

На правах рукописи

Гаранин Виктор Константинович

**МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ПОРОД
АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ РОССИИ В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ И
ПОИСКАМИ**

25.00.05 – минералогия, кристаллография

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук



Москва

2006

Работа выполнена на кафедре минералогии Геологического факультета
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, профессор

Митрофанов Феликс Петрович

доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник

Ваганов Валерий Иванович

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Пирогов Борис Иванович

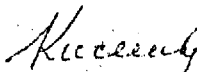
Ведущая организация: Якутское научно-исследовательское геологоразведочное
предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (ЗАО)

Защита состоится 10 ноября 2006 года в 14:30 часов на заседании Диссертационного совета Д
501.002.06 при Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова по адресу:
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,
аудитория 415.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Геологического факультета МГУ им. М.В.
Ломоносова.

Автореферат разослан «03» октября 2006 г.

Ученый секретарь диссертационного Совета,
доктор геолого-минералогических наук



И. А. Киселева

Актуальность темы исследований. Минералогия кимберлитов и родственных им пород (лампроитов и др.) является комплексной и рассматривает, с одной стороны, минералы, кристаллизующиеся из кимберлитовой магмы, с другой стороны, захваченные при замещении кимберлитовым расплавом пироповых перидотитов и эклогитов, внедрившихся из глубин алмазоносной мантии в кристаллический фундамент платформ в ходе его формирования. К числу последних относятся и минералы, определяющие алмазоносность кимберлитов, лампроитов и других родственных им пород. Работа посвящена минералогии кимберлитов и родственных им пород крупнейших алмазоносных провинций России: Архангельской и Якутской. В ней детально обсуждены вопросы дискретности процессов алмазообразования, роли сульфидов в алмазообразовании, специфики углеводородных включений в алмазе и его минералов-спутников, типохимизма минералов-спутников, магнитоминералогии оксидных систем в связующей массе кимберлитов и родственных им пород. Химический состав, морфологические особенности и физические свойства этих минералов позволяют получить ценную информацию о развитии магматизма глубинных зон земной коры и верхней мантии до глубин более 250 км.

Эти вопросы рассмотрены в многочисленных публикациях отечественных и зарубежных исследователей, включая обобщающие работы последних лет (Афанасьев и др., 2001; Бескрованов, 1993; Богатиков и др., 1991; Буланова и др., 1993; Ваганов, 2000; Владимиров и др., 1990; Джейкс и др., 1989; Зубарев и др., 1989; Квасница и др., 1994; Кудрявцева и др., 2005; Маракушев, 1985, 1993, 2005; Митчелл, 1986, 1997; Похиленко, 1990; Спеццус, Серенко, 1990; Спеццус, 1998; Соловьева, 1998; Уханов, 1992; Mantle xenoliths, 1987; Mantle metasomatism, 1987 и др.) и новейшие труды систематически проводимых Международных кимберлитовых конференций. Особо отметим выдающуюся работу Н.В. Соболева «Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии» (1974), которая ввела диссертанта в увлекательный мир алмаза и его минералов-спутников.

Несмотря на впечатляющие результаты научных достижений, проблема генезиса алмаза, его генетические связи с минералами мантийных эклогитов, пироксенитов и перидотитов, а также вопросы эволюции и сохранности алмаза в кимберлитовых и других расплавах во многих аспектах остаются дискуссионными. Это требует привлечения новых данных, которые могут быть получены при комплексных исследованиях алмаза и содержащих его гибридных пород, слагающих кимберлитовые и лампроитовые тела. От понимания сложности всех этих проблем зависит и решение ряда прикладных задач, связанных с поисками, оценкой и прогнозированием новых алмазоносных объектов при широком использовании минералогических методов, а также решение некоторых задач в области материаловедения алмаза. Главный вклад в развитие алмазной тематики в России, несомненно, внесло открытие Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в 1954 г. Значительный объем фактического материала, требующего переосмысления указанной проблемы, появился в связи с открытием в конце 70-х годов прошлого века Архангельской алмазоносной провинции, на территории которой уже разведаны месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова и В. Гриба.

Цель, задачи и методика исследований. Целью проведенных исследований было получение генетической информации на основе изучения внутреннего строения алмаза и включений в нем с применением нового методического подхода, сочетающего растровую цветную катодолуминесценцию, оптическую спектроскопию и электронно-зондовый анализ. Важным было комплексное исследование минеральных и флюидных включений в систематически подобранных коллекциях минералов-спутников алмаза с использованием растровой электронной микроскопии, электронно-зондового анализа, рамановской и оптической спектроскопии. По указанной методике проводилось систематическое изучение ксенолитов алмазоносных эклогитов, перидотитов, пироксенитов и эклогитоподобных пород. Детально исследовались минералы-спутники алмаза из протолочных проб и концентратов обогащения кимберлитов и микрокристаллических минералов из связующей массы лампроитов, кимберлитов и родственных им пород, а также проводилось магнитоминералогическое изучение кимберлитовых, лампроитовых и родственных им пород.

Эти комплексные исследования были направлены на решение основных задач, освещающих специфику алмазообразования в перидотитовых и эклогитовых магмах мантийных магматических очагов. В фокусе исследований оказались:

1. Вопросы дискретности процесса природного алмазообразования;
2. Минеральные парагенезисы алмаза (его спутники) и генетическое значение совмещенных эклогит-перидотитовых парагенезисов;
3. Генетическое значение сульфидных включений в алмазе, минералах-спутниках алмаза и ксенолитах ультраосновного и основного состава;
4. Углеродородные включения в алмазе и его минералах-спутниках при формировании флюидного режима алмазообразования и дифференциации мантийных расплавов;
5. Прикладное значение полученных базисных данных по составу и классификаций важнейших минералов-спутников алмаза, банков данных по химизму и классификаций оксидов из связующей массы кимберлитов, лампроитов и родственных им пород, изучения комплекса магнитных параметров алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов, лампроитов и родственных им пород с выявлением их магнитных характеристик;
6. Изучение латеральной зональности ЯАП и ААП, вертикальной зональности и внутреннего строения кимберлитовых тел в указанных регионах и разработка экспресс-методов обнаружения зональности (неоднородности) по типоморфизму состава и магнитных свойств минералов класса оксидов.

Фактический материал и объем проведенных исследований. В основу настоящей диссертации положены личные полевые исследования с отбором каменного материала в 1973-2001 гг. на карьерах трубок Интернациональная, Мир, Спутник, им. XXIII съезда КПСС, Дачная, Удачная, Сыгдыканская, Зарница и из других тел Якутской провинции, а также отбор кернового материала и минералов тяжелой фракции практически из всех известных объектов Архангельской провинции (кимберлитов, меллититов и щелочных базальтов) в 1984-2005 гг.

Выполнению работ по теме и проведению лабораторных исследований способствовало предоставление каменного материала из тел Якутской и Архангельской провинций, включающего кристаллы алмаза, образцы зерна, минералы тяжелой фракции, ксенолиты глубинных пород, д.г.-м.н. В.П. Афанасьевым, д.г.-м.н. А.И. Боткуновым, к.г.-м.н. В.В. Вержаком, д.г.-м.н. наук В.А. Кононовой, к.г.-м.н. В.П. Кузнецовой, к.г.-м.н. А.И. Махиным, к.г.-м.н. В.П. Серенко, к.г.-м.н. В.А. Скрипиченко, д.г.-м.н. А.Д. Харьковым. Нельзя не отметить уникальный каменный материал, переданный автору для исследований в разные годы многими известными алмазниками России: С.А. Безбородовым, И.Я. Богатым, Е.М. Веричевым, С.И. Костровицким, Е.Е. Лазько, Б.А. Мальковым, З.В. Спецрусом и другими. Всем этим коллегам и друзьям автор глубоко признателен.

Главные методы исследований были разработаны и обеспечены оборудованием в лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, в которой под руководством и при непосредственном участии автора выполнено более 50 000 полных электронно-зондовых анализов различных минералов из включений в кристаллах алмаза, ксенолитов эклогитов, в том числе алмазоносных, пироксенитов, перидотитов, из тяжелой фракции, а также из связующей массы лампроитов, кимберлитов и родственных им пород с использованием электронно-зондового микроанализатора JXA-50A и растрового электронного микроскопа JSM-820 с аналитической приставкой Link-10/85S (приборы фирмы «Джеол», Япония). Методом растровой электронной микроскопии на приборе JSM-T20 («Джеол») изучены морфологические особенности алмаза, включений в нем и минералов-спутников алмаза более чем для 5000 зерен. На приборе JXA-50A изучена цветная катодолуминесценция более 200 кристаллов алмаза из якутских и архангельских кимберлитов. Методами оптической спектроскопии на спектрофотометрах IR-435 и MPS-2000 фирмы «Шимадзу» (Япония) получены спектры в инфракрасной, видимой и ультрафиолетовой областях для более чем 3 000 зерен минералов-спутников алмаза.

Компьютерной обработке аналитических баз данных с применением кластерного, дискриминантного и корреляционного анализов подвергнуто более 30000 электронно-зондовых анализов минералов из различных алмазосных провинций мира (как оригинальных, так и позаимствованных из многочисленных литературных источников).

Методом термомагнитного анализа на оригинальной установке на основе капометра KLY-4 (Чехословакия) проведены измерения более 1000 проб и монофракций ильменита, магнетита и магнитных фракций кимберлитовых пород. Комплекс магнитоминералогических исследований кимберлитов и лампроитов с измерением различных магнитных параметров выполнен на Физическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством проф. В.И. Трухина совместно с к.ф.-м.н. В.А. Жилияевой и д.ф.-м.н. В.И. Максимочкиным.

Определения содержаний полициклических ароматических углеводородов из включений в алмазе, гранатах, олививе и цирконе выполнены в лаборатории углеродистых веществ биосферы Географического факультета МГУ под руководством д. г.-м. н. В.Н. Флоровской.

Изучение внутренней структуры алмаза из якутских и архангельских кимберлитов, а также росшей Запра методами цветной катодолюминесценции в растровом режиме со съемкой изображений для 60 срезов алмаза проведено в лаборатории Физического факультета МГУ под руководством д.ф.-м.н. Г.В. Сапарина. Съемка 200 спектров для различных зон алмаза в ИК-, видимом и УФ- диапазонах на микроспектрофотометре UMSP-50 («Карл Цейс», Германия) проведена автором в Зальцбургском университете (Австрия).

Автор выражает глубокую благодарность всем коллегам, оказавшим неоценимую помощь в проведении лабораторных исследований. Особая признательность автору сотрудникам лаборатории месторождений алмаза и кафедры минералогии Геологического факультета, работавшим вместе и под руководством автора на протяжении многих лет: А.В. Бовкун, Г.И. Бочаровой, Е.Б. Бушуевой, Е.Р. Васильевой, Д.Г. Газисевой, Г.Н. Давыдовой, Г.Н. Жукову, А.Н. Кроту, Т.Н. Лаверовой, П.Н. Малиборскому, О.А. Михайличенко, А.Н. Некрасову, Т.В. Посуховой, Л.Т. Сошкиной. Их труд и энтузиазм позволил выполнить большой объем комплексных исследований по теме диссертации.

С первых шагов научной работы всесторонняя помощь оказывалась учителями автора, профессором Г.А. Крутовым, академиком В.И. Смирновым и зав. кафедрой минералогии, проф. Г.П. Барсановым. Серьезная поддержка в выполнении исследований и создании лаборатории месторождений алмаза на Геологическом факультете МГУ постоянно ощущалась со стороны академика Н.П. Лаверова. Плодотворные научные дискуссии с академиками О.А. Богатиковым, Э.М. Галимовым, А.А. Маракушевым, В.С. Урусовым, А.Д. Щегловым, Г.А. Тварлчрелидзе, Н.П. Юшкиным, зав. кафедрой минералогии, член-корр. РАН, профессором А.С. Марфуниным, зав. кафедрой геологии и геохимии полезных ископаемых, профессором В.И. Старостинным способствовали написанию данной работы.

Автор глубоко тронула моральная поддержка при подготовке работы со стороны К.В. Гарина и близких друзей В.В. Вержака и В.И. Вержак, Е.М. Вричева и В.Н. Вричевой, Н.Н. Головина и В.П. Серенко.

Особую благодарность и любовь автор выражает доктору геолого-минералогических наук **Г.П. Кудрявцевой**, соратнику во всех делах, с которой мы шагали по жизни вместе более 35-ти лет.

Научная новизна и практическая значимость работы. Новизна представленной работы излагается ниже в аппаратурно-методическом (I), минералого-генетическом (II) и прикладном (III) аспектах:

I. В аппаратурно-методическом аспекте:

а) изучение алмаза, его минералов-спутников и других минералов было обусловлено внедрением комплекса локальных электронно-зондовых (рентгеноспектральный анализ, растровая электронная микроскопия) приборов, растровой цветной катодолюминесценции, модального анализа в сочетании с оптико-спектроскопическими (съемка спектров в ИК-, УФ- и видимой области) исследованиями;

б) впервые сформированы банки данных по химическому составу важнейших минералов-спутников алмаза и микрокристаллических оксидов из связующей массы пород и на их основе созданы химико-генетические классификации;

в) на базе капмометра впервые создан аппаратный компьютеризированный комплекс для получения термомагнитных кривых в широком диапазоне температур от -196°C до $+1000^{\circ}\text{C}$ и определения температур Кюри широкого класса ферромагнетиков с микронавесок минералов, отдельных зерен и проб.

II. В минералого-генетическом аспекте:

а) обнаружено широкое распространение структур типа «алмаз в алмазе» в кристаллах этого минерала из кимберлитов и доказано наличие совмещенных эклогит (Э) – перидотитовых (П) парагенезисов в объеме одного кристалла, однозначно доказывающих эклогит-перидотитовую расслоенность мантийных магматических очагов и погружение в них алмаза в ходе его кристаллизации;

б) установлен типоморфизм химического и фазового состава сульфидов из включений в алмазе, минералах (оливин, циркон, гранат, ильменит), породах эклогитового и пироксенит-перидотитового парагенезиса из кимберлитовых тел различной алмазоносности;

в) выявлено широкое присутствие в алмазе и его минералах-спутниках углеводородных и сульфидно-углеводородных систем, играющих значительную роль в образовании алмазов и во флюидном режиме кристаллизации и дифференциация мантийных расплавов;

г) проведено изучение химического и фазового состава микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов и лампроитов, уточнены условия их образования, благоприятные для генезиса алмаза;

д) проведена минералогическая паспортизация кимберлитов и родственных пород из тел Якутской и Архангельской алмазоносных провинций на основе типохимизма минералов-спутников алмаза и оксидов из связующей массы этих пород, выявлены латеральная и вертикальная зональность районов и трубок на примере Якутской и Архангельской провинций, уточняющие генетические условия формирования месторождений алмаза.

III. В практическом аспекте:

а) предложены новые минералогические критерии комплексной оценки алмазоносности кимберлитов и лампроитов, установлены две группы факторов, влияющих на потенциальную и реальную (фактическую) алмазоносность кимберлитовых тел, разработаны экспресс-способы их определения на основе анализа типоморфизма состава и физических свойств минералов-спутников алмаза и микрокристаллических оксидов из связующей массы;

б) создана автоматизированная экспертная система для комплексной технологии поисков алмазоносных кимберлитов (лампроитов) и их опережающего минералогического опробования;

г) проведенная минералогическая паспортизация кимберлитов и родственных им тел Якутской и Архангельской алмазоносных провинций на основе типохимизма минералов-спутников алмаза и оксидов из связующей массы этих пород способствует развитию шпихо-минералогического метода поисков новых тел, оценки алмазоносности и, в конечном итоге, расширению их минерально-сырьевой базы.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 7 глав и заключения. Она включает 551 страницу текста, 248 рисунков и 90 таблиц, а также список литературы из 271 наименования.

Защищаемые положения:

1. Структуры «алмаз в алмазе» и минеральные включения в алмазе отражают дискретность алмазообразования, обусловленную вариациями флюидного режима в мантийных магматических очагах, контрастно расслоенных на эклогитовую (Э) и перидотитовую (П) зоны. Совмещение включений минералов Э и П типа в кристаллах алмаза отражает их погружение в магматических очагах в ходе кристаллизации. Завершением этого длительного процесса служит агрегация зерен алмаза и их собирательная перекристаллизация, порождающие гигантские кристаллы алмаза и его зернистые агрегаты типа карбонадо и борт.

2. Обильные включения моносulfидных твердых растворов в кристаллах алмаза Э и П типов позволяют связывать их происхождение с железистыми дифференциатами эколгитовых и перидотитовых магм, подвергшихся флюидной сульфуризации, сопряженной с алмазобразованием. Выявленные различия в химическом и фазовом составе сульфидных включений в алмазе, минералах-спутниках и нодулях перидотитов и эколгитов свидетельствуют о разных составах сульфидных жидкостей и их дифференциации. При этом никель концентрировался преимущественно в ультраосновных расплавах, железо и медь – в основных. Силикатные и оксидные расплавы были несмешиваемы с сульфидами, о чем свидетельствует доминирующая каплевидная форма сульфидных включений с характерными для них венцовыми структурами, отражающими расщепление сульфидных расплавов на никель-железистые, никель-медистые и медистые жидкости.

3. Обнаружение углеводородных включений в спутниках алмаза (олиvine, гранате и цирконе) свидетельствует об участии углеводородов в процессах флюидной сульфуризации расплавов, ведущей к образованию алмаза: $MgFeSiO_4 + (CH_4 + 2CO + H_2S) = MgSiO_3 + FeS + 3(H_2O + C)$, и в образовании флюидных потоков, сопровождающих дифференциацию и кристаллизацию магм Э и П типов.

4. Количество, соотношение, химический и фазовый состав оксидов (шпинелиды, ильменит, перовскит) из связующей массы кимберлитов и родственных им пород отражают глубину заложения, условия формирования, характер эволюции и степень алмазности этих пород и являются основой для интерпретации магнитных аномалий над их телами. Для кимберлитовых и родственных им пород алмазносных провинций России на основе набора, количественных соотношений и особенностей состава микрокристаллических оксидов выделено пять типов пород различной алмазности. К признакам алмазности относится большое количество хромшпинелида, содержащего более 40 мас.% Cr_2O_3 и менее 4 мас.% TiO_2 , и хромсодержащего пикроильменита. Отрицательным признаком служит присутствие хромшпинелида, содержащего менее 40 мас.% Cr_2O_3 и более 4 мас.% TiO_2 , титаномагнетита разнообразного состава и наличие перовскита (более 10%).

5. Проведенная минералогическая паспортизация тел кимберлитов и родственных им пород Якутской и Архангельской алмазносных провинций на основе типохимизма минералов-спутников алмаза является основой для решения многих генетических вопросов образования этих пород, совершенствования шлихо-минералогического метода поисков новых тел и оценки их алмазности и, в конечном итоге, способствует расширению минерально-сырьевой базы алмазодобывающей промышленности.

Апробация работы. Основные положения диссертации опубликованы в 250 печатных работах, в том числе 10 монографиях, и доложены на IV Всесоюзном совещании по алмазам (Симферополь, 1980), Совещании по геологии месторождений алмаза (Архангельск, 1985), Всесоюзной конференции «Самородное элементообразование в эндогенных процессах» (Якутск, 1985), Всесоюзном юбилейном чтении «Кимберлиты и кимберлитоподобные породы» (Иркутск, 1986), Чтениях памяти академика М.М. Одинцова (Иркутск, 1987) и академика В.И. Смирнова (2006), Всесоюзном научно-техническом совещании «Основные проблемы и пути совершенствования технологии обогащения природных алмазов на основе использования их физических свойств» (Ми́рный, 1987), 10, 14 Всесоюзных совещаниях по геохимии магматических пород (Москва, 1984, 1988), 15, 16 Совещаниях Международной минералогической ассоциации (Пекин, 1990; Пиза, 1994), 8, 9 симпозиумах Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (Оттава, 1990; Пекин, 1994; Пекин, 1994; Турку, 1997; Лондон, 1999; Москва, 2006), Международных геологических конгрессах (Пекин, 1996, Рио-де-Жанейро, 2000; Флоренция, 2004), V, VI, VII, VIII Международных кимберлитовых конференциях (Бразилия, 1990; Новосибирск, 1995; Кейптаун, 1998; Виктория, 2003), Всероссийской конференции «Золото, платина и алмазы республики Коми и сопредельных регионов» (Сыктывкар, 1998) и многих других отечественных и зарубежных совещаниях и симпозиумах.

По проблемам, рассмотренным в диссертации, получено 7 авторских свидетельств СССР на способы поиска алмазоносных кимберлитов и лампроитов, один Патент РФ.

Все исследования проводились в рамках Государственных Программ Минвуза СССР, ГКНТ СССР, Министерства науки и новых технологий РФ, из которых следует отметить Проект «Создание комплексных технологий выявления и оценки забалансовых запасов алмаза для вовлечения их в эксплуатацию и создания рациональных схем утилизации отходов алмазодобывающей промышленности» Государственной программы «Ресурсосберегающие и экологически безопасные процессы горно-металлургического производства» (ЭКОГОРМЕТКОМПЛЕКС БУДУЩЕГО, 1992-1995 гг.) Министерства науки и новых технологий РФ; Проекты № 310 «Лампроит-кимберлитовый магматизм и перспективы алмазоносности Востока Восточно-Европейской платформы», № 77-05 «Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, минералогия и геохимия)» Федеральной Президентской целевой программы «Интеграция» (1997-2000 гг.).

Работа выполнялась на кафедре минералогии и в лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова в период с 1976 по 2006 г.

Многие исследования проводились по хоздоговорам на выполнение научно-исследовательских работ с ПГО «Якуталмаз», Ботуобинской и Чернышевской геологоразведочными экспедициями Мингео СССР, ЗАО «АЛРОСА», ЯОКИ ЦНИГРИ ЗАО «АЛРОСА», филиалом ЗАО «АЛРОСА» в г. Архангельске «АЛРОСА-ПОМОРЬЕ», ПГО «Архангельскгеология», ПГО «Аэрогеология», ОАО «Архангельскгеолдобыча» и ЗАО «Архангельскгеолразведка».

Содержание работы и обоснование защищаемых положений

Глава 1. О минералогии алмаза и дискретности процессов его образования

Доказательства дискретности природного алмазообразования были получены нами при комплексном изучении коллекции кристаллов алмаза и включений в нем с применением методов цветной катодолюминесценции (ЦКЛ), растровой электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа. Выявлено, что один из самых распространенных минералов-узников алмаза – сам алмаз. Из 3000 просмотренных кристаллов алмаза размером 3-5 мм из трубок Мир, Спутник, XXIII съезд КПСС в 600 кристаллах с выявленными разнообразными включениями структуры «алмаз в алмазе» составляют около 40% от всех других минеральных включений (Барсанов и др., 1988). Часто поверхность алмаза-узника покрыта или декорируется тонкими пленками сульфидов, тонкодисперсных частиц графита (?) и (или) углеводородных соединений. Их наличие – прямое доказательство временного разрыва и смены условий при кристаллизации минерала-узника и минерала-хозяина.

Выявлены протогенетические включения со сколовыми поверхностями, или по декорирующим пленкам, или по отсутствию ориентировки алмаза-включения относительно алмаза-хозяина (рис. 1).



Рис. 1. Примеры включений типа «алмаз в алмазе»

В 80-ти кристаллах, изученных методом ЦКЛ, обнаружена центральная зона, характеризующаяся высокой дефектностью и наличием многих центров кристаллизации. В большинстве своем она представляет собой включения типа «алмаз в алмазе» и четко выявляется даже у тех кристаллов, для которых не установлены визуально включения подобного типа. Эта центральная зона, как правило, окрашена в коричневые, оранжево-красные, зеленовато-желтые цвета или вовсе не обладает свечением (рис. 2).

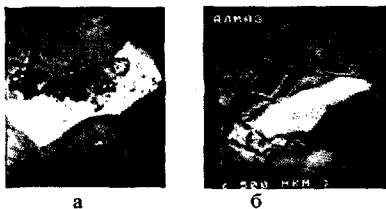


Рис. 2. Примеры включений типа «алмаз в алмазе» с красновато-коричневым свечением в алмазе-хозяине с синне-голубым свечением в кристаллах из трубок Мир (а), Спутник (б): а – в алмазе-хозяине располагается включение Сг-пирропа. Обр. 98а. Увел. 80^х; б – Обр. 72а. Увел. 95^х

Для многих кристаллов алмаза характерны сильно дислоцированные промежуточные зоны с зеленовато-синим КЛ свечением и многочисленными минеральными включениями Э (эклогитового) и П (перидотитового) парагенезисов. Проследивается различие в ЦКЛ свечении алмазов Э и П парагенезисов: алмаз Э-типа, как правило, имеет цветовые гаммы светло-голубые, голубые, зеленовато-голубые КЛ свечения, а алмаз типа П имеет светло-синее, синее и темнее КЛ свечение (рис. 3).

Различные цвета катодолюминесценции выделенных зон, наличие следов резорбции между ними и присутствие протогенетических включений типа «алмаз в алмазе» (рис. 3), по-видимому, свидетельствуют о кристаллизации промежуточной (зеленовато-голубая, светло-голубая и другие светлые тона) и периферической (синяя) зон алмаза в условиях, значительно отличающихся от тех, в которых зарождались и развивались ядра кристаллов алмаза, как правило, размером не более 50 мкм. Установленное сложное внутреннее строение всех изученных кристаллов алмаза может рассматриваться как однозначный индикатор дискретности процесса природного алмазообразования, длительной эволюции кристаллов, в ходе которой отмечается резкая смена химического состава минералообразующей среды.

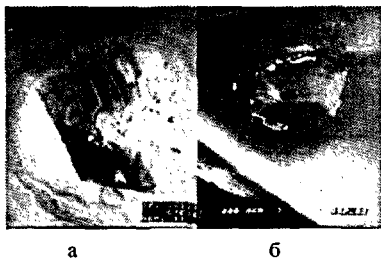


Рис. 3. Включения типа «алмаз в алмазе» в кристаллах из трубки им. XXIII съезда КПСС: а – сильно резорбированный кристалл алмаза с темносиним КЛ свечением в алмазе-хозяине с голубовато-синим КЛ свечением. В центральной части алмаза-включения располагается сложное вюстит+M_{SSFe} включение; б – включение типа «алмаз в алмазе» с включением оливина, на который нарастает хромит. Микронная отметка на фотографиях

Дискретность процесса природного алмазообразования выражается распространением в центральных зонах алмаза включений размером менее 50 мкм, представленных троилитом, пирротинном с повышенным содержанием никеля (0,6-8,6 мас.%), в некоторых случаях цинка (до 0,5 мас.%), вюститом без существенных изоморфных примесей (иногда с повышенным содержанием кремния – 6,9 мас.% и никеля – 1,9 мас.%), самородным железом, иногда с примесью никеля (Гаранин и др., 1991). Алмаз в алмазе образует мельчайшие включения до 5 мкм. Кроме указанных биминеральных парагенезисов он содержит троилит+самородное железо (без существенных элементов-примесей); пирротин+вюстит; вюстит+SiO₂; пирротин+омфацит;

сульфиды железа (троилит и пирротин) в тесной ассоциации с вюститом. Отметим, что парагенезис вюстит-троилит называют парагенезисом железных метеоритов.

Минералы алмазных включений относятся к наиболее раннему парагенезису, как и минеральные включения внутренних (центральных) зон кристаллов, изучавшиеся некоторыми исследователями (Буланова и др., 1986, 1993; Gurney et al., 1984; Moore, Gurney, 1986 и др.). В них установлены вюстит, монокристалльный графит, тэнит+пирротин, углеродистое железо+монокристалльный графит, Zn-Fe-шпинель+ α -железо+самородная медь.

Перечисленные минералы отсутствуют во внешних и промежуточных зонах кристаллов алмаза. Выявленные контрастные различия в наборе минералов, слагающих включения в центральных и во внешних зонах одного и того же кристалла алмаза указывают на то, что образование зародышей алмаза происходило в резко восстановительной среде минералообразования, отвечающей окислительно-восстановительным условиям железо-вюститового буфера на ранних этапах кристаллизации алмаза в магматических очагах. Зародышеобразование кристаллов алмаза протекало со значительным отрывом во времени от его последующей кристаллизации.

Как известно, минеральные включения в алмазе ультраосновного и эколгитового парагенезиса резко отличаются по набору фаз и составу (табл. 1). При этом отметим, что в трубках Мир, Спутник, им. XXIII съезда КПСС и Удачная на первом месте по распространенности минеральных включений в алмазе находятся сульфиды. Широкое распространение сульфидов во включениях в алмазе характерно для трубок Южной Африки и других регионов мира.

Особо обратим внимание на совмещение минералов-индикаторов ультраосновного и эколгитового парагенезисов в различных зонах алмаза в пределах одного кристалла алмаза-хозяина. Это специфическое проявление дискретности алмазообразования. Известно несколько таких находок. В одной из них в алмазе-хозяине обнаружены омфациит, рутил, SiO₂ (в центре) и оливин в краевой зоне. В кристаллах алмаза из трубок «Монастери» (ЮАР), «Слоан» (Северная Америка) и «Ким. XXIII съезда КПСС» (Якутия) диагностированы оливин существенно форстеритового состава в краевой зоне кристаллов и обогащенный натрием пироп-альмандин (в центре). В кристалле алмаза из лампритовой трубки «Аргайл» (Австралия) включение оливина обнаружено вместе с типичными минералами эколгитового парагенезиса – омфациитом и пироп-альмандином. Совмещение парагенезисов сульфидов описано нами: в центральной зоне алмаза содержится пирротин, типичный для алмаза эколгитового парагенезиса, а в краевой – кобальтсодержащий пентландит ультраосновного парагенезиса (Гаранин и др. 1991).

Кимберлитовые и лампритовые магмы при замещении первичных алмазоносных пород (перидотитов, эколгитов) интенсивно воздействуют на содержащийся в них алмаз. Это приводит не только к его растворению, придающему округлую форму кристаллам, но и к его перекристаллизации, создающей волокнистые и ноздреватые оболочки алмазных зерен, а также микроалмазы размером менее 0,1 мм (гладкогранные октаэдры). В работе В.И. Ваганова (2000) обосновывается возможность кристаллизации алмаза из кимберлитового расплава, насыщенного флюидами, особенно CO₂.

А.А. Маракушев (Маракушев, 2003; 2005) выдвинул идею образования крупных кристаллов алмаза в результате собирательной перекристаллизации его зернистых агрегатов, которые возникали в ходе замещения кимберлитовыми магмами алмазоносных перидотитов и эколгитов в результате агрегации зерен алмаза на фронте замещения, давая начало его зернистым разновидностям (карбонадо, борту и др.). Инфильтрация флюидов, стимулировавшая развитие кимберлитовых расплавов, приводила к образованию не только зернистых агрегатов алмаза, но и его гигантских кристаллов, являясь, таким образом, средой специфического алмазообразования (Маракушев, 2003). В связи с этим отметим, что еще в 70-е годы прошлого века главный геолог НПО «ЯКУТАЛМАЗ» А.И. Боткунов демонстрировал фотографию крупного зернистого агрегата алмаза с центральной гомогенной зоной развития алмаза октаэдрической формы.

Совокупность новых данных позволила нам еще в 90-х годах прошлого века предложить основные стадии кристаллизации алмаза и его последующей перекристаллизации (табл. 1),

которые на сегодня могут быть дополнены новейшей информацией об особо глубинных алмазах, кристаллизация которых прослеживается до глубин порядка 650 км (Пушаровский, 2004; Navon, 1998). В настоящее время доказано наличие в кимберлитах очень глубинных алмазов с минеральными включениями, отвечающими глубинам до 650 км. Это ферропериклаз, CaSi-перовскит, SiO₂, MgSi-перовскит, CaTi-перовскит, тетрагональный альмандин-пироп, маджоритовый гранат (Kaminsky et al., 2001; Navon, 1998).

За последние 10 лет обнаружено, что дискретность алмазообразования проявляется в широком спектре процессов в мантии и земной коре. Выявлено зональное распределение изотопов углерода, азота и кислорода в кристаллах алмаза, наличие прямой и обратной зональности по содержаниям водорода, отражающим вариации окислительно-восстановительных условий кристаллизации. Исследованы флюидные включения в оболочках зерен алмазов волокнистого строения и в облаковидных и замутненных зонах кристаллов алмаза, которые отличаются повышенными содержаниями элементов минеральных фаз и летучих (K, Si, Na, Ca, Mg, Cl, CO₂, CO₃, S и др.), принимающих активное участие в растворении и перекристаллизации алмаза.

Состав вторичных флюидных включений в алмазах выражается приблизительной формулой: (K,Na)₂(Ca,Fe,Mg)₄SiO(CO₃)Cl₁₀(H₂O)₂₃₋₄₄, отвечающей валовому содержанию 30-42% воды, 19-22% хлора, 14-17% натрия и калия, 22-25% Fe-Ca-Mg-карбонатов и 3-4% кремния (Navon, 1998). Это отражает воздействие на алмаз химически агрессивных флюидов повышенной щелочности, сопровождающих развитие кимберлитового и лампроитового магматизма. Они отчасти растворяли алмаз, вызывали его образование и преобразование.

Таблица 1

Основные режимы кристаллизации алмаза

№ п/п.	Режим	Типичные минеральные включения
1	Ранняя стадия алмазного зародышеобразования	Алмазосодержащие включения (размер <100 мкм): троилит, пирротин с невысокими содержаниями никеля (0,57-8,59 мас.% Ni), вюстит (без примесей никеля, иногда с примесями Si до 6,5 мас.%), самородное железо (без Ni), троилит+самородное железо, пирротин+вюстит+SiO ₂ (стишовит) и др.
2	Образование алмаза эколитоного парагенезиса	Пирротин, моносulfидный твердый раствор на основе пирротина Mss _{Fe} , омфакит, пироп-альмандин, самородное железо, вюстит, халькопирит, кальцит, санидин, Na-Mg-стекло, SiO ₂ (коэсит?)
3	Образование алмаза перидотитового парагенезиса	Оливин, пироп, Mss _{Ni} , пентландит, хромит, вюстит, ортопироксен, серпентин, кальцит, самородное железо, сфалерит, пикроильменит
4	Растворение и перекристаллизация алмаза под действием кимберлитовой магмы	Серпентин, Ti-хромит, клинопироксен, санидин, K-Ti-Si-фаза, Ca-Al-Si-фаза, кальцит, пентландит, флогопит, апатит, магнетит

В алмазах обнаружены сингенетические включения джерфшерита в ассоциации с флогопитом (Гаранин и др., 1991) и экзотическими минералами. Это Sr-магнетопломбит, Ва-магнетопломбит (хоторнеит), K-магнетопломбит (ийменгит) (Bulanova et al., 2004). Такие экзотические минеральные включения в алмазе – прямое свидетельство перекристаллизации алмаза под воздействием кимберлитового магматизма. Это сопряжено и с метасоматическими процессами воздействия не только на алмаз, но и на его спутники. Предполагается, что ийменгит образован при метасоматическом воздействии K-Ва-флюидов на хромит. Эти процессы близки по времени к образованию кимберлитов, например, кимберлитовой трубке Сиз (Зимбабве) с возрастом 538±11 млн. лет (Rb-Sr метод по слюде). Возраст алмаза с включением ийменгита,

определенный по ^{40}Ar - ^{39}Ar методу, равен 538 ± 11 млн. лет и совпадает с возрастом трубки, хотя в ней содержатся и более древние алмазы с возрастом 892 ± 21 млн. лет (Bulanova et al., 2004). Такие факты свидетельствуют об эффективном омоложении алмаза под воздействием кимберлитового магматизма. Вариации возраста алмаза, определяемые по азоту в пределах одного зерна алмаза, отвечает диапазону в млрд. лет. Омоложение выражено присутствием в оболочках алмаза А-центров азота (одиночными атомами азота в структуре алмаза). В центре кристаллов находится древний алмаз с В-центрами агрегированного азота (Taylor et al., 1996). Определение возраста алмаза по минеральным включениям в нем (преимущественно по гранату и пироксену) также дает значительный разброс его возраста, что может рассматриваться в качестве доказательства дискретности природного алмазообразования.

Основная масса алмазов (в том числе и ювелирного качества) формировалась на зародышах алмаза в мантии в магматических очагах, расслоенных на эклогитовую и перидотитовую магмы, начиная с возраста порядка 4 млрд. лет назад и продолжалась дискретно (позапно) на протяжении докембрийского времени. С этим процессом связано формирование первичного алмаза, лучше всего сохранившегося в нодулях эклогитов и перидотитов из трубок. Согласно А.А. Маракушеву (1985; 2003; 2005), кристаллизация первичного алмаза происходила в глубинных мантийных очагах в эклогит-перидотитовых магмах, внедрявшихся затем в земную кору, в которой они закономерно вписывались в формирование ее докембрийских складчатых формаций, образующих в конечном итоге древнейшие кристаллические основания платформ. Этим объясняется возрастное соответствие древнейшего кристаллического фундамента платформ и алмазоносных перидотитов и эклогитов, содержащихся в виде нодулей в кимберлитах и лампроитах, которые имеют значительно более молодой (фанерозойский) возраст. Кимберлитовые и лампроитовые расплавы возникли в процессах фанерозойской активизации платформ под воздействием флюидных потоков повышенной целочности, генерируемых все теми же мантийными магматическими очагами, которые порождали и интрузивы эклогитов и перидотитов. Кимберлитовые и лампроитовые магмы замещали их с захватом в виде нодулей и унаследованием алмазоносности, внедряясь затем в верхние части платформ в виде силлов, даек и трубок. Этим объясняется, что алмазоносные трубки ограничиваются в своем распространении частями платформ с древним фундаментом, соответствующим по возрасту эклогит-перидотитовым нодулям содержащимся в них, что согласуется с эмпирическим правилом Клиффорда. Кимберлитовый и лампроитовый магматизм воздействует на эклогитовые и перидотитовые алмазы не только в разрушительном аспекте. Под его воздействием формируются агрегатные стяжения алмаза, с собирательной перекристаллизацией которых связано образование гигантских алмазов, не встречающихся в нодулях эклогитов и пироповых перидотитов (Маракушев, 2003; 2005).

Зональность кристаллов алмаза связывается с эффектом кристаллизационной дифференциации алмазоносных магм и, особенно, с их восходящим внедрением в земную кору из глубин мантии, относящихся к алмазной минеральной фации. Она затухает перекристаллизацией алмаза, обусловленной воздействием на него кимберлитового и лампроитового магматизма в земной коре.

Из изложенного материала сформируем 1-ое защищаемое положение:

Структуры «алмаз в алмазе» и минеральные включения в алмазе отражают дискретность алмазообразования, обусловленную вариациями флюидного режима в мантийных магматических очагах, контрастно расслоенных на эклогитовую (Э) и перидотитовую (П) зоны. Совмещение включений минералов Э и П типа в кристаллах алмаза отражает их погружение в магматических очагах в ходе кристаллизации. Завершением этого длительного процесса служит агрегация зерен алмаза и их собирательная перекристаллизация, порождающие гигантские кристаллы алмаза и его зернистые агрегаты типа карбонадо и борт.

Глава 2. Минералогия сульфидов во включениях в алмазе и его минералах-спутниках и их роль как показателя дискретности алмазообразования

Изучению сульфидной минерализации в перидотитах, эклогитах и кимберлитах до последнего времени уделялось мало внимания. Это связано с ошибочным отнесением сульфидов к редким и аксессуарным минералам. В действительности сульфидные минералы доминируют в минеральных включениях в алмазе, его минералах-спутниках и в ксенолитах мантийных пород в кимберлитах. Сульфидная минерализация в той или иной степени развита в кимберлитовых породах. В последнее время опубликованы результаты по синтезу алмаза в различных средах, в том числе и с участием сульфидов. Среди работ, посвященных изучению сульфидных минералов в кимберлитах, необходимо отметить работы Г.И. Булановой с соавторами (1990; 1993), Н.В. Соболева с соавторами (1983; 1985), З.В. Специуса (1998; 2002), В.А. Вахрушева, М.Г. Добровольской, И.П. Илупина, Е.Е. Лазько, А.И. Пономаренко и др. В лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ под руководством автора данной работы на протяжении многих лет проводились исследования сульфидов в алмазах и его минералов-спутниках, ксенолитах мантийных пород и кимберлитах (Гаранин и др., 1978-1984; 1986; 1988; 1991; 2001).

Сульфиды в алмазе

По нашим данным в алмазе из трубки Мир 38,5% включений относятся к сульфидным. На долю сульфидных включений в алмазе, по данным Г.П. Булановой для трубки Мир, приходится 10,4% из 700 кристаллов алмаза, для трубки Удачная 6,2% из 2000 кристаллов алмаза. Среди включений в 390 кристаллах алмаза из трубки Юбилейная 27,4% относятся к сульфидным включениям (Гальникова, 1993). В наиболее изученных кимберлитовых трубках Южной Африки (Финш, Премьер, Кофффонтейн, Орапа, Робертс Виктор, Ягерсфонтейн (Harris, Gurney, 1979)) кристаллы алмаза с включениями сульфидов составляют 35-46% от общего числа всех изученных кристаллов алмаза с минеральными включениями. Некоторые исследователи (Bibby, 1981), учитывая примеси халькофильных элементов в алмазах, считают, что сульфиды характерны практически для всех алмазов и являются их своеобразной фоновой составляющей.

Форма сульфидных включений округлая, округло-овальная, имеются включения неправильной формы («расплюсненные»), иногда с элементами огранки. Часто эти включения находятся в дисковидных образованиях, заполненных эмульсионной вкрапленностью сульфидного вещества. Размер включений – от долей микрона до 200 мкм. В алмазе описаны и изучены следующие сульфидные минералы: троилит – Tr, пирротин – Po, пегтиландит – Pp, халькопирит – Cp, железоникелевые моносульфидные твердые растворы на основе пирротина – M_{SSFe} , M_{SSNi} , SS_{SbNi} , кубанит – Cb, миллерит – Ml, виоларитоподобный минерал – Vlp, полидимит – Pm, пирит – Py, джерфшерит – Dj, моносульфидные железоникелевые твердые растворы на основе пирита – SS_{Py} , кубанита – SS_{Cb} , сфалерит – Sph, хизлевудит – Hzl, годлевскит – Gd и фазы экзотического состава, еще не диагностированные. Многообразие сульфидных минералов во включенных образуют мономинеральные и полиминеральные включения, которые подразделяются на протогенетические, сингенетические и эпигенетические. Наиболее распространены сингенетические включения – мономинеральные округлые, округло-овальные, сплюсненные с угнетенными формами и реликтами граней. Сложные полиминеральные включения – эпигенетические, претерпевшие сложный распад с образованием нескольких сульфидных минералов. Многие из сульфидов образуют сростки или находятся совместно с оксидными и силикатными минералами ультраосновного и эклогитового парагенезиса.

Нами установлен типохимизм состава сульфидных включений в алмазе ультраосновного и эклогитового парагенезиса. Интерпретация полученных результатов изучения сульфидов дана в комплексе с новыми данными о внутреннем строении кристаллов алмаза с применением метода цетной катодолуминесценции. В итоге стало возможным обоснование выделения раннего мантийного алмаза с особой ассоциацией, кристаллизующегося в резко восстановительных условиях в мантийных очагах, а также позднего алмаза из внешних зон более древних кристаллов.

Сульфиды, образующие включения в алмазах, отчетливо подразделяются по их парагенезису с силикатами и оксидами, типичными для перидотитов и эклогитов.

Сульфиды в алмазе перидотитового парагенезиса

Самой распространенной фазой в сульфидных включениях из алмаза II типа (порядка 50%) является M_{SSNi} (10-30 мас.% Ni) гомогенного (подавляющая часть) или же неоднородного состава. Около 15% составляют включения SS_{SNI} (34-60 мас.% Ni), крайне неоднородные по составу. Остальные включения представлены M_{SSNi} с каймой джерфшерита, неоднородные по составу ассоциации $M_{SSNi}+M_{SSFe}$, а также зональные $M_{SSNi}+Pn$ и $M_{SSFe}+Pn$, в которых пентландит образует ламелли в моносульфидном твердом растворе или располагается по периферии сульфидных включений. Среди сульфидных минералов практически отсутствуют хизлевудит, полидимит и пирит, халькопирит встречается крайне редко в каймах сульфидных включений. Также отсутствуют вюстит и самородное железо.

Джерфшерит в единичных случаях образует обособленные включения в алмазе, иногда в ассоциации с флогопитом (Гаранин и др., 1991), или обрастает включения (Буланова и др. 1990), представленные M_{SSNi} , Pn, Vlp, или $M_{SSNi}+Pn$ -ассоциацией. Оксидные и силикатные минералы в сростках и ассоциациях с сульфидными включениями представлены оливнином, хромосодержащим пиропом, энстатитом и хромдиопсидом. Все сульфидные включения из перидотитового алмаза морфологически являются расплавленными и практически не встречаются в сростках с силикатами. Изредка диагностируются сульфидные включения в алмазе II парагенезиса в ассоциации (а не в сростках) с силикатными и оксидными минералами. Вообще перидотитовый алмаз беднее сульфидами по сравнению с эклогитовым.

К числу минералов, указывающих на активное воздействие флюидов на алмаз, относятся, включенные в него флогопит и джерфшерит. Находки флогопита и джерфшерита вместе с типичными минералами перидотитового парагенезиса (M_{SSNi} и хромит) указывают на перекристаллизацию внешней зоны зерна алмаза этого парагенезиса под флюидным воздействием.

Тугоплавкие силикаты и оксиды начинали кристаллизоваться раньше сульфидов. Сульфиды чаще всего находятся на границе внутренней и внешней зон алмаза и редко обнаруживаются в алмазе-включениях или во внутренней зоне кристалла. При ликвиации силикатного расплава из него могут выделяться не только сульфидный, но и железистый и вюститовый расплавы. В процессе кристаллизации раннего алмаза рудный ликват остается в расплавленном состоянии в расплаве, о чем свидетельствует расплавленная морфология рудных включений.

В целом, сульфидная минерализация, сопровождающая алмаз перидотитового парагенезиса, представлена пирротин-пентландитовыми твердыми растворами с повышенным содержанием Ni.

Сульфиды в алмазе эклогитового парагенезиса

Распространенность сульфидных включений в алмазе эклогитового парагенезиса гораздо масштабнее по сравнению с алмазом перидотитового парагенезиса. В сростках или ассоциациях с сульфидными включениями проанализированы типичные минералы эклогитового парагенезиса: пироп-альмандин, омфациит, рутил и др. Наиболее распространены мономинеральные включения M_{SSFe} (порядка 50%), затем по распространенности следуют мономинеральные включения Po (или Tt), порядка 30%, что подчеркивает железистую специализацию основных расплавов, из которых кристаллизовался алмаз Э типа. Остальные включения представлены ассоциациями $M_{SSFe}+Cr$ (кайма), $M_{SSFe}+Pn\pm Cr$, $Po+Pn\pm Cr$, $M_{SSFe}+M_{SSNi}$, $M_{SSFe}(Po)+Py$. Содержание никеля в M_{SSFe} – 1-10 мас.%. Пентландит образует ламелли в пирротине и моносульфидном твердом растворе, пирит образует сростки с этими минералами. Халькопирит – редкий минерал, но все-таки в сульфидных включениях он проявлен чаще, чем во включениях из перидотитового алмаза. В сростках с Po и M_{SSFe} встречены самородное железо и вюстит. Отсутствуют никелистые минералы (хизлевудит, полидимит и миллерит) и джерфшерит.

Граница между M_{SSNi} перидотитового парагенезиса и M_{SSFe} эклогитового парагенезиса фиксируется по содержанию никеля: в первом – более 10,5 мас.%, а во втором – меньше 9,6 мас.%, а по отношению $Fe/(Ni+Co)$: в первом – меньше 3,3, а во втором – больше 5,0.

Мономинеральные включения Тг, Ро, M_{SSFe} (Ni<10 мас.%), Ру и SS_{Ru} являются индикаторами алмаза эклогитового парагенезиса, а M_{SSNi} (Ni>10 мас.%), Пп, SS_{Sni} , Vлр – индикаторами алмаза перидотитового парагенезиса.

В алмазе эклогитового парагенезиса повсеместно содержатся ассоциации и сростки сульфидов и силикатов (омфацит и пироп-альмандин).



Рис. 4. Два включения моносulfидного твердого раствора (светлое) на основе пирротина – M_{SSFe} в алмазе эклогитового парагенезиса. В одном из них выявлены включения омфацита (светло-серое) и микроалмаза (черное). Трубка Мир. Обр. 826. Увел. $220\times$ (а) и $700\times$ (б-г). Изображения в отраженных электронах (а, б) и рентгеновских лучах CaK α (в) и SK α (г)

Сульфиды кристаллизовались на всем протяжении формирования алмаза эклогитов. Сначала в парагенезисе с омфацитом (преимущественно троилит и пирротин, рис. 4), а затем в парагенезисе с пироп-альмандином (преимущественно M_{SSFe}).

Валовый состав сульфидных включений в перидотитовом алмазе характеризуется высокими содержаниями никеля (более 16 мас.% Ni), валовое содержание никеля в сульфидных включениях из алмаза эклогитового парагенезиса меньше 8 мас.% Ni.

Халькопиритовые каймы характерны для сульфидных включений в алмазе Э и II парагенезисов. При этом они более распространены в сульфидных включениях в алмазе эклогитового парагенезиса.

Область валовых составов твердых растворов сульфидных систем в алмазе эклогитового парагенезиса лежит около ребра Fe-S диаграммы Fe-S-Ni в области составов мономинеральных включений Ро и M_{SSFe} из этого же алмаза Э парагенезиса. Валовые составы твердых растворов включений в алмазе перидотитового парагенезиса расположены в центре этой диаграммы.

Таким образом, составы исходных сульфидных жидкостей для полиминеральных включений практически совпадают с составами M_{SS} , которые отмечены как включения в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезиса и которые наиболее распространены в качестве включений в этих алмазах. M_{SS} образует закалочные фазы в алмазе, тогда как при медленном снижении температуры эти составы могут раскристаллизовываться с образованием разнообразных сульфидных ассоциаций. Наиболее распространенная форма включений сульфидов в алмазе – округло-овальная.

Сульфиды в оливине

Оливин доминирует в ультраосновных нодулях (оливиниты, перидотиты, лерцолиты, верлиты). Нами была изучена коллекция свежих зерен оливина (около 5000) размером 3-8 мм из тяжелой фракции минералов трубки Удачная-Восточная, содержащего от 6 до 12 мол.% Fa. Примерно от 8 мол.% Fa и выше – оливин из ильменитовых гипербазитов. По частоте встречаемости минеральных включений в оливине на первом месте находятся сульфиды, за которыми следуют пироп, хромшпинелид и другие минералы. Сульфиды образуют округлые или округло-овальные включения (рис. 5) размером от менее 0,1 мм до 0,5 мм. Многие из них имеют розетки трещин, заполненные также сульфидным веществом.

В сульфидных включениях в оливине прослеживается никелевая специализация, как и в алмазе перидотитового парагенезиса. Сульфидные включения в оливине дифференцированы. В качестве отдельных включений, что типично для алмаза, сульфидные минералы или M_{SS} не встречены. Отсутствует и джерфитерит. Ядра включений, как правило, сложены M_{SSFe} (или Ро,

реже M_{SSM}) с вростками пентландита, иногда с каймой пентландита. Во всех включениях внешняя прерывистая кайма представлена халькопиритом. Выявлены в качестве включений никель-медистые сульфиды, представленные миркемитовыми сростками $Pn+Vo$ или пентландитом с каймой борнита (рис. 5б).

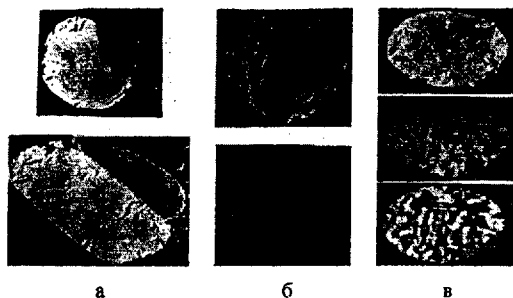


Рис. 5. Примеры полиминеральных сульфидных включений в оливине из трубки Удачная-Восточная: а – сверху обр. 5. Увел. $1000\times$; а – внизу обр. 16. Увел. $800\times$. Сросток сульфидного нодуля ($Pn+M_{SSFe}+Cr$) с хромитом. Изображения в отраженных электронах; б – трехфазное сульфидное включение $Pn+Vo+Cr$ (центр – Pn , кайма – $Vo+Cr$). Обр. 12. Увел. $800\times$. Изображения в отраженных электронах (сверху) и в рентгеновских лучах $CuKa$ (внизу); в – трехфазное сульфидное включение (миркемитовые сростки) $Pn+Vo+Cu$ ассоциации. Обр. 140. Увел. $1100\times$. Сверху – изображение в отраженных электронах, ниже – в рентгеновских лучах $NiKa$ и $CuKa$ соответственно

Выделяются три области валовых составов сульфидных капель, которые коррелируют с составом минерала-хозяина. Во включениях в магнезиальном оливине выделяется две области составов: I - никель-медистой системы (Ni порядка 10-30 мас.%, Cu – 20-30 мас. %); II - железо-никелевой системы (10-25 мас.% Ni , в среднем 3 мас.% Cu). В железистом оливине из ильменитовых перидотитов валовый состав (область III) никель-железистый (менее 10 мас.% Ni и в среднем 1,5 мас.% Cu). В более железистом оливине сульфидный расплав пирротинный. Во включениях в оливине более широк диапазон валовых составов сульфидов по сравнению с алмазом. Область II валовых составов сульфидов в магнезиальном оливине почти полностью совпадает с областью валовых составов сульфидов из включений в алмазе перидотитового парагенезиса.

Сульфидные включения, приуроченные к оливину, отличает четкая дифференциация с образованием отдельных минеральных фаз. Их округло-овальная форма – свидетельство ликвидационных процессов отделения сульфидных расплавов. Халькопиритовые каймы, как и во включениях в алмазе, отражают медно-никелевое расщепление сульфидной жидкости, воспроизведенное экспериментально Н.С. Горбачевым (Маракушев и др., 2005). Температуры кристаллизации оливина с высокохромистым пирропом или хромитом оцениваются в диапазоне $1300-1200^\circ C$. Кристаллизующийся оливин захватывал сульфидную жидкость, которая раскристаллизовывалась по мере снижения температуры от $1000^\circ C$.

Сульфиды в цирконе

Циркон – аксессуарный минерал, обычный в кимберлитах и содержащийся в нодулях магнитных пород. Известны находки циркона в ассоциации с ильменитом (Илупин, Козлов, 1970), рутилом (Харьков, 1975) и пироксеном (Williams, 1932) в ильменитовых пироксенитах (Гаранин и др., 1990). Установлены цирконсодержащие эклогиты (Гаранин и др., 1987). А.Д. Харьковым обнаружен обломок апатит-ильменит-цирконовой породы в кимберлите трубки «Айхал» (Якутия). По устному сообщению Б. Хоуторна, более 50 нодулей цирконсодержащих пироксенитов обнаружено в концентратах трубки «Дютойтчен» (ЮАР).

Объектом наших исследований был циркон ювелирного качества (преимущественно гиацит) из концентрата трубки Мир. В округлых зернах этого минерала размером 5-15 мкм установлены разнообразные минеральные включения (клинопироксен, сульфиды, оливин, хромшпинелид, кальцит, доломит, флогопит, апатит), позволяющие отнести этот циркон к

ультраосновному парагенезису глубинных пород (Гаранин и др., 1988) – цирконсодержащим пироксенитам.

Отличительная черта сульфидных включений в цирконе – их идиоморфизм. Они образуют бипирамиду, усеченную пинакоидом. Нередко сульфиды образуют скопления (до нескольких десятков зерен) в пределах одного зерна циркона. Сингенетические сульфиды с максимальным размером до 1 мм часто сами содержат включения оливина, хромшпинелида и клинопироксена или находятся в сростках с ними.

Сульфидные включения, как правило, полифазны (рис. 6), реже гомогенны. Во включениях выявлен моносульфидный твердый раствор на основе пирротина, обогащенный никелем (M_{SSNi} , более 10 мас.% Ni). Встречается более сложная ассоциация: моносульфидный твердый раствор на основе пирротина, обедненный никелем (M_{SSFe} , 1-10 мас.% Ni)+Pn+Cr. Также выявлены следующие ассоциации: $M_{SSFe}+M_{SSNi} \pm Cr$, M_{SSFe} +виоларитоподобная фаза (Vlp)+Cr, $M_{SSFe}+Pn+Cr$, M_{SSNi} (с переменным содержанием никеля)+Cr. Гомогенные сульфидные включения представлены M_{SSNi} . Преобладающими сульфидными сростками во включениях являются $M_{SSFe}+Pn+Cr$ и $M_{SSNi} \pm Cr$, в последних содержание никеля выше 10 мас.% Ni и достигает максимально 26 мас.%.

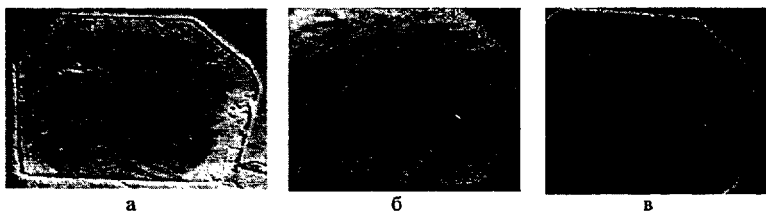


Рис. 6. Полиминеральное дифференцированное сульфидное включение в цирконе из трубки Мир. Обр. А. Увел. $800\times$. Ядро сложено тесными прорастаниями M_{SSNi} и M_{SSFe} . Внутренняя кайма – пентландит, внешняя тонкая – халькопирит. Изображения в отраженных электронах (а), рентгеновских лучах никеля NiK α (б) и меди CuK α (в)

Сульфидные включения практически повсеместно окружаются тонкой халькопиритовой каймой. Все включения никелистые, среди них преобладают моносульфидные твердые растворы на основе пирротина, обогащенные никелем, аналогичные сульфидным включениям из алмаза перидотитового парагенезиса. Область мономинеральных включений M_{SSNi} из циркона не только сопоставима с областью мономинеральных включений M_{SSNi} из алмаза ультраосновного парагенезиса, но и перекрывает ее. Валовые составы сульфидных включений богаты никелем (12-34 мас.% Ni) при содержании меди 1,5 мас.% Cu. Эти составы четко ложатся в область M_{SSNi} из включений в цирконе и перекрываются областями валовых составов сульфидных включений из оливина (область II) и алмаза II парагенезиса.

Включения апатита, кальцита и флогопита в цирконе свидетельствуют о том, что среда минералообразования была обогащена калием, кальцием и фосфором, а также была богата летучими компонентами. Температура кристаллизации циркона порядка 940-920°С.

Сульфиды в гранате

Гранат – один из наиболее распространенных минералов мантийных нодулей в кимберлитах. Нами исследовались сульфидные включения в зернах граната размером от 0,5 до 10 мм из трубок Мир и Сытыканская, охватывающих практически все цветовые разновидности этого минерала. Коллекция насчитывала несколько десятков тысяч зерен. Для сопоставления привлекались литературные данные по включениям сульфидных минералов в гранатах из концентрата кимберлитовой трубки Удачная (Тальникова, 1990).

Сульфидные включения в гранатах составляют 18% от всех минеральных включений. Минеральные ассоциации сульфидов во включениях в гранатах разнообразнее сульфидных

включений в алмазе, оливине и цирконе. Форма включений округлая, реже угловатая; часто встречаются сростки сульфидов с рутилом, хромшиনেлидом, ильменитом, клинопироксеном. В гранатах II парагенезиса включения приурочены к минералу из лерцолитов и вебстеритов, в эклогитовом - преимущественно к гранату магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов. В гранатах II парагенезиса включения сложены $M_{SSM}+Pn\pm Cr$ ассоциацией, а в гранатах Э парагенезиса - $M_{SSFe}+Pn$ ассоциацией. Кроме того, в гранате II парагенезиса также, как и в оливине, встречаются Ni-Cu включения. В этих каплевидных включениях никелистая фаза сложена не только пентландитом, но и полидимитом и хизлевудитом, которые отсутствуют во включениях в оливине, а медистая фаза представлена халькопиритом и борнитом.

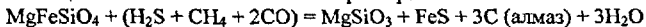
В сульфидных включениях в гранате ультраосновного парагенезиса наиболее распространены моносульфидные твердые растворы на основе пирротина, обогащенные никелем, и пентландит. Мономинеральные включения M_{SSNi} в гранате встречаются не так часто, как в алмазе или цирконе, но примерно одинаково с распространенностью их в оливине. Для граната эклогитового парагенезиса в сульфидных включениях типичны моносульфидный твердый раствор на основе пирротина, обогащенный железом, или пирротин с вросками пентландита.

Сульфиды с углеводородными включениями в гранатах

Среди выявленных нами включений в гранатах особое место принадлежит сульфидно-углеводородным включениям, хотя они чрезвычайно редки. Из сотен зерен гранатов с углеводородными включениями из концентратов трубок Мир, Спутник, Сыгьянская только в двух зернах установили включения сульфидов (обр. 256 и обр. 5 из трубки Мир). Они характеризуются никелистым составом и представлены двухфазной минеральной ассоциацией (Pn+высокий Hzl, обр. 256) и хизлевудитом в сростке с оливином (обр. 5). Пентландит (Pn) имеет высокое содержание никеля (38,4 мас.% Ni) и повышенное - кобальта (0,9 мас.% Co) при отношении Me/S и Fe/Ni соответственно - 0,76 и 1,11. Хизлевудит (Hzl) из сростка с пентландитом содержит 54,5 мас.% никеля, 11,4 мас.% железа, 0,9 мас.% кобальта и 0,5 мас.% меди. Хизлевудит из обоих включений оптически изотропен, что позволяет отнести его к высокотемпературной кубической модификации (высокому хизлевудиту) - $Ni_{3-x}S_2$ (Воган, Крейт, 1981).

В гранате обр. 5 выявлено включение хизлевудита в сростке с высоконикелистым существенно магнезиальным оливином (3,1 мас.% NiO). Сульфидная фаза в рассматриваемом Ol+Hzl - включении представлена моносульфидным твердым раствором на основе хизлевудита (24,1 мас.% S; 60,1 мас.% Ni) с изоморфными примесями железа (5,1 мас.% Fe), кобальта (4,1 мас.% Co) и меди (7,4 мас.% Cu).

Парагенезис сульфидов с углеводородами во включениях в гранате выявлен впервые. Подобный низкохромистый гранат характерен для лерцолитов и вебстеритов (Гаранин и др., 1991) и содержит включения диопсида, форстерита с высоким содержанием никеля, рутила и ильменита. Несмотря на редкость сульфидно-углеводородных включений в гранате (спутнике алмаза), наличие их имеет большое генетическое значение, отражая сопряженность указанных выше процессов сульфуризации железистых расплавов при образовании алмаза с углеводородным воздействием, отражающим его восстановительный характер:



Валовые составы сульфидных включений

Валовые составы сульфидных включений в гранате контрастно разделяются на две области: I - Ni-Fe состава и II - Ni-Cu состава. При этом область II в гранате значительно шире, чем в оливине. Область I валовых составов включений в гранате перекрывается с областью II в оливине и областью валовых составов включений цирконе и алмазе.

Область валовых составов сульфидных включений в гранате эклогитового парагенезиса смещена в сторону несколько большего содержания никеля по отношению к области валовых составов сульфидных включений в алмазе эклогитового парагенезиса.

Обильные включения сульфидов в алмазе и его минералах-спутниках образовались в процессах флюидной сульфуризации железистых магматических дифференциатов в глубинных

магматических очагах. А.А. Маракушев предложил реакцию этого процесса, которая в символах нормативных минералов выглядит как следующая: $MgFeSiO_4 + (H_2S + CO) = MgSiO_3 + FeS + C$ (алмаз) + H_2O

Сульфиды в мегакристаллах граната и пикроильменита

К семейству мегакристаллов относят выделения граната, оливина, ильменита, орто- и клинопироксена, флогопита, циркона, апатита, размер которых достигают 20 см.

Одни исследователи (Лазько, 1979; Соболев, 1974; Varashkov, Zudin, 1995 и др.) рассматривают мегакристаллы гранатов в качестве ксенокристаллов, другие считают их фенокристаллами (Dawson, Stephens, 1975; Mitchell, 1986 и др.). Мегакристаллы – это особый тип минералов из пород так называемого пегматоидного типа по образному выражению А.А. Маракушева (1995). Они состоят из хромсодержащего титанистого граната, железистого оливина, пикроильменита, хромдиоксида, флогопита и др. и образовывались под воздействием флюидов, богатых титаном, Fe^{3+} , калием, фосфором и летучими компонентами, при участии процессов собирательной перекристаллизации.

Известны также находки мегакристаллов граната эколгитового парагенезиса, в которых сохранились включения алмаза (трубке Удачная, Якутия).

Сульфиды в мегакристаллах граната эколгитового парагенезиса с включениями алмаза

Объектом исследований явились 15 желваков оранжевых гранатов из трубки Удачная округло-овальной или неправильной формы, в которых установлены кристаллы алмаза размером до 1 см, как правило, октаэдрического габитуса с груболаминарным строением. Реже встречаются кристаллы переходной формы от октаэдрической к ромбододекаэдрической. Грани куба ни у одного из изученных кристаллов не выявлены. Размер отдельных желваков достигает 5 см.

Гранат из желваков по составу относится к пироп-альмандин-гроссуляровому ряду с небольшим содержанием спессертинового минала до 0,7 мол.%. В минерале отчетливо устанавливается изоморфное замещение $Mg^{2+} \rightleftharpoons Ca^{2+}$. С увеличением в гранатах гроссулярового минала (18,17–42,4 мол.%) уменьшается пироповый минал от 65,5 до 34,2 мол.%. Согласно классификации гранатов из кимберлитов (Гаранин и др., 1991) все изученные желваки (мегакристаллы) были разделены на три группы: из парагенезиса магнезиальных эколгитов, магнезиально-железистых эколгитов и глиноземистых эколгитов.

Сульфидные включения сложены исключительно пирротин-пентландит-халькопиритовой ассоциацией при преимущественном распространении пирротина с вростками пентландита и тонкой каймой халькопирита. В прожилках резко возрастает толщина халькопиритовой каймы в сульфидных агрегатах, появляется джерфшерит и пирит в ассоциации с магнетитом.

Валовые составы исключительно пирротиновые (53-59 мас.% Fe; 6-10 мас.% Ni; 0,0-2,0 мас.% Cu; 0,0-0,4 мас.% Co), сходные с валовым составом сульфидных включений из алмаза эколгитового парагенезиса, но более богатые железом.

Сульфиды в мегакристаллах граната ультраосновного парагенезиса

В трубках Сытыканская (Далдыно-Алакитское поле) и Базовая (Харамайское поле) нами были обнаружены желваки густо-красно-оранжевых бедных хромом гранатов размером от 1 до 3 см. Они характеризуются повышенными содержаниями титана (0,5-0,7 мас.% TiO_2), железа (7,5-8,7 мас.% FeO и 1,5-2,1 мас.% Fe_2O_3) и постоянной примесью натрия (0,2-0,3 мас.% Na_2O). Для них также характерны невысокие содержания хрома (0,5-1,50 мас.% Cr_2O_3) и повышенные – кальция (3,8-4,1 мас.% CaO). На ультраосновной парагенезис этих мегакристаллов гранатов указывает находка включения оливина с 88 мол.% Fo в одном из желваков гранатов (обр. Б-2) трубки Базовая.

В мегакристаллах граната обнаружены округлые полиминеральные сульфидные включения пирротин-пентландитовой ассоциации. Как правило, Pn занимает 10-20% от объема сульфидного включения, пирротин или M_{SSFe} – около 80-90%. Еще реже в каймах встречается халькопирит и джерфшерит, не более 1 об.% от всего включения. Включения характеризуются зональным строением: ядро – Po или M_{SSFe} , а кайма – Pn. Валовые составы этих включений выдержаны по составу и, в целом, железистые (58-62 мас.% Fe), содержания никеля невелики (4-5 мас.% Ni), а

меди и кобальта — незначительны. Удивительна близость валовых составов этих включений к валовым составам сульфидных включений из мегакристаллов алмазоносных гранатов и алмазов эклогитового парагенезиса.

Сульфиды в мегакристаллах пикроильменита

В желваках пикроильменита первичные магматические сульфидные включения относятся к пирротину (или M_{SSFe} -пентландит-халькопиритовой ассоциации с преимущественным развитием пирротина или M_{SSFe} (40-70 об.%). По валовому составу сульфидные включения резко обеднены никелем (в основном 1,3 мас.% Ni) и обогащены железом (52-63 мас.% Fe). Во всех прожилковых сульфидных образованиях в каймах широко развит джерфитшерит с повышенным содержанием никеля (7-14 мас.% Ni) и меди (2-11 мас.% Cu) при содержаниях калия 1-10 мас.% K и хлора до 1,7 мас.%.

Область валовых составов сульфидных включений из мегакристаллов граната и пикроильменита ультраосновного парагенезиса практически полностью совпадает с областями валовых составов сульфидных включений из алмаза и алмазоносных мегакристаллов граната эклогитового парагенезиса и резко отличаются низким содержанием никеля от областей валовых составов сульфидных включений в алмазе и минералах магнезиальной серии ультраосновных пород.

Валовые составы сульфидных включений в алмазе и его минералах-спутниках

На обобщенной диаграмме (рис. 7) нанесены области рассчитанных валовых составов сульфидных включений в алмазе и его минералах-спутниках II и Э парагенезисов.

В минералах II парагенезиса выделяются три области валовых составов сульфидных включений (см. рис. 7): I — Cu-Ni специализация сульфидных систем в минералах (гранате и оливине); II (главная) — Ni-Fe специализация сульфидных включений. Сульфидные включения подобных составов (область II) являются сквозными, проходящими через весь спектр ультраосновных пород магнезиальной серии; III — область Fe-Ni специализации сульфидных включений, приуроченная к мегакристаллам. Таким образом, каждая серия мантийных ультраосновных пород имеет свою специализацию сульфидных ликватов, подчеркивая специфику силикатных расплавов, которые и дают весь спектр ультраосновных пород. Для минералов из эклогитов, в том числе и алмаза характерна область с низким содержанием никеля. Это пирротиновые составы, они же характерны и для мегакристов II парагенезиса (область III, рис. 7а). На рис. 7б приведены данные по содержанию никеля в валовых составах включений из алмаза и его минералов-спутников. Отчетливо видны различия в содержании никеля из валовых составов сульфидных включений в минералах перидотитового и эклогитового парагенезисов и более узкие диапазоны содержания этого элемента для M_{SS} из включений в алмазе. Широкий диапазон в содержании никеля наблюдается для сульфидных включений из граната ультраосновного парагенезиса. По содержанию никеля включения в мегакристаллах сходны между собой независимо от типа парагенезиса.

Особенности состава сульфидов из включений и валовые составы включений из нодулей мантийных пород

Сульфидная минерализация в нодулях перидотитов и эклогитов значительно отличается от сульфидов алмаза и его минералов-спутников. Включения сульфидов в нодулях имеют размер до несколько мм, располагаются внутри зерен породообразующих и акцессорных минералов, на границе, в прожилках и зонах частичного плавления и изменения этих минералов. Заметным является разнообразие сульфидных ассоциаций и встречаемость в том или ином масштабе во всех без исключения минеральных парагенезисах мантийных пород перидотитового и эклогитового парагенезисов. Распространенность сульфидов в нодулях ультраосновных пород более ограничена по сравнению с эклогитами. Сульфидные ассоциации встречаются в виде включений округло-овальной и неправильной формы, инъекций, прожилков, эмульсионной вкрапленности и т.д. Это могут быть чисто сульфидные образования, или сульфидно-силикатные, или сульфидно-оксидные системы. Преобладающим минералом в сульфидных ассоциациях в перидотитах и перидотитах является пентландит, а в эклогитах — пирротин и пирит. Пирит отсутствует среди

полиминеральные, состоят из трех-четырех минералов, а не из двух, как в ультраосновных породах. Более значительную роль в них играют пирит и халькопирит.

В нодулях ультраосновных пород трубок Мир и Удачная установлена следующая последовательность кристаллизации сульфидов. Первыми образуются пентландитовые или пентландит-пирротиновые ассоциации, иногда с каймой халькопирита. Позднее развивается джерфшерит, замещающий пентландитовые или пентландит-пирротиновые включения. В заключении развиваются тонкие смеси сульфидов, вторичных силикатных минералов и магнетита, что сопровождается дроблением зерен джерфшерита. Характерен сдвиг сульфидной минерализации при переходе от включений в минералах (основной минерал в сульфидных системах – Fe-Ni моносульфидный твердый раствор) к породам (основной минерал – пентландит). В ультраосновных породах трубки Обнаженная (Буланова, 1990, 1993) в многофазных сульфидных включениях содержится халькопирит в каймах большинства пирротин-пентландитовых включений. Джерфшерит проявляется в значительно меньшей степени. В интерстициях и во включениях в породообразующих минералах сульфиды сходны, и распространенность их примерно одинакова. Это, в основном, пирротин со структурами распада или микровключениями пентландита или тонкие смеси пирротина и пентландита с каймами халькопирита. В прожилках сульфидные включения встречаются редко.

Сульфидные включения в эклогитах широко распространены и находятся обычно в интерстициях между зернами минералов. Подавляющее большинство сульфидных агрегатов относится к пирротин+пентландитовой ассоциации. Это или тонкие смеси Po+Pn, или структуры распада пентландит-пирротин, каймы представлены халькопиритом или джерфшеритом, редко совместно халькопиритом с джерфшеритом. Многие включения имеют блочное строение. В некоторых агрегатах содержится пирит. Часто встречаются четырехфазные включения. Это пирротин+пентландит+халькопирит+джерфшерит, или $M_{SS} + \text{пирротин} + \text{пирит} + \text{халькопирит}$ или более редкие ассоциации пирротина и пентландита с пирритом, самородным железом, голдлескитом, магнетитом. В ядрах некоторых сульфидных включений содержится M_{SS} . В эклогитах из трубки Обнаженная включения в основном двухфазные и сложены пентландитом, или же пентландитом с каймой халькопирита, очень редко – джерфшеритом. В корундовых эклогитах выявлены пентландит–хизлевудитовые срастания с каймой хизлевудита. В глобулах из эклогитов этой трубки отсутствуют моносульфидные твердые растворы и пирит.

Необычное преобладание никеля в целом в сульфидных включениях из эклогитов трубки Обнаженная сближает их с включениями в перидотитах этой же трубки.

Таким образом, сульфиды в алмазах и других минералах из эклогитов и перидотитов образовывались из разных сульфидных жидкостей, генерированных путем сульфуризации железистых дифференциатов их материнских магм. При этом никель концентрировался преимущественно в ультраосновных расплавах, так как он обладает сильным химическим родством с магнием, а железо и медь в большей мере – в основных железистых расплавах. Возникшие сульфидные расплавы были несмесимы с силикатными расплавами и образовывали мельчайшие капли, захватываемые растущими кристаллами алмаза и его минералов-спутников. Сульфидные расплавы были флюидными, отличавшимися высокой подвижностью и дольше силикатов оставались в жидком состоянии, давая прожилковые и интерстиционные внедрения. Сульфидные жидкости расщеплялись на никель-железные, никель-медные и железо-медные, кристаллизовавшиеся затем автономно с образованием венцовых структур каплевидных сульфидных выделений.

Джерфшерит образовывался во всех без исключения породах ультрабазитов и эклогитов в трубках Мир, Удачная и Сытыканская, связываясь с самыми поздними дифференциатами сульфидных магм.

Итак, обобщение представленного в этой главе материала позволяет сформулировать 2-е защищаемое положение:

Обильные включения моносульфидных твердых растворов в кристаллах алмаза Э и II типов позволяют связывать их происхождение с железистыми дифференциатами

экогитовых и перидотитовых магм, подвергшихся флюидной сульфуризации, сопряженной с алмазообразованием. Выявленные различия в химическом и фазовом составе сульфидных включений в алмазе, минералах-спутниках и нодулах перидотитов и экогитов свидетельствуют о разных составах сульфидных жидкостей и их дифференциации. При этом никель концентрировался преимущественно в ультраосновных расплавах, железо и медь – в основных. Силкатные и оксидные расплавы были несмесимы с сульфидами, о чем свидетельствует доминирующая каплевидная форма сульфидных включений с характерными для них вендовыми структурами, отражающими расщепление сульфидных расплавов на никель-железистые, никель-медистые и медистые жидкости.

Глава 3. Углеводородные включения в алмазе и его минералах-спутниках

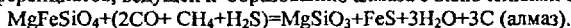
Газово-жидкие включения в алмазе и его минералах-спутниках отражают флюидную среду мантийного алмазообразования. Одной из первых публикаций, в которых представлены результаты изучения таких включений стала работа А. Джирardini и Ч. Мелтона (1975). В ней впервые было показано, что газовая фаза в алмазах из Южной Африки и Бразилии состоит из H_2 , CH_4 , H_2O , C_2H_4 , N_2 , CO , C_2H_5OH , O_2 , Ar , C_3H_6 , CO_2 и O_2 . В этой работе было произведено разделение алмаза на два типа (I и II) по содержанию водорода в их флюидных включениях. В работах (Бартошинский и др., 1987; 1992 и др.) было показано, что в кристаллах алмаза из кимберлитов и россыпей Якутии состав газов в кристаллах алмаза широко варьирует по содержанию в нем водорода, азота, воды и CO . Во флюидных включениях в алмазе разных месторождений Мира более 95 % приходится на водород, азот, воду, окись углерода, углекислоту и метан (Бартошинский и др., 1987).

Среднее содержание летучих компонентов в алмазе из месторождения им. М.В. Ломоносова ААП в 12 раз меньше, чем в алмазах Якутии (Бартошинский и др., 1992). При этом отмечаются низкие содержания H_2 , CH_4 , H_2O , а CO вообще не был обнаружен, содержание CO_2 повышено. Это свидетельство более окислительных условий кристаллизации алмаза из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова по сравнению с алмазами из месторождений Якутии.

Китайские исследователи выявили большое разнообразие флюидных включений в алмазах из месторождений Китая. Обращает внимание высокое содержание в них углекислоты и воды, как и в архангельских алмазах. В большинстве китайских алмазов во флюидах обнаружен H_2S .

Последние работы А.А. Томиленко (2006) показали, что во флюидных включениях в алмазе V разновидности из Якутии доминируют вода, углекислота и азот. Содержатся метан и более тяжелые углеводороды. По его данным, в пределах одного кристалла алмаза состав включений может меняться от углекислотных (центральные части кристаллов) до углеводородных (периферия кристаллов) с нарастанием восстановительных условий в процессе роста кристаллов алмаза.

Сопоставляя эти данные с рассмотренным выше обилием сульфидов в алмазах, естественно предположить участие углеводородов в процессах флюидной сульфуризации железистых магматических дифференциатов, ведущей к образованию алмаза с включениями сульфидов:



Приведенная реакция объясняет обилие водного компонента во флюидных включениях в алмазе. Однако остается необъяснимым наличие в алмазных включениях также CO_2 , связанным с окислительным режимом алмазообразования. Участие CO_2 приводит к следующей реакции алмазообразования:



Данная реакция совместно с рассмотренной выше, охватывает полный спектр доминирующих флюидных включений в алмазе: $(H_2O + CO + CH_4 + H_2S)?$ $(H_2O + CO_2 + CH_4 + H_2S)$. При низкой химической активности H_2S во флюидах образование алмаза может и не быть сопряженным с кристаллизацией сульфидов, что ведет к образованию его бессульфидных типов,

широко распространенных, например, в трубках месторождений алмаза Архангельской провинции.

В работе Каминского с соавторами (Каминский и др., 1984) обращено внимание на нахождение в алмазе и карбонадо полициклических ароматических углеводородов (ПАУ). Значительную роль в обнаружении и исследовании ПАУ в алмазе и его минералах-спутниках и кимберлитах сыграла Лаборатория углеродистых веществ биосферы Географического факультета МГУ. Сотрудниками лаборатории было выявлено высокое содержание ПАУ в карбонадо из россыпей с преобладанием в них гомологов нафталина, тогда как в алмазе из кимберлитовых трубок повышены содержания гомологов фенантрена и пирена, т.е. более тяжелых углеводородов.

Нами проводились исследования минеральных и углеводородных включений в минералах-спутниках алмаза, что привело к обнаружению уникальных гранатов с обилием углеводородных включений в концентрате кимберлитовых трубок Мир и Спутник.

Гранаты по составу подразделяются на три группы: 1. С невысоким содержанием магния (18,9 мас.% MgO), повышенным железа (8,7 мас.% FeO) и невысоким кальция (3,3 мас.% CaO). 2. С высоким содержанием магния (22,2-22,5 мас.% MgO), более низким железа (6,9-5,2 мас.% FeO) и более высоким кальция (3,6-4,5 мас.% CaO). 3. С промежуточными содержаниями магния (20,6-22,4 мас.% MgO), железа (4,9-6,8 мас.% FeO) и повышенным кальция (5,5-5,6 мас.% CaO). Гранаты с углеводородными включениями по химическому составу близки к гранатам нодулей вебстеритов и лерцолитов, а также к гранатам из включений в алмазе из трубки Мир (Соболев, 1974). Низкая железистость гранатов с углеводородными включениями ($f < 10\%$) сближает их с гранатами из включений в алмаз, а низкое содержание Fe^{3+} свидетельствует о восстановительной среде кристаллизации. Гранаты имеют grosсуляр (1,3-13,0) – альмандин (7,0-18,5) – пироповый (71,6-80,0) состав и содержат многочисленные углеводородные включения с максимальным размером до 200 мкм (рис. 8). Среди включений широко развиты первичные полифазные включения органического вещества, люминесцирующие при облучении монохроматическим светом с $\lambda_0 = 488$ нм (спектры люминесценции получены Е.В. Гусевой на спектрометре ДФС-24 с аргонным лазером). Один из полученных спектров сходен со спектром нефти месторождения Н. Сартыш: максимум его люминесценции находится в области 530,5 нм.

По фазовому составу среди органических включений выделяются: 1. Газовая фаза (5-30%)+ желто-бурая углеводородная жидкость (70-95%)+бесцветные органические фазы (менее 1%). При нагреве в сингенетичной группе включений «газовая» фаза растворяется в желтой жидкости при 320 и 308° С, твердая фаза медленно растворяется в жидкости. Полной гомогенизации включений достичь не удается, при температурах около 350° С они вскрываются. 2. Один или несколько «газовых» пузырьков (до 70%)+желто-бурая жидкость. Пузырек «газа» часто располагается в пределах вакуоли, не касаясь стенок последней, иногда деформирован, что свидетельствует о большой вязкости желто-бурой жидкости. В гранатах с флюидными включениями широко развиты взорвавшиеся включения, свидетельствующие о спаде давления при выносе гранатов со значительных глубин.

Среди минералов, включенных в гранат (рис. 8), определены: рутил (0,8 и 0,7 мас.% FeO, 0,5-0,6 мас.% Cr_2O_3), доломит (3,6 мас.% FeO), практически чистый диопсид (0,1 мас.% Cr_2O_3 , 1,2 мас.% Na_2O , $Ca/Ca+Mg=48,5\%$) и оливин с повышенным содержанием никеля (табл. 2). Оливин характеризуется очень низким содержанием железа (5,2 мас.% FeO) и необычно высоким содержанием никеля (3,1 мас.% NiO). Обычно в оливинах из включений в алмазе примесь никеля не превышает 0,4 мас.% NiO (Гаранин и др., 1991). В гранатах установлены закономерно ориентированные включения диопсида (рис. 8), возникновение которых связывается нами с распадом высокобарного твердого раствора пироп-диопсид.

В углеводородных включениях в гранате содержатся полициклические ароматические углеводороды (ПАУ, табл. 2), сходные с другими данными по ПАУ в гранатах (табл. 3, 4), но отличающиеся более низким содержанием. В веществе, экстрагированном хлороформом с последующим испарением растворителя, методом ИК-спектроскопии на приборе IR-435 фирмы

«Шимадзу» (Япония) обнаружены полосы поглощения CH_2 - и CH_3 -групп, цепочки $(\text{CH}_2)_n$ -групп, полосы сложнотермической группировки и карбоновое поглощение.

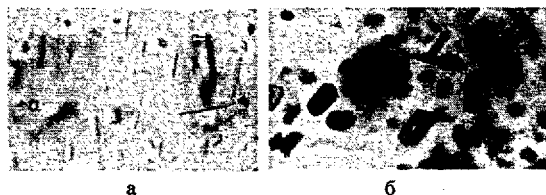


Рис. 8. Таблитчатые и игольчатые включения диопсида (а) в гранате обр. 5 из трубки Мир с углеводородными включениями. Углеводородные включения (б) в гранатах из трубки Мир. Увел. $100\times$ (а); увел. $350\times$ (б)

В табл. 3 приведены данные определения летучих компонентов и состава ПАУ для разных по составу гранатов типично лерцолитового парагенезиса с высоко-, и среднехромистым гранатом (пироп фиолетовый) и низдохромистый железистый (пироп красный) из парагенезиса катаклазированных, иногда с ильменитом, лерцолитов и магнезиально-железистых пироксенитов, а также оранжевый гранат из парагенезиса магнезиальных пироксенитов, эклогитов. В гранатах основным компонентом летучих является азот (Галимов и др., 1989). Объем газа в гранате увеличивается при переходе от перидотитов к эклогитам.

В образцах оливина, циркона и граната, изученных по другой методике (не на объем, а на массу образца) также были определены ПАУ (табл. 4). Преобладают ароматические углеводороды с молекулярной структурой алкилнафталинов, алкилфенантронов и пирена. Особенно заметны количества гомологов нафталина (с молекулярной структурой алкилнафталина) во всех этих минералах. Кроме того, обнаружены заметные количества 1,12- бензперилена и 3,4-бензпирена (Кулакова и др., 1982). Эти результаты указывают на углеводородный режим алмазообразования, сопряженного с режимом образования мантийных пород.

Таблица 2

Состав и содержание полициклических ароматических углеводородов в гранате, в том числе и с углеводородными включениями (обр 545+555)

Образец	ПАУ мкг кг-мин	Содержание, отн. %				
		Гомологи нафталина	Гомологи фенантрена	Пирен	3,4- бензпирен	1,12- бензпирисен
Оранжево-красный пироп	3931	95	2,8	1,7	0,005	0,03
Малиновый пироп	174	86	9,0	4,3	0,098	0,44
Светло-оранжевый пироп	33,5	74,9	23,1	1,8	Не обн.	Не обн.

При сопоставлении относительных содержаний ПАУ в алмазе, карбонадо, минералах-спутниках и кимберлитах выяснилось, что состав ПАУ в алмазе и других минералах мантийных пород весьма близок (высокое содержание нафталина), а кимберлитовые ПАУ резко отличаются от них более высокими содержаниями гомологов пирена, в первую очередь, и фенантрена. И.И. Кулаковой и А.П. Руденко (1982) высказано предположение, что ПАУ в минералах из мантийных пород образуются в результате «последовательной поликонденсации простых углеводородных молекул, включающей стадии C_6 - и C_5 -дегидроциклизации, изомеризации, ароматизации и др., сопровождающейся отщеплением более легких молекул H_2 , CH_4 и пр.» И эти компоненты играли важную роль в образовании алмаза, т.к. при высоких температурах процессы поликонденсации идут активнее и глубже. Таким образом, на основании проведенных исследований можно заключить, что кристаллизация оливина, циркона и граната, а также алмаза происходила в минералообразующей среде, обогащенной углеводородными соединениями. Подобные флюиды могли являться источником углерода при образовании алмаза

Таблица 3

Состав летучих компонентов и ПАУ из флюидных включений в гранате

Трубка	Гранат	Состав летучих компонентов, об. %					Объем газа, см ³ /кг			
		N ₂	CH ₄	CO ₂	O ₂	H ₂				
Мир	Пироп фиолетовый	97,9	0,2	—	—	1,9	10,5			
	Пироп красный (3)	85,8	0,02	2,08	11,8	0,3	18,4			
Сытыканская	Гранат оранжевый (2)	87,97	—	—	11,75	0,28	59,2			
Состав ПАУ в тех же образцах, об. %										
Образец	CH ₄	C ₂ H ₂	C ₃ H ₈	изо- C ₅ H ₁₂	н- C ₅ H ₁₂	н- C ₆ H ₁₄	Пентен	Бутен	C ₆	xC ₆
(3)	61,82	1,33	—	0,19	0,31	9,6	0,96	10,33	5,89	9,57
(2)	33,07	2,3	7,3	0,37	0,52	15,59	0,94	9,52	7,09	23,3

Примечание: Ag и H₂O не обнаружены

Таблица 4

Состав полициклических ароматических углеводородов в оливине, цирконе и гранате из кимберлитов Якутии (по данным И.И. Кулаковой и др., 1982; В.К. Гаранина и др., 1993)

№ п/п	Образец	ΣПАУ нг/г	Содержание отдельных углеводородов, отн. %				
			Гом. нафталина	Гом. фе- нантрена	Пирен	3,4 Бенз- пирен	1,12 Бенз- перилен
1	Оливин	136	91,8	5,1	2,7	0,044	0,38
2	Оливин	112	89,3	5,3	4,5	0,089	0,82
3	Циркон	222	67,7	31,6	0,3	не обн.	0,45
4	Малин. пироп	174	86,4	9,0	4,3	0,098	0,044
5	Св.-оранжевый пироп	33,5	74,9	23,1	1,8	не обн.	не обн.
6	Оранже.-красн. пироп	3931	95,3	2,8	1,7	0,005	0,05

Примечание: 1 – из трубки Удачная-Восточная; 2 – из трубки Русловая; 3 – из трубки Мир; 4 – из россыпи трубки Мир; 5, 6 – из трубки Мир с углеводородными включениями

Рассмотренный оригинальный материал по углеводородным включениям в алмазе и его основных минералов-спутников позволяет сформулировать 3-е защищаемое положение:

Обнаружение углеводородных включений в спутниках алмаза (оливине, гранате и цирконе) свидетельствует об участии углеводородов в процессах флюидной сульфуризации расплавов, ведущей к образованию алмаза: $MgFeSiO_4 + (CH_4 + 2CO + H_2S) = MgSiO_3 + FeS + 3(H_2O + C)$, и в образовании флюидных потоков, сопровождающих дифференциацию и кристаллизацию магм Э и П типов.

Глава 4. Методический подход к оценке алмазности кимберлитов по минералогическим критериям

Шлихо-минералогический метод поиска месторождений алмаза - одно из важнейших составляющих современной технологии поисков, оценки и прогнозирования кимберлитов и лампроитов. Основы, заложенные в работах А.А. Кухаренко, В.С. Соболева и других геологов, привели к открытию крупнейших месторождений алмаза в Якутии, а в дальнейшем широко использовались в практике поисково-оценочных работ в различных регионах мира. Существенный вклад в развитие теории шлихо-минералогического метода внесли отечественные и зарубежные геологи (В.П. Афанасьев, М.А. Гневушев, И.П. Илупин, Г.П. Кудрявцева, С.С. Мацок, Н.П.

Похиленко, Н.Н. Сарсадских, Н.В. Соболев, А.Д. Харьков, Е.Д. Черный, Дж. Гери, Дж. Доусон, В.Е. Стефенс, Ч. Фипке и многие другие).

Систематическое изучение типоморфных особенностей алмаза и МСА позволило предложить новый методический подход, заключающийся в том, что при минералогической оценке алмазоносности кимберлитовых и лампроитовых пород необходимо принимать во внимание две группы факторов, учитывающих: 1) формирование алмазоносных мантийных пород; 2) сохранность алмаза при «доставке» кристаллов к поверхности при формировании кимберлитовых и лампроитовых тел.

В глубинных условиях Земли в области стабильности алмаза совместно с ним кристаллизуется широкий спектр минералов: хромдиопсид, оливин, хромит, высокохромистый пироп, пикроильменит, пироп-альмандиновый гранат, корунд, козсит, омфациит, кианит и другие. Именно эти минералы, типоморфизм состава которых достаточно надежно установлен (Соболев, 1974; Похиленко, 1990; Гаранин и др., 1991; Firke et al., 1995 и др.), широко используются при поисках алмазоносных кимберлитов. Большинство критериев алмазоносности основываются на типоморфизме состава минеральных включений в алмазе. Здесь уместно отметить огромный вклад в разработку этих критериев академика Н.В. Соболева и его научной школы.

Как известно на сегодня, широк спектр алмазоносных пород: дуниты, гарцбургиты, ильменитовые перидотиты, лерцолиты, пироксениты, магнезиальные и магнезиально-железистые эклогиты, кианитовые и корундовые эклогиты, козситовые эклогиты и гроспидиты. Продукты дезинтеграции этих пород, нередко крупно-, и гигантозернистого строения, слагают значительно большую часть тяжелой фракции кимберлитов и лампроитов по сравнению с минералами из включений в алмазе, что необходимо учитывать при совершенствовании шлихоминералогического метода поиска алмазоносных кимберлитов. Разработанные минералогические критерии касаются, в основном, поиска алмаза ультраосновного парагенезиса. Типоморфизм минералов эклогитового парагенезиса используется в практике поисковых работ значительно слабее. При этом известны алмазоносные трубки со значительным распространением минералов алмазного эклогитового парагенезиса. Выявлено значительно большее распространение алмаза эклогитового парагенезиса в кимберлитовых трубках Якутии, чем до сих пор предполагалось (Соболев, 1974; Гаранин и др., 1991; Похиленко, 1990; Снехиус, 1998).

Также сегодня совершенно необходимо систематизировать данные и по огромному числу анализов из разнообразных неалмазоносных мантийных пород. Число электронно-зондовых анализов минералов из тяжелой фракции, нодулей перидотитов и эклогитов постоянно растет, что оправдывает разработку классификаций МСА, базирующихся на особенностях состава минералов из всей совокупности нодулей мантийных пород и тяжелой фракции.

При оценке алмазоносности пород необходимо учитывать глубину заложения магматических очагов кимберлитовых и лампроитовых магм. Эта информация извлекается из результатов изучения парагенезисов глубинных пород ультраосновного и основного составов, а также МСА, являющихся продуктами дезинтеграции пород. Однако содержание МСА, а тем более ксенолитов глубинных пород, во многих телах обычно невелико. Яркий пример подобной ситуации – кимберлиты Золотицкого поля ААП (месторождение им. М.В. Ломоносова), в которых среди МСА практически отсутствует пикроильменит, а содержания гранатов и пироксенов сравнимо с содержанием алмаза или даже меньше. В таких телах ксенолиты глубинных пород практически нецело изменены. Следовательно необходимо использовать другие минералогические критерии, характеризующие глубину генерации кимберлитовых и лампроитовых магм. Они могут быть получены при изучении минералов из связующей массы кимберлитов и лампроитов и, в первую очередь шпинелиды, ильменит и перовскит. Их количество, состав, неоднородность и т.д. – важнейшие характеристики глубины формирования очагов, длительности процессов эволюции кимберлитовых и родственных им расплавов, что, в конечном итоге, определяет реальную алмазоносность того или иного тела. Здесь важно подчеркнуть, что многие оксидные минералы (шпинелиды, ильменит, гематит) обладают ферримангнитными свойствами и вносят свой вклад в

магнитное поле над кимберлитовыми и лампроитовыми телами и могут играть существенную роль в интерпретации магнитных характеристик кимберлитов, лампроитов и родственных им пород.

Условия сохранности алмаза можно оценить, изучая структуры распада твердых растворов в желваках высокохромистого пикроильменита (Гаранин и др., 1984), в зсрнах гранатов (Боткунов и др., 1987) и пироксенов. Температурный режим охлаждения («закалка») благоприятствует сохранению кристаллов алмаза и твердых растворов МСА. О длительности пребывания алмаза и его МСА в неравновесных условиях, а также о степени агрессивного воздействия кимберлитовой и лампроитовой магм на эти минералы, можно судить на основе результатов морфологических исследований последних. Критерии отличия микрорельефа растворения от форм роста для МСА и алмаза в настоящее время достаточно хорошо разработаны (Афанасьев, 1991; Кудрявцева и др., 2005). Наличие интенсивно развитого микрорельефа растворения на поверхности протоматматических сколов минералов-спутников, а также присутствие мощных келлифитовых кайм на гранатах и клинопироксенах, оторочек перовскита в реакционных каймах на зернах ильменита указывают на длительность процесса становления кимберлитовых тел и косвенно свидетельствуют о процессе растворения алмаза.

С учетом вышесказанного методического подхода и минералогических факторов, определяющих алмазоносность кимберлитовых и других родственных им пород, под руководством и при непосредственном участии диссертанта в лаборатории месторождений алмаза создана автоматизированная система поиска алмазоносных пород, предусматривающая последовательное выполнение операций, отражающих этапность изучения МСА и предварительную экспресс-оценку алмазоносности объекта (Гаранин и др., 1991).

Глава 5. Важнейшие минералы-спутники алмаза и их парагенезисы в связи с критериями оценки алмазоносности кимберлитов

Совершенствование как минералогических, так и других методов поиска алмазоносных пород в век информативных технологий должно идти по пути создания автоматизированных систем на базе компьютерных технологий анализа, обработки и хранения больших массивов данных. Это стратегическое направление совершенствования метода поисков не только алмазоносных объектов, но и других месторождений полезных ископаемых.

Принципы подхода к классификации МСА в нашем случае основываются на собранных и статистически обработанных банках данных электронно-зондовых анализов (составов) минералов из включений в алмазе, сростков с ним, ксенолитов алмазоносных и неалмазоносных разновидностей ультраосновных и основных пород, т.е. составах минералов, привязанных к петрографическим разновидностям мантийных пород. Таким образом, в разработанных нами классификациях МСА заложена генетическая основа.

Исходя из поставленной задачи создания классификаций МСА, т.е. выявления структуры данных в исследуемой выборке конкретного минерала (соответствующие группы) и обоснования ее с генетических позиций, был выбран кластерный анализ. В этом методе в качестве меры выделения групп нами было использовано Евклидово расстояние. Подробно весь механизм работы этой процедуры описан в работе В.К. Гаранина и др. (1990). Для каждой выделенной группы рассчитаны дискриминантные функции, которые дают возможность вновь поступающие для анализа выборки этого минерала из трубки, рудного столба, россыпи и т.д. распределить по выделенным группам. При этом решаются многие генетические и практические задачи, касающиеся особенностей распределения групп для того или иного объекта, например, соотношения гранатов ультраосновного и экологитового парагенезиса, алмазного и неалмазного, соотношения гранатов ильменитовых парагенезисов с гранатом иных парагенезисов и т.д. Для всех выборок минералов формируются диаграммы и гистограммы, средние содержания оксидов и пределы колебания, корреляционные матрицы и другие параметры статистической обработки.

Нами были разработаны химико-генетические классификации граната, оливина, клинопироксена, хромшпинелида и ильменита (Гаранин и др., 1991; Богатиков и др., 1999).

Выделенные парагенезисы этих минералов достаточно полно отражают все многообразие известных минеральных парагенезисов МСА из кимберлитов.

Выделение парагенезисов МСА позволяет решать различные задачи, такие как паспортизация тел, идентификация и типизация ореолов рассеяния кимберлитовых тел и т.д., за счет повышения информативности минералогических методов поиска, т.к. выделенные группы для каждого минерала включают в себя практически весь спектр его минеральных ассоциаций из коренных источников. Разработанные классификации МСА с успехом применялись нами при рассмотрении особенностей их состава для различных объектов Архангельской, Якутской алмазоносных провинций, Урала, Тимана и других районов России.

Глава 6. Магнетоминералогия микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов и родственных им пород: генетические и практические следствия

Это направление на протяжении многих лет достаточно эффективно развивалось в лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета. В то же время в кооперации с кафедрой геомагнетизма Физического факультета МГУ проводилось изучение магнитных характеристик пород с их интерпретацией и связи с оксидной минерализацией. Магнетоминералогия – перспективное на сегодня направление в изучении щелочно-ультраосновных пород, основа интерпретации магнитных аномалий над их телами.

Оксиды из связующей массы кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции

Общая площадь распространения известных объектов магматизма Архангельской области составляет менее 20 000 км². Простирающаяся вдоль юго-восточного побережья Белого моря на северо-западе Русской плиты ААП только на Зимнем Берегу насчитывается более 70 трубок щелочно-ультраосновных пород (кимберлиты, оливковые меллититы и базальты), из которых 7 тел (10%) на сегодняшний день относятся к объектам с промышленной алмазоносностью. В Зимнебережном районе ААП по характеру пространственного размещения магматических объектов выделяются следующие поля: Золотицкое, Кепинское, Верхотинское, Мельское, Ижмозерское, Турьянское, Полтинское, Пинжское. Известные на сегодня промышленно-алмазоносные трубки, выполненные кимберлитами, сосредоточены в пределах Золотицкого поля (месторождение им. М.В. Ломоносова) и Верхотинского поля (месторождение им. В. Гриба). Трубки и силлы кимберлитов, оливковых меллититов и базальтов других полей являются слабоалмазоносными и неалмазоносными. Алмазоносные трубки располагаются на Товском и Верхотинском выступе кристаллического фундамента. Для трубок Зимнебережного района характерны слабоконтрастные аномалии интенсивностью от 2-5 до 50 нТл. Возраст магматизма Архангельской провинции на основании изучения ископаемых остатков флоры и фауны в кратерных и жерловых частях кратера (Веричев и др., 2000; Саблуков, 1984, 1995) с учетом возраста перекрывающих пород определяется как поздний девон - ранний карбон (375-350 млн. лет). Алмазы установлены в тех или иных количествах в большинстве трубок и силлов Зимнебережного района.

Проведенные нами исследования образцов горных пород и минералов из 38 трубок Зимнебережного района (более 1000 электронно-зондовых анализов) позволили установить закономерности в содержаниях и составе микрокристаллических оксидов из связующей массы пород. Выявлена корреляция между магнитными свойствами пород, слагающих магматиты, масштабностью проявления и составом микрокристаллических оксидов из связующей массы пород. Соотношение минералов и степень их распространения в породе, наряду с химическим составом обнаруживают корреляцию с алмазоносностью объектов. В табл. 5 представлены обобщенные данные о распространенности, количественных соотношениях и последовательности кристаллизации микрокристаллических оксидов в связующей массе кимберлитов и родственных им пород ААП. Характерная особенность микрокристаллических оксидных минералов – малый размер выделений (обычно <10–30 мкм, редко до 50–100 мкм) и практически всегда высокая степень их идиоморфизма.

Соотношения и последовательность кристаллизации микрокристаллических оксидов в связующей массе кимберлитов и родственных им пород Зимнебережного района

Поле	Объект	Состав оксидов
Золотницкое поле	Месторождение им. М.В. Ломоносова	Al, Ti-содержащие хромшпинели (преобладают, 70%) ? хромовая ульвешпинель (~20%) > сфен (~10%)
Верхотинское поле	Месторождение им. В. Гриба	Al, Ti-содержащие хромшпинели (~30%) + хромсодержащий пикроильменит (~30%) ? магнизиальная Cr-содержащая ульвешпинель (~30%) ? магнизиальный титаномагнетит (~3%) + перовскит (~5%) ? марганцовистый ильменит (~1%)
Верхотинское поле	Трубки оливиновых мелилититов	Al, Ti-содержащие хромшпинели (менее 5%) ? магнизиальный Cr, Al-содержащий титаномагнетит (~40%) ? титаномагнетит (~55%)
Кепинское поле	Трубки кимберлитов, пикритов и оливиновых мелилититов	Al, Ti-содержащая хромшпинель (<2%) ? хромовая ульвошпинель (~5%) ? Cr-содержащий титаномагнетит (~10%) ? рутил (23-62%) ? титаномагнетит (15-30%) ? рутил, обогащенный примесями Nb и Fe (~20%) ? Mn-содержащий ильменит (~5%)
Ижмозерское поле	Трубка Чидвия	Mg-Al, Ti-содержащая хромшпинель (20%) ? титаномагнетит (80 %)
Турьинское поле	Трубки щелочных базальтоидов	Исключительно Mg, Al-содержащий титаномагнетит

Для кимберлитовых и родственных им пород Архангельской провинции на основе набора, соотношения и особенностей состава микрокристаллических оксидов на сегодня можно выделить пять типов пород:

1. Магнезиальные кимберлитовые породы Mg-Al серии с хромитовой специализацией оксидов связующей массы (алмазоносное Золотницкое поле) с преобладанием Al-Ti содержащего (53-61 мас.% Cr₂O₃, 1-4 мас.% TiO₂) хромита.

2. Магнезиальные кимберлитовые породы Mg-Ti серии с хромшпинель-пикроильменитовой специализацией оксидов связующей массы (алмазоносная кимберлитовая трубка им. В. Гриба, Верхотинское поле) с преобладанием Ti -содержащего пикрохромита (44-52 мас.% Cr₂O₃, 3-6 мас.% TiO₂) и хромсодержащего пикроильменита (13-14 мас.% MgO, 4-6 мас.% Cr₂O₃).

3. Оливиновые мелилититы Mg-Al серии слабоалмазоносных тел Верхотинского и Ижмозерского полей с преобладанием в связующей массе пород магнизиального Cr-Al-содержащего титаномагнетита.

4. Слабоалмазоносные и неалмазоносные кимберлиты и оливиновые мелилититы Fe-Ti серии Кепинского поля с преобладанием рутила и титаномагнетита в цементе породы.

5. Тела щелочных базальтов Турьинского поля с Al-Mg- содержащим титаномагнетитом, Mn-ильменитом и их сростками.

В широтном направлении от Золотницкого поля к Турьинской группе тел уменьшается суммарная доля хрома, магния и Fe²⁺ в расплаве, возрастает доля титана и Fe³⁺, окислительный потенциал среды кристаллизации пород увеличивается, о чем свидетельствует возрастание количества титаномагнетита в Турьинском поле оливиновых базальтов и практически исчезновение хромитов и хромистых титаномагнетитов. Выявленные особенности изменения составов оксидных минералов подчеркивают латеральную зональность территории Зимнебережного кимберлитового района ААП.

С целью разработки минералогических критериев для оценки реальной алмазоносности объектов и уточнения генетической принадлежности щелочно-ультраосновных пород был выполнен анализ особенностей химического состава микрокристаллических оксидов

(шпинелидов, ильменита, рутила) с использованием методики кластерного анализа для выделения химико-генетических групп (ХГТ). Генетическая привязка кластерных групп выполнена на основе детальных минералогических исследований, позволяющих определить место оксидов каждой из выделенных групп ХГТ в процессе кристаллизации кимберлитовых и других расплавов.

Выделено 10 кластерных групп *шпинелидов* от хромитов до магнетитов, различающихся пределами колебаний основных оксидов и распространенностью в соответствующих группах.

Ильменит. В связующей массе изученных кимберлитов Золотичского поля этот минерал не обнаружен, а в трубках Кепинского поля, напротив, наиболее распространен. Посредством кластерного анализа вся совокупность выборки анализов химического состава ильменита была разбита на 6 групп, имеющих четкую генетическую привязку. Отметим, что ильменит – наименее распространенный минерал по отношению к шпинелидам и рутилу в связующей массе кимберлитов и родственных им тел ААП.

Рутил. Минерал обнаружен в связующей массе кимберлитов и родственных им тел слабоалмазоносного Кепинского поля. Результаты обработки аналитической информации позволили выделить две группы рутила из связующей массы кимберлитов, различающаяся по содержанию Fe.

Реперная граница составов шпинелидов алмазоносных кимберлитов лежит на границе содержания хрома более 40 мас.% Cr_2O_3 при содержаниях титана менее 4 мас.% TiO_2 , при низком, (не более 10 об.%) содержании перовскита в матрице породы.

Слабой или убогой алмазонасностью будут обладать кимберлиты и родственные им тела, в связующей массе которых преобладают магниезильный Cr-Al-содержащий титаномагнетит и магнетит или магниезильная хромсодержащая ульешпинель, содержание Cr_2O_3 в которых не превышает 35,5 мас.%, при содержании TiO_2 от 3,5 до 17,0 мас.% и Fe_2O_3 от 19,5 до 54,0 мас.%, а также, когда в связующей массе кимберлитов присутствуют в значительных количествах (более 75% в случайной статистически достоверной выборке зерен) другие высокотитанистые фазы: ильменит, рутил, сфен, перовскит.

Сопоставляя особенности состава оксидных минералов и их распространенности в телах из различных полей Архангельской провинции, можно сделать некоторые обобщения в плане предварительного районирования кимберлитовых объектов провинции. Отчетливо проявляется тенденция роста активности железа (особенно трехвалентного) и титана в кимберлитовых и других системах в направлении от объектов Золотичского поля к трубкам базальтоидов Турьинской группы. Выявляется центральная позиция объектов Золотичского поля и трубки им. В. Гриба в Зимнебережном кимберлитовом районе, как правило, с высокой потенциальной и с пониженной реальной алмазонасностью, в то время, как алмазонасность «периферийного» Кепинского поля этого района – явление достаточно фрагментарное.

Оксиды из связующей массы кимберлитов и родственных им пород Якутской алмазоносной провинции

В пределах ЯАП с площадью свыше 800 тыс. км² расположено около 1200 кимберлитовых и родственных им тел. Вся территория ЯАП за исключением Анабарского кристаллического щита покрыта мощным чехлом (в среднем 2 км) терригенно-карбонатных пород протерозойского и раннепалеозойского возраста. При этом имеется мощная трапповая формация пермского и триасового возраста. Мезозойские отложения приурочены к пограничным молодым прогибам. Для Якутской алмазоносной провинции, как и для ААП, выявлены геолого-тектонические, петрохимические, геохимические и минералогические закономерности в размещении тел.

Автором рассмотрены результаты изучения микрокристаллических оксидов (шпинелидов, ильменита, перовскита и рутила) из связующей массы различных типов кимберлитовых и других пород из 42 тел, локализованных в 14-ти кимберлитовых полях Якутской провинции. Данные тела различаются по строению и расположению на территории провинции, по составу, алмазонасности и возрасту слагающих пород, соотношению минералов тяжелой фракции и ксенолитов мантийных пород, морфологии алмаза. Созданная база данных включает около 2000 полных электронно-

зондовых анализов шпинелидов, ильменита и перовскита и других минералов из связующей массы кимберлитов и родственных им пород.

Характерная особенность микрокристаллических шпинелидов и других оксидов — малый размер выделений (обычно <10–30 мкм, редко до 50–100 мкм) и практически всегда высокая степень их идиоморфизма (образуют октаэдрические кристаллы с несколько искаженными гранями и ребрами). В связующей массе пород шпинелиды слагают самостоятельные зерна гомогенного и зонального строения, зерна с каймами марганцовистого ильменита, рутила и перовскита, включенные в фенокристаллах оливина и флогопита, каймы вокруг магнезиального ильменита и желваков шпинелидов-ксенокристов, сростки с ильменитом, перовскитом и рутилом.

Типоморфными особенностями химического состава микрокристаллических шпинелидов связующей массы кимберлитов, существенно отличающимися их от шпинелидов из нодулей мантийных пород, являются повышенная титанистость (не менее 1,7 мас.% TiO₂ в наиболее высокохромистых разностях) и сравнительно низкое содержание алюминия (не более 16,5 мас.% Al₂O₃ в наиболее высокоглиноземистых разностях). Они образуют так называемый кимберлит-пикритовый тренд в отличие от пикритового для шпинелидов мантийных пород.

Сопоставление особенностей оксидной минерализации с данными по петрохимическому составу соответствующих кимберлитов, соотношению глубинных минералов тяжелой фракции и ксенолитов мантийных пород свидетельствует о том, что особенности оксидной минерализации кимберлитовой матрицы тесно связаны с химизмом и минеральным составом нодулей мантийных пород, участвующих в образовании кимберлитовых расплавов. Анализ всей совокупности этих данных позволил выделить в пределах ЯАП четыре основных типа кимберлитовых и родственных им пород с различной специализацией микрокристаллических оксидов:

1. Кимберлитовые породы с хромшпинелевой специализацией оксидов связующей массы.

Яркие представители этого типа — ураганноалмазоносные кимберлитовые трубки Ботуобинская, Нюрбинская, Айхал, Интернациональная и ряд низкоалмазоносных тел Харамайского поля (трубки Эвенкийская, Болото-1, Болото-2). Содержание хромитов (от 0,06 до 0,37 кг/т) резко превосходит количество пикроильменита (от 0 до 0,06 кг/т). Выход минералов тяжелой фракции, как правило, очень низкий (от 0,1–1,92 до 6,82–7,73 кг/т). Общее содержание микрокристаллических оксидов низкое, особенно в ураганноалмазоносных породах (<1 об.%), до 7–10 об.% в кимберлитах неалмазоносных трубок Обнаженная и Новинка. Наиболее распространены хромшпинелиды (до 95 %), в меньшем количестве встречаются железистый и марганцовистый ильменит (от 0–10 до 40–60 %). В низко-, и неалмазоносных породах, как правило, повышено содержание перовскита (до 40–70 %).

Особенностями хромшпинелидов из связующей массы кимберлитов ураганноалмазоносных трубок является наличие Ti-содержащих пикрохромитов с исключительно высоким содержанием хрома и низким содержанием титана (54,3–59,9 мас.% Cr₂O₃; 1,7–2,8 мас.% TiO₂; 8,9–12,4 мас.% MgO; 3,9–9,7 мас.% Al₂O₃; 0–0,7 мас.% MnO; 4,5–8,5 мас.% Fe₂O₃), дающих начало тренду кристаллизации шпинелидов в этих породах. В целом в кристаллизационных трендах составов микрокристаллических шпинелидов из кимберлитов с подобной специализацией оксидов связующей массы участвуют хромиты и титаномагнетиты разнообразного состава.

2. Кимберлитовые породы с хромшпинелид-пикроильменитовой специализацией оксидов связующей массы.

Кимберлитовые породы данного типа наиболее широко распространены в пределах ЯАП. Они слагают высокоалмазоносные трубки Мир, Удачная, среднеалмазоносные трубки Сытыканская, Зарница, Комсомольская, Дачная, Малокуонагская, низкоалмазоносные тела Дьянга, Университетская, Гренада и неалмазоносную дайку Лось. Они относятся к магнезиально-железистым кимберлитам. Общее содержание минералов тяжелой фракции в кимберлитах данного типа заметно повышено. Для них характерно высокое содержание пикроильменита и, как правило, повышенное содержание пиропы при резко подчиненном количестве хромшпинелей.

Микрокристаллические оксидные минералы связующей массы кимберлитов представлены в равной мере, как шпинелевыми, так и ильменитовыми (в том числе пикроильменитовыми) фазами.

Общее содержание микрокристаллических оксидов в кимберлитовой матрице повышено (до 5-20 об.%). Наиболее близкое соотношение микрокристаллических выделений этих минералов (шпинелиды 35-55%, ильменит 35-50%) характерно для матрицы высокоалмазоносных кимберлитов с низким содержанием перовскита (< 10-15%) и рутила (< 15%). В матрице менее алмазоносных кимберлитов содержание перовскита повышено (от 20-30 до 80-85%), распространенность ильменита от 5-10 до 30%, шпинелидов от 10-15 до 50-70%. Пониженное содержание микрокристаллических шпинелидов присуще, главным образом, матрице кимберлитов с высокой (до 30-40%) распространенностью рутила (трубка Комсомольская).

Для связующей массы высоко-, и среднеалмазоносных кимберлитов с хромшпинель-пикроильменитовой специализацией оксидов связующей массы (трубки Мир, Удачная и др.) типоморфны высокохромистые пикрохромиты, содержащие 43,1-52,6 мас.% Cr_2O_3 ; 3,7 мас.% TiO_2 ; 7,7-13,6 мас.% MgO ; 1,5-10,1 мас.% Al_2O_3 ; 0-1,3 мас.% MnO ; 4-17 мас.% Fe_2O_3 . В кристаллизационных трендах микрокристаллических шпинелидов из неалмазоносных кимберлитов с подобной специализацией оксидов связующей массы сравнительно широко представлены ульвошпинели разнообразного состава, магнезиальный титаномагнетит и Mg-содержащий магнетит и перовскит.

3. Кимберлитовые породы с титаномагнетит-пикроильменитовой специализацией оксидов связующей массы.

В ЯАП такие породы встречаются сравнительно редко (трубки Моркока и Ленинградская, дайковое тело Ан-21). С определенной долей условности к данному типу нами отнесены также кимберлитовые породы трубки Дальняя, порфиновые кимберлиты I фазы внедрения которой характеризуются повышенной алмазоносностью (среднеалмазоносные) и заметно отличаются от типичных слабоалмазоносных кимберлитов этого типа по целому ряду признаков.

Индикаторные минералы тяжелой фракции представлены, главным образом, пикроильменитом (в трубке Дальняя 11,9-12,9 кг/т), пироп присутствует в крайне малом количестве, а хромшпинелиды встречаются еще реже или вовсе отсутствуют.

Общее содержание микрокристаллических оксидных фаз обычно составляет 4-5%. Наиболее распространен пикроильменит (до 40-90 %), а в матрице кимберлитов трубки Ленинградская — магнетит (до 40 %) и рутил (до 30 %). Количество перовскита колеблется от 5 до 20%. В связующей массе кимберлитов с титаномагнетит-пикроильменитовой специализацией микрокристаллических оксидов шпинелиды представлены исключительно Mg-содержащей и магнезиальной ульвошпинелью, титаномагнетитом и магнетитом. Микрокристаллические хромшпинелиды не установлены.

4. Кимберлитовые и родственные им породы с титаномагнетит-перовскитовой специализацией оксидов связующей массы.

Породы данного типа представлены неалмазоносными порфировыми кимберлитами и родственными им породами Куойжского, Лучаканского, Дюкенского, Среднекуонапского и Нижнекуонапского полей. Для них характерно расположение в пределах северной части ЯАП (Нижне-Оленекский и Куонапский районы) и нередко заметное отклонение по минералогическому и петрохимическому составам от типичных кимберлитов ЯАП высокими содержаниями титана (более 2 мас.% TiO_2) и тяжелых редких земель ($\text{HREE}_{\text{ЕЛ-ІІІ}}=1,7-6,6 \text{ ppm}$).

Содержание микрокристаллических оксидных минералов высокое до 20 об.%. Они представлены исключительно шпинелидами и перовскитом, приблизительно в равных количествах. Микрокристаллический пикроильменит полностью отсутствует. В матрице кимберлитов отдельных тел отмечен марганцовистый ильменит, слагающий каймы вокруг перовскитовых зерен. Характерная черта ансамбля микрокристаллических шпинелей из связующей массы пород вышеуказанных полей — резкое преобладание ульвошпинелей и титаномагнетитов широкого спектра составов. Хромшпинелиды либо отсутствуют вовсе, либо встречаются в резко подчиненном количестве. Тренд кристаллизации микрокристаллических шпинелидов для данных тел начинается со среднехромистых пикроферрихромитов (32-41 мас.%

Cr_2O_3 , 5,3-11 мас.% TiO_2). Широко представленные в матрице пород данного типа ульвошпинели отличаются широким разнообразием составов.

Для сравнения приведем результаты исследования состава шпинелидов из связующей массы алмазных пород трубки Маджгаван (Центральная Индия). По мнению А.Д. Харькова соавторами (1995; 1998), породы этой трубки занимают промежуточное положение между кимберлитами и лампронтами.

Наши исследования показали, что наиболее распространенный оксидный минерал в связующей массе порфировых пород трубки Маджгаван – рутил. Хромшпинелиды присутствуют в резко подчиненном количестве, а ильменит и перовскит не установлены. При этом все хромшпинелиды (26,6-48,4 мас.% Cr_2O_3) характеризуются повышенным содержанием титана (8,9-15,0 мас.% TiO_2) и сравнительно малым количеством алюминия (1,5-3,1 мас.% Al_2O_3), что заметно отличает хромшпинелиды этих уникальных пород от таковых из связующей массы кимберлитов ЯАП.

По нашему мнению это 5-й тип пород: кимберлиты с хромшпинелид-рутиловой специализацией оксидов связующей массы.

Мы рассмотрели этот тип алмазных пород не случайно. Есть перспектива открытия алмазных пород подобного типа в России. Тем более, что схожие трубки уже имеются. В Якутии – это трубка Комсомольская. В Келинском поле ААП это, например, слабоалмазные породы Шоча, Октябрьская и др.

Для разработки химико-генетических классификаций (ХГК) шпинелидов и ильменитов из связующей массы кимберлитов и других тел были статистически обработаны аналитические данные по базовым 30 телам всех основных районов этой провинции на основе кластерного анализа (порядка 1000 ан.).

Выделено 15 химико-генетических групп (ХГГ) собственно кимберлитовых шпинелидов и 11 ХГГ ильменита, различающихся пределами колебаний содержаний основных оксидов, корреляционными связями между ними, распространенностью, фазовыми взаимоотношениями с другими минералами связующей массы кимберлитов с разным уровнем алмазности. Особенности состава хромшпинелидов из связующей массы изученных кимберлитовых и родственных им пород из тел ЯАП, отвечающих наиболее ранним этапам кристаллизации шпинелевых фаз в кимберлитовых и карбонатитовых расплавах, отражены в табл. 6.

Интерес для оценки реальной алмазности представляет перовскит. Повышенное количество перовскита (до 30-50% от оксидных фаз матрицы) характерно, главным образом, для связующей массы кимберлитов низко-, и неалмазных тел. В матрице ураганно-, высоко- и среднеалмазных кимберлитов этот минерал в таком количестве не встречается. Таким образом, содержание перовскита в связующей массе кимберлитовых пород – один из косвенных показателей их алмазности.

Нами установлено, что критериями отбраковки алмазных кимберлитов на начальных стадиях геологоразведочных работ являются масштабное присутствие хромшпинелидов, содержащих более 40 мас.% Cr_2O_3 и менее 4 мас.% TiO_2 , хромсодержащего пикроильменита и низкое количество перовскита (менее 5%) в их матрице.

Из-за возможного окисления и растворения алмаза в кимберлитовом расплаве при его подъеме к земной поверхности реальная алмазность кимберлитов может существенно отличаться от потенциальной. Присутствие в связующей массе кимберлитов большого числа разнообразных по составу, последовательно формирующихся Ti-шпинелидов (ульвошпинель и титаномagnetит) образующих протяженные (непрерывные) кристаллизационные тренды, является индикатором снижения изначальной алмазности кимберлитов в результате длительного подъема кимберлитового расплава к поверхности в условиях постепенно нарастающего окислительного потенциала минералообразующей среды.

Таблица 6

Особенности состава хромшпинелидов (в мас.%) из связующей массы кимберлитовых пород ЯАП, отвечающих наиболее ранним этапам кристаллизации шпинелевых фаз в кимберлитовых расплавах

Алмазо-носность	Типы кимберлитовых и родственных им пород											
	Высокомагнезиальные кимберлиты с хромшпинелидовой специализацией оксидов связующей массы			Магнезиально-железистые кимберлиты с хромшпинелид-пикрольменитовой специализацией оксидов связующей массы			Магнезиально-железисто-титанистые кимберлиты с пикрольменит-титаномагнетитовой специализацией оксидов связующей массы			Кимберлитовые и родственные им породы с перовскит-титаномагнетитовой специализацией оксидов связующей массы		
	Трубка	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Трубка	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Трубка	Трубка	Cr ₂ O ₃	TiO ₂		
Ураганно-алмазоносные	Ботубинская	57,6-58,9	2-2,8	Мир:								
	Нюрбинская	56-59,9	1,7-2,3	ПК	48,4-51,4	2,3-5,1						
	Интернациональная	53,2-53,5	2,1-3,7	АКБ	42,4	5,4						
	Айхал	57-59,3	2-2,3									
Высокоалмазоносные				Удачная-Западная	45-49,5	3,7-4,9						
				Удачная-Восточная	46,6-48,1	4,3-5,6						
Среднеалмазоносные	Юбилейная:			Сытыканская:			Дальняя:	ПК	АКБ			
	ПК	50-52,9	4,4-5,2	юго-зап. тело;	39,4-41,3	4,6-4,78						
	АКБ	52,7-53,9	2,8-3,2	сев.-вост. столб;	38,5-40,2	4,15-4,94						
				центр. столб	51,2-54	4-5,6						
			Малокуонапская	50-50,8	4,3-5,9							
			Зарница	42,8-44,1	5,2-5,7							
Низкоалмазоносные	Эвенкийская:			Университетская	36,9-40,1	7,87-9,14	Ленинградская					
	ПК	53-56	2,4-2,7									
	жильный к-т	44,2-44,6	6,4-6,6									
	Болото-1	42,2-47,5	3,5-5,2									
			Болото-2	43,7-45,8	5,8-6,4							
Неалмазоносные	Обнаженная	38-41,3	7,1-7,9	Гренада:			Моркока					
				ПК	37,3-38,7	9,2-10,5						
				КБ	23,4-25,4	11,4-12,4				Монтичеллитовая	36-39	7,6-8,4
										Великан	30,5	11,2

Таким образом, широкое многообразие составов оксидных фаз, их количество и соотношение отражают глубину, динамику становления, характер изменения РТ-параметров, окислительной обстановки и химизма минералообразующей среды в процессе эволюции кимберлитовых и родственных им систем и отражает степень алмазности этих пород.

Оксиды из связующей массы лампроитов Австралии, Испании и России

Изучение оксидов из связующей массы лампроитов Австралии, Испании и России позволило выявить их типоморфизм на уровне провинций, типов лампроитовых пород (ультраосновные, основные) и их фациальной принадлежности (туфы, туфобрекчии, интрузивные лампроиты, дайковые фации). Распространенность оксидных минералов, их соотношение и состав коррелируют с алмазностью лампроитов, как и в случае кимберлитов.

К типоморфным признакам оксидов из связующей массы лампроитов относятся: их распространенность («плотность» рудной минерализации), набор различных минеральных фаз и их соотношение, размеры выделений, а также химический и фазовый состав последних.

На уровне провинций — это широкое проявление рутила, перовскита и К-Ва-содержащих титанатов в связующей массе лампроитов Австралии, апатита и ильменита — для лампроитов Испании и титаномагнетитовая специфика лампроитов России.

Микрокристаллические хромшпинелиды (46-61 мас.% Cr_2O_3 , 3,0-3,5 мас.% TiO_2) из связующей массы алмазных оливиновых лампроитовых туфов трубки Аргайл представляют преобладающую рудную фазу. Следующая по распространенности рудная фаза — рутил, незначительное распространение имеет ильменит, как правило, марганцовистый. Для среднеалмазных оливиновых лампроитов (туфовой фации) трубки Эллендейл-4 также характерно присутствие в связующей массе магнизиальных хромшпинелидов, нередко зональных, с высокими содержаниями хрома (58-64 мас.% Cr_2O_3 , 3-5 мас.% TiO_2). Наблюдаются многочисленные выделения перовскита, рутил по распространенности занимает последнее место по отношению к выше названным оксидам. В убогоалмазной флогопит-оливиновой трубке Эллендейл-11 хромшпинелиды также, как и в трубках Аргайл и Эллендейл-4, высокохромистые (57-58 мас.% Cr_2O_3), но практически все они зональные и в большом количестве присутствует перовскит.

В неалмазных оливин-лейцитовых лампроитах интрузивной фации трубки Маунт-Седрик отмечены хромшпинелиды зонального строения с пониженными магнизиальностью и хромистостью (51-54 мас.% Cr_2O_3) при высоких содержаниях железа и широко распространены выделения прайдерита, джеллеита и перовскита. Особенность неалмазных флогопит-лейцит-диопсидовых с рихтеритом лампроитов (фицроитов) основного состава интрузивной фации трубки Жерло 81-ой мили — широкая распространенность апатита, рутила, прайдерита и полное отсутствие шпинелидов и ильменита.

Во всех лампроитах отмечается незначительная (вплоть до полного отсутствия) распространность ильменита.

В целом для изученных испанских лампроитов (хумилитов и канкалита) характерны широкая распространенность рудных минералов в матрице, преобладание апатита, широкое развитие ильменита, высокотитанистого хромистого магнетита, титаномагнетита ряда ульвошпинель-магнетит и армоколита.

В лампроитах Центрального Алдана резко преобладает титаномагнетит.

Итак, изучение оксидов из связующей массы лампроитов полностью подтверждает ранее сделанный вывод для кимберлитов, что типоморфные особенности этих минералов эффективны для косвенной оценки алмазности лампроитовых тел.

Магнитные свойства кимберлитов, лампроитов и родственных им пород и их значение в разведке этих пород и поиске алмазносных тел

Нами был применен комплекс магнитных методов для изучения кимберлитов Якутии и Европейской части России и лампроитов Австралии, Испании и России, что дало возможность выявить магнитные характеристики кимберлитов и лампроитов, а также проинтерпретировать их

на основе оксидной минерализации связующей массы пород. В результате обобщения и интерпретации магнитных данных можно отметить главное:

Кимберлиты ЯАП и ААП различаются по таким магнитным параметрам как I_n , α_0 . Величины I_n и α_0 кимберлитов ААП более чем на порядок ниже по сравнению с соответствующими величинами у кимберлитов Якутии. Лампронты Австралии занимают промежуточное положение по значениям I_n , а α_0 приходится на верхнюю границу среди кимберлитов Якутии. Лампронты России по значению α_0 приходится на нижнюю границу этого параметра для кимберлитов Якутии.

Наибольшей коэрцитивностью H_{CR} обладают кимберлиты ААП, менее коэрцитивны образцы кимберлитов из тел Якутии, а лампронты Австралии низкокоэрцитивны. Как известно, значительный вклад в этот параметр вносят тонкодисперсные гематит и магнетит, образующиеся в процессе окисления. Соотношение между параметрами магнитной вязкости S_{VE} и S_{V0} у исследованных образцов различно: у кимберлитов $S_{VE}/S_{V0} \sim 1$, у лампроитов Австралии — $S_{VE}/S_{V0} > 2$. При этом данные параметры достаточно высокие у кимберлитов ААП (до 135 Э), у кимберлитов Якутии они не достигают 35 Э. Самые высокие параметры магнитной вязкости у лампроитов России (S_{VE} до 1523 и S_{V0} до 4800). Значения фактора Q_n для всех кимберлитов низкие (кимберлиты ААП: 0,07-4,4; кимберлиты Якутии: 0,1-10,0). Лампронты Испании (9,2-46,5) и России (1,9-221) в целом достаточно высокие значения фактора Q_n .

Величины точек Кюри имеют большой разброс и находятся в пределах 340-675°C для большинства слабоалмазоносных кимберлитов Архангельской провинции и в несколько более узкой области — у кимберлитов Якутии (365-645°C). Это свидетельствует о сложном составе ферримагнитной фракции слабоалмазоносных кимберлитов, как Архангельской провинции, так и Якутии. Вогнутый пик кривых I_s (T) с размытой областью превращения «ферримагнетик-парамагнетик» характерен для кимберлитов Европейской части России и лампроитов Австралии (рис. 9). Кимберлиты Якутии имеют, в основном, выпуклые кривые I_s (T). Кривые имеют более сложную конфигурацию, т.к. в кимберлитах Якутии (особенно в средне-, и слабоалмазоносных трубках) широко представлены магнетит, твердый раствор ряда магнетит-магнетит и титаномагнетиты со структурами распада твердого раствора. Ход кривых I_s (T) определяется вкладом различных ферримагнитных минералов, входящих в состав кимберлитов, лампроитов и других пород. Чем меньше эти минералы затронуты последующими процессами со времени их формирования, тем в большей степени ход кривых I_s (T) отражает первичные PT-условия их кристаллизации и соответственно может быть связан с алмазонасностью кимберлитов и иных тел. Сопоставим кривые I_s (T)/ I_s (-196°C) для кимберлитов севера европейской части России и Якутии. Видно, что кривые, соответствующие кимберлитам из тел меньшей алмазонасности, имеют форму, близкую к графику функции Бриллюэна (рис. 9, кривые 1-4), т.е. кимберлиты из непродуктивных тел имеют кривые I_s (T) с отрицательной кривизной, а кривые с положительной кривизной наблюдаются у кимберлитов из алмазоносных тел.

Кривые I_s (T) алмазоносных тел характеризуются ростом величины I_s (T) ниже комнатной температуры. Полученные результаты показывают, что изучение особенностей кривых I_s (T) из тел различной алмазонасности может оказаться перспективным для установления связи между алмазонасностью тел и ходом кривых I_s (T), первичная ферримагнитная фракция которых отражает PT-условия формирования минералов на ранней стадии кимберлитогенеза.

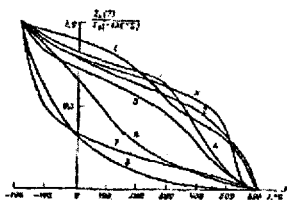


Рис. 9. Сравнение кривых I_s (T)/ I_s (-196°C) нагрева кимберлитов из тел различной алмазонасности: 1, 5 — неалмазоносные тела из ААП, 2-4 — неалмазоносные тела Якутии, 6 — алмазоносные тела ААП, 7, 8 — алмазоносные тела Якутии

Магнетизм кимберлитов Европейской части России и ЯАП определяется разнообразным набором ферримангнитных минералов, причем промышленно алмазоносные трубки в связующей массе кимберлитовых пород содержат, в основном, гомогенные зерна хромшпиннелидов, а в промышленно-алмазоносных трубках Мало-Ботубинского поля – ферримангнитный при Т_{железа} ильменит. Слабоалмазоносные трубки характеризуются присутствием в цементе ферримангнетиков сложного состава. Зерна в них обычно имеют зональное строение, причем зоны представлены ферришпиннелидами с различным содержанием железа и ионов других элементов-примесей, либо ферришпиннелидами с нестехиометричностью состава, обусловленной их окислением, а неалмазоносные - в основном, содержат титаномагнетит с небольшими содержаниями титана. Менее интенсивные магнитные аномалии наблюдаются над промышленно алмазоносными телами, в связующей массе которых распространены хромшпиннелиды со слабовыраженными ферримангнитными свойствами. Таким образом, анализ химического и фазового состава микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов, лампроитов и родственных им пород, их количества и соотношения позволяют определить особенности магнитных свойств этих пород и объяснить проявления интенсивностей магнитных аномалий над телами магматитов, а также косвенно оценить алмазоносность пород и условия эволюции магматитов.

Из представленного материала следует 4-ое защищаемое положение:

Количество, соотношение, химический и фазовый состав оксидов (шпиннелиды, ильменит, перовскит) из связующей массы кимберлитов и родственных им пород отражают глубину заложения, условия формирования, характер эволюции и степень алмазоносности этих пород и являются основой для интерпретации магнитных аномалий над их телами. Для кимберлитовых и родственных им пород алмазоносных провинций России на основе набора, количественных соотношений и особенностей состава микрокристаллических оксидов выделено пять типов пород различной алмазоносности. К признакам алмазоносности относится большое количество хромшпиннелида, содержащего более 40 мас.% Cr₂O₃ и менее 4 мас.% TiO₂, и хромсодержащего пикроильменита. Отрицательным признаком служит присутствие хромшпиннелида, содержащего менее 40 мас.% Cr₂O₃ и более 4 мас.% TiO₂, титаномагнетита разнообразного состава и наличие перовскита (более 5%).

Глава 7. Минералогическая паспортизация и алмазоносность кимберлитовых и родственных им тел, зональность кимберлитовых трубок, районов и провинций

На современном этапе изучения кимберлитов, лампроитов и родственных им пород, а также поиска новых тел эффективно использовать геологические и другие материалы можно только на базе мощных геонформационных систем, в которых одним из важнейших блоков является минералогический. Систематизация минералогических данных в базы, их структурирование, создание новых классификаций алмаза и его минералов-спутников дают возможность наиболее эффективно провести минералогическую паспортизацию известных тел и создать новые технологии поиска алмазоносных кимберлитов, лампроитов и других типов алмазоносных пород. Примером такого рода работ являются проведенные нами обобщения и паспортизация кимберлитов и родственных им тел в Мало-Ботубинском поле ЯАП и на Зимнем Берегу ААП.

Паспортизация кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции на основе типохимизма ильменита

Ильменит из кимберлитов относится к важнейшим минералам-спутникам алмаза (МСА) и, наряду с гранатом, хромшпиннелидом и диопсидом, играет определяющую роль в применении и совершенствовании минералогических методов поиска алмазоносных кимберлитов. Необходимо особо отметить широкое распространение ильменита в кимберлитовых трубках ЯАП, в том числе и высокоалмазоносных, например, в трубках Мир и Удачная, – базовых объектах алмазодобывающей промышленности компании «АЛРОСА». В лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в течение многих лет проводилась

исследования ильменита из массивов щелочных ультраосновных пород и карбопатитов, ультрабазитов и кимберлитов.

К настоящему времени в лаборатории накоплен огромный материал по ильмениту из кимберлитов, слагающих трубки Якутской алмазоносной провинции. Большое внимание в исследованиях ильменита нами было уделено изучению его магнитных свойств методом термомагнитного анализа (Гаранин и др., 1987), типохимизму состава этого минерала из трубок, а также выявлению зональности (неоднородности) зерен ильменита и структур распада твердого раствора в нем. Обработка полученных результатов проводилась с учетом геолого-тектонических особенностей района и алмазоносности трубок.

В результате проведенных исследований и обобщения всего материала были получены следующие результаты, имеющие генетическое и прикладное значение:

В высокоалмазоносных телах отмечается узко выдержанный и четко направленный тренд эволюции состава ильменита из перидотитов через ильменит-пироксеновые породы к гранат-ильменитовым сросткам с увеличением в этом направлении гейкилитового минерала в ильмените. Наиболее высок процент гомогенного магнезиального гемойльменита (ферримагнитный при $T_{\text{комн}}$, ильменит) с наиболее высоким содержанием гематитового минерала (более 34 мол.% Fe_2O_3). Слабее проявлены зональность состава ильменита, масштабность проявления структур распада твердого раствора. В связующей массе пород слабо проявлены реакционные каймы на зернах ильменита. Наиболее широко распространены кристаллы алмаза октаэдрического габитуса.

В слабоалмазоносных телах отмечается более размытый тренд эволюции состава ильменита от перидотитов к гранат-ильменитовым сросткам со значительными вариациями всех трех основных минералов (FeTiO_3 , MgTiO_3 , Fe_2O_3). При этом в тяжелой фракции широко представлен ильменит преимущественно из ильменитовых диопсидитов. Наиболее низок процент гомогенного магнезиального гемойльменита, ферримагнитного при $T_{\text{комн}}$. При этом отсутствует ильменит этой группы с высоким содержанием гематитового минерала более 34 мол.% Fe_2O_3 . Широко проявлены зональные зерна ильменита, как на желваках ферримагнитного при $T_{\text{комн}}$ ильменита, так и на желваках парамагнитного при $T_{\text{комн}}$ ильменита, а также зерна ильменита со структурами распада твердого раствора. В связующей массе пород интенсивно проявлены реакционные каймы на зернах ильменита. Кристаллы алмаза имеют не только октаэдрический габитус, но и наблюдается высокий выход кристаллов алмаза переходной группы октаэдр-додэкаэдр и округлых кристаллов алмаза, что является прямым доказательством снижения алмазоносности этих тел за счет растворения алмазов при их более длительной транспортировке агрессивным кимберлитовым расплавом. Таким образом, не только их потенциальная алмазоносность была невысока, но она еще и уменьшалась в процессе доставки кристаллов алмаза к дневной поверхности.

Ильменит из кимберлитов других районов ЯАП имеет широкие вариации состава, однако наибольшей распространенностью пользуются магнезиальные разновидности с низким и умеренными содержаниями трехвалентного железа (от 3,9 до 16, в среднем 9,5 мас.% MgO ; от 0 до 1,5, в среднем 0,41 мас.% Al_2O_3 ; от 39,8 до 56,6, в среднем 48,93 мас.% TiO_2 ; от 0 до 6,9, в среднем 0,86 мас.% Cr_2O_3 ; от 0,01 до 24,8, в среднем 12,16 мас.% Fe_2O_3). Магнезиальный и магнийсодержащий гемойльменит (ферримагнитный при $T_{\text{комн}}$), являющийся типоморфным минералом для Мало-Ботубинского района, в кимберлитовых породах других районов Якутии присутствует в резко ограниченных количествах. Кроме того, в кимберлитах других районов ЯАП в отличие от Мало-Ботубинского района сравнительно редко встречается железистый и магнийсодержащий ильменит. Ильменит из других районов, также как и из тел Мало-Ботубинского поля, преимущественно относится к ильменитовым гипербазитам, а не эклогитам.

Паспортизация кимберлитовых и родственных им тел Зимнего Берега ААП на основе типоминимизма индикаторных минералов и оценка их алмазности

Нами выполнена минералогическая паспортизация 38 тел щелочно-ультраосновных магматитов из различных полей Зимнебережного района, что позволило установить типоморфные признаки алмаза и его минералов-спутников (МСА) из отдельных трубок, кустов, полей и района в целом и подойти к районированию площади с минералогических позиций. В ходе работы были обобщены и систематизированы все имеющиеся на сегодняшний день данные по содержанию и составу важнейших МСА. Из этих тел, составлены банки данных минералов с помощью разработанных ранее классификаций МСА (Гаранин и др., 1991) выявлена их принадлежность к различным минеральным парагенезисам. Вся эта работа проведена на единой технологической основе и статистически представительном материале. В обработке было задействовано 8000 полных электронно-зондовых анализов граната, клинопироксена, хромшпинелидов и ильменита. На территории Архангельской алмазносной провинции это первая работа обобщающего характера с системным подходом, из которой вытекает множество генетических и прикладных задач. Одна из них – экспертиза и оценка алмазности оперативного характера новых открытых на сегодня объектов филиала АК «АЛРОСА» в г. Архангельске геологоразведочного предприятия «АЛРОСА-Поморье».

Данные минералогической паспортизации кимберлитов из месторождений алмаза показали, что в тяжелой фракции пород обоих месторождений преобладают минералы ультраосновного парагенезиса. В трубках Золотицкого поля (минеральный тип II) они представлены хромшпинель-гранат-клинопироксеновой ассоциацией при практически полном отсутствии ильменита, а в трубке имени В. Гриба – хромшпинель-гранат-клинопироксеновой и ильменит-гранат-клинопироксеновой ассоциацией (минеральный тип I). Установлен высокий процент (6–9%) выхода минералов из высокоалмазносных дунитов и гарцбургитов и алмазносных перидотитов. Минералы эклогитового парагенезиса (выявлены только из магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов) присутствуют в подчиненном количестве (примерно 22% в месторождении им. М.В. Ломоносова и 6% в трубке им. В. Гриба).

Для всех тел района установлено преобладание МСА ультраосновного парагенезиса при переменном, но в целом резко подчиненном количестве МСА эклогитового парагенезиса. Редки минералы глиноземистых и кальциевых эклогитов, образование которых многие специалисты связывают с субдукционными процессами, затягиванием океанических базальтов на большие глубины и их эклогитизации.

Практически для всех изученных тел в исследованных выборках граната и хромшпинелида заметно преобладают или широко распространены минералы из парагенезиса равномернозернистых лерцолитов, что свидетельствует о существовании под всем Зимнебережным районом мощного блока равномернозернистых лерцолитов, в той или иной степени алмазносных, с переменным количеством варьирующих по составу граната, хромшпинелида и клинопироксена. Выявлено повышенное содержание титана (до 4 мас.% TiO_2) в составе большинства зерен высокохромистых (>50 мас.% Cr_2O_3) шпинелидов из кимберлитов и оливниновых мелялятитов ААП, начиная от хромита алмаз-пироповой фации глубинности. Повышенное содержание титана в высокохромистых хромшпинелидах – один из типоморфных признаков щелочных ультраосновных пород ААП. Подобные аномалии в составе хромшпинелидов из тел ААП послужили одним из оснований для предположения о том, что кимберлитовые трубки ААП имеют некоторые черты сходства с лампронтами Австралии (Богатиков и др., 1999).

Широкое проявление катаклаза и интенсивной проработки мантийных пород высокотемпературными флюидами доказывается распространением хромшпинелидов неалмазносных парагенезисов из катаклазированных лерцолитов, гранат-клинопироксен-хромшпинельных сростков и включений в зональных гранатах.

Вероятно, равномернозернистые лерцолиты претерпевали катаклиз с одновременным воздействием высокотемпературных флюидов, что способствовало текстурному изменению и перекристаллизации пород. В результате этих процессов возникли катаклазированные породы с гранат-клинопироксен-хромшпиннелевыми сростками, а также зональные гранаты с включениями хромшпиннелидов, являющиеся, вероятно, продуктами дезинтеграции сильно измененных фрагментов тех же катаклазированных пород. При этом состав хромшпиннелидов эволюционировал в сторону увеличения содержания титана и трехвалентного железа. Катаклиз и воздействие высокотемпературных флюидов, несомненно, вызывали частичное растворение кристаллов алмаза, приобретение ими округлой формы и снижение потенциальной алмазоносности мантийных пород. Выявлена четкая взаимосвязь между количеством и составом МСА, являющихся производными катаклазированных пород (из гранат-клинопироксен-хромшпиннелевых сростков, катаклазированных лерцолитов и зональных гранатов), соотношением габитусных форм кристаллов алмаза и алмазоносностью пород. Чем больше в тяжелой фракции минералов из этих пород, тем менее алмазоносно тело и тем больше в нем кристаллов алмаза додекаэдрического облика и кристаллов переходной группы октаэдр-додекаэдр (О-Д).

В целом спектр составов ильменитовых мантийных пород представлен магнезиальными типами парагенезисов этого минерала. В ЯАП дифференциация глубинных ильменитовых пород проявлена гораздо масштабнее.

Эклогитовые породы присутствуют в мантийном разрезе ААП в подчиненном количестве и развиты неравномерно. В месторождениях имени М.В. Ломоносова и В. Гриба единичные зерна граната и клинопироксена принадлежат высокоалмазоносным высокотитанистым магнезиально-железистым эклогитам. Среди гранатов эклогитового парагенезиса практически во всех названных телах заметно преобладает гранат из алмазоносных магнезиально-железистых ильменит-рутиловых эклогитов. Кроме того, в некоторых телах (месторождения имени М.В. Ломоносова, трубка Шоча, оливиновые меллититы Верхотинского поля) отмечается присутствие граната из высокожелезистых рутиловых эклогитов и эклогитоподобных пород. Большинство выделенных эклогитовых парагенезисов алмазоносно, а значит часть алмазов в телах ААП связана с магнезиально-железистыми и, в меньшей мере, магнезиальными эклогитами.

Анализ результатов проведенной минералогической паспортизации щелочно-ультраосновных пород различных полей Зимнеберезного алмазоносного района свидетельствует о сложном, неоднородном строении верхней мантии в пределах данного региона и различном проявлении процессов преобразования глубинных пород даже в близко расположенных участках. Полученные данные позволяют выделить в пределах Зимнеберезного района три основных блока кимберлитов и родственных им пород.

Блок I формируется Золотинским полем, западной частью Шочинского куста и Ключевским кустом Кепинской площади. Мантийные породы сложены преимущественно магнезиальными ультрабазитами с неравномерным развитием эклогитов (преимущественно магнезиально-железистыми). С севера, востока и юго-востока вышеописанный блок окружен полудугой более титанистых и железистых мантийных пород (блок II), в разрезе которых наряду с магнезиальными ультрабазитами и эклогитами широко представлены интрузии ильменитовых гипербазитов. Это кимберлиты и родственные им породы Верхотинского поля, Солянского и Пачугского кустов Кепинской площади, а также наиболее западных тел Шочинского куста. Неравномерность распределения интрузий ильменитовых ультрабазитов в объеме данного блока мантийных пород обуславливает различную степень участия глубинных ильменитовых пород в образовании кимберлитов и оливиновых меллититов даже в близко расположенных телах данной территории. Мантийные породы рассматриваемого блока в гораздо большей степени подвергнуты перекристаллизации в условиях катаклаза и воздействия высокотемпературных мантийных флюидов. Эти факторы в совокупности с различной глубиной заложения магмогенерирующих очагов и разной динамикой становления тел явились причиной разнообразия минерального состава щелочно-ультраосновных пород данной территории.

Толитовые базальты Турьинского и Полтинского полей, приуроченные к блоку III, отличаются сравнительно высоким заложением магматических очагов и являются дифференциатами сложного расщепления мантийных расплавов с вытравлением дериватов основного (базальтового) расплава. Мантийного материала, в том числе и ильменитовых систем практически нет.

Разная алмазность тел, очевидно, обусловлена целым рядом факторов: первичной алмазностью мантийных пород, глубиной образования очагов кимберлитового магматизма, объемом ассимилированных мантийных и коровых пород, длительностью становления кимберлитовых тел, а также степенью метасоматической проработки мантийных пород при катаклазе, связанном с глубинными тектоническими движениями в процессе перестройки литосферной мантии.

В заключении необходимо подчеркнуть, что проведение паспортизации тел должно включать в себя данные геологического строения, минерального состава пород, химизма минералов тяжелой фракции и связующей массы пород, петрохимические и геохимические данные пород и минералов, а также химизм мантийных пород и особенности состава минералов из этих пород, и, наконец, совокупность данных по алмазу. Сделать паспорт объекта чрезвычайно сложная задача, но это ключ к разработке модели генезиса мантийных и кимберлитовых пород и пониманию генезиса алмазов, а значит к разработке новых, более совершенных и экспрессных, методов поиска месторождений алмаза.

Латеральная зональность кимберлитовых районов и провинций и вертикальная зональность кимберлитовых трубок и ее роль в оценке алмазности этих тел

При поисках алмазных кимберлитов и оценке их продуктивности на основе минералогических критериев существенна информация об изменении состава минералов по вертикальному и горизонтальному разрезу кимберлитового тела. При этом необходимо учитывать, во-первых, корреляционные взаимосвязи алмазности с составом минералов по горизонтали и по глубине, во-вторых, вертикальную зональность, независимо от вызывающих ее причин.

Известно, что зональность провинций проявляется, прежде всего, в закономерном расположении кимберлитовых трубок в пределах кратонов: к их окраинам и складчатым поясам тяготеют более молодые трубки, а древние — к центральным частям кратонов. При переходе от центральных к периферическим частям Якутской провинции наблюдается падение алмазности кимберлитовых тел, обусловленное закономерной сменой субфаций: алмазной, алмаз-пироповой, пироповой, сменяющиеся на периферии провинции проявлениями родственных кимберлитам щелочно-ультраосновных пород (карбонатиты, пикриты, меймечиты и др.) (Милашев, 1965; Каминский, 1972). В этом направлении возрастает доля алмаза эколитоного парагенезиса (Зинчук, Коптиль, 2005) и увеличивается доля алмаза додекаэдрической и кубической форм (Бартошинский, 1984), а также снижается доля пород с высокобарными алмазными парагенезисами и возрастает роль менее глубинных мантийных пород (шинелевые перидотиты, безгранатовые ультрабазиты и пироксениты). В последних работах З.В. Спеццуа (2000; 2002) также отмечается и выявляется латеральная зональность литосферной мантии под Сибирской платформой, связанной со сложным проявлением метасоматоза и частичного плавления мантийного материала. Намечается латеральная минералогическая и геохимическая специализация кимберлитовых полей на Зимнем Берегу ААП, которая коррелирует с алмазностью (Богатиков и др., 1999; Саблуков и др., 2000; 2002).

Латеральная зональность выделяется и на уровне трубки. Иллюстрацией к этому могут служить материалы по трубкам Якутская и Зарница ЯАП. Пробы на трубке Якутская были отобраны на одном из горизонтов по сетке, что позволило проанализировать поведение температуры Кюри ферромагнитных минералов по всей горизонтальной мощности трубки. На основе результатов терромагнитного анализа (ТМА) были построены изолинии температур Кюри магнетита. Система изолиний (рис. 10а) наглядно демонстрирует неоднородное строение трубки по горизонтали, на что указывают наличие температурных минимумов в западной и восточной

частях трубки и высокотемпературная «перемычка» в ее центральной части. Данную картину можно интерпретировать как результат одновременного становления правой и левой частей объекта, что говорит о наличии по крайней мере двух типов (или фаз внедрения) кимберлита. Эти выводы согласуются с геологическими данными, по которым устанавливаются два этапа внедрения кимберлитового материала (вплоть до присутствия двух подводящих каналов). В магнитной фракции отобранной по сетке на одном из горизонтов в трубке Зарница, представленной по данным ТМА магнетитизированным магнетитом, в высокотемпературной области фиксировались также температуры Кюри магнетита (рис. 10б). Как видно из рисунка, обнаруживается концентрический тип зональности с максимальными значениями θ (610°C и более) по периферии трубки и минимальными (580°C) – для центральной части трубки. Наблюдается отчетливая тенденция закономерного приближения магнетита к своей стехиометрии по мере удаления проб от бортов трубки к ее центру. Подобная картина является отражением «жестких», закалочных условий по бортам трубки на стадии ее становления и более «мягких» (с малыми градиентами температур) условий внутри ее объема.

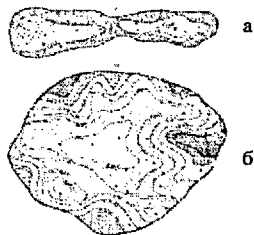


Рис. 10. Распределение изолиний температур Кюри ($^{\circ}\text{C}$) магнетитизированного магнетита в пробах из верхних горизонтов трубок Якутская (а) и Зарница (б). Точки – места отбора проб

Кроме латеральной изменчивости кимберлитов, установлен другой тип зональности – вертикальный. Здесь наиболее ярко проявляется минералогическая зональность, связанная как с формированием тел, так и последующими процессами гидротермального и гипергенного изменения пород в телах.

Вертикальная минералогическая зональность трубки Мир установлена нами при изучении ферримангнитных оксидов из кимберлитовых пород трубки, привязанных к трем фазам внедрения и изученных до глубины 1200 м. До глубины 400 м в составе магнитной фракции присутствует исключительно ильменит (пара-, и ферримангнитный при комнатной температуре), а затем появляются (и с глубиной их количество возрастает) другие, заведомо неильменитовые ($\theta > 300^{\circ}\text{C}$) фазы. На гистограммах температур Кюри выделяется несколько групп (несколько интервалов температур). На трубке Мир с определенной глубины (более 250 м) появляются и затем становятся полноправными членами магнитной фракции шпинелиды как продукты распада твердого раствора системы $\text{MgTiO}_3\text{-FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$. Это магнетит с низкими содержаниями изоморфных примесей ($\theta \approx 540\text{-}590^{\circ}\text{C}$), хромсодержащий титаномангнетит ($\theta \approx 430\text{-}510^{\circ}\text{C}$) и титансодержащий хромшпинелид ($\theta \approx 300\text{-}420^{\circ}\text{C}$). В приповерхностных условиях (первые 250 м) реализовались возможности «закалки» (в применении к ильмениту – условия консервации его состава). В то же время на глубине малые градиенты изначально высоких температур способствовали возникновению и развитию процесса распада твердого раствора ильменита с образованием ферримангнитных шпинелидов.

Вертикальная зональность обнаружена нами и на трубках Зимнего Берега ААП. При изучении особенностей химического и фазового состава оксидов из связующей массы кимберлитов из верхних (до 500 м) и глубоких горизонтов (до 1000 м) алмазоносной трубки Пионерская установлено, что в автолитовой кимберлитовой брекчии микрокристаллические фазы распространены крайне неравномерно. Рудные минералы в породах верхних горизонтов представлены практически одними Al-Ti-хромшпинелидами при редких выделениях сфена и

циркона. Набор и количественные соотношения рудных минералов из связующей массы кимберлитов глубоких горизонтов, представленных породой с массивной текстурой, иной: выделения перовскита, титаномagnetита и зональные выделения шпинелидов (в порядке уменьшения распространенности). Последние сложены Al-Ti-хромшпинелидами в своей ядерной части с каймами перовскит-титаномagnetитового состава. В отличие от кристаллов алмаза из пород верхних горизонтов, где преобладает алмаз додекаэдрического габитуса, в пробах из глубоких горизонтов наблюдаются только мелкие зерна алмаза, нередко в виде коробчатых скелетных кристаллов и сростков октаэдров с интенсивно растворенной поверхностью.

Вывод о снижении алмазоносности кимберлитовых пород трубки Пионерская с глубиной, полученный на основе изучения фазового и химического состава микрокристаллических минералов из связующей массы, был подтвержден результатами прямого опробования пород на алмазоносность. В тоже время на другой трубке Архангельская того же месторождения однородность по рудной минерализации прослежена до глубины 1000 м. По всей вертикали трубки выявлен Ti-содержащий хромит с тонкой каймой ульвошпинели, и алмазоносность диагренны также практически не меняется по вертикали.

Нами также выявлено, что закономерная смена в трубках типов кимберлитовых пород, относящихся к различным фазам внедрения, коррелирует с составом рудных минералов (шпинелидов и ильменита), их соотношением и алмазоносностью (Гаранин и др., 1986; 1987).

Из представленного материала обосновывается 5-е защищаемое положение:

Проведенная минералогическая паспортизация тел кимберлитов и родственных им пород Якутской и Архангельской алмазоносных провинций на основе типохимизма минералов-спутников алмаза является основой для решения многих генетических вопросов образования этих пород, совершенствования шлихо-минералогического метода поисков новых тел и оценки их алмазоносности и, в конечном итоге, способствует расширению минерально-сырьевой базы алмазодобывающей промышленности.

Заключение

В данной работе рассмотрены не все аспекты минералогии кимберлитов и родственных им пород. Представленный материал, и то, что осталось за его пределами, убеждают нас в том, что главные направления развития минералогического изучения кимберлитов и родственных им пород на ближайшие десятилетия лежат в плоскости ультратонкого изучения алмаза и его минералов-спутников, комплексного применения современных локальных методов изучения минерального вещества, создания геоинформационных систем на основе анализа всей совокупности данных (геолого-тектонических, петрохимических, геохимических и т.д.), для поиска алмазоносных объектов, эффективных экспериментальных исследований в области алмазообразования, решения целого ряда практических задач при создании искусственных алмазов. Перспективы огромны и впереди нас ждут новые открытия. Напомним, что алмаз рассматривается в качестве минерала XXI века, и открыть новые месторождения алмаза, области его применения, технологии выращивания искусственных алмазов — это необходимый и важный этап развития фундаментальной и прикладной геологической науки, способствующей эволюционному развитию России и ее процветанию.

Основные публикации по теме диссертации (исключая тезисы докладов)

Монографии

1. Кудрявцева Г.П., **Гаранин В.К.**, Жилиева В.А., Трухин В.И. Магнетизм и минералогия природных ферритмагнетиков. М.: МГУ, 1982, 294 с.
2. **Гаранин В.К.**, Кудрявцева Г.П. Применение электронно-зондовых приборов для изучения минерального вещества. М.: Недра, 1983, 216 с.
3. Трухин В.И., **Гаранин В.К.**, Жилиева В.И., Кудрявцева Г.П. Ферритмагнетизм минералов. М.: МГУ, 1983, 96 с.
4. **Гаранин В.К.**, Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М.: МГУ, 1984, 240 с.
5. **Гаранин В.К.**, Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Сульфидные включения в минералах из кимберлитов. М.: МГУ, 1988, ч. 1, 47 с., ч. 2, 175 с.
6. **Гаранин В.К.** Введение минералогии алмазосносных месторождений. М.: МГУ, 1989, 208 с.
7. **Гаранин В.К.**, Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазосносные породы. М.: МГУ, 1991, 240 с.
8. Богатиков О.А., **Гаранин В.К.**, Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М. Парсаданян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазосносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 1999, 522 с.
9. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А., Валуев Е.П., Вержак В.В., **Гаранин В.К.**, Заостровцев А.А. Кононова В.А., Литинский Ю.В., Пашкевич И.Р., Степанов А.Н., Фортыхин В.С. Новые технологии разведки алмазных месторождений. М.: ГЕОС, 2001, 310 с.
10. Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., Веричев Е.М., **Гаранин В.К.**, Головин Н.Н., Зуев В.М. Атлас: Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской алмазосносной провинции. М.: Полярный крест, 2005, 608 с.

Статьи

1. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Готовцев В.В., Кудрявцева Г.П. Сульфидные включения в оливине из кимберлитовой трубки "Удачная". ДАН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 929-932.
2. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Перминова М.С. Минеральные включения в цирконе из кимберлитовой трубки "Мир". ДАН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1233-1236.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Перминова М.С. Практические аспекты методики модального анализа на электронно-зондовых приборах для изучения минералов и горных пород. ЗВМО, 1981, вып. 110, с. 613-624
4. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Минеральные включения в гранатах из кимберлитов Якутии. ЗВМО, 1982, вып. 3, с. 311-324
5. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. и др. Новые данные о минеральных включениях в гранатах и цирконе из кимберлитовой трубки Мир. В кн.: Материалы IX научн. конф. мол. уч. Геол. ф-та МГУ. М.: ВИНТИ, деп. № 6348-82, 1982, с. 80-113
6. Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Джерфшерит из кимберлитов. В кн.: X конф. мол. уч. Геол. ф-та МГУ. М.: ВИНТИ, деп. № 6796-83, 1983, с. 70-101
7. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. и др. Первая находка сингенетических включений доломита в цирконе из кимберлитовой трубки Мир. ДАН СССР, 1984, т. 278, № 5, с. 1214-1217.
8. Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Первично-магматическая сульфидная минерализация в кимберлитах. Ч. 1. В кн.: Материалы X конф. асп. и мол. ученых Геол. ф-та МГУ. М.: ВИНТИ, деп. № 3270-84, 1984, с. 3-95.
9. Гаранин В.К., Каликов В.Н., Крот А.Н. и др. Гидротермальная сульфидная минерализация в кимберлитовых трубках. Ч. 2. В кн.: Материалы X конф. асп. и мол. ученых Геол. ф-та МГУ. М.: ВИНТИ, деп. № 3270-84, 1984, с. 96-141.

10. Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Генезис сульфидной минерализации в кимберлитах. Ч. 3. В кн.: Материалы X конф. асп. и мол. ученых Геол. ф-та МГУ. М.: ВИНТИ, деп. № 3270-84, 1984, с. 142-162
11. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. Первичные углеводородные включения в гранатах из кимберлитовых трубок Мир и Спутник. ДАН СССР, 1985, т. 208, № 2, с. 468-473.
12. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Иванова Т.Н. и др. Оптико-колориметрические и спектроскопические характеристики гранатов с включениями из кимберлитовых трубок Мир и Спутник. В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986, вып. 33, с. 5-25
13. Гаранин В.К., Жилыева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Влияние минералогических факторов на магнетизм кимберлитовых пород Далдыно-Алакитского района Якутии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, № 11, с. 82-100.
14. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. Минералогия ильменита из связующей массы кимберлитов. В кн.: Матер. XIII конф. асп. и мол. ученых. М.: ВИНТИ, деп. № 6967-В86, 1986, с. 180-207.
15. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Минеральные включения в гранатах из кимберлитов Якутии, их генетическое и прикладное значение. Геол. рудн. м-ий, 1987, № 1, с. 15-29.
16. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. Минералогия шпинелидов из связующей массы кимберлитов. В кн.: Матер. XIII конф. асп. и мол. ученых. М.: ВИНТИ, деп. № 7087-В87, 1987, с. 37-130.
17. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. Вертикальная зональность трубки Мир. Геол. рудн. м-ий, 1987, № 5, с. 11-26.
18. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Черенкова А.Ф. и др. Цирконсодержащие эклогиты - новая разновидность эклогитов в кимберлитах. ЗВМО, 1987, т. 1, № 6, с. 721-732.
19. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Обьден С.К. и др. Новая аппаратура и области применения цветной катодоллюминесценции для исследования внутреннего строения минералов. В кн.: Поисковая минералогия-87, Алма-Ата, 1987, с. 94-95.
20. Барсанов Г.П., Гаранин В.К., Кузнецова В.П. Включения типа "алмаз в алмазе" из кимберлитовых трубок Якутии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, №3, с. 70-75.
21. Вержак В.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. К проблеме связи алмазности с минеральным составом кимберлитов и лампроитов. Геол. рудн. м-ий, 1989, №2, с. 15-22.
22. Гаранин В.К. Новые данные об условиях образования циркона из кимберлитов. Вестник Моск. Ун-та, геол., 1990, сер. 4, № 6, с. 49-62.
23. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Минералогия алмаза с включениями из кимберлитов Якутии. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1990, № 2, с. 48-56.
24. Гаранин В.К., Титков С.В. О формах растворения кристаллов алмаза Севера Европейской части СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, № 9, с. 110-115.
25. Безбородов С.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. и др. Минералогия алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки "Удачная". Минер. журн., 1991, т. 13, с. 24-35.
26. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Минеева Ю.М. Состав и генезис келифитовых кайм на гранатах пирропового ряда из диатрем Архангельской провинции. Вестн. Моск. Ун-та, геол., 1991, сер. 4, № 6, с. 64-75.
27. Безбородов С.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. и др. Находка эклогита с двумя генерациями алмаза в кимберлитовой трубке «Удачная». ДАН СССР, 1991, № 3, с. 414-417.
28. Трухин В.И., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др. Магнитоминералогия кимберлитоподобных пород севера Европейской части СССР. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1991, № 7, с. 39-51.
29. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гриб В.П., Кудрявцева Г.П. Геологическое строение, минералогические и петрологические особенности кимберлитов Архангельской провинции. Изв. вузов. Геология и разведка, 1991, т. 4, с. 88-94.

30. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Жилыева В.А. и др. Магнетоминералогия кимберлитоподобных пород севера Европейской части СССР. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1991, № 7, с. 39-51.
31. Гаранин В.К., Серенко В.П. Минералогия гранато-энстатито-ильменитового ксенолита из трубки Мир. ЗВМО, 1991, № 5, с. 56-61.
32. Гаранин В.К. Минералогическая зональность кимберлитов. Изв. вузов. Геология и разведка, 1991, № 9, с. 38-49.
33. Гаранин В.К., Костровицкий С.И., Клопотов В.И., Серенко В.П. Ильменит-клинопироксеновый симплектит с гранатом из трубки Мир. ЗВМО, 1992, № 3, с. 1-6.
34. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.И. Новые минералы-включения в цирконах из кимберлитовой трубки Мир. ДАН, 1993, т. 330, № 1, с. 75-78.
35. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.П. Углеродородные включения в цирконе из кимберлитовой трубки "Мир". ДАН, 1993, т. 331, № 6, с. 717-718.
36. Гаранин В.К., Жилыева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Оксидные минералы и магнитные свойства лампроитов Испании и России. Вестн. Москв. ун-та, сер. геол., 1993, № 3, с. 46-58.
37. Гаранин В.К., Жилыева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Оксидные минералы и магнитные свойства лампроитов Австралии. Вестн. Москв. ун-та, сер. геол., 1993, № 4, с. 55-70.
38. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.П. Температура образования циркона и его парагенетической ассоциации из кимберлитовой трубки Мир. Изв. вузов. Геология и разведка, 1993, № 1, с. 67-70.
39. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.П. Новые минералы-включения в цирконе из кимберлитовой трубки «Мир». ДАН, 1993, № 1, с. 75-78.
40. Гаранин В.К., Касимова Ф.И., Мельников Ф.П. Углеродородные включения в цирконе из кимберлитовой трубки «Мир». ДАН, 1993, № 6, с. 717-718.
41. Гаранин В.К., Посухова Т.В. Типохимизм и последовательность кристаллизации оксидных минералов из связующей массы кимберлитов (Архангельская алмазоносная провинция). Изв. вузов. Геология и разведка, 1995, № 1, с. 43-54.
42. Гаранин В.К., Посухова Т.В. Морфология кристаллов алмаза из кимберлитов Беломорья в связи с историей их формирования. ЗВМО, 1995, № 2, с. 55-61.
43. Амтауэр Г., Беран А., Гаранин В.К. и др. Кристаллы алмаза с оболочками из россыпей Заира. ДАН, 1995, № 6, с. 783-787.
44. Бобров А.В., Гаранин В.К. Минералогия и генезис зональных нодулей пироповых перидотитов. Вестн. Моск. ун-та, 1996, № 1, с. 35-47.
45. Бовкун А.В., Гаранин В.К., Граханов С.А., Кудрявцева Г.П. Минералогия граната и оксидных минералов из кимберлитовых тел Анабарского поля (Якутия). Статья I. Изв. вузов. Геология и разведка, 2001, № 6, с. 39-50.
46. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., Веричев Е.М., Гаранин К.В. Два типа алмазоносных кимберлитов в Архангельской провинции. Изв. вузов. Геология и разведка, 2001, № 4, с. 36-49.
47. Бовкун А.В., Гаранин В.К., Граханов С.А., Кудрявцева Г.П. Минералогия граната и оксидных минералов из кимберлитовых тел Анабарского поля (Якутия). Статья II. Изв. вузов. Геология и разведка, 2002, № 1, с. 76-85.
48. Кудрявцева Г.П., Подгаецкий А.В., Гаранин К.В., Гаранин В.К., Аполлонов В.Н., Бондаренко А.Т., Бушуева Е.Б. Вержак В.В., Веричев Е.М. Минеральный состав и петрофизические свойства кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега. Изв. вузов. Геология и разведка, 2003, № 3, с. 29-35.
49. Гаранин В.К., Рогожина М.В. Аксессуарные и редкие минералы алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. Изв. вузов. Геология и разведка, 2003, № 2, с. 40-49.
50. Бобров А.В., Гаранин В.К., Никифорова А.Ю. Мантийные породы кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия). Статья 2. Условия образования и эволюция минеральных парагенезисов. Бюл. моск. о-ва Испытателей природы. Отд. геол., 2003, т. 78, вып. 4, с. 78-85.

51. Бобров А.В., Гаранин В.К., Никифорова А.Ю. Мантийные породы кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия). Статья 1. Химизм, петрография, минералогия. Бюл. моск. о-ва Испытателей природы. Отд. геол. 2003, т. 78, вып. 3, с. 76-87.
52. Бобров А.В., Гаранин В.К., Писарев П.А., Васильева Е.Р., Кудрявцева Г.П., Веричев Е.М. Костровицкий С.И. Минералы-спутники алмаза и мантийные ксенолиты в кимберлитовой трубке им. В. Гриба. Изв. вузов. Геология и разведка, 2003, № 4, с. 12-44.
53. Веричев Е. М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Изв. вузов. Геология и разведка, 2003, № 5, с. 3-36.
54. Кудрявцева Г.П., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др. Микрокристаллы алмаза из кимберлитов месторождений Архангельской алмазоносной провинции. Изв. вузов. Геология и разведка, 2004, № 3, с. 32-36.
55. Гаранин В.К., Гаранин К.В., Васильева Е.Р. и др. Минералогия мантийных ксенолитов из алмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Статья 1. Перидотиты, пироксениты, эклогиты. Изв. вузов. Геология и разведка, 2004, № 6, с. 26-30.
56. Гаранин В.К., Гаранин К.В., Васильева Е.Р. и др. Минералогия мантийных ксенолитов из алмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Статья 2. Гранат-клинопироксен-ильменит-флогопитовые сростки. Изв. вузов. Геология и разведка, 2005, № 1, с. 23-29.
57. Бобров А.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Первая находка кианитового эклогита в кимберлитовой трубке им. В. Гриба (Архангельская провинция). ДАН, 2005, т. 402, № 4, с. 1-4.
58. Васильева Е.Р., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др. Особенности состава важнейших минералов-индикаторов тяжелой фракции из месторождения алмазов им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Изв. вузов. Геология и разведка, 2005, № 3, с. 33-41.
59. Garanin V.K., Krot A.N., Kudryavtseva G.P. Sulfides and its role in evolution of mantle basic and ultrabasic rocks and in the formation of kimberlite bodies. In: Abstracts of 4 Int. kimberl. conf., Australia, 1986, p. 178-180.
60. Garanin V.K., Kudryavtseva G.P. Morphology, physical properties and paragenesis of inclusion-bearing diamonds from Yakutian kimberlites. Lithos, 1990, v. 25, № 1-3, p. 211-217.
61. Bobrov A.V., Verichev E.M., Garanin V.K., Garanin K.V., Kudryavtseva G.P. Xenoliths of mantle and metamorphic rocks from the diamondiferous V. Grib pipe Arkhangelsk province: petrology and genetic aspects. Programm with Abstracts of 8th IKC, Victoria, Canada, 2003, p. 107.

Патент

1. Безбородов С.М., Вержак В.В., Гаранин В.К. и др. Патент на изобретение: «Способ переработки отходов алмазодобывающей промышленности» № 2206534. 20.06.2003

Подписано в печать 26.09.2006
Формат 60×88 1/16. Объем 3.0 п.л.
Тираж 200 экз. Заказ № 537
Отпечатано в ООО «Соцветие красок»
119992 г.Москва, Ленинские горы, д.1
Главное здание МГУ, к. А-102

