащены содержаниями MgO (38,5–46,1) и истощены маγμαфильными компонентами, такими как Al₂O₃ (0,7–2,5), CaO (1,0–2,8) и TiO₂ (0,07–0,19) (Рис. 12). Наблюдаются отрицательная корреляция CaO с MgO (Рис. 12в) и положительная с Na₂O. Содержание Cr₂O₃ варьирует в диапазоне от 0,27 до 0,62. Концентрации FeO изменяются в широком диапазоне (7,95–11,07); имеется положительная корреляция FeO с TiO₂ и с MnO. Деформированные перидотиты обогащены Al₂O₃ и CaO в сравнении с реститами высокой степени частичного плавления – гарцбургит-дунитами (Рис. 12а) [Похиленко и др., 1993]. По степени обогащения этими элементами деформированные перидотиты тр. Удачная можно разделить на слабообогащенные – их составы самые низко кальциевые и близкие по содержанию Al₂O₃ к составу гарцбургит-дунитов и обогащенные в различной степени деформированные перидотиты.

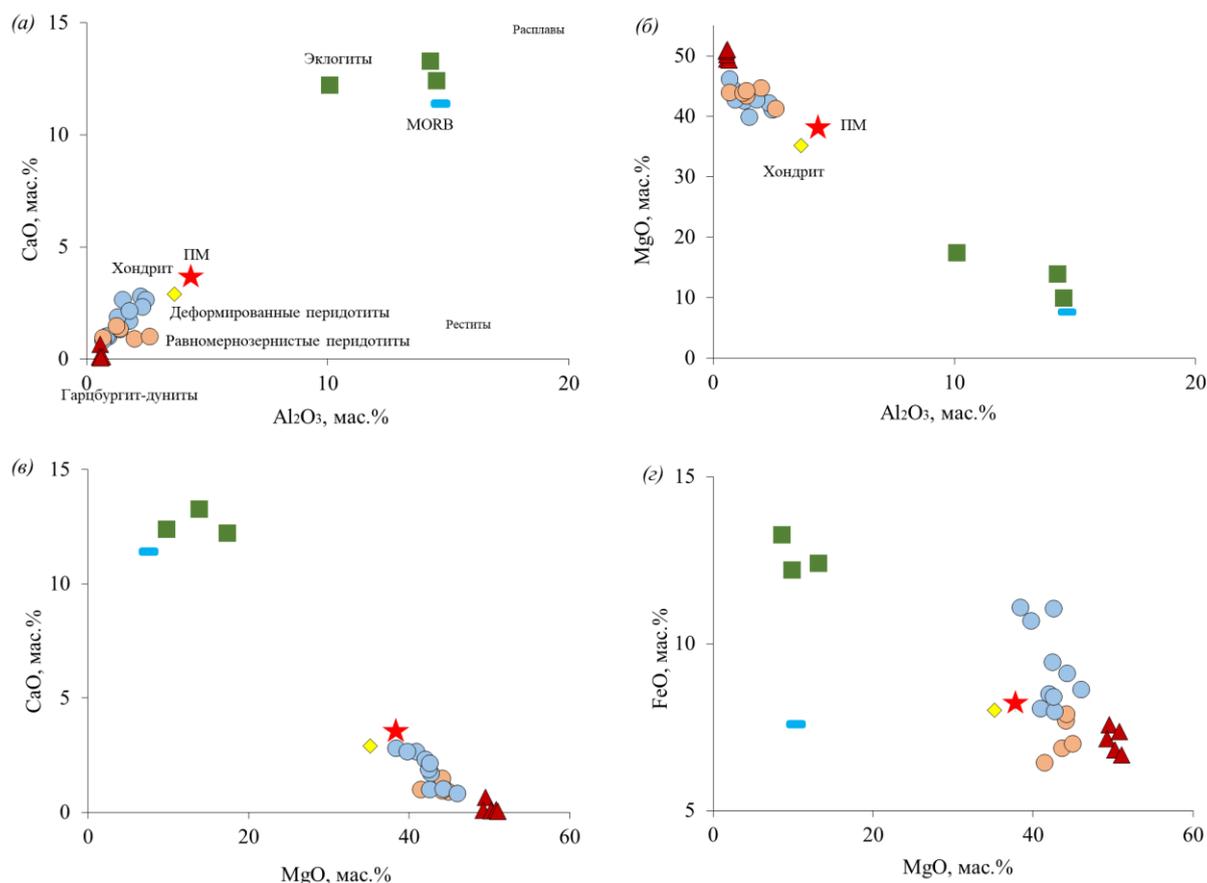


Рисунок 12. Составы исследованных пород по главным элементам. ПМ – примитивная мантия; хондрит [McDonough, Sun, 1995]; гарцбургит-дуниты тр. Удачная [Похиленко, 1990]; MORB [Gale et al., 2013].

Большинство образцов имеют отрицательные потери при прокаливании (LOI). Это объясняется тем, что при нагреве порошка образца до 900°C Fe^{2+} окисляется до Fe^{3+} . Таким образом, отрицательные потери веса при прокаливании указывают на исключительную свежесть пород. Только 6 образцов имеют положительные LOI величины, два из которых могут рассматриваться как слегка измененные с LOI, равным 0,6–1,0 мас. %.

Равномернозернистые перидотиты обогащены MgO (41,5–45,0) и обеднены Al_2O_3 (0,7–2,6) и CaO (0,9–1,5) относительно ПМ. На диаграмме CaO– Al_2O_3 они образуют поле состава между составами ПМ и гарцбургит-дунитов, но отстоят от тренда деформированных перидотитов и имеют узкий диапазон по содержанию CaO (Рис. 12a). Концентрации FeO изменяются незначительно – от 6,41 до 7,99, и, в целом, среднее значение FeO (7,36) ниже, чем в деформированных перидотитах (9,08) (Рис. 12c). Равномернозернистые перидотиты обогащены K_2O (0,21) по отношению к ПМ и деформированным разностям (0,029 и 0,13, соответственно). Потери при прокаливании для всех образцов положительные и варьируют в диапазоне от 0,14 до 1,21. В обоих типах пород отсутствуют корреляции LOI с CaO и FeO, в отличие от серпентинизированных перидотитов по данным Бойда с соавторами [Boyd et al., 1997].

Таким образом, по содержанию главных петрогенных компонентов в изученных типах перидотитов наблюдаются следующие различия: 1) в деформированных перидотитах наблюдаются повышенные содержания маγμαфильных элементов (Ca, Al, Ti и Fe) относительно равномернозернистых разновидностей; 2) равномернозернистые перидотиты имеют небольшие содержания и узкий диапазон составов по CaO и чуть более широкий по Al₂O₃ по сравнению с деформированными перидотитами. Вышеуказанные различия связаны с широкими вариациями модального содержания граната и клинопироксена в изученных породах: деформированные перидотиты характеризуются повышенными модальными содержаниями граната и клинопироксена, по сравнению с зернистыми.

Два эклогита тр. Удачная являются высокомагнезиальными (Mg# 75,17 - 76,75), один – низкомагнезиальным (Mg# 58,38). Эклогиты по составу главных химических элементов схожи с таковым в MORB базальтах (Рис. 12). Значения LOI в эклогитах варьируют от 0,83 до 1,46, что указывает на незначительные вторичные приповерхностные изменения или на их отсутствие.

Содержание Al₂O₃ в оливинах гарцбургит-дунитов варьирует в незначительном диапазоне от 0,004 до 0,015. Оливины всех четырех образцов мегакристаллических гарцбургит-дунитов показывают неоднородность по составу FeO (6,84-8,10) в пределах небольших участков. Это возможно объясняется наличием микроворстков железосодержащих минералов (Рис. 13), обнаруженных в оливинах [Похиленко Л.Н., неопубликованные данные]. Содержание элементов-примесей в оливинах мегакристаллических гарцбургит-дунитов: NiO 0,30-0,39; CaO 0-0,13; MnO 0,09-0,15; Cr₂O₃ 0,02-0,06; TiO₂ 0,004-0,017.

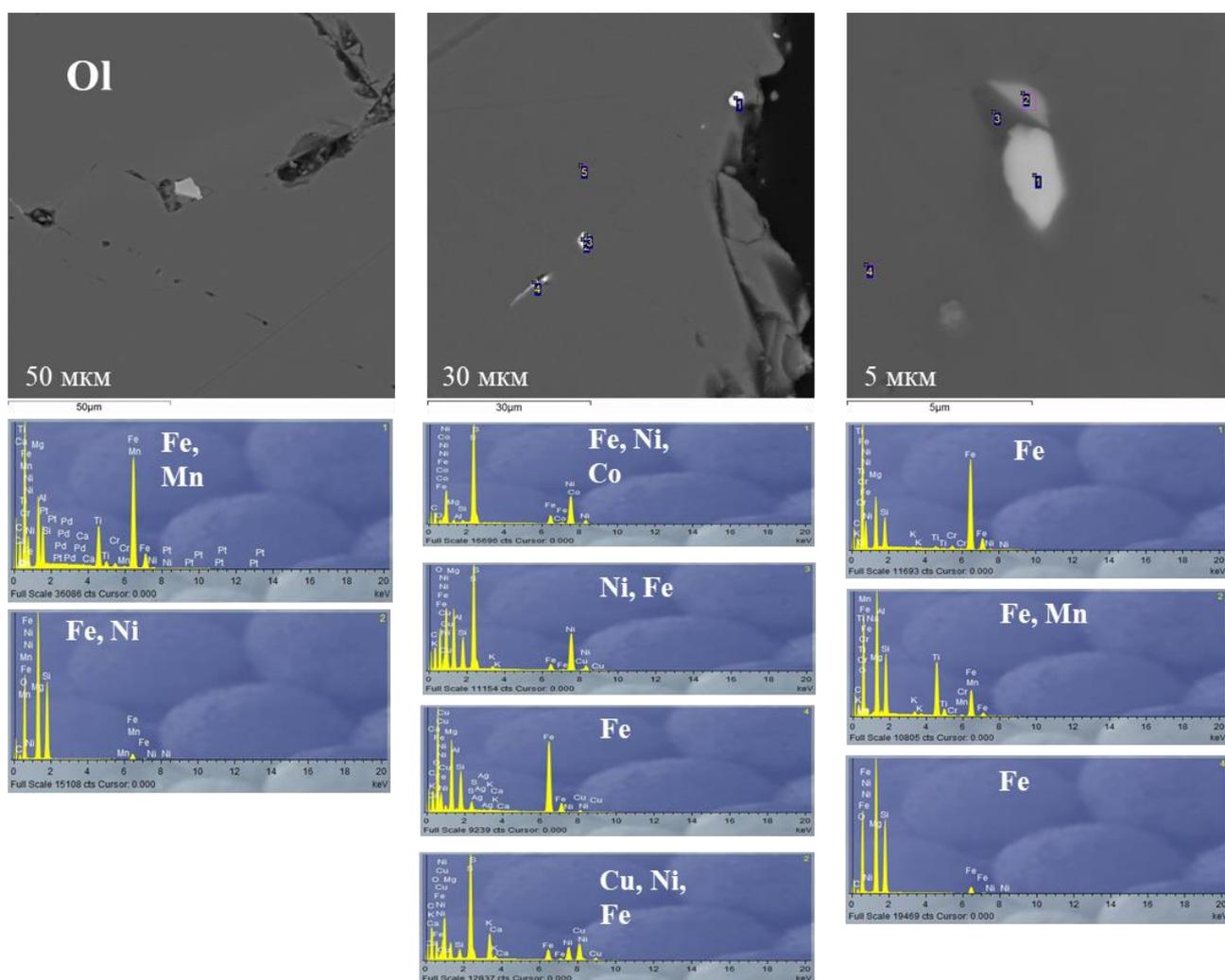


Рисунок 13. Включения Fe-Ni-Co-Mn соединений в оливинах мегакристаллических гарцбургит-дунитов [Похиленко Л.Н., личное сообщение].

6.2. Рассеянные и редкоземельные элементы

Таблица значений редких и рассеянных элементов для равномернозернистых перидотитов представлена в Приложении А (Табл. 9). Значения этих элементов для деформированных перидотитов и эклогитов представлены в [Agashev et al., 2013; 2017]. Форма распределения РЗЭ, нормированных на состав хондрита, характеризуется резким снижением от легких к тяжелым элементам (La_n 0,99–5,69; $(La/Yb)_n$ 13,30–62,05 в зернистых; La_n 0,73–2,69; $(La/Yb)_n$ 2,08–21,10 в деформированных) (Рис. 14) [Agashev et al., 2013].

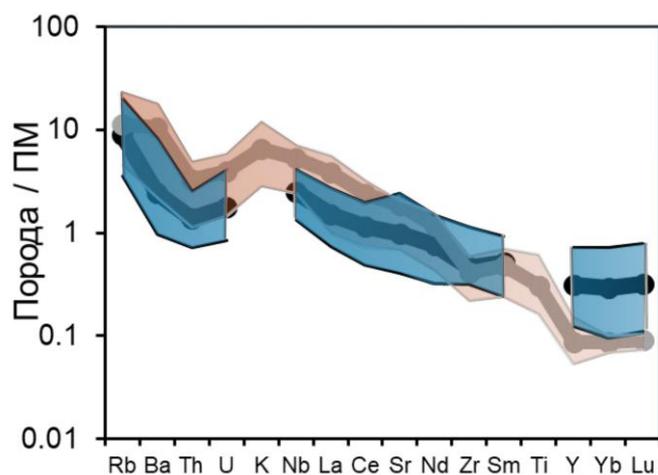


Рисунок 14. Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, в ксенолитах перидотитов кимберлитовой трубки Удачная. Голубая область – деформированные перидотиты, оранжевая область – равномернозернистые перидотиты. Толстыми линиями показаны средние значения для этих групп пород.

В деформированных перидотитах наблюдается обогащение высоко-несовместимыми элементами относительно состава ПМ. Степень обогащения Rb (2,15–12,15 г/т) изменяется от 2 до 10 раз; Ba (6,45–28,93 г/т), Th (0,57–0,20 г/т), U (0,017–0,085 г/т), Nb (0,88–2,68 г/т), La (0,47–1,74 г/т) – в диапазоне 1–5 раз от состава ПМ. Содержания умеренно-несовместимых элементов (MREE – Middle Rare Earth Elements, Zr и Hf) близки к таковым в ПМ, а в некоторых образцах даже ниже. Эти элементы имеют положительные корреляции с TiO_2 , CaO и Na_2O , в то время как тяжелые РЗЭ (HREE – Heavy Rare Earth Elements) имеют положительные корреляции только с Al_2O_3 и CaO. Концентрации тяжелых РЗЭ ниже, чем в ПМ.

Равномернозернистые перидотиты обогащены сильно несовместимыми элементами, такими как Rb (2,78–14,00 г/т), U (0,03–0,12 г/т), Nb (1,58–4,70 г/т), La (0,64–3,69 г/т), относительно ПМ в 2-5 раз, Ba (14,66–120,33 г/т) и K (0,08–0,35 г/т) - в 10 раз. Содержания этих элементов хорошо коррелируют между собой и с P_2O_5 . Умеренно-несовместимые элементы имеют хорошие корреляции только с TiO_2 , за исключением Sr, с другими петрогенными компонентами (CaO, Al_2O_3 , FeO, Cr_2O_3 , K_2O) зависимости не наблюдается. Тяжелые РЗЭ показывают положительные корреляции с TiO_2 .

Равномернозернистые и деформированные перидотиты имеют схожие графики нормированных на ПМ мультиэлементных спектров. Однако для равномернозернистых перидотитов характерно повышенное содержание элементов в ряду Rb-Nd и пониженные концентрации Y и HREE по отношению к деформированным разновидностям.

ГЛАВА 7. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПГ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Данные по содержанию ЭПГ в деформированных, равномернозернистых перидотитах и в минеральных фазах опубликованы в [Ильина и др., 2016; 2022]. В дополнение к имеющимся результатам в диссертации были добавлены данные по исследованию содержаний ЭПГ в мегакристаллических гарцбургит-дунитах, эклогитах и кимберлите. Содержания ЭПГ в породах представлены в Приложении А (Табл. А10, А11).

7.1. Содержание ЭПГ в валовом составе пород

ЭПГ делятся на тугоплавкие элементы, или иридиевая подгруппа (ИЭПГ – Os, Ir, Ru) и легкоплавкие элементы – платиновая подгруппа (ПЭПГ – Pt, Pd, Rh) [Mungall et al., 2005].

Деформированные перидотиты. Содержания ЭПГ были измерены в одиннадцати образцах деформированных перидотитов [Ильина и др., 2016, 2022]. Концентрации Os и Ir в перидотитах изменяются в диапазонах 2,41–4,06 и 2,79–4,02 мг/т, соответственно. Средние значения Os (3,25) и Ir (3,46) в деформированных перидотитах чуть выше, чем в ПМ (Os=3,4; Ir=3,2 мг/т). Содержания Ru варьируют в диапазоне от 2,02 до 7,96, а Rh – от 0,72 до 1,55 мг/т. Средние значения Ru (5,94) и Rh (1,15) чуть выше, чем в ПМ (Ru 5, Rh 0,9). Содержания Pd изменяются от 0,08 до 6,13 мг/т. Среднее значение (1,94) ниже, чем в ПМ (3,9). Содержания Pt в ксенолитах изменяются в диапазоне от 3,05 до 7,06 мг/т. Среднее значение элемента (4,84) ниже, чем в ПМ (7,1). Полученные данные по ЭПГ представлены в Приложении А (Табл. 10).

Деформированные перидотиты характеризуются близкими формами спектров в ряду Os-Pt, около 0,01 хондритовых единиц, за исключением образца Uv-27/01, и широкими диапазонами по Pd и Re (от 0,0001 до 0,01 хондритовых единиц) (Рис. 15а). На графике приведено распределение ЭПГ, нормированное на хондрит, в кимберлите тр. Удачная. Содержание ЭПГ в нем находится в пределах 0,001-0,01 х.е.

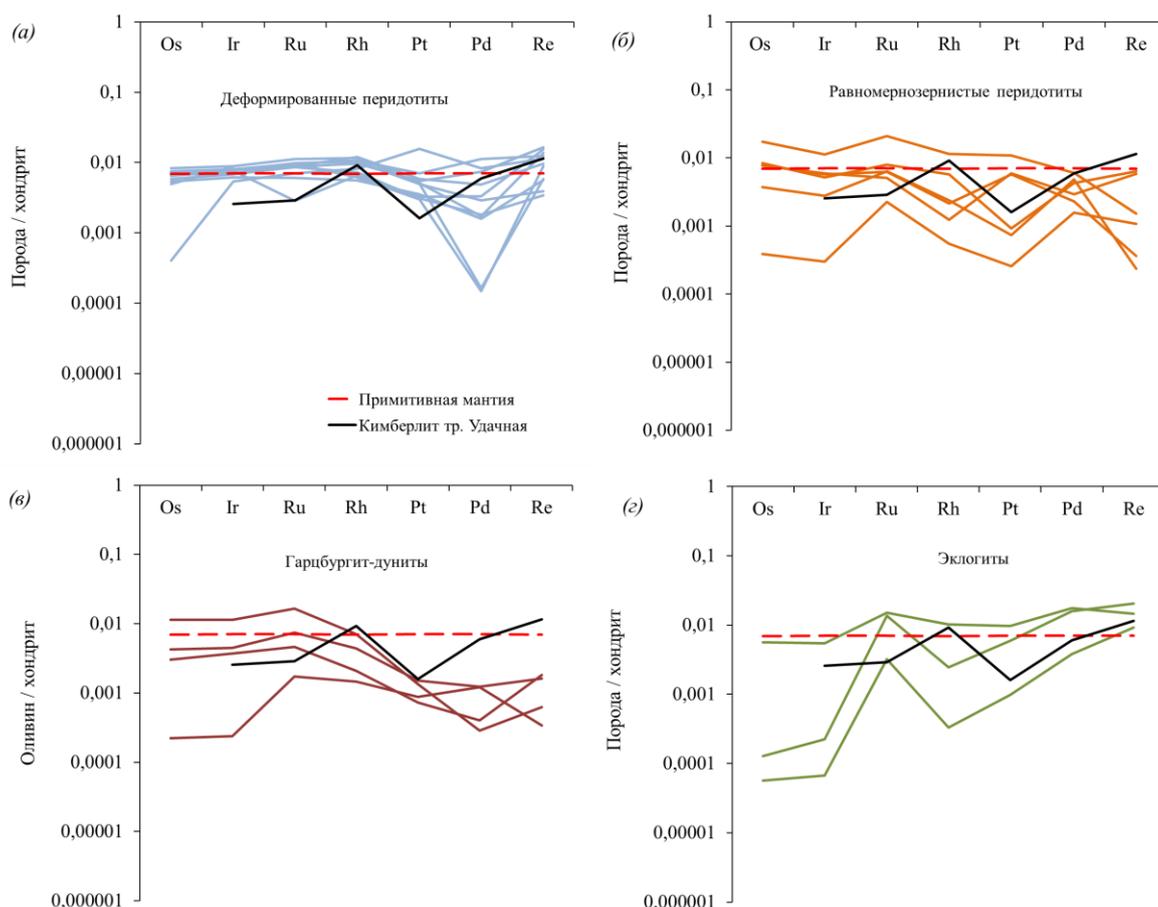


Рисунок 15. Распределение ЭПГ, нормированное на состав хондрита, в мантийных ксенолитах кимберлитовой трубки Удачная. Красная пунктирная линия – примитивная мантия [McDonough, Sun, 1995]; черная линия – кимберлит UK-1 тр. Удачная.

ИЭПГ показывают отрицательную корреляцию с главными петрохимическими элементами $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Рис. 16ж). Прослеживается общая тенденция к обеднению Os и Ir от слабообогатенных петрогенными компонентами образцам к обогащенным с увеличением содержания CaO и Al_2O_3 (Рис. 16ж). Корреляций ЭПГ с FeO в перидотитах не наблюдается. Образцы с повышенным содержанием FeO в большинстве своем не содержат сульфиды, кроме одного ксенолита (Uv-27/01) (Рис. 16е).

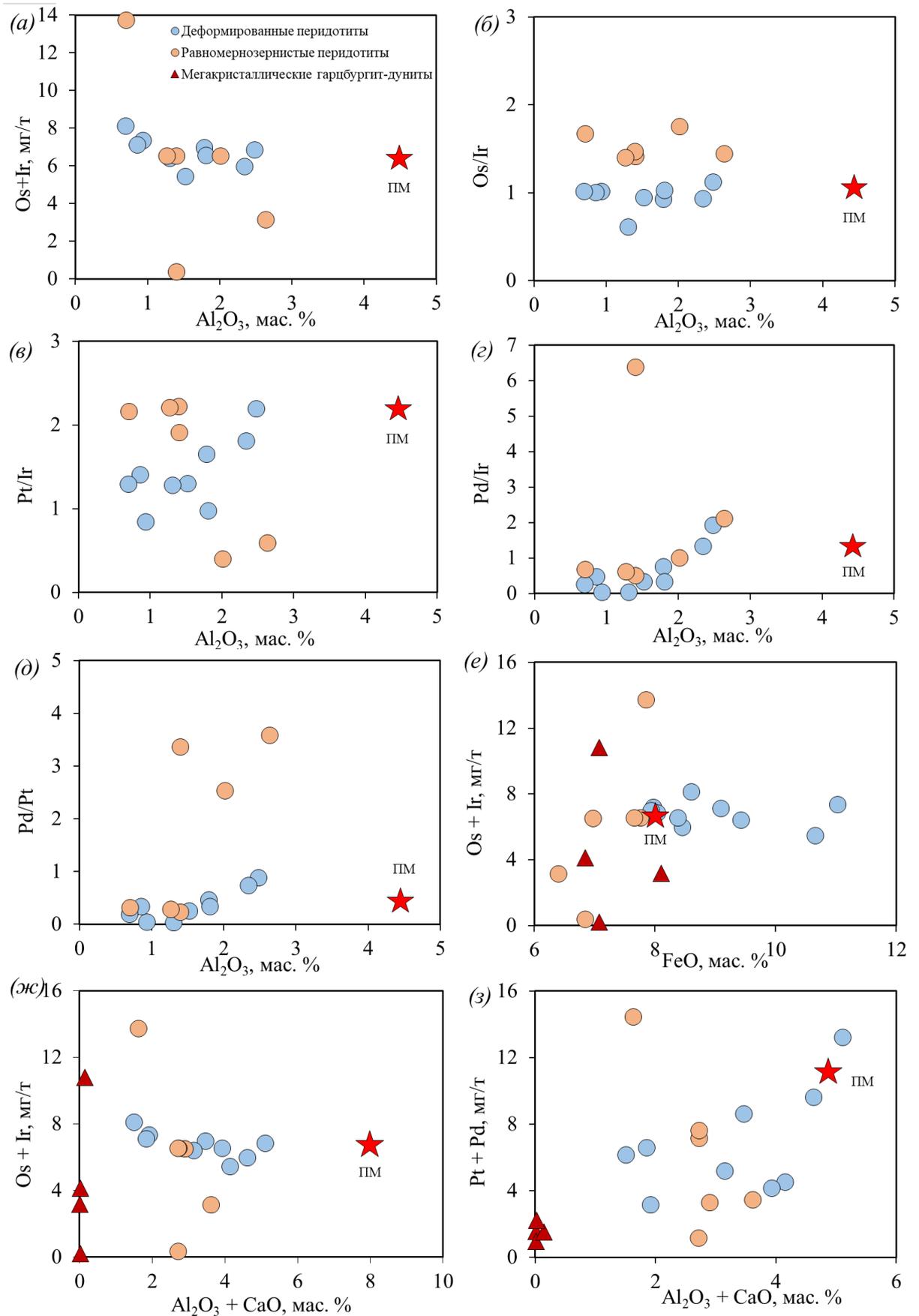


Рисунок 16. Ковариации ЭПГ (мг/г) с Al₂O₃ (а-д), Al₂O₃ + CaO (е) и FeO (ж, з) (мас. %) в деформированных и зернистых перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная: 1 –

деформированные перидотиты; 2 – равномернозернистые перидотиты; 3 – примитивная мантия [McDonough, Sun, 1995].

Деформированные перидотиты по содержанию Pd показывают широкий спектр от сильно деплетированных (0,08) до обогащенных (6,13) [Ильина и др., 2016, 2022]. Причем обогащение по палладию не совпадает с обогащением силикатным компонентом $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$. Прослеживается слабая зависимость ПЭПГ с $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Рис. 16з).

Значение Os/Ir не показывает корреляций с индексом расплавленного деплетирования Al_2O_3 , так как ИЭПГ не фракционируют между собой (рис. 16б). Pd/Ir, Pt/Ir и Pd/Pt имеют положительные корреляции с Al_2O_3 (Рис. 16в-д).

Таким образом, содержание ЭПГ в деформированных перидотитах находится в диапазонах ЭПГ, диагностированных ранее в кратонных перидотитах трубок Удачная и Лесото [Pearson et.al., 2004; Ionov et.al., 2015]. Однако, исследованные нами деформированные перидотиты характеризуются несколько повышенным содержанием Pd по сравнению с реферативными данными.

Равномернозернистые перидотиты. Содержания ЭПГ были измерены в шести образцах равномернозернистых перидотитов [Ильина и др., 2022]. Концентрации Ir изменяются от 0,14 до 5,13, Os от 0,19 до 8,56. Среднее значение Ir в образцах схоже с таковым в ПМ (3,2), а концентрации Os – ниже, чем в ПМ (3,4). Содержание Ru варьирует в широком диапазоне от 1,61 до 14,78 мг/т, среднее его значение (5,78) схоже с ПМ (5,94). Концентрации Rh и Pd изменяются в диапазонах от 0,07 до 1,49 и от 0,87 до 3,35 мг/т. Средние значения Rh (0,51) и Pd (2,02) ниже такового в ПМ (Rh 0,9, Pd 3,9). Содержания Pt изменяются в широком диапазоне от 0,26 до 11,05 мг/т. Среднее значение Pt 4,13 ниже, чем в ПМ (7,1).

Равномернозернистые перидотиты имеют широкий диапазон концентраций по всем значениям ЭПГ (~0,001 - 0,01 хондритовых единиц), кроме Pd (Рис. 15б). На графике распределений ЭПГ, нормированных на хондрит, видна слабая тенденция уменьшения концентраций в среднем от ИЭПГ к ПЭПГ. Выделяются образцы с положительными (3 шт) и с отрицательными пиками (3 шт) по содержанию Pt.

Значения Os/Ir не коррелируют с Al_2O_3 (Рис. 10а). Значения Pd/Ir показывают положительные корреляции с Al_2O_3 (Рис. 16з), а Pt/Ir - отрицательные (рис. 16в).

Наблюдается отрицательная корреляция ЭПГ с $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$ (Рис. 10ж, з). С повышением концентраций FeO увеличивается общее содержание ЭПГ ((Pt + Pd) от 1,12 до 14,4 мг/т; (Ir + Os) от 0,33 до 13,69 мг/т) (Рис. 16е).

Содержание Pd изменяется в более узком диапазоне по сравнению с другими ЭПГ. Зависимости Pd от индекса степени мантийного метасоматоза $(\text{La/Yb})_n$ не наблюдается (Рис. 17).

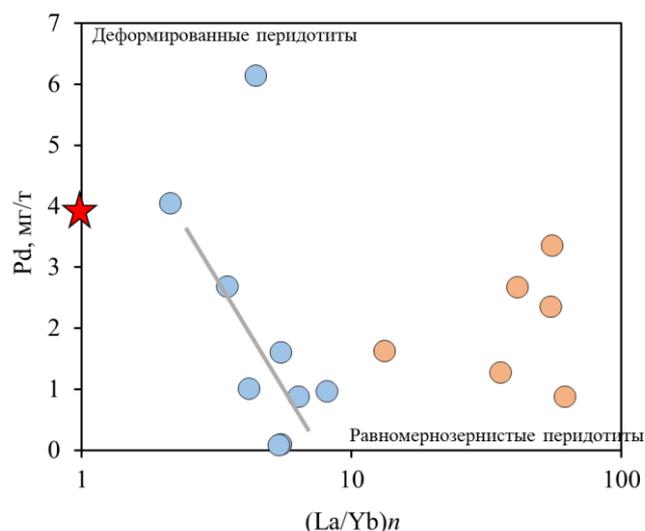


Рисунок 17. Зависимость Pd от $(La/Yb)_n$ в деформированных и равномернозернистых перидотитах трубки Удачная.

Эклогиты. Содержания ЭПГ были измерены в трех образцах эклогитов. Концентрации Os и Ir изменяются от 0,03 до 2,75 и от 0,03 до 2,47, соответственно. Средние содержания Os (0,95) и Ir (0,87) ниже, чем в ПМ (Os 3,4, Ir 3,2). Содержание Ru варьирует в диапазоне от 2,3 до 10,74. Среднее его значение (7,56) выше, чем в ПМ (5,0). Концентрации Rh и Re меняются в диапазонах от 0,04 до 1,33 и от 0,37 до 0,82, соответственно. Среднее содержание Rh (0,56) ниже, чем в ПМ (Rh 0,9), а Re (0,59) выше, чем в ПМ (Re 0,28). Значения Pt и Pd варьируют в широких диапазонах от 0,99 до 9,75 и от 2,09 до 9,76. Средняя концентрация Pt (Pt 5,58) ниже, чем в ПМ (7,1), а Pd (6,87) в два раза выше, чем в ПМ Pd (3,9).

Эклогиты трубки Удачная показывают широкие диапазоны по ЭПГ (0,0001 – 0,01 х.е.) и более узкий - по Re (около 0,01 х.е.) (Рис. 15z). В двух образцах наблюдается обогащение концентраций ПЭПГ и Re относительно ИЭПГ. Эклогиты имеют пики по содержанию Re на хондрит-нормализованных графиках.

7.2. Содержание ЭПГ в минеральных фазах

Содержания ЭПГ в минеральных фазах представлены в Приложении А (Табл. А11).

Деформированные перидотиты. В оливинах (3 образца) и сульфидах (2 образца) деформированных перидотитов были измерены концентрации ЭПГ [Ильина и др., 2022]. Так же содержание ЭПГ было измерено в ювелирном, чистом оливине без видимых включений, в тексте обозначен как оливин-стандарт. Оливины деформированных перидотитов характеризуются содержаниями ЭПГ в пределах от ~0,0001 до ~0,01 хондритовых единиц (Рис. 18). Спектры ЭПГ в оливинах, нормированные на хондрит, имеют различные формы. В двух образцах (Uv18/04,

Uv27/01) оливины показывают прямое распределение ЭПГ, за исключением пика по Os в 27/01, отрицательных пиков по Pd и пиков по Re (Рис. 12а, в). В оливинах трех образцов содержание Pd варьирует от 0,0004 до 0,003 х.е., Re – от 0,003 до 0,015 х.е. Перидотит 703/11 характеризуется повышенным содержанием Pd в оливине по сравнению с таковым в двух других перидотитах (Рис. 12б). В целом, распределение ЭПГ в оливинах деформированных перидотитов схоже с таковым для валового состава пород (Рис. 12а, б, в). Формы спектров ЭПГ оливинов из перидотитов и оливина, взятого в качестве стандарта, схожи в рядах Ru-Pt и Pd-Re. Содержание ЭПГ в стандартном оливине ниже такого в оливинах из пород на ~1,5 порядка и характеризуется обогащением ПЭПГ по отношению к ИЭПГ.

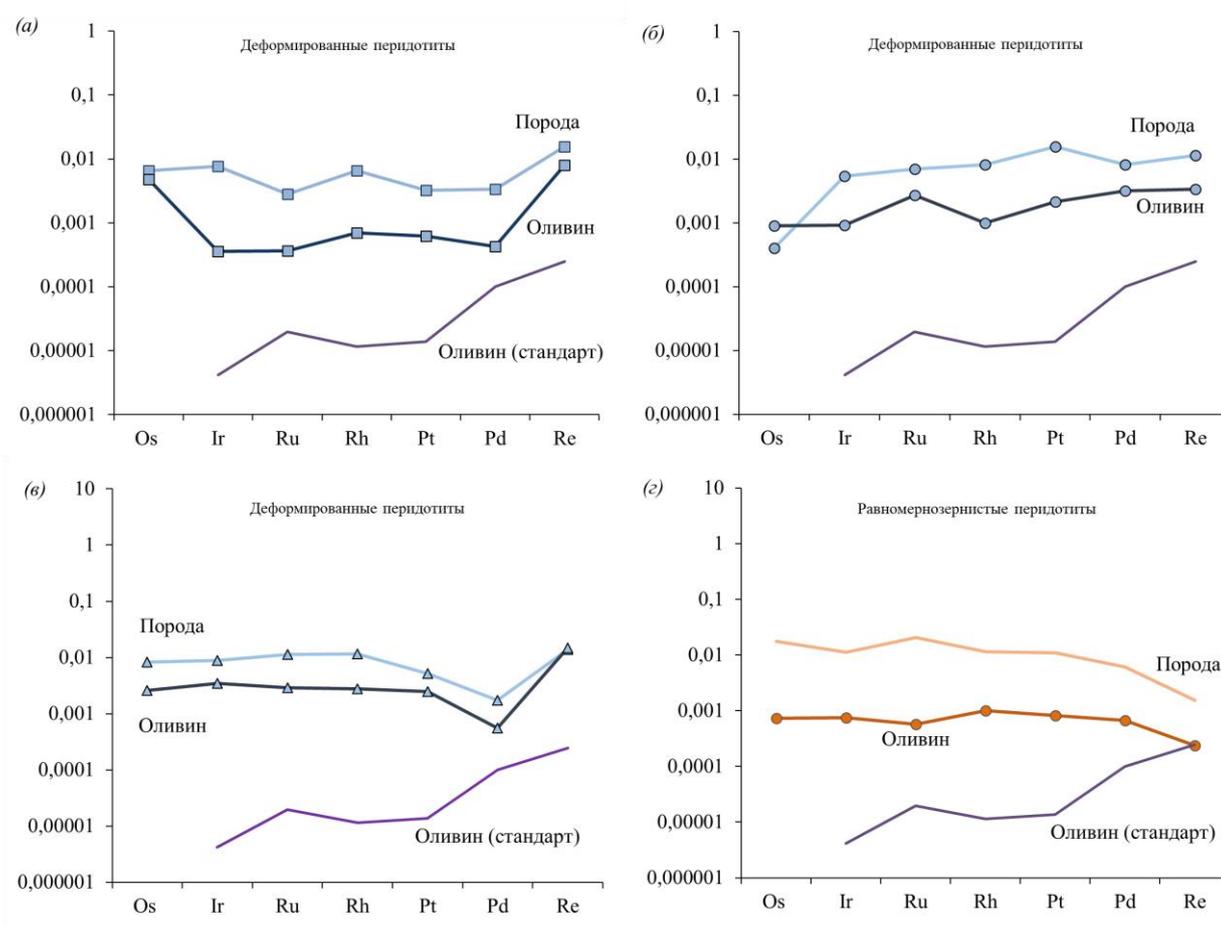


Рисунок 18. Распределение ЭПГ в деформированных, равномернозернистых перидотитах и в их оливинах по сравнению с оливин-стандарт.

В сульфидах деформированных перидотитов концентрация ЭПГ повышена по сравнению с таковой по валу (на 2-3 порядка), в оливинах (на 3-4 порядка) и в стандартном оливине (на 4-5 порядка) (Рис. 19). На хондрит-нормализованном графике сульфидные спектры ЭПГ располагаются в диапазоне от 1 до 10 хондритовых единиц. В пределах этого диапазона

перидотит Uv-703/11 имеет повышенные содержания ИЭПГ и пониженные концентрации ПЭПГ в сульфидах (Рис. 19а). Форма спектров в ряду Ir-Rh в сульфидах, оливинах и валовом составе схожи, за исключением пика по Ru в оливине. Сульфиды характеризуются обеднением по Pt, а оливины и валовой состав – обогащением по Pt (Рис. 19а). Форма спектров в ряду Ir-Re в валовом составе пород, в сульфидах и оливинах в образце Uv-27/01 одинаковая (Рис. 19б).

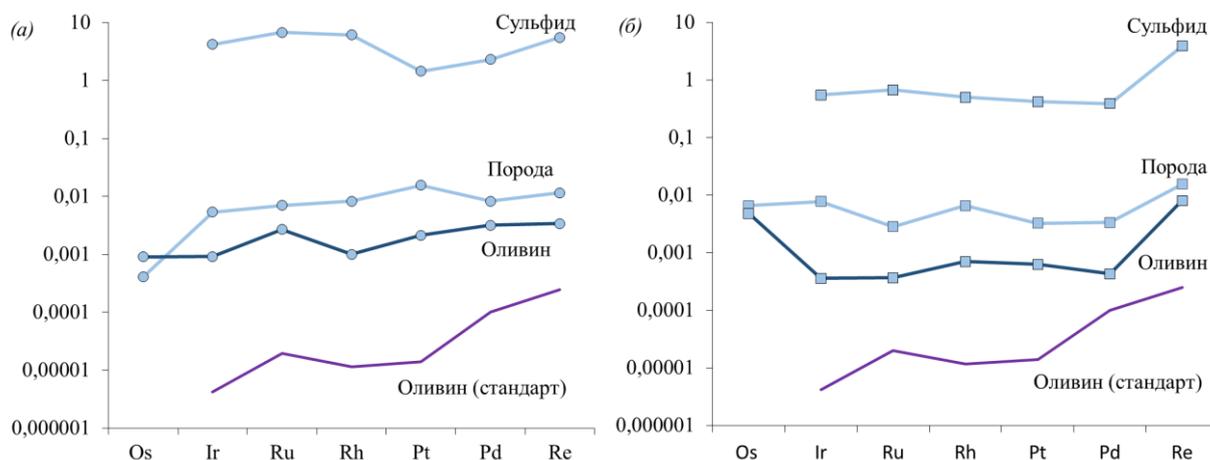


Рисунок 19. Содержания ЭПГ, нормированные на состав хондрита, в минералах и валовом составе пород деформированных перидотитов.

Равномернозернистые перидотиты. Содержание ЭПГ в оливине было измерено в одном образце равномернозернистого перидотита (Uv-122/11). Оливин характеризуется почти прямым распределением ЭПГ в пределах 0,001 хондритовых единиц на хондрит-нормализованном графике (Рис. 20). В нем концентрация ЭПГ на один порядок ниже такового в валовом составе пород. Формы спектров ЭПГ в оливине и валовом составе породы схожи, за исключением отрицательного пика по Ru в оливине. Распределение ЭПГ в оливине перидотита отличается повышенной концентрацией на два порядка от такового в чистом оливине. Формы спектров ЭПГ в оливинах схожи в рядах Ir-Pt и Pd-Re (Рис. 20).

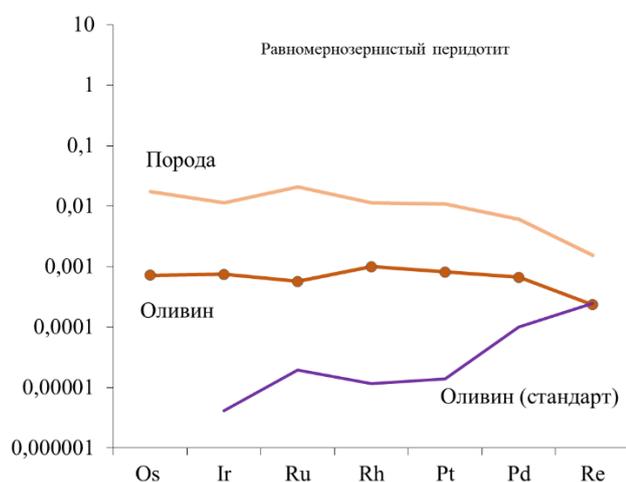


Рисунок 20. Распределение ЭПГ в равномернозернистом перидотите Uv122/11 и в его оливине.

Мегакристаллические гарцбургит-дуниты. Содержания ЭПГ были измерены в оливинах четырех образцов мегакристаллических гарцбургит-дунитов. Гарцбургит-дуниты характеризуются широкими диапазонами составов по ИЭПГ – от 0,0001 до 0,01 хондритовых единиц и узкими диапазонами концентраций по ПЭПГ и Re – около 0,001 хондритовых единиц (Рис. 15б). Наблюдается обогащение ИЭПГ по сравнению с ПЭПГ.

Содержание Os и Ir изменяется в одинаковых диапазонах от 0,11 до 5,6 и от 0,11 до 5,21, соответственно. Средние значения Os (2,32) и Ir (2,26) ниже, чем в ПМ (Os 3,4, Ir 3,2, соответственно). Содержания Ru находятся диапазоне значений от 1,23 до 11,74 и среднее значение элемента (5,37) схоже с таковым в ПМ (5,0). Концентрации Rh и Re изменяются незначительно (0,19 – 0,92 и 0,01 – 0,07, соответственно). Содержания Pt и Pd варьируют в узких диапазонах – от 0,88 до 1,53 и от 0,16 до 0,68. Средние значения Pt (1,13) и Pd (0,43) существенно ниже, чем в ПМ (Pt 7,1, Pd 3,9).

Дуниты показывают положительную корреляцию между ИЭПГ и $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ (Рис. 16ж). ПЭПГ не коррелируют с главными петрохимическими элементами ($\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$) (Рис. 16з), но имеют положительную корреляцию с FeO. ИЭПГ с FeO не коррелируют (Рис. 16е).

Эклогиты. Концентрации ЭПГ в сульфидах были измерены в образцах трех эклогитов. В сульфидах двух эклогитов содержание ЭПГ превышает таковое в валовом составе в ~3 раза, и находится в диапазоне от 0,01 до 10 хондритовых единиц (Рис. 21б, в). В целом, ЭПГ в сульфидах имеют такое же повышенное значение ПЭПГ и Re по отношению к ИЭПГ, как и валовые составы пород. Формы спектров ЭПГ в сульфидах и по валу схожи, за исключением некоторых особенностей. В образце Uv60/09 сульфиды представлены пентландитом, пирротинном, халькопиритом и пиритом. На определение составов ЭПГ были отобраны сульфиды различной морфологии: 1) огранные кристаллы со штриховкой (предположительно пирит) и 2) ксеноморфные зерна. Распределение ЭПГ в таких сульфидах идентично, кроме пониженного содержания Pd в первом типе и повышенной концентрации Pd во втором типе (Рис. 21б). Сульфиды отбирались из дробленной породы, поэтому определить их местоположение в породе не удалось. В образце Uv70/09 распределение ЭПГ в ряду Ir-Os прямое, и затем наблюдается резкое увеличение от Pt к Re в диапазоне от 0,1 до 10 хондритовых единиц (Рис. 21в). Формы спектров ЭПГ в этих образцах совпадают с таковыми в валовом составе, за исключением высокого пика по Ru в последнем (Рис. 21б, в).

Сульфиды из эклогита 11/99 имеют пониженную концентрацию ЭПГ на уровне 0,001 х.е. по сравнению валовым составом. Формы спектров схожи, за исключением отрицательного пика по Pd в сульфиде (Рис. 21з).

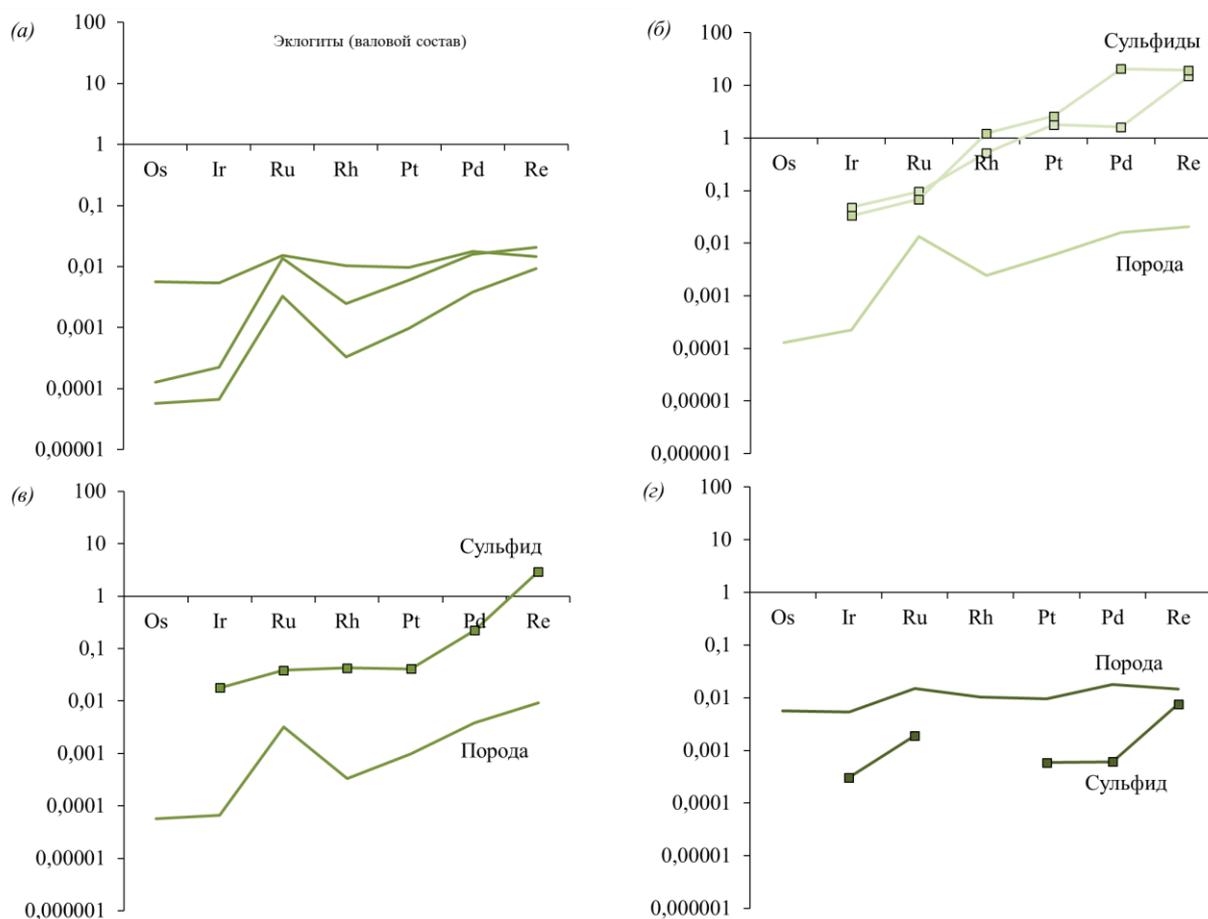


Рисунок 21. Распределение ЭПГ в эклогитах и их сульфидах.

По данным Барнс с соавторами [Barnes et al., 2001] пентландит концентрирует все ЭПГ, за исключением Pt. Пирротин и пирит так же концентрируют все ЭПГ, за исключением Pt и Pd. Халькопирит реже всего содержит ЭПГ. Ru может распределяться в лаурит (RuS_2) [Brenan et al., 2002]. Таким образом, сульфиды ксенолитов трубки Удачная имеют типичный состав для концентрации ЭПГ.

7.3. Особенности распределения ЭПГ в разрезе кора-мантия на примере импактитов Попигайской астроблемы

Содержания ЭПГ были измерены в импактитах Попигайского кратера. К ним относятся зювиты, тагамиты, закратерные и внутрикратерные гнейсы [Tage et al., 2005] (Приложение А, Табл. А12).

Внутрикратерные гнейсы характеризуются повышенными содержаниями Rh, Pt, Pd, Re по отношению к Os, Ir, Ru и близкими формами спектров ЭПГ, нормированных на хондрит (Рис. 22). Концентрации ЭПГ в них варьируют от 0,0001 до 0,001 х.е. Закратерные гнейсы отличаются

более низкими содержаниями Os и Ir и повышенными содержаниями Pd и Re по сравнению с таковыми во внутрикратерных гнейсах. Форма спектров в ряду Ru-Pd схоже в обоих типах гнейсов. Содержания ЭПГ в закратерных гнейсах варьирует от $\sim 0,00001$ до $0,001$ х.е.

Зювиты характеризуются более повышенным содержанием ПЭПГ относительно ИЭПГ и содержание ЭПГ в них изменяется от $0,0001$ до $0,01$ х.е. Зювиты и тагамиты имеют схожие формы спектров ЭПГ, нормированные на хондрит. В целом, распределения ЭПГ в зювитах и тагамитах схожи с таковыми в ранее изученных зювитах и гнейсах Попигайской астроблемы [Tagle et al., 2005].

ИЭПГ в породах Попигайской астроблемы хорошо коррелируют между собой (Рис. 23). Это означает, что ИЭПГ в Попигайском импактном расплаве имеют одно и то же происхождение и что они не были фракционированы ни при включении в расплав, ни в результате более поздних гидротермальных процессов. Для ПЭПГ таких корреляций не наблюдается.

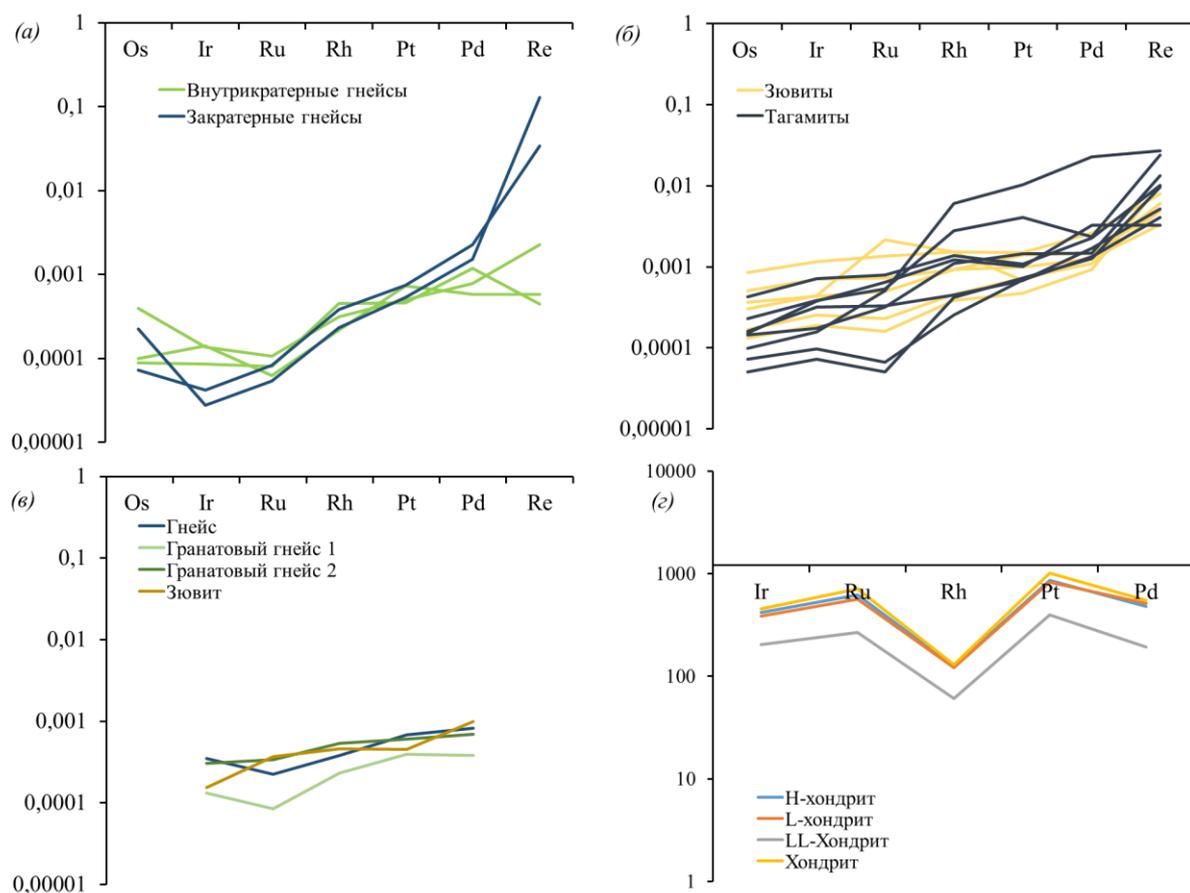


Рисунок 22. Распределение ЭПГ, нормированное на хондрит, в импактитах Попигайской астроблемы: *a*, *б* – наши данные [Агашева Е.В., личное сообщение]; *в* – данные по [Tagle et al., 2005]; *г* – содержания ЭПГ в хондритах [McDonough, Sun, 1995; Tagle et al., 2005].

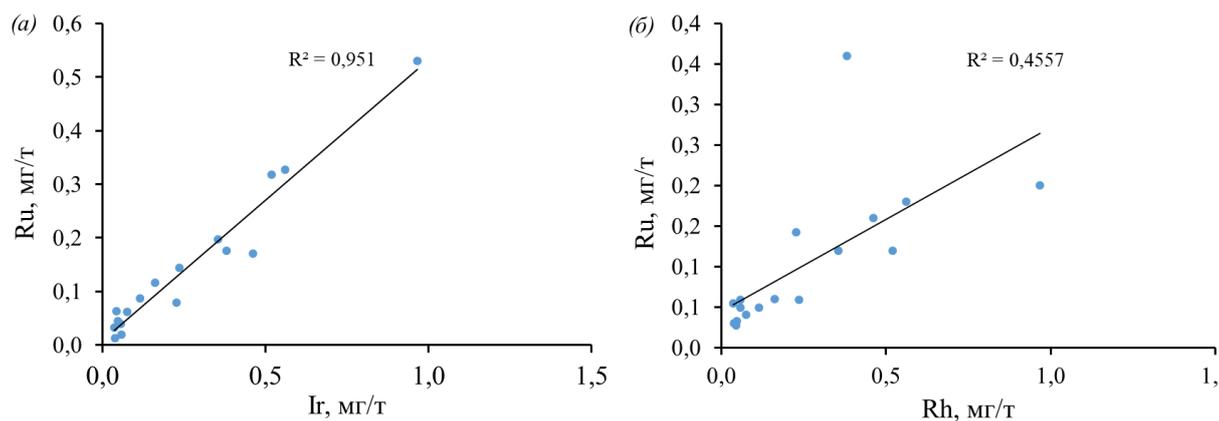


Рисунок 23. Ковариации ИЭПГ в импактитах Попигайской астроблемы.

В целом, рассматривая характер распределения ЭПГ от самых глубинных пород (мантийные перидотиты, эклогиты) до неглубинных (импактиты Попигайской астроблемы) можно сделать следующие выводы:

- 1) Все рассмотренные в данной диссертации породы имеют диапазон составов ЭПГ в пределах от 0,0001 до 0,01 хондритовых единиц
- 2) Мантийные перидотиты характеризуются обогащением совместимых ЭПГ по отношению в несовместимым ЭПГ. Встречаются породы, обогащенные ПЭПГ, что указывает на их метасоматическое преобразование.

Мантийные эклогиты показывают увеличение содержаний ПЭПГ относительно ИЭПГ. Такой характер распределения ЭПГ так же наблюдается в коровых породах и сформированных по ним импактитах (зювитах, тагамитах).

ГЛАВА 8. РТ ПАРАМЕТРЫ РАВНОВЕСИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Температура и давление последнего равновесия минеральных ассоциаций деформированных перидотитов, равномернозернистых перидотитов и эклогитов трубки Удачная ранее были представлены в работах [Agashev et al., 2013; 2018; Ильина и др., 2022]. РТ параметры перидотитов определены с помощью дупироксенового термобарометра [Brey and Kohler, 1990]. Значения составляют 1230–1350°C, 56–67 кбар для деформированных и 750–1300°C, 30–67 кбар для равномернозернистых перидотитов (Приложение А, Табл. А13). Точки значений для деформированных и трех равномернозернистых перидотитов на РТ диаграмме располагаются равномерно между кривыми теплового потока 34 и 40 мВт/м², попадая в поле стабильности алмаза (Рис. 24). Точки значений оставшихся трех зернистых перидотитов находятся вдоль геотермы 34 мВт/м², причем одна из них располагается в поле стабильности графита.

Температура последнего равновесия минеральных ассоциаций эклогитов при данных давлениях 3 и 6 ГПа была рассчитана с помощью геотермометра Элиса и Грина (1979). Данный геотермометр основан на обмене Mg-Fe²⁺ между клинопироксеном и гранатом. Значения температуры составляют 1135-1320°C и 5,5-6,5 ГПа. Давление было вычислено в точках пересечения значений по температуре и кривой геотермы для кимберлитовой трубки Удачная [Тычков и др., 2014; Agashev et al., 2018].

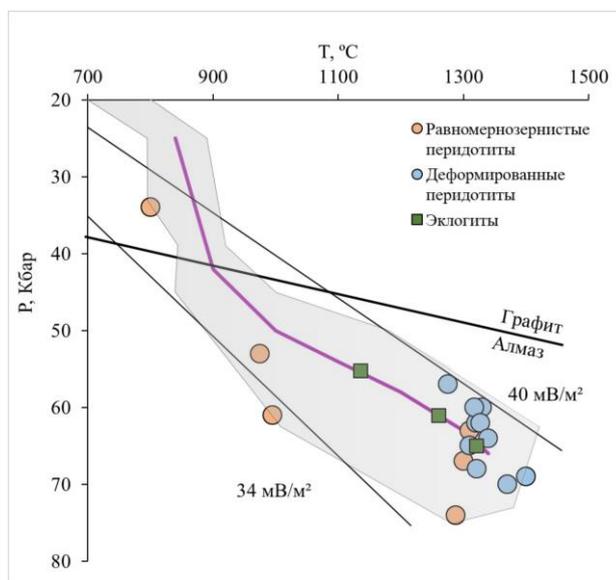


Рисунок 24. РТ параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов и эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. Линиями обозначены геотермы согласно [Hasterok and Charman, 2011], сплошная линия – фазовый переход графит/алмаз [Rudnick and Nyblade, 1999],

серая область – геотерма для перидотитов кимберлитовой трубки Удачная [Тычков и др., 2014], фиолетовая линия – средняя по геотерме для перидотитов кимберлитовой трубки Удачная.

ГЛАВА 9. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПГ В РАЗЛИЧНЫХ ГРУППАХ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

9.1. ЭПГ и свидетельства мантийного метасоматоза в ксенолитах трубки Удачная

Содержание Al_2O_3 в перидотитах понижается при увеличении степени частичного плавления и поэтому часто используется в качестве индекса деплетирования. Считается, что перидотиты тр. Удачная – это породы, которые образовались во время частичного плавления при воздействии расплавов астеносферного происхождения на реститы [Boyd et al., 1997; Похиленко и др., 1993, Pearson 2003].

Деформированные и равномернозернистые перидотиты трубки Удачная не показывают корреляций Os + Ir с увеличением содержаний Al_2O_3 в породе, что подтверждает совместимый характер ИЭПГ (Рис. 16а). Между значениями Os/Ir и Al_2O_3 нет корреляций, так как Os и Ir не фракционируют между собой (Рис. 16б). Деформированные перидотиты имеют тенденцию к уменьшению Pt/Ir значений от 1,80 до 0,84 при понижении содержаний Al_2O_3 (Рис. 16в). Также наблюдается тренд снижения Pd/Ir отношений от 1,90 до 0,02 ($R^2=0,67$) в деформированных и от 2,09 до 0,48 (за исключением точки значений 6,37) в равномернозернистых перидотитах с

понижением концентрации Al_2O_3 (Рис. 16з). Четких корреляций на данных графиках для равномернозернистых перидотитов не наблюдается (Рис. 16в, з). Однако такие тренды возможно предполагают несовместимый характер Pd и Pt в исследованных породах. Эти характерные черты поведения ЭПГ также прослеживаются в ксенолитах перидотитов из кимберлитов других кратонов мира (Каапваль, Слэйв, Северо-Атлантический, Балтийский кратоны) [Lorand et al., 2013]. Равномернозернистые перидотиты с наименьшим количеством Al_2O_3 имеют высокое значение Pt/Ir, а образцы с более высоким содержанием Al_2O_3 – низкое отношение Pt/Ir (Рис. 16в). Поскольку платина может выделяться в Pt-Ir-Os интерметаллические сплавы при плавлении МТР в условиях низкой активности серы [Peregoedova et al., 2004], вероятно, в равномернозернистых перидотитах с большей степенью частичного плавления платина осталась в подобных соединениях. Pd/Pt отношения уменьшаются от 0,87 почти до 0 в деформированных и от 3,58 до 0,22 в равномернозернистых перидотитах при $\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$ мас. % (Рис. 16д).

Равномернозернистые перидотиты показывают широкие диапазоны составов по ИЭПГ и Pt, и более узкий по Pd. Предполагается, что широкий диапазон по ИЭПГ в кратонных перидотитах является результатом неполной гомогенизации архейской мантии с хондритовым материалом, добавленным после образования ядра [Maier et al., 2009]. Однако среднее содержание Os, подсчитанное Майером с соавторами (2012) в кратонных перидотитах Южной Африки, мало отличается от такового в некротонных перидотитах, которые не могли обогатиться хондритовым материалом, так как образовались позже [Maier et al., 2012]. Другим объяснением широкого диапазона ИЭПГ в валовом составе перидотитов является «эффект самородка», который дают обогащенные Os, Ir, Ru, Pt реститовые минералы платиновой группы, [Lorand et al., 2013], либо неравномерно распределенные зерна МТР. Перидотиты кратона Слэйв (Канада) показывают значимые корреляции между значениями Ru, Ir и Os ($\text{Ru/Ir} = 2,04$ $\text{Os/Ir} = 1$), и линии корреляции пересекают оси X и Y практически в начале координат, что предполагает нахождение этих элементов в одной фазе [Irvine et al., 2003]. Pt также положительно коррелирует с Os и Ir, однако пересекает ось Y в значении 1–2 мг/т. Ирвин с соавторами предположили [Irvine et al., 2003], что среди возможных мантийных минералов только наличием МТР или Pt-Ir-Os интерметаллических соединений возможно объяснить нахождение ЭПГ в перидотитах кратона Слэйв. Аналогично, низкие и высокие содержания осмия в перидотитах трубки Удачная объясняются неравномерным распределением в породе интерметаллических соединений [Pearson et al., 1995; Ionov et al., 2015].

В исследованных нами равномернозернистых перидотитах наблюдаются корреляции между Ir и Os ($R^2=0,99$), где линия тренда аппроксимации пересекает ось в начале координат (Рис. 25а).

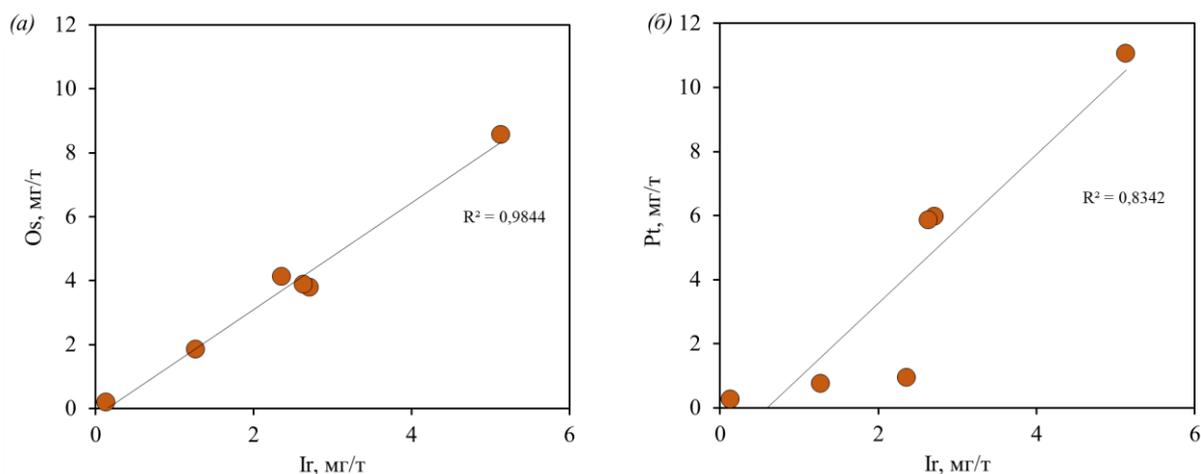


Рисунок 25. Ковариации Ir с Os и Pt в равномернозернистых перидотитах из кимберлитовой трубки Удачная.

Положительная корреляция также наблюдается между содержаниями Pt и Ir ($R^2=0,84$), но линия тренда аппроксимации пересекает ось X в значении $\sim 0,8$ мг/т (Рис. 25б). Положительная корреляция Ir с Pt показывает, что Pt фракционирует с Ir во время частичного плавления, однако часть пород с наибольшей степенью частичного плавления характеризуются повышенными содержаниями Pt, а перидотиты с меньшими степенями плавления – пониженными содержаниями Pt (Рис. 16в). Таким образом, по-видимому, во время частичного плавления Pt как несовместимый элемент уходила в расплав, но при повышении степени экстракции расплава, давления, и низкой активности серы удерживалась в Pt-Os-Ir интерметаллических соединениях, которые образовались при плавлении мантийных сульфидов. Поэтому, при таких условиях, одним из объяснений широкого диапазона концентраций ИЭПГ могут быть Os-Ir- и Pt-Os-Ir-интерметаллические фазы, неравномерно распределённые либо в интерстициях, либо в виде включений микронных размеров в силикатных минералах. В оливинах мегакристаллических дунитов трубки Удачная были найдены микронные включения (< 10 мкм) Fe-Ni-Mn- соединений (Рис. 13). Следовательно, ксенолиты с низкими содержаниями ИЭПГ и Pt имели небольшое количество подобных фаз, а перидотиты с высокими значениями этих элементов – повышенные концентрации таких соединений (Табл. А11). Также низкие и высокие содержания Ir и Os в породах могут быть результатом потери ЭПГ при растворении сульфидов во время проникновения расплава в некоторых образцах [Rehkamper et al., 1999] или повторного осаждения ИЭПГ-обогащенных расплавов в виде метасоматических сульфидов. В исследованных нами равномернозернистых перидотитах только в одном ксенолите были обнаружены сульфиды метасоматического генезиса. Этот образец обогащен Ir, Os и Pd. Равномернозернистые перидотиты формируют тренд уменьшения количеств Pt + Pd с

увеличением содержаний $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$, однако корреляции не наблюдается (Рис. 16з). Положительная корреляция ($R^2=0,63$) прослеживается между значениями ЭПГ и FeO (Рис. 16е). Зависимости содержания Pd от степени метасоматического обогащения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ не наблюдается (Рис. 17). Поэтому, можно отметить, что содержание ЭПГ не зависит от модального метасоматоза в равномернозернистых перидотитах, тем более что три образца с минимальными значениями FeO и $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}$ показывают наличие только скрытого метасоматоза.

Таким образом, ЭПГ в равномернозернистых перидотитах возможно концентрируются в Os-Ir- и Pt-Os-Ir- интерметаллических фазах, неравномерно распределённых либо в интерстициях, либо в виде включений микронных размеров в силикатных минералах.

Распределение ЭПГ в изученных нами деформированных перидотитах схоже с таковым в гранатовых перидотитах переходного типа [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015] и в перидотитах кратона Каапваль [Pearson et al., 2004] (Рис. 26з). Данные по ЭПГ в стандартных образцах лерцолита и серпентинита схожи (Табл. А10), поэтому вероятно серпентинизация не влияет на содержание и распределение ЭПГ в ксенолитах из кимберлитов.

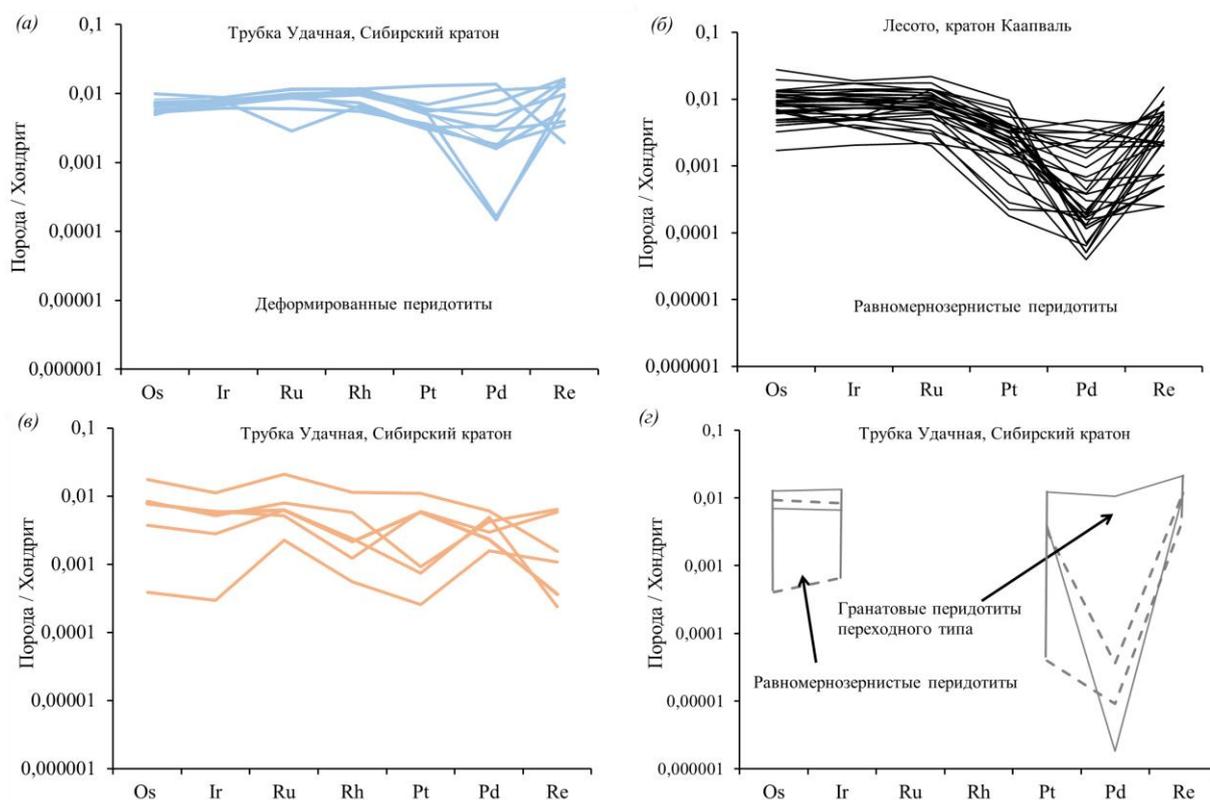


Рисунок 26. Распределение ЭПГ в перидотитах кратонов мира – наши данные (а, в) и реферативные данные (б – [Pearson et al., 2004]; г – [Ionov et al., 2015; Pernet-Fisher et al., 2015]).

Только концентрации Pd в некоторых наших деформированных образцах отличаются повышенными значениями. Предполагается, что ни одна Cu-Ni-обогащенная сульфидная фаза, которая концентрирует Pd, не выдержит экстремальных степеней плавления ($> 50\%$), которое

претерпели кратонные перидотиты, и содержание Pd в породах будет равняться нулю [Lorand et al., 2012]. Однако некоторые деформированные перидотиты обогащены палладием (Uv-268/02; Uv-257/02; Uv-30/04; Uv-27/01). В этих образцах сульфиды были обнаружены визуально, но только в образце Uv-27/01 удалось отобрать нужное количество сульфидов для анализа методом изотопного разбавления. Форма спектров в ряду Rh-Re в сульфидах и в породе в целом деформированных перидотитов совпадает (Рис. 19б). Отрицательные пики по Pt в сульфидах и в валовом составе пород (Рис. 19а) возможно свидетельствуют о том, что Pt могла удерживаться во время частичного плавления в интерметаллических соединениях. Таким образом, ИЭПГ и частично Pt в деформированных перидотитах могут находиться в Os-Ir-Pt сплавах, которые образовались при плавлении первичных мантийных сульфидов, а ПЭПГ во вторичных метасоматических сульфидах (пирротин, пентландит, халькопирит). На графике $(La/Yb)_n - Pd$ в деформированных перидотитах наблюдается тренд понижения содержания Pd с увеличением $(La/Yb)_n$ значения (Рис. 17). А с увеличением концентраций $Al_2O_3 + CaO$ происходит повышение содержаний Pt + Pd в них (Рис. 16е). Следовательно, возрастание содержаний Pd в деформированных перидотитах происходило в рамках единого метасоматического процесса, вероятно во время модального метасоматоза силикатными расплавами [Agashev et al., 2013] при увеличении количеств граната и клинопироксена в результате формирования сульфидных фаз в интерстициях.

9.2. Эклогиты и признаки субдукции

Эклогиты кимберлитовой трубки Удачная по составу главных элементов сравнимы с составами базальтов срединных океанических хребтов (MORB) за исключением значительного обогащения крупноионными литофильными элементами (LILE: Rb, Ba, K, Sr) [Agashev et al., 2018]. По редкоэлементному составу эклогиты трубки Удачной в разной степени обогащены по сравнению с ПМ несовместимыми элементами, с наиболее выраженным обогащением Rb, Ba, K, Sr (LILE). Концентрации высоко-зарядных элементов (HFSE) и редкоземельных элементов в эклогитах сопоставимы с таковыми в MORB.

В эклогитах наблюдается положительная корреляция значений St/Lu с Eu^* , что указывает на различное количество плагиоклаза в эклогитовом протолите [Рис. 10 в работе Agashev et al., 2018]. В целом, такие геохимические характеристики указывают на фракционирование минералов в протолите океанической коры для эклогитов кимберлитовой трубки Удачная. Это подтверждается также данными по главным элементам. Эклогиты имеют отрицательную корреляцию между MgO и SiO_2 , что является признаком частичного плавления. Таким образом, эклогиты кимберлитовой трубки Удачная претерпели частичное плавление при субдукции океанической коры и стали реститами [Рис. 13 в работе Agachev et al., 2017].

В эклогитах наблюдается обогащение ПЭПГ и Ru по сравнению с ИЭПГ. Распределение ЭПГ в эклогитах трубки Удачная находятся в пределах таковых в MORB-базальтах [Bezos et al., 2004], за исключением Ru (Рис. 27). Эклогиты отличаются высокими содержаниями Ru по отношению к таковым в MORB. Таким образом, распределение ЭПГ в эклогитах является еще одним аргументом в пользу модели их происхождения в результате субдукции океанической коры в мантию.

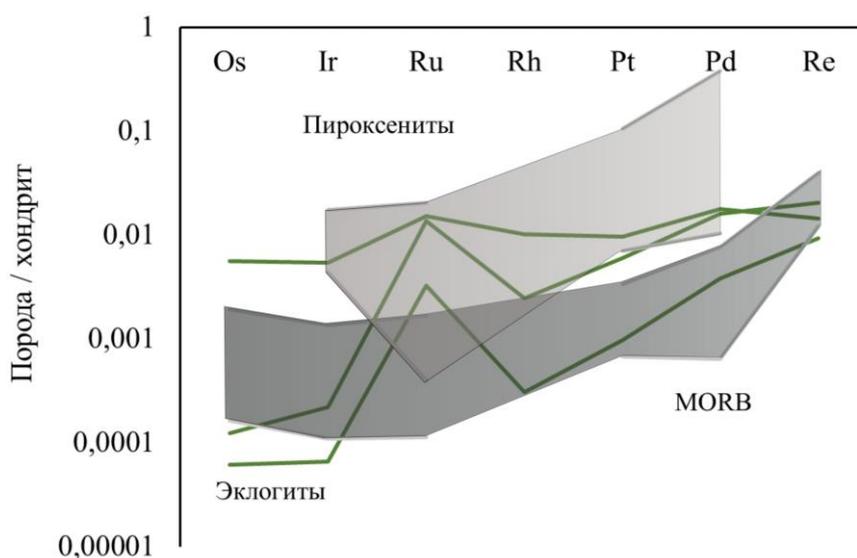


Рисунок 27. Распределение ЭПГ в ксенолитах эклогитов трубки Удачная, пироксенитов (Гавайи) [Sen, 2011] и в MORB-базальтах [Bezos et al., 2004].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведения комплексного исследования распределения ЭПГ в мантийных ксенолитах кимберлитовой трубки Удачная были сделаны следующие выводы:

1) Распределение ЭПГ в исследованных перидотитах схоже с таковым в кратонных перидотитах мира. Перидотиты в целом характеризуются повышенным содержанием ИЭПГ по отношению к ПЭПГ. Однако несколько образцов деформированных перидотитов кимберлитовой трубки Удачная обогащены по содержанию Pd.

2) Эклогиты характеризуются повышенными содержаниями ПЭПГ по отношению к ИЭПГ. Форма спектров ЭПГ, нормированных на хондрит, схоже с таковым в эклогитах мира.

3) ЭПГ в исследованных мантийных ксенолитах содержатся в сульфидах и во включениях интерметаллических соединений в оливинах. В перидотитах оливины содержат ЭПГ всего на 2-3 порядка ниже, чем сульфиды, и на один порядок ниже, чем валовый состав пород. Содержание ЭПГ в оливинах находится в пределах 0,001 х.е. В то время как содержания ЭПГ в чистом оливине находятся в пределах 0,00001 х.е.

В двух эклогитах сульфиды имеют содержание ЭПГ на 2-3 порядка выше такового в валовом составе пород. Формы спектров ЭПГ, нормированных на хондрит, в сульфидах и сопутствующих им породах схожи. Сульфиды только в одном образце эклогита показывают пониженное содержание ЭПГ по отношению к валовому составу пород. Это возможно объясняется тем, что сульфиды в этом образце являются немагматическими, а вторичными, которые образуются в приповерхностных условиях.

4) В деформированных перидотитах во время силикатного метасоматоза и увеличения количеств граната и клинопироксена сопровождалось уменьшением содержаний совместимых ЭПГ. Концентрации несовместимых ЭПГ увеличивались в результате формирования субмикронных фаз в межзерновом пространстве пород деформированных

перидотитов. В равномернозернистых перидотитах и гарцбургит-дунитах ЭПГ содержатся в виде включений интерметаллических соединений в оливинах.

5) В эклогитах содержание ЭПГ соответствует составам ЭПГ в базальтах срединных океанических хребтов (MORB). Это является дополнительным к основным аргументам в пользу образования эклогитов в результате субдукции океанической коры в мантию.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

мг/т – миллиграмм на тонну

мас. % - массовые проценты

х.е. – хондритовые единицы

мВт/м² – милливатт на метр в квадрате

Гпа – гигапаскаль

Кбар – килобар

Mg# – магнезиальность

ЭПГ – элементы платиновой группы

ИЭПГ – иридиевая подгруппа элементов группы платины

ПЭПГ – платиновая подгруппа элементов группы платины

МТР – минералы твердых растворов

ПМ – примитивная мантия

MORB – Mid Ocean Ridge Basalts (Базальты срединно-океанических хребтов)

HFSE – High Field Strength Elements (Высокозарядные элементы)

MREE – Middle Rare Earth Elements

HREE – Heavy Rare Earth Elements

LILE – Large Ion Lithophile Elements

(Крупноионные литофильные элементы)

Ol – оливин

Срх – клинопироксен

Орх – ортопироксен

Grt – гранат

Сср – халькопирит

Ро – пирротин

Pn – пентландит

Dj – джерфишерит

Dia – алмаз

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев, А. М., Похиленко, Н. П., Мальковец, В. Г., Соболев, Н. В. (2006). Sm-Nd-изотопная система в мегакристаллах граната из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) и проблема петрогенезиса кимберлитов // Доклады Академии наук. – Т. 407. – № 6. – С. 806-809.
2. Биланенко, В. А., Балакшин, В.А., Побережский, В.А, Ушаков, В.М. Структурно-тектонические критерии размещения кимберлитовых полей в южной части Якутской провинции // Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы, Якутск. изд. ЯФ СО АН СССР. – 1976. – С. 5-11.
3. Бобриевич, А.П., Бондаренко, М.Н., Гневушев, М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии // М. Госгеолтехиздат, – 1959.
4. Бобриевич, А.П., Илупин, Н.П., Козлов, И.Т. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии // М.: Недра. – 1964, – С. 190.
5. Готовцев, В. В. Геология и структура кимберлитового поля трубки Удачная // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. – 1985. – С. 91-98.
6. 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) // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 467. – № 6. – С. 694–697.
7. Ильина, О.В., Агашев, А.М., Похиленко, Л.Н., Кожемякина, Е.А., Похиленко Н.П. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика и состав элементов группы платины деформированных и зернистых перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия) // Геология и Геофизика. – 2022. – № 9. – С. 61-80.
8. Калашникова, Т.В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция) // Автореферат кандидатской диссертации. – 2017. – С. 1–23.
9. Королюк, В.Н., Лаврентьев, Ю.Г., Усова, Л.В., Нигматулина, Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49 (3). – С. 221-225.
10. Козьменко, О.А., Палесский, С.В., Николаева, И.В., Томас, В.Г., Аношин, Г.Н. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в

- трубках кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитика и контроль. – 2011. – Т. 15. – №. 4. – С. 378–385.
11. Мокшанцев, К. Б., Петров, А. Ф. Докембрийские орогенные образования востока Сибирской платформы // Орогенез в истории развития земной коры. – 1976. – С. 55-67.
 12. Петров, А.Ф., Гусев, Г.С., Третьяков, Ф.Ф., Осман, В.С. Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы // Структура и эволюция земной коры Якутии, изд. Наука. – 1985. – С. 9-39.
 13. Похиленко, Л. Н., Мальковец, В. Г., Кузьмин, Д. В., Похиленко, Н. П. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 454. – №. 5. – С. 583-583.
 14. Похиленко, Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение // Автореферат докторской диссертации. – 1990. – С. 1–39.
 15. Похиленко, Н.П., Соболев, Н.В., Бойд, Ф.Р., Пирсон, Г.Д., Шимизу, Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – С. 56–67.
 16. Розен, О.М., Манаков, А.В., Зинчук, Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность // изд. Научный мир. – 2006. – С. 212.
 17. Соболев, В.С., Соболев, Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Доклады АН СССР. – 1964. – Т. 158. – №. 1. – С. 108–111.
 18. Соболев, Н.В. Парагенетические типы гранатов // Изд. Наука. – 1964. – С. 218.
 19. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 162–165.
 20. Соболев, Н.В., Похиленко, Н.П., Ефимова, Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. – 1984. – №. 12. – С. 63–80.
 21. Соловьева, Л. В., Лаврентьев, Ю. Г., Егоров, К. Н., Костровицкий, С. И., Королук, В. Н., Суворова, Л. Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 281-301.
 22. Соловьева, Л.В., Костровицкий, С.И., Калашникова, Т.В., Иванов, А.В. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 486. – С. 223–227.

23. Сургутанова, Е.А., Агашев, А.М., Демонтерова, Е., Головин, А., Похиленко, Н.П. Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопный состав ксенолитов деформированных перидотитов из трубки Удачная // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 471. – №. 3. – С. 340–343.
24. Тычков, Н.С., Агашев, А.М., Малыгина, Е.В., Николенко, Е.И., Похиленко, Н.П. Термальные возмущения в литосферной мантии на примере Р-Т условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 454. – №. 3. – С. 328–333.
25. Харьков, А.Д., Зинчук, Н.Н., Крючков, А.И. Коренные месторождения алмазов мира // М., Недра. – 1998. – С. 555.
26. Шимизу Н., Соболев Н.В., Ефимова Е.С. Химическая гетерогенность гранатовых включений и ювенильность перидотитовых алмазов из Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 337–352.
27. Шацкий, В.С., Рагозин, А.Л., Козьменко, О.А., Денисенко, А.А. Геохимические свидетельства участия субдуцированной коры в процессах модификации субконтинентальной мантии Якутской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук. – 2020. – Т. 493. – №. 1. – С. 37–42.
28. Agashev, A.M., Ionov, D.A., Pokhilenko, N.P., Golovin, A.V., Cherepanova, Yu.V., 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. – P. 201–215.
29. Agashev, A.M., Pokhilenko, L.N., Pokhilenko, N.P., Shchukina, E.V. Geochemistry of eclogite xenoliths from the Udachnaya Kimberlite Pipe: Section of ancient oceanic crust sampled // Lithos. – 2018. – V. 314–315. – P. 187–200.
30. Arculus, R. J., Delano, J. W. Siderophile element abundances in the upper mantle: evidence for a sulfide signature and equilibrium with the core // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1981. – V. 45. – №. 8. – P. 1331–1343.
31. Aulbach, S., Mungall, J.E., Pearson, D.G. Distribution and processing of highly siderophile elements in cratonic mantle lithosphere // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2016. – V. 81. – P. 239–304.
32. Ballhaus, C., Tredoux, M., Späth, A. Phase relations in the Fe–Ni–Cu–PGE–S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex // Journal of Petrology. – 2001. – V. 42. – №.10. – P. 1911–1926.
33. Barnes, S.J., Achterbergh, E., Makovicky, E., Li C. Proton microprobe results for the partitioning of platinum-group elements between monosulphide solid solution and sulphide liquid // South African Journal of Geology. – 2001. – V. 104. – №. 4. – P. 275–286.

34. Bézou, A., Lorand, J. P., Humler, E., Gros, M. Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – T. 69. – №. 10. – P. 2613-2627.
35. Bockrath, C., Ballhaus, C., Holzheid, A. Fractionation of the platinum group elements during mantle melting // *Science*. – 2004. – V. 305. – №. 5692. – P. 1951–1953.
36. Boyd, F. Siberian geotherm based on Iherzolite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, USSR // *Geology*. – 1984. – V. 12. – P. 528–530.
37. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, v. 96, p. 15–26.
38. 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.
39. Boyd, F. The origin of cratonic peridotites: a major-element approach // *International Geology Review*. – 1998. – V. 40, p. 755-764.
40. Boullier, A.M., Nicolas, A. Classification of texture and fabric of peridotite xenoliths from South African kimberlites // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1975. – V. 9. – P. 467-476.
41. Brey, G.P., Köhler, T., Nickel, K.L. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. – 1990. – V. 31. – P. 1353–1378.
42. 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.
43. Chou, C.L. Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*. – 1978. – P. 219–230.
44. Chu, Z., Yan, Y., Chen, Z., Guo, J., Yang, Y., Li, C., Zhang, Y., 2015. A comprehensive method for precise determination of Re, Os, Ir, Ru, Pt, Pd concentrations and os isotopic compositions in geological samples // *Geostand. Geoanal. Res.* – 2015. – № 39. – P. 151–169.
45. Cross, C.W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H. S. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks // *The Journal of Geology*. – 1902. – №. 10. – P. 555–690.
46. Doucet, L.S., Ionov, D.A., Golovin, A.V., Pokhilenko, N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2012. – V. 359. – P. 206–218.

47. 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. – T. 71. – №. 1. – P. 13-22.
48. Fisher-Godde, M., Becker, H., Woombacher, F. Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths // *Chemical Geology*. – 2011. – V. 280. – P. 365–383.
49. Fleet, M., Stone, W., Crocket, J. Partitioning of palladium, iridium, and platinum between sulfide liquid and basalt melt: Effects of melt composition, concentration, and oxygen fugacity // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – V. 55. – №. 9. – P. 2545–2554.
50. Fleet, M., Crocket, J., Liu, M., Stone, W. Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulfide–PGE deposits // *Lithos*. – 1999. – V. 47. – №. 1–2. – P. 127–142.
51. Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., Schilling, J. G. The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – T. 14. – №. 3. – P. 489-518.
52. Goldschmidt, V.M. The distribution of the chemical elements // *Proceedings of the Royal Institution of Great Britain*. – 1929. – V. 26. – P. 73-86.
53. Golovin, A.V., Sharygin, I.S., Kamenetsky, V.S., Korsakov, A.V., Yaxley, G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. – 2018. – V. 483. – P. 261–274.
54. Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Abe, N., Aulbach, S., Davies, R.M., Pearson, N.J., Doyle, B.J., Kivi, K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 127. – P. 19–41.
55. Gurney, J.J., Harte, B. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* – 1980. – V. 297. – P. 273–293.
56. Harte, B. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths // *Journal of Geology*. – 1977. – V. 85. – P. 279–288.
57. Hasterok, D., Chapman, D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – V. 307. – №. 1-2. – P. 59-70.
58. Herzberg, C., Rudnick, R. Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model // *Lithos*. – 2012. – V. 149. – P. 4-15.
59. 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. – P. 2177–2210.
60. 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.
61. Ionov, D.A., Doucet, L.S., Pogge von Strandmann, P.A.E., Golovin, A.V., Korsakov, A.V. Links between deformation, chemical enrichments and Li-isotope composition in the lithospheric mantle of the central Siberian craton // *Chemical Geology*. – 2017. – V. 475. – P. 105–121.
 62. Irvine, G.J., Pearson, D.G., Kjarsgaard, B.A., Carlson, R.W., Kopylova, M.G., Dreibus, G. A Re–Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons // *Lithos*. – 2003. – V. 71. – P. 461–488.
 63. Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Wanke, H. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10th. – 1979. – P. 2031–2050.
 64. Jones, J. H., Drake, M. J. Geochemical constraints on core formation in the Earth // *Nature*. – 1986. – V. 322. – №. 6076. – P. 221–228.
 65. González-Jiménez J. M., Tretiakova I., Fiorentini M., Malkovets V., Martin L., Farre-de-Pablo J. Nano- and Micrometer-Sized PGM in Ni-Cu-Fe Sulfides from an Olivine Megacryst in the Udachnaya Pipe, Yakutia, Russia // *The Can.Min.* – 2021. – V. 59. – № 6. – P. 1755–1773.
 66. Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., Golovin, A.V., Sharygin, V.V., Maas, R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*. – 2012. – V. 152. – P. 173–186.
 67. Kopylova, M.G., Russel, J.K., Cookenboo, H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – P. 79–104.
 68. Li, J., Agee, C. B. The effect of pressure, temperature, oxygen fugacity and composition on partitioning of nickel and cobalt between liquid Fe-Ni-S alloy and liquid silicate: Implications for the Earth's core formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2001. – V. 65. – №. 11. – P. 1821–1832.
 69. Li, J., Jiang, X.Y., Xu, J.F., Zhong, L.F., Wang, X.C., Wang, G.Q., Zhao, P.P. 2014. Determination of Platinum-Group Elements and Re-Os Isotopes using ID-ICP-MS and N-TIMS from a Single Digestion after Two-Stage Column Separation // *Geostand. Geoanal. Res.* – 2014. – № 38. – P. 37–50.
 70. Liu, J., Riches, A.J., Pearson, D.G., Luo, Y., Kienlen, B., Kjarsgaard, B.A., Stachel, T., Armstrong, J. P. Age and evolution of the deep continental root beneath the central Rae craton, northern Canada // *Precambrian Research*. – 2016. – №. 272. – P. 168–184.

71. Lorand, J. P., Pattou, L., Gros, M. Fractionation of platinum-group elements and gold in the upper mantle: a detailed study in Pyrenean orogenic lherzolites // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – №. 6. – P. 957-981.
72. Lorand, J.P., Luguët, A., Alard, O. Platinum-group elements: a new set of key tracers for the Earth's interior // *Elements*. – 2008b. – V. 4. – P. 247-253.
73. Lorand, J.P., Luguët, A., Alard, O. Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review // *Lithos*. – 2013. – V. 164. – P. 2-21.
74. Luguët, A., Lorand J.P., Alard O., Cottin J.Y. A multi-technique study of platinum group element systematic in some Ligurian ophiolitic peridotites, Italy // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 208. – №. 1-4. – P. 175-194.
75. "Mantle metasomatism" (edited by Menzies M.A., Hawkesworth C.J.) // *Academic Press*. – 1987. – 472 P.
76. Maier, W.D., Barnes, S.J., Campbell, I.H., Fiorentini, M.L., Peltonen, P., Barnes, S.J., Smithies, R.H. Progressive mixing of meteoritic veneer into the early Earth's deep mantle // *Nature*. – 2009. – V. 460. – P. 620-623.
77. Maier, W.D., Peltonen, P., McDonald, I., Barnes, S.J., Barnes, S.J., Hatton, C., Viljoen, F. The concentration of platinum-group elements and gold in southern African and Karelian kimberlite-hosted mantle xenoliths: implications for the noble metal content of the Earth's mantle // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 302. – P. 119-135.
78. Meisel T., Moser J. Reference materials for geochemical PGE analysis: new analytical data for Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt and Re by isotope dilution ICP-MS in 11 geological reference materials // *Chem Geol*. – 2004. – V. 208. – P. 319-338.
79. 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.
80. Morgan, J.W. Ultramafic xenoliths: clues to Earth's late accretionary history // *Journal of Geophysical research*. – 1986. – V. 91. – P. 12375-12387.
81. Mungall, J.E., Andrews, D.R.A., Cabri, L.J., Sylvester, P.J., Tubrett, M. Partitioning of Cu, Ni, An, and platinum-group elements between monosulfide solid solution and sulfide melt under controlled oxygen and sulfur fugacities // *Geochimica et Cosmochim Acta*. – 2005. – V. 69. – P. 4349-4360.
82. Mungall, J.E., Brenan, J.M. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 125. – P. 265-289.
83. Murthy, V. R. Early differentiation of the Earth and the problem of mantle siderophile elements: a new approach // *Science*. – 1991. – V. 253. – №. 5017. – P. 303-306.

84. McDonough, W.F., Sun, S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223-253.
85. Nekrylov, N., Kamenetsky, V. S., Savelyev, D. P., Gorbach, N. V., Kontonikas-Charos, A., Palesskii, S. V., Shcherdakov, V.D., Kutyrev, A.V., Savelyeva, O.L., Korneeva, A.A., Kozmenko, O.A., Zelenski, M. E. (2022). Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: Evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // *Lithos*. – 2022. – № 412, 106608.
86. Nixon, P.H. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites // *Lesotho kimberlites*. – 1973. – P. 48-56.
87. Nixon P. H., Boyd F. R. Discrete nodules (megacrysts) and lamellar intergrowths in Frank Smith kimberlite pipe // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*. – 1973. – T. 1. – C. 243-246.
88. O'Neill, H.S.C. The origin of the Moon and early history of the Earth—a chemical model: Part 2. The Earth // *Geochimica et Cosmochim Acta*. – 1991. – V. 55. – P. 1159-1172.
89. Palme, H., O'Neill, H.S.C., Benz, W. Evidence for collisional erosion of the Earth // *Lunar Planet. Sci.* – 2003. – V. 34. – P. 1741.
90. Pearson, D. G. et al. The development of lithospheric keels beneath the earliest continents: time constraints using PGE and Re-Os isotope systematics // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2002. – V. 199. – №. 1. – P. 65-90.
91. Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on geochemistry*. – 2003. – V. 2. – P. 568.
92. Pearson, D.G., Irvine, G.J., Ionov, D.A., Boyd, F.R., Dreibus, G.E. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 208. – P. 29-59.
93. Peregoedova, A., Barnes, S.J., Baker, D.R. The formation of Pt–Ir alloys and Cu–Pd-rich sulfide melts by partial desulfurization of Fe–Ni–Cu sulfides: results of experiments and implications for natural systems // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 208. – №. 1-4. – P. 247-264.
94. Pernet-Fisher, J.F, Howarth, G.H., Pearson, D.G., Woodland, S., Barry, P.H., Pokhilenko, N.P., Pokhilenko, L.N., Agashev, A.M., Taylor, L.A. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re–Os isotope systematics // *Lithos*. – 2015. – V. 218. – P. 141-154.
95. Pernet-Fisher, J.F., Barry, P.H, Day, J.M., Pearson, D.G., Woodland, S., Agashev, A.M., Pokhilenko, N.P. Heterogeneous kimberlite metasomatism revealed from a combined He-Os isotope study of Siberian megacrystalline dunite xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – V. 266. – P. 220-236.

96. Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Sobolev, V.S., Lavrent'ev, Yu.G. Xenolith of diamondiferous ilmenite-pyroxene lherzolite from kimberlite pipe Udachnaya // *Doklady Akademii nauk SSSR*. – № 231. – P. 438-442.
97. Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Kuligin, S.S., Shimizu, N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // In: Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. (Eds.), *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*. – Cape Town: Red Roof Design. – 1999. – V. 2. – P. 690-707.
98. Pokhilenko, L.N. Exotic Olivine-Mica Rocks from the Udachnaya-East Pipe (Yakutia): Features of the Chemical Composition and Origin // *Doklady Earth Sciences*. – 2018. – V. 481. – Part 2. – P. 1050-1055.
99. Rehkamper, M., Halliday, A.N., Barfod, D., Fitton, J.G., Dawson, B. Platinum group element abundance patterns in different mantle environments // *Science*, 1997. – V. 278. – №. 28. – P. 1595-1598.
100. Rehkamper, M., Halliday, A., Fitton, J., Lee, D.C., Wieneke, M., Arndt, N. Ir, Ru, Pt, and Pd in basalts and komatiites: new constraints for the geochemical behavior of the platinum-group elements in the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1999. – V. 63. – №. 22. – P. 3915-3934.
101. Righter, K., Drake, M. J., Yaxley, G. Prediction of siderophile element metal-silicate partition coefficients to 20 GPa and 2800 C: the effects of pressure, temperature, oxygen fugacity, and silicate and metallic melt compositions // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1997. – V. 100. – №. 1-4. – P. 115-134.
102. Righter K., Humayun M., Danielson L. Partitioning of palladium at high pressures and temperatures during core formation // *Nature Geoscience*. – 2008. – V. 1. №. 5. – P. 321-323.
103. Rudnick, R.L., Nyblade, A.A. The thickness and heat production of Archean lithosphere: constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow // *Mantle petrology*. – 1999. – V. 6. – P. 3-12.
104. Schmidt, G., Palme, H., Kratz, K.-L., Kurat, G. Are highly siderophile elements (PGE, Re and Au) fractionated in the upper mantle of the earth? New results on peridotites from Zabargad // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 163. – P. 167-188.
105. Shimizu N., Sobolev N. V., Yefimova E. S. Chemical heterogeneities of peridotitic inclusion garnets and juvenility of diamonds // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*. – 1995. – T. 6. – P. 526-528.

106. Sen, I. S., Bizimis, M., Sen, G., Huang, S. A radiogenic Os component in the oceanic lithosphere? Constraints from Hawaiian pyroxenite xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – T. 75. – №. 17. – P. 4899-4916.
107. Smit, K.V., Pearson, D.G., Srachel, T., Seller, M. Peridotites from Attawapiskat, Canada: Mesoproterozoic reworking of Palaeoarchaeon lithospheric mantle beneath the Northern Superior superterrane // *Journal of Petrology*. – 2014. – V. 55. – №. 9. – P. 1829-1863.
108. Smith, C. B., Pearson, D. G., Bulanova, G. P., Beard, A. D., Carlson, R. W., Wittig, N., Sims, K., Chimuka, L., Muchemwa, E.. Extremely depleted lithospheric mantle and diamonds beneath the southern Zimbabwe Craton // *Lithos*. – 2009. – №. 112. – P. 1120-1132.
109. Snow, J. E., Schmidt, G. Constraints on Earth accretion deduced from noble metals in the oceanic mantle // *Nature*. – 1998. – V. 391. – №. 6663. – P. 166-169.
110. Sobolev, N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // *Amer Geophysical Union*. – 1977.
111. Sobolev, N.V., Logvinova, A.M., Zedgenizov, D.A., Pokhilenko, N.P., Malygina, E.V., Kuzmin, D.V., Sobolev, A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 701-713.
112. Stachel, T., Harris, J.W. The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – V. 34. – № 1–2. – P. 5-32.
113. Tagle, R., Claeys, P. An ordinary chondrite impactor for the Popigai crater, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – T. 69. – №. 11. – P. 2877-2889.
114. Walter, M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on Geochemistry*. – 2014. – V. 2. – P. 363-394.
115. Wittig, N., Webb, M., Pearson, D.G., Dale, C.W., Ottley, C.J., Hutchison, M., Luguet, A. Formation of the North Atlantic Craton: timing and mechanisms constrained from Re–Os isotope and PGE data of peridotite xenoliths from SW Greenland // *Chemical Geology*. – 2010. – V. 276. – №. 3-4. – P. 166-187.
116. Ziberna, L., Nimis, P., Zanetti, A., Marzoli, A., Sobolev, N.V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *J. Petrology*. – 2013. – V. 54. – №. 11. – P. 2379-2409.

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

Таблица А1. Модальный состав ксенолитов перидотитов и эклогитов и температуры равновесия минералов.

№ образца	Модальное содержание, мас. %					Т (°С)*	Р (кбар)*
	O1	Orx	Срх	Grt	Сульфиды		
Деформированные перидотиты*							
Uv-268/02	63	14	11	12	+	1320	62
Uv-285/02	80	10	4	6	+	1275	57
Uv-97/02	67	14	9	10	+	1321	68
Uv-18/04	85	7	3	5		1330	60
Uv-33/04	77	13	4	6		1318	60
Uv-257/02	75	5	11	9	+	1327	62
Uv-30/04	74	11	6	9		1310	65
Uv-27/01	60	17	12	11	+	1400	69
Uv-24/05	79	6	8	7	+	1370	70
Uv-3/05	65	13	14	8		1340	64
Зернистые перидотиты**							
Uv-36/11	72	18	4	6		800	34
Uv-38/11	76	13	2	9		975	53
Uv-58/11	73	16	4	7		1300	67
Uv-155/11	73	16	5	6		1310	63
Uv-122/11	76	17	3	4	+	995	61
Uv-538/10	57	30	1	12		1288	74
Эклогиты*							
Luv-60/09			41	58	+	1135	55
Luv-70/09			40	60	+	1320	65
Uv-11/99			50	50	+	1260	61

Примечания. * Модальные составы ксенолитов перидотитов и эклогитов и температуры равновесия минералов опубликованы [Agashev et al., 2013; 2018] и ** [Ильина и др., 2022].

Таблица А2. Химический состав сульфидов из интерстиций исследованных пород (мас. %).

		S	K	Fe	Cu	Co	Ni	Total
Деформированные лерцолиты								
Uv-285/02-1	Po	35,63		62,70	0,00	0,08	0,42	98,83
Uv-285/02-1	Ni-Po	35,18		58,23	0,00	0,20	5,26	98,86
Uv-285/02-1	Ni-Po	35,30		59,36	0,00	0,27	3,60	98,53
Uv-285/02-2	Po	36,12		62,67	0,00	0,08	0,08	98,95
Uv-285/02-2	Po	36,09		61,54	0,00	0,10	0,77	98,50
Uv-285/02-3	Po	35,50		62,51	0,00	0,07	0,04	98,12
Uv-285/02-3	Po	35,98		62,69	0,00	0,08	0,06	98,81
Uv-285/02-4	Po	34,43		58,65	0,00	0,06	0,08	93,21
Uv-285/02-4	Pn	33,29		43,93	0,00	0,85	16,86	94,93
Uv-285/02-4	Pn	33,97		46,29	0,02	0,68	14,67	95,63
Uv-285/02-5	Po	36,69		61,81	0,00	0,09	0,29	98,88
Uv-285/02-5	Po	35,97		62,27	0,00	0,07	0,10	98,41
Uv-24/05-2	Pn	33,11		36,46	0,04	0,98	29,03	99,62
Uv-24/05-2	Co-Pn	33,09		36,53	0,03	1,14	29,28	100,07
Uv-24/05-2	Co-Pn	33,07		36,96	0,06	1,19	28,13	99,40
Uv-24/05-2	Po	36,75		64,05	0,00	0,08	0,02	100,90
Uv-24/05-2	Co-Pn	32,33		34,45	0,01	1,69	30,11	98,59
Uv-24/05-2	Co-Pn	33,21		33,80	0,04	2,00	30,14	99,18
Uv-257/02-1	Pn	32,94		29,18	0,17	0,38	36,99	99,65
Uv-257/02-1	Ccp	32,13		25,90	36,04	0,03	2,39	96,49
Uv-257/02-1	Ccp	31,90		25,88	36,52	0,04	2,25	96,59
Uv-257/02-1	Pn	32,76		29,55	0,16	0,37	37,22	100,06
Uv-257/02-1	Pn	32,94		29,27	0,20	0,37	37,22	100,00
Uv-257/02-1	Ccp	31,54		24,79	37,93	0,02	1,59	95,87
Uv-257/02-1	Ccp	32,90		26,55	35,40	0,03	1,81	96,69
Uv-257/02-1	Pn	32,08		29,06	0,29	0,37	37,12	98,92
Uv-257/02-1	Ccp?	25,67		20,73	10,52	0,27	26,76	83,95
	Ccp							
Uv-257/02-1	aver	31,86		25,52	36,83	0,03	2,08	96,32

	Pn							
Uv-257/02-1	(Cu)	32,44		28,53	0,92	0,38	36,57	98,83
Uv-257/02-1	Pn	32,60		29,71	0,16	0,38	37,48	100,33
Uv-257/02-2	Po	36,15		63,19	0,00	0,04	0,15	99,53
Uv-257/02-2	Po	36,21		63,19	0,00	0,08	0,22	99,70
Uv-257/02-2	Co-Pn	33,43		33,89	0,07	1,50	30,30	99,19
Uv-257/02-2	Po	36,26		62,71	0,00	0,07	0,18	99,22
Uv-03/02-61	Po	35,26	0,03	63,45	0,00	0,03	0,25	99,02
Uv-03/02-63	Po	35,40	0,01	63,15	0,02	0,02	0,17	98,76
Uv-03/02-41	Po	35,48	0,02	63,37	0,01	0,01	0,50	99,37
Uv-03/02-42	Pn	32,04	0,00	37,99	0,01	1,30	27,14	98,47
Uv-03/02-44	Po	35,67	0,01	63,58	0,01	0,03	0,13	99,42
Uv-03/02-4a	Po	35,42	0,01	62,87	0,02	0,04	0,09	98,43
Uv-03/02-4b	Pn	32,66	0,00	39,56	0,04	1,06	26,46	99,78
Uv-03/02-4d	Po	35,81	0,02	63,56	0,02	0,03	0,08	99,53
Uv-03/02-4A	Po	35,72	0,02	64,09	0,00	0,01	0,06	99,89
Uv-03/02-4C	Po	35,69	0,01	63,48	0,01	0,03	0,12	99,34
Uv-03/02-21	Po	35,88	0,01	63,91	0,05	0,02	0,15	100,03
Uv-03/02-22	Pn	32,76	0,00	38,15	0,01	1,93	27,04	99,89
Uv-03/02-25	Po	35,64	0,00	64,21	0,02	0,00	0,12	100,00
Uv-03/02-31	Pn	33,01	0,02	38,73	0,03	1,69	26,82	100,31
Uv-03/02-32	Po	36,16	0,00	63,50	0,03	0,02	0,08	99,79
Uv-03/02-36	Po	36,12	0,01	63,80	0,02	0,02	0,07	100,04
Uv-03/02-11	Po	36,09	0,02	62,96	0,02	0,03	0,41	99,52
Uv-03/02-14	Po	36,08	0,00	63,64	0,03	0,02	0,14	99,91
Uv-03/02-1a	Po	35,75	0,00	62,64	0,00	0,03	1,16	99,58
Uv-03/02-1b	Pn	32,77	0,02	38,82	0,01	1,10	26,89	99,60
Uv-03/02-1	Po	36,01	0,00	62,87	0,06	0,02	0,16	99,10
Uv-03/02-51	Pn	32,94	0,05	36,53	0,07	1,14	28,14	98,87
Uv-03/02-52	Po	36,59	0,12	62,53	0,06	0,03	0,54	99,87
Uv-03/02-53	Po	36,42	0,01	63,24	0,02	0,04	0,19	99,93
Uv-03/02-54	Pn	32,39	0,00	37,53	0,00	1,06	28,04	99,02
Uv-03/02-5b	Pn	34,07	0,01	41,61	0,05	1,03	23,12	99,88
Uv-03/02-5d	Pn	32,56	0,02	38,35	0,01	0,75	26,71	98,41

Uv-03/02-71	Po	36,05	0,01	63,84	0,01	0,01	0,09	100,00
Uv-03/02-72	Pn	33,02	0,00	37,98	0,00	2,08	26,79	99,88
Uv-03/02-75	Po	36,05	0,00	63,49	0,00	0,01	0,06	99,63
Uv-03/02-76	Pn	32,02	0,43	37,93	0,04	1,88	24,22	96,53
Uv-03/02-77	Po	36,36	0,01	63,58	0,00	0,04	0,11	100,10
Uv-03/02-42	Pn	33,23	0,01	47,30	0,02	0,70	17,59	98,84
Uv-03/02-12	Pn	32,71	0,01	38,72	0,00	1,04	26,88	99,36
Uv-03/02-5a	Pn	32,75	0,21	38,27	0,03	1,27	26,32	98,84
Uv-03/02-73	Po	35,90	0,01	63,43	0,06	0,01	0,09	99,49
Uv-03/02-73	Po	35,88	0,04	62,44	0,16	0,02	0,19	98,73
Uv-27/01-3C	Po	35,96	0,01	63,68	0,01	0,06	0,12	99,84
Uv-27/01-3R	Po	36,00	0,01	64,06	0,03	0,01	0,09	100,20
Uv-27/01-3R1	Po	36,35	0,01	63,71	0,05	0,02	0,11	100,25
Uv-27/01-3-2R	Co-Pn	33,62	0,01	43,14	0,05	1,10	22,70	100,62
Uv-27/01-3-2C	Po	35,88	0,02	63,46	0,00	0,02	0,08	99,46
Uv-27/01-2C	Po	36,01	0,02	63,95	0,01	0,04	0,07	100,09
Uv-27/01-2R2	Po	35,78	0,00	63,62	0,07	0,02	0,09	99,58
Uv-27/01-2A	Po	34,92	0,00	63,50	0,02	0,00	0,07	98,52
Uv-27/01-4C	Po	35,41	0,02	62,99	0,07	0,00	0,15	98,63
Uv-27/01-4R	Po	35,71	0,03	63,08	0,11	0,05	0,11	99,09
Uv-27/01-4R2	Pn	32,96	0,00	36,63	0,06	3,09	27,17	99,91
Uv-27/01-4A	Po	35,51	0,00	63,24	0,08	0,00	0,09	98,92
Uv-27/01-6C	Po	35,72	0,01	63,51	0,03	0,01	0,17	99,45
Uv-27/01-6R	Po	36,10	0,01	63,08	0,01	0,03	0,08	99,31
Uv-27/01-7C	Po	35,68	0,01	63,41	0,03	0,04	0,19	99,35
Uv-27/01-7C1	Co-Pn	32,66	0,00	38,79	0,00	1,23	26,87	99,55
Uv-27/01-7R	Po	35,81	0,01	63,97	0,03	0,04	0,08	99,95
Uv-27/01-7R3	Po	35,46	0,00	62,61	0,03	0,06	0,03	98,19
Uv-27/01-9R2	Po	35,95	0,01	63,35	0,05	0,00	0,06	99,42
Uv-27/01-5C	Pn	33,70	0,04	44,64	0,00	0,64	20,69	99,72
Uv-27/01-5R2	Pn	33,99	0,00	47,10	0,06	0,77	17,35	99,26
Uv-27/01-5R3	Po	36,23	0,03	63,74	0,00	0,05	0,12	100,17
Uv-27/01-10C	Co-Pn	33,58	0,00	40,64	0,02	1,14	24,65	100,02
Uv-27/01-10R	Po	36,40	0,00	64,13	0,06	0,00	0,09	100,69

Uv-27/01-10R2	Pn	33,06	0,00	37,27	0,18	1,42	26,80	98,72
Uv-27/01-10R3	Po	36,09	0,01	63,69	0,00	0,00	0,13	99,92
Uv-27/01-10R4	Po	35,76	0,16	62,33	0,01	0,03	0,22	98,50
Uv-27/01-10R5	Ni-Po	35,82	0,01	61,62	0,02	0,12	2,56	100,15
Uv-27/01-11C	Po	35,97	0,01	63,90	0,04	0,00	0,05	99,97
Uv-27/01-11R2	Co-Pn	33,03	0,00	38,35	0,01	1,91	26,28	99,58
Uv-27/01-11R3	Po	36,11	0,01	63,35	0,00	0,03	0,08	99,58
Uv-27/01-11R6	Po	35,93	0,01	63,18	0,02	0,03	0,07	99,23
Uv-27/01-11R7	Po	36,18	0,02	63,31	0,01	0,03	0,05	99,60
UV2701Uv-								
27/01	Po	36,08	0,01	63,11	0,04	0,01	0,10	99,35
Uv-27/01-8R	Po	36,46	0,00	62,76	0,03	0,04	0,15	99,44
Uv-27/01-8R2	Pn	33,31	0,00	41,67	0,18	1,09	23,12	99,36
Uv-27/01-8R3	Po	35,01	0,00	62,65	0,03	0,06	0,22	97,96
Uv-27/01-8R4	Po	36,22	0,02	63,30	0,01	0,00	0,11	99,65
Uv-252/02-1C	Po	36,63	0,00	63,76	0,00	0,01	0,12	100,51
Uv-252/02-1R	Po	36,19	0,00	62,90	0,00	0,00	0,29	99,37
Uv-252/02-1R2	Pn	33,44	0,02	40,19	0,08	0,89	25,76	100,38
Uv-252/02-1R3	Po	36,48	0,02	62,92	0,00	0,03	0,13	99,57
Uv-252/02-1R4	Po	36,89	0,04	62,79	0,01	0,04	0,10	99,87
Uv-252/02-2C	Po	36,32	0,00	62,59	0,05	0,03	0,32	99,31
Uv-252/02-2R	Po	36,92	0,05	62,94	0,00	0,02	0,11	100,03
Uv-252/02-2R2	Po	36,22	0,02	63,41	0,07	0,01	0,15	99,88
Uv-252/02-3C	Po	36,68	0,00	63,46	0,06	0,08	0,11	100,40
Uv-252/02-3C1	Co-Pn	33,56	0,04	37,57	0,00	1,91	27,52	100,60
Uv-252/02-3R	Po	37,04	0,03	63,28	0,05	0,02	0,03	100,44
Uv-252/02-4C	Ni-Po	35,00	0,03	60,49	0,15	0,11	2,77	98,55
Uv-252/02-4R	Po	36,20	0,01	63,73	0,00	0,00	0,09	100,02
Uv-252/02-4R2	Pn	33,03	0,02	37,54	0,03	0,74	28,47	99,82
Uv-252/02-5R	Co-Pn	33,50	0,01	37,74	0,00	1,17	27,71	100,14
Uv-252/02-5R2	Pn	35,74	0,00	63,52	0,05	0,02	0,31	99,64
Uv-252/02-								
5CA	Co-Pn	32,97	0,12	41,56	0,00	1,15	23,73	99,53
Uv-252/02-6C	Po	37,03	0,01	63,67	0,00	0,05	0,71	101,47

Uv-252/02-6R2	Po	36,65	0,01	63,65	0,03	0,04	0,19	100,56
Uv-252/02-62C	Co-Po	35,75	0,02	62,38	0,00	0,08	1,76	99,99
Uv-252/02-62R	Po	36,30	0,04	62,92	0,00	0,08	0,13	99,46
Uv-252/02-7C	Po	35,98	0,00	63,58	0,02	0,07	0,11	99,76
Uv-252/02-7R	Po	36,53	0,00	63,05	0,00	0,00	0,16	99,75
Uv-252/02-7C3	Co-Po	35,88	0,00	59,89	0,04	0,16	3,66	99,63
Uv-252/02-7R2	Po	36,09	0,04	63,83	0,04	0,01	0,12	100,12
UV9702 1	Po	35,51	0,02	62,66	0,02	0,01	0,06	98,29
UV9702 2	Po	34,07	0,38	54,89	0,11	0,21	6,91	96,57

Зернистый лерцолит Uv-122/11

Uv-122/11-1	Pn	32,25	0,01	27,10	0,00	4,85	34,55	98,75
Uv-122/11 1a	Pn	32,95	0,00	27,79	0,00	4,70	34,82	100,26
Uv-122/11 5 1	Po	35,93	0,02	64,01	0,01	0,02	0,07	100,05
Uv-122/11 5 2	Po	35,85	0,00	63,57	0,02	0,01	0,20	99,65
Uv-122/11 5 3	Po	36,01	0,02	63,18	0,03	0,03	0,08	99,33
Uv-122/11 5 4	Pn	32,16	0,00	37,22	0,01	0,58	29,64	99,61
Uv-122/11 4	Pn	32,98	0,02	32,74	0,00	4,49	29,51	99,74
Uv-122/11 42	Po	35,10	0,00	62,46	0,00	0,02	0,07	97,65

Таблица А3. Химический состав сульфидных включений в деформированных перидотитах кимберлитовой тр. Удачная.

Образец	Минерал	S	K	Fe	Cu	Co	Ni	Сумма				
Uv-												
27/01	Po	35,66	0,02	62,58	0,08	0,05	0,6	98,97				
	Po	35,95	0,01	63,35	0,05	0	0,06	99,42				
	Pn	33,41	0	38,25	0,05	1,65	26,87	100,23				
	Po	35,68	0,03	62,83	0,03	0,05	0,05	98,67				
Uv-												
257/02	Pn	32,76		29,55	0,16	0,37	37,22	100,06				
	Pn	32,6		29,71	0,16	0,38	37,48	100,33				
	Ccp	31,9		25,88	36,52	0,04	2,25	96,59				
		Si	Al	Fe	Mg	Ni	Cu	S	Cl	O	Сумма	
Uv-												
268/02*	Po			59,49		4,1		36,41				100
	Pn			27,28		38,18		33,25				98,7
	Pn			35,93		29,02		33,6				98,55
	Ccp	0,17		28,83	0,65	1,12	33,2	29,47	0,7	6,31		100,44
	Pn			51,85	0,28	4,87	5,36	34,39				96,74
	Ccp	0,36	0,29	32,94	1,11	0,79	26,91	28,11	0,57	7,33		98,41
	Ccp	0,5		29,19	1,44	0,97	30,97	25,71	0,63	8,8		98,21
	Ccp	0,96		19,64	1,26	0,41	42,22	24,97	0,84	8,48		98,97
	Ccp	0,25		32,03	0,45	2,47	28,5	30,76	0,97	5,98		101,41
	Ccp	1,02		29,55	1,48	0,87	30,18	29,82	0,9	7,21		101,28
	Pn			58,25		3,75	1,14	36,07				99,21
	Pn	0,31		35,85	0,35	24,91	4,16	33,33		2,95		101,86
	Pn	0,5	0,28	35,38	0,44	23,58	5,21	32,37		3,96		101,73

Примечание. *Данные для образца Uv-268/02 предоставлены к.г.-м.н. Шарыгиным И.С. [личное сообщение].

Таблица А4. Химический состав оливинов исследованных пород (мас. %).

Образец	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
Деформированные перидотиты									
Uv-268/02	41,3	0,02	9,14	0,12	49,2	0,05	0,38	100	90,56
Uv-285/02	40,5	0,02	9,7	0,12	49	0,04	0,33	99,8	90,01
Uv-97/02	40,9	0,02	9,12	0,1	49,6	0,04	0,33	100,1	90,65
Uv-18/04	40,9	0,03	8,86	0,09	49,2	0,04	0,37	99,6	90,83
Uv-33/04	39,8	0,01	12	0,1	47,1	0,05	0,35	99,4	87,54
Uv-257/02	40	0,02	9,37	0,08	49,1	0,06	0,35	99	90,33
Uv-30/04	40,9	0,02	8,8	0,12	49,3	0,04	0,35	99,5	90,95
Uv-27/01	40,2	0	12,7	0,13	46,8	0,06	0,23	100,2	86,81
Uv-24/05	40,1	0,04	10,2	0,12	48,7	0,05	0,34	99,6	89,49
Uv-3/05	40,1	0,03	12,2	0,11	46,8	0,05	0,32	99,6	87,27
Ср. значения	40,61	0,03	9,85	0,11	48,81	0,05	0,33	99,74	89,83
Равномернозернистые перидотиты									
Uv-36/11	40,9	0,01	7,73	0,08	49,89	0		98,6	92,00
Uv-38/11	41,3	0,02	7,45	0,08	50,71	0,02	0,38	99,9	92,40
Uv-58/11	40,6	0,03	8,86	0,11	49,32	0,06	0,36	99,2	90,90
Uv-155/11	41,03	0,04	8,72	0,13	49,91	0,06	0,38	100,3	91,10
Uv-122/11	40,7	0,06	9,24	0,12	49,05	0,06	0,35	99,4	90,40
Uv-538/10	40,8	0,03	8,35	0,11	49,76	0,04		99,04	92,00
Ср. значения	40,89	0,03	8,39	0,11	49,77	0,04	0,37	99,41	91,47
Гарцбургит-дуниты									
Luv-833	41,4	0,03	7,08	0,09	51,2	0,01	0,39	100,18	
834/09	40,53	0,04	8,1	0,15	50,26	0	0,33	99,43	
43/01	41,17	0,02	7,07	0,13	50,75	0,13	0,3	99,69	
703/13	41,39	0,06	6,84	0,1	51,2	0,02	0,34	100,01	

Примечание. Данные по химическому составу оливинов деформированных, равномернозернистых перидотитов опубликованы [Agashev et al., 2013; Ильина и др., 2022].

Таблица А5. Химический состав гранатов исследованных пород (мас. %).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Деформированные перидотиты											
Uv-											
268/02	42,2	0,35	20,5	2,69	7,23	0,32	21,5	4,31	0,07	99,2	84,13
Uv-											
285/02	41,61	0,062	15,69	9,22	7,44	0,378	19,34	6,5	0,062	100,3	82,25
Uv-97/02	41,8	0,29	19,6	4,25	7,53	0,32	21,3	4,4	0,06	99,5	83,45
Uv-18/04	41,8	0,1	17	7,09	7,1	0,33	20,3	5,73	0,03	99,5	83,56
Uv-33/04	41,14	0,81	16,91	6,9	9,34	0,35	18,8	5,76	0,08	100,1	78,2
Uv-											
257/02	42,1	0,35	20,3	2,9	7,43	0,28	21,5	4,22	0,09	99,2	83,77
Uv-30/04	42,2	0,46	19,4	4,14	7,55	0,35	21,3	4,89	0,08	100,3	83,39
Uv-27/01	41,7	0,57	19	4,43	9,74	0,35	19,4	4,79	0,07	100	78,02
Uv-24/05	41,9	1,15	15,8	6,96	8,48	0,36	20	5,78	0,11	100,6	80,8
Uv-3/05	41,2	0,48	17,6	5,81	9,32	0,32	19,4	5,13	0,09	99,3	78,73
Равномернозернистые перидотиты											
Uv-36/11	41,55	0,01	19,88	4,91	8,51	0,51	18,25	6,35	0,02	100	79,24
Uv-38/11	42	0,01	20,85	3,83	7,42	0,38	20,54	5,01	0,02	100,1	83,13
Uv-58/11	38,15	0,11	18,47	5,59	8	0,3	20,26	5,72	0,05	100,2	81,84
Uv-											
155/11	42,21	0,08	18,18	5,84	7,56	0,32	20,57	5,65	0,01	100,4	82,89
Uv-											
122/11	41,45	0,93	16,3	6,93	7,52	0,32	19,49	5,83	0,35	99,2	82,19
Uv-											
538/10	41,75	0	20,1	4,62	7,57	0,42	19,42	5,55	0,01	99,5	82,04
Эклогиты											
LUV-											
60/09	40,05	0,58	21,66	0,03	16,34	0,35	11,00	9,77	0,19	99,86	
LUV-											
70/09	40,91	0,62	22,13	0,08	11,56	0,23	12,94	11,42	0,18	100,07	
Uv-11/99	41,49	0,56	21,72	0,22	12,69	0,35	17,81	5,14		99,98	

Примечание. Данные по химическому составу гранатов деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов опубликованы [Agashev et al., 2013; 2018; Ильина и др., 2022].

Таблица А6. Химический состав ортопироксенов исследованных пород (мас. %).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
										а	
Деформированные перидотиты											
Uv-											
268/02	57,4	0,15	0,67	0,16	5,35	0,14	34,6	0,9	0,23	99,6	92
Uv-											
285/02	56,5	0,18	0,53	0,2	5,88	0,11	35	0,77	0,21	99,5	91,4
Uv-											
97/02	56,8	0,19	0,58	0,23	5,61	0,09	34,9	0,81	0,22	99,4	91,7
Uv-											
18/04	56,4	0,17	0,59	0,27	5,35	0,16	35,3	0,89	0,25	99,4	92,2
Uv-											
33/04	56,4	0,16	0,58	0,19	6,98	0,13	33,7	0,9	0,22	99,2	89,6
Uv-											
257/02	57,1	0,06	0,6	0,2	5,55	0,12	34,6	0,86	0,2	99,4	91,8
Uv-											
30/04	57,8	0,12	0,55	0,19	5,23	0,12	34,8	0,8	0,17	99,8	92,2
Uv-											
27/01	56,8	0,2	0,62	0,12	7,47	0,14	32,8	0,97	0,22	99,3	88,7
Uv-											
24/05	57,8	0,14	0,55	0,36	5,98	0,15	34,3	1,02	0,22	100	91,1
Uv-3/05	56,4	0,18	0,66	0,13	7,23	0,16	33,5	1	0,25	99,5	89,2
Равномернозернистые перидотиты											
Uv-											
38/11	58,36	0,01	0,47	0,22	5,14	0,11	34,31	0,83	0,06	99,11	92,3
Uv-											
58/11	58,28	0,02	0,5	0,22	5,32	0,12	34,15	0,99	0,05	99,16	92,1
Uv-											
538/10	58,32	0	0,35	0,22	4,68	0,12	34,86	0,38	0,05	99	93,1
Uv-											
122/11	57,6	0,12	0,64	0,36	5,52	0,13	33,37	1,1	0,22	99,06	91,5
Uv-											
36/11	58,16	0,02	0,59	0,25	4,85	0,11	34,93	0,27	0,03	99,21	92,8

Примечание. Данные по химическому составу ортопироксенов деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов опубликованы [Agashev et al., 2013; Ильина и др., 2022].

Таблица А7. Химический состав клинопироксенов исследованных пород (мас. %).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Деформированные перидотиты											
Uv-268/02	55,5	0,27	1,78	0,69	3,38	0,12	18,6	17,5	1,57	0,04	99,45
Uv-285/02	55,09	0,34	1,54	1,46	3,49	0,12	18,59	17,59	1,92	0,05	100,2
Uv-97/02	55,25	0,321	1,67	1,15	3,47	0,1	18,6	17,51	1,69	0,05	99,81
Uv-18/04	55,31	0,27	1,63	1	3,3	0,095	19,38	17,11	1,78	0,07	99,95
Uv-33/04	55,1	0,31	1,7	0,85	4,39	0,12	18,8	16,9	1,72	0,03	99,92
											100,3
Uv-257/02	55,6	0,12	1,77	0,96	3,29	0,11	19,4	17,3	1,72	0,06	3
											99,13
Uv-30/04	55,24	0,16	1,29	0,989	2,98	0,079	18,96	18,01	1,39	0,04	8
											100,0
Uv-27/01	55,25	0,308	1,71	0,458	4,93	0,113	18,5	17,22	1,53	0,03	5
Uv-24/05	55,47	0,24	1,44	1,43	3,79	0,124	19,24	16,68	1,74	0,05	100,2
Uv-3/05	54,3	0,306	1,79	0,54	4,62	0,137	19,27	16,39	1,74	0,05	99,14
Равномернозернистые перидотиты											
Uv-58/11	54,22	0,07	0,68	0,52	2,98	0,12	19,67	20,40	0,44	0,09	99,18
Uv-122/11	55,03	0,24	1,29	1,16	3,49	0,14	18,54	17,99	1,23	0,05	99,14
Uv-538/10	54,90	0,04	1,03	0,80	3,28	0,11	19,60	19,31	0,72	0,06	99,41
Uv-36/11	55,09	0,00	1,74	1,37	1,51	0,08	16,15	22,46	1,15	0,03	99,59
Uv-155/11	55,44	0,01	0,77	0,64	3,12	0,12	19,85	19,31	0,63	0,07	99,95
Uv-38/11	54,90	0,04	1,03	0,80	3,28	0,11	19,60	19,31	0,72	0,06	99,41
Эклогиты											
LUV-60/09	55,35	0,33	8,16	0,04	5,26	0,04	9,93	15,35	4,92	0,49	99,86
LUV-70/09	55,40	0,39	8,01	0,08	3,48	0,04	11,67	15,91	4,79	0,18	99,95
Uv-11/99	55,43		1,56		4,74		16,67	19,97	1,62		99,99

Примечание. Данные по химическому составу клинопироксенов деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов опубликованы [Agashev et al., 2013; 2018; Ильина и др., 2022].

Таблица А8. Химический состав деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов кимберлитовой тр. Удачная (мас. %).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
Деформированные перидотиты													
Uv-268/02	44,50	0,14	2,49	8,05	0,13	41,00	2,63	0,20	0,20	0,01	0,37	0,28	99,99
Uv-285/02	43,49	0,12	0,86	9,10	0,12	44,35	0,99	0,08	0,08	0,01	0,40	0,31	99,92
Uv-97/02	44,00	0,14	1,82	8,39	0,12	42,63	2,12	0,18	0,09	0,00	0,42	0,29	100,21
Uv-18/04	43,00	0,08	0,70	8,61	0,12	46,08	0,81	0,05	0,08	0,00	0,27	0,33	100,14
Uv-33/04	43,62	0,12	0,95	11,04	0,14	42,65	0,99	0,10	0,13	0,00	0,31	0,29	100,32
Uv-257/02	44,27	0,07	2,35	8,47	0,13	42,10	2,29	0,16	0,11	0,00	0,38	0,29	100,62
Uv-30/04	44,72	0,08	1,80	7,95	0,13	42,77	1,68	0,10	0,13	0,00	0,42	0,29	100,07
Uv-27/01	44,45	0,19	2,26	11,07	0,15	38,46	2,78	0,24	0,21	0,00	0,34	0,20	100,34
Uv-24/05	43,12	0,15	1,32	9,43	0,13	42,48	1,85	0,15	0,25	0,01	0,62	0,28	99,81
Uv-3/05	44,57	0,17	1,53	10,67	0,14	39,82	2,63	0,24	0,18	0,01	0,31	0,24	100,52
Сред. зн.	43,97	0,13	1,61	9,28	0,13	42,23	1,88	0,15	0,15	0,00	0,38	0,28	100,19
Станд.откл.	0,63	0,04	0,64	1,22	0,01	2,15	0,74	0,07	0,06	0,00	0,10	0,04	0,26
Равномернозернистые перидотиты													
Uv-36/11	44,29	0,07	1,41	6,85	0,11	43,68	1,31	-	0,34	0,04	0,40	0,27	99,48
Uv-38/11	43,83	0,06	2,02	6,99	0,12	44,99	0,89	-	0,35	0,03	0,37	0,27	100,58
Uv-58/11	43,96	0,05	1,41	7,77	0,12	44,10	1,33	-	0,08	0,02	0,41	0,28	100,00
Uv-155/11	44,52	0,04	1,28	7,66	0,13	44,20	1,46	-	0,11	0,02	0,41	0,29	100,25
Uv-122/11	44,48	0,12	0,71	7,87	0,11	44,23	0,92	-	0,11	0,03	0,28	0,26	100,27
Uv-538/10	46,22	0,03	2,64	6,41	0,12	41,54	0,98	-	0,14	0,01	0,64	0,22	100,19
Сред. зн.	44,55	0,06	1,58	7,26	0,12	43,79	1,15	-	0,19	0,03	0,42	0,27	100,13
Станд.откл.	0,86	0,03	0,67	0,59	0,01	1,18	0,25	-	0,12	0,01	0,12	0,02	0,37
Эклогиты													
Uv11/99	46,66	1,03	10,12	9,91	0,20	17,41	12,20	1,04	0,35	0,04	0,314	0,052	99,32
Uv60/09	45,36	0,59	14,54	13,20	0,22	9,86	12,39	1,08	1,59	0,07	0,049	0,011	98,95
Uv70/09	44,78	0,60	14,29	8,61	0,15	13,88	13,26	1,08	1,64	0,09	0,071	0,030	98,47

Примечание. Данные по химическому составу деформированных, равномернозернистых перидотитов и эклогитов кимберлитовой тр. Удачная опубликованы [Agashev et al., 2013; 2018; Ильина и др., 2022].

Таблица А9. Содержание редких и рассеянных элементов в деформированных и равномернозернистых перидотитах кимберлитовой тр. Удачная (г/т).

	Li	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	
Деформированные перидотиты														
Uv-268/02	1,24	6,79	29,62	2,15	12,61	2,44	0,11	27,92	1,39	2,80	0,35	1,51	0,29	
Uv-285/02	8,82	3,82	15,08	0,81	2,55	1,32	0,08	14,94	0,61	1,01	0,11	0,47	0,11	
Uv-38/02	6,95	7,70	16,05	0,46		1,27	0,14	7,47	0,79	1,40	0,16	0,64	0,12	
Uv-32/04	3,47	4,18	12,03	0,67	5,9	1,80	0,12	9,14	1,26	2,22	0,23	0,87	0,14	
Uv-97/02	8,25	3,66	23,06	1,85	6,10	1,25	0,07	13,07	1,05	2,19	0,27	1,19	0,27	
Uv-208/02	13,60	3,56	8,47	1,41	6,67	1,51	0,10	9,03	0,82	1,50	0,17	0,73	0,19	
Uv-1/04	6,27	6,39	25,93	1,60	9,12	2,23	0,17	12,77	1,58	2,60	0,28	1,19	0,27	
Uv-213/02	8,04	2,15	8,16	0,53	3,31	0,88	0,07	6,45	0,47	0,81	0,09	0,40	0,10	
Uv-3/01	8,37	3,94	13,66	1,41	7,7	1,68	0,09	10,27	1,06	2,02	0,23	0,96	0,20	
Uv-18/04	7,74	4,95	9,27	0,45	2,70	1,05	0,14	7,46	0,51	1,03	0,12	0,49	0,09	
Uv-252/02	9,78	5,70	16,46	1,11	9,39	1,49	0,10	20,30	0,82	1,63	0,20	0,86	0,21	
Uv-205/02	8,15	4,29	10,66	0,33	2,8	2,05	0,10	12,84	1,01	1,81	0,19	0,78	0,15	
Uv 03/02	6,67	4,18	19,08	3,08	7,62	1,72	0,13	13,45	0,97	2,16	0,27	1,18	0,26	
Uv-33/04	10,56	5,64	11,43	0,83	5,30	1,12	0,14	8,12	0,58	1,13	0,13	0,55	0,12	
Uv-257/02	11,97	4,79	48,18	1,95	3,66	0,98	0,17	14,36	0,64	1,31	0,15	0,62	0,15	
Uv-30/04	9,72	5,31	12,54	0,99	6,29	1,16	0,16	10,52	0,55	1,21	0,16	0,72	0,17	
Uv-27/01	12,26	9,52	22,78	2,47	11,74	1,73	0,40	19,20	1,13	2,51	0,33	1,48	0,35	
Uv-24/05	9,74	12,15	28,48	2,51	15,5	2,68	0,19	28,93	1,74	3,30	0,38	1,55	0,33	
Uv-3/05		7,35	28,20	1,80	12,04	2,43	0,16	19,26	1,53	3,22	0,44	1,86	0,38	
Сред. зн.	8,42	5,58	18,90	1,39	7,28	1,62	0,14	13,97	0,97	1,89	0,22	0,95	0,21	
Станд.														
откл.	2,98	2,36	10,05	0,80	3,81	0,54	0,07	6,53	0,38	0,76	0,10	0,42	0,09	
Равномернозернистые перидотиты														
Uv-36/11		11,63	76,18	0,30	6,64	4,70	0,27	66,80	3,39	5,21	0,57	1,80	0,26	
Uv-38/11		14,00	34,06	0,39	3,66	4,62	0,31	88,34	3,14	5,02	0,54	1,96	0,20	
Uv-58/11		2,78	40,57	0,33	2,48	3,14	0,15	77,09	2,37	4,09	0,46	1,55	0,19	
Uv-155/11		4,80	20,22	0,33	4,87	1,58	0,31	14,66	0,64	1,20	0,13	0,55	0,10	
Uv-122/11		3,81	36,69	0,66	6,20	4,41	<0.1	55,19	3,69	5,50	0,55	1,80	0,29	
Uv-538/10		3,85	13,64	0,23	2,29	2,58	0,16	120,33	1,83	3,08	0,35	1,07	0,14	
Сред. зн.		6,81	36,89	0,37	4,36	3,51	0,24	70,40	2,51	4,02	0,43	1,46	0,20	
Станд.														
откл.		4,75	21,83	0,15	1,85	1,28	0,08	35,25	1,14	1,64	0,17	0,54	0,07	
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Деформированные перидотиты														
Uv-268/02	0,09	0,30	0,05	0,32	0,07	0,19	0,03	0,21	0,04	0,26	0,25	0,88	0,18	0,05
Uv-285/02	0,04	0,12	0,02	0,13	0,03	0,07	0,01	0,08	0,01	0,06	0,08	0,37	0,06	0,02
Uv-38/02	0,04	0,10	0,01	0,08	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01		0,07	0,53	0,12	0,08

Uv-32/04	0,04	0,13	0,02	0,12	0,02	0,06	0,01	0,06	0,01	0,15	0,09	0,41	0,14	0,05
Uv-97/02	0,09	0,30	0,05	0,31	0,06	0,17	0,02	0,17	0,03	0,15	0,07	0,68	0,17	0,04
Uv-208/02	0,07	0,26	0,04	0,27	0,05	0,12	0,02	0,09	0,01	0,14	0,09	0,40	0,10	0,03
Uv-1/04	0,09	0,27	0,04	0,25	0,05	0,15	0,02	0,16	0,03	0,19	0,11	1,25	0,13	0,09
Uv-213/02	0,03	0,10	0,02	0,09	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,06	0,07	0,39	0,06	0,02
Uv-3/01	0,07	0,23	0,04	0,25	0,05	0,13	0,02	0,12	0,02	0,18	0,09	0,29	0,11	0,03
Uv-18/04	0,03	0,09	0,01	0,08	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,08	0,07	0,42	0,07	0,02
Uv-252/02	0,07	0,23	0,04	0,21	0,04	0,10	0,01	0,10	0,02	0,20	0,09	0,58	0,09	0,03
Uv-205/02	0,05	0,12	0,01	0,06	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,06	0,12	0,32	0,10	0,03
Uv 03/02	0,10	0,36	0,07	0,49	0,11	0,31	0,05	0,32	0,05	0,18	0,13	0,36	0,09	0,02
Uv-33/04	0,04	0,14	0,02	0,15	0,03	0,08	0,01	0,07	0,01	0,12	0,06	0,38	0,07	0,02
Uv-257/02	0,06	0,22	0,04	0,29	0,06	0,19	0,03	0,20	0,04	0,07	0,06	0,49	0,06	0,02
Uv-30/04	0,06	0,18	0,03	0,17	0,03	0,10	0,01	0,11	0,02	0,14	0,09	0,43	0,06	0,02
Uv-27/01	0,12	0,40	0,07	0,44	0,09	0,25	0,04	0,25	0,04	0,28	0,12	0,84	0,11	0,03
Uv-24/05	0,12	0,41	0,07	0,45	0,09	0,24	0,03	0,22	0,03	0,40	0,16	0,62	0,20	0,06
Uv-3/05	0,12	0,35	0,05	0,31	0,06	0,16	0,02	0,16	0,02	0,27	0,15	0,75	0,14	0,05
Сред. зн.	0,07	0,23	0,04	0,23	0,05	0,13	0,02	0,13	0,02	0,17	0,10	0,55	0,11	0,04
Станд.														
откл.	0,03	0,11	0,02	0,13	0,03	0,08	0,01	0,08	0,01	0,09	0,05	0,24	0,04	0,02
Равномернозернистые перидотиты														
Uv-36/11	0,06	0,15	0,02	0,07	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,10	0,21		0,33	0,12
Uv-38/11	0,08	0,15	0,02	0,06	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,07	0,27		0,39	0,12
Uv-58/11	0,04	0,15	0,01	0,06	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	<0,05	0,18		0,24	0,06
Uv-155/11	0,04	0,09	0,01	0,05	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,07	0,12		0,09	0,03
Uv-122/11	0,10	0,19	0,03	0,15	0,02	0,05	0,01	0,05	0,01	0,16	0,30		0,33	0,09
Uv-538/10	0,03	0,09	0,01	0,04	0,01	0,02	<0,005	0,03	0,01	0,07	0,15		0,21	0,06
Сред. зн.	0,06	0,14	0,02	0,07	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,10	0,20		0,26	0,08
Станд.														
откл.	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,07		0,11	0,04

Примечание. Данные по редким и рассеянным элементам в деформированных и равномернозернистых перидотитах кимберлитовой тр. Удачная опубликованы [Agashev et al., 2013; Ильина и др., 2022].

Таблица А10. Содержание ЭПГ в изученных мантийных ксенолитах кимберлитовой тр.
Удачная (мг/т).

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
Деформированные перидотиты							
Uv-268/02	3,59	3,22	6,83	1,40	7,06	6,13	0,50
Uv-257/02	2,85	3,08	6,18	1,25	5,55	4,04	0,66
Uv-30/04	3,32	3,61	6,27	1,55	5,93	2,67	0,39
Uv-3/05	2,63	2,79	4,27	0,72	3,61	0,87	0,23
Uv-24/05	2,41	3,97			5,07	0,09	0,24
Uv-97/02	3,29	3,22	6,11	0,95	3,12	1,00	0,14
Uv-33/04	3,66	3,64	6,83	0,80	3,05	0,08	0,35
Uv-285/02	3,52	3,55	6,99	1,35	4,97	1,59	0,16
Uv-18/04	4,06	4,02	7,96	1,50	5,19	0,95	0,55
Uv-27/01	3,19	3,51	2,02	0,85	3,27	1,83	0,62
Luv-703/11	0,20	2,45	4,99	1,07	15,8	4,54	0,46
Сред. зн.	3,25	3,46	5,94	1,15	4,68	1,93	0,38
Станд. откл.	0,50	0,39	1,77	0,32	1,36	1,90	0,19
Равномернозернистые перидотиты							
Uv-36/11	0,19	0,14	1,61	0,07	0,26	0,87	0,04
Uv-38/11	4,12	2,36	5,68	0,75	0,93	2,34	0,26
Uv-122/11	8,56	5,13	14,78	1,49	11,05	3,35	0,06
Uv-155/11	3,79	2,72	3,63	0,16	5,97	1,62	0,24
Uv-538/10	1,83	1,27	4,50	0,31	0,75	2,67	0,01
Uv-58/11	3,86	2,64	4,46	0,28	5,84	1,27	0,01
Среднее	3,73	2,38	5,78	0,51	4,13	2,02	0,10
Станд. откл.	2,81	1,67	4,61	0,53	4,26	0,93	0,11
Эклогиты							
UV-11/99	2,75	2,47	10,74	1,33	9,75	9,76	0,58
Uv60/09	0,06	0,10	9,64	0,32	6,02	8,76	0,82
Uv70/09	0,03	0,03	2,30	0,04	0,99	2,09	0,37
Сред. зн.	0,95	0,87	7,56	0,56	5,58	6,87	0,59

станд							
отклон	1,56	1,39	4,58	0,68	4,40	4,17	0,22
Кимберлит							
УК-1		1,17	2,06	1,2	1,62	3,3	0,46
Стандарт*							
GP-13	3,58	3,86	6,64	1,85	7,90	5,78	0,30
GP-13	3,83	3,43	7,25	1,60	5,70	4,67	0,32
UBN-1	3,69	3,79	6,77	1,90	7,90	5,93	0,20
UBN-1	3,35	3,13	6,36	1,87	6,93	5,82	0,21
GP-13 (лит- ра)**	3,87	3,56	6,97	1,25	7	5,64	0,33

Примечания. * Результаты анализов стандартов, выполненных вместе с образцами.

**Результаты анализа стандартного образца GP-13 по литературным данным [Irvine et al., 2003].

Таблица А11. Содержание ЭПГ в минеральных фазах мантийных ксенолитов кимберлитовой тр. Удачная.

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
Оливины							
Гарцбургит-Дуниты							
LUV-833	0,11	0,11	1,23	0,19	0,88	0,67	0,01
LUV-834/09	1,49	1,68	3,27	0,27	0,74	0,22	0,07
UV-43/01	5,60	5,21	11,74	0,92	1,37	0,16	0,03
703/13	2,09	2,04	5,26	0,57	1,53	0,68	0,06
Сред. зн.	2,32	2,26	5,37	0,49	1,13	0,43	0,04
Станд. откл.	2,34	2,14	4,55	0,33	0,38	0,28	0,03
Деформированные перидотиты							
Uv-27/01	2,35	0,16	0,26	0,09	0,63	0,24	0,32
Uv-18/04	1,27	1,58	2,05	0,36	2,51	0,31	0,59
Luv-703/11	0,44	0,42	1,92	0,13	2,16	1,75	0,14
Сред. зн.	1,36	0,72	1,41	0,19	1,76	0,76	0,35
Станд. откл.	0,96	0,76	1,00	0,15	1,00	0,85	0,23
Равномернозернистые перидотиты							
Uv-122/11	0,36	0,34	0,40	0,13	0,82	0,37	0,01
Стандарт*		0,0019	0,014	0,0015	0,014	0,055	0,0099
Сульфиды							
Деформированные перидотиты							
Uv-27/01		249,21	476,47	65,00	422,99	212,98	155,79
LUV-703/11		1916,71	4813,44	795,00	1456,48	1273,09	222,33
Эклогиты							
Uv-60/09 (1)		21,83	68,22	68,00	1803,90	883,39	599,68
Uv-60/09		15,15	48,81	160,00	2639,52	11346,22	773,81
Uv-11/99		0,14	1,35		0,60	0,33	0,30
Uv-70/09		8,15	27,53	5,60	41,80	122,23	118,23
Стандарт**							
GP-13	3,45	3,36	5,65	1,17	7,89	5,13	0,31
GP-13	3,20	3,56	7,04	1,39	6,30	7,08	0,31
GP-13	3,51	3,46	6,94	1,30	5,37	6,01	0,29
Средн. GP-13	3,39	3,46	6,54	1,29	6,52	6,07	0,30

Примечание. * Содержание ЭПГ в чистом, ювелирном оливине.

** Результаты анализов стандартов, выполненных вместе с образцами.

Таблица А12. Содержания ЭПГ в импактитах Попигайской астроблемы (мг/т).

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
Зювиты							
13-6	0,18	0,20	0,35	0,12	1,43	0,81	0,20
50-1	0,42	0,53	0,97	0,20	1,51	1,43	0,32
358	0,25	0,32	0,52	0,12	1,01	0,70	0,13
419/2	0,08	0,12	0,16	0,06	0,74	0,60	0,20
421	0,07	0,09	0,11	0,05	0,48	0,51	0,41
Сред. зн.	0,20	0,25	0,42	0,11	1,03	0,81	0,25
Станд. откл.	0,14	0,18	0,34	0,06	0,44	0,37	0,11
Тагамиты							
Т 28/2	0,08	0,14	0,24	0,06	0,68	0,93	0,21
Т-59	0,21	0,33	0,56	0,18	1,09	1,24	0,41
ПК-35	0,08	0,17	0,46	0,16	1,03	1,79	0,13
Руд 1/2	0,07	0,08	0,23	0,14	1,46	0,81	0,53
ПК 107/2	0,04	0,04	0,05	0,03	0,70	0,73	0,16
305	0,11	0,18	0,38	0,36	4,14	1,28	0,97
Т 419/3	0,02	0,03	0,04	0,06	0,73	0,70	0,39
Сред. зн.	0,09	0,14	0,28	0,14	1,40	1,07	0,40
Станд. откл.	0,06	0,10	0,20	0,11	1,24	0,39	0,29
Внутрикратерные гнейсы							
Г 13/4	0,195	0,062	0,076	0,041	0,502	0,432	0,090
Г 357/4	0,044	0,039	0,057	0,059	0,465	0,654	0,018
Г 331/3	0,049	0,064	0,044	0,028	0,734	0,319	0,023
Сред. зн.	0,096	0,055	0,059	0,043	0,567	0,468	0,044
Станд. откл.	0,086	0,014	0,016	0,016	0,146	0,170	0,040
Закратерные гнейсы							
0444/5	0,111	0,013	0,038	0,030	0,542	0,835	5,157
0444/6	0,035	0,019	0,059	0,050	0,753	1,246	1,358
Сред. зн.	0,07	0,02	0,05	0,04	0,65	1,04	3,26
Станд. откл.	0,05	0,00	0,01	0,01	0,15	0,29	2,69
Зювит*		0,07	0,26	0,06	0,46	0,55	

Примечания. Данные по ЭПГ в импактатах Попигайской астрблемы предоставлены Агашевой Е.В. [личное сообщение].

*Содержание ЭПГ в зювитах [Tagle et al., 2005].