

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

**Сборник публикаций по результатам
I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой**

ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Москва 2008

Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М.: Изд. Институт прикладной минералогии, 2008. –213 с.

Научный редактор: д.г.-м.н. Гаранин Виктор Константинович

Компьютерная верстка: К.В. Гаранин

Сдано в набор 01.11.2008. Подписано в печать 01.12.2008

Тираж 150 экз.



Оглавление

Программа I чтений

Программа II чтений

Предисловие

Гаранин В.К. Жизненный, творческий и научный путь Галины Петровны Кудрявцевой 11

Научные публикации

Бобров А.В., Дымшиц А.М., Литвин Ю.А. Условия магматической кристаллизации Na-содержащих мэйджоритовых гранатов: природные и экспериментальные данные 22

Веричев Е.М. Геология, вещественный состав и алмазоносность кимберлитов трубки им. В. Гриба 40

Гаранин К.В. Геологическое строение, условия образования и алмазоносность морских прибрежных россыпей алмазов Намибии 52

Голубева Ю.Ю., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И., Хачатрян Г.К. Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская (Зимнебережное поле) ... 66

Голубкова А.Б., Гаранин В.К., Ларченко В.Л. Петрофизические, магнитные характеристики, минералогия и алмазоносность кимберлитовых пород новых трубок Архангельской алмазоносной провинции – на примере трубок Галина (АН–478) и АН–746б. 76

Никифорова А.Ю., Тарских О.В. Типохимизм гранатов из кимберлитов трубки Заполярная, Верхнемунское поле (Якутия). 95

Носова А.А., Кононова В.А., Ларионова Ю.О., Кондрашов И.А. Позиция кимберлитового магматизма в суперконтинентальных циклах докембрия и палеозоя (пример Восточно–Европейской платформы) 99

Посухова Т.В. Морфогенетические исследования алмаза и минералов–спутников алмаза (МСА) на территории Архангельской алмазоносной провинции 110

Саблуков С.М., Саблукова Л.И. Мантийные ксенолиты из кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега (классификация, генезис, следствия) 117

Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова Ю.О. Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) 124

Тюльпакова О.Н. Алмаз (из книги «Драгоценные ступени») 145

Хачатрян Г.К. Специфика свойств и условий образования кристаллов алмаза из трубки им. Карпинского-1 (по данным ИК-спектроскопии) 150

Цыганов В.А. Классификация и исследование отказов магнитометрического метода поисков кимберлитов 155

<i>Шпилевая Д.В.</i> К вопросу о сапонитизации кимберлитов.....	173
<i>Воспоминания о Галине Петровне Кудрявцевой</i>	
<i>Маракушев А.А.</i> Некоторые аспекты научного творчества Г.П. Кудрявцевой.....	182
<i>Ярошевский А.А.</i> О Гале Кудрявцевой.....	185
<i>Бочарова Г.И.</i> Unum cum virtute multorum.....	186
<i>Валуев Е.П.</i> Миллионный карат поморских алмазов.....	188
<i>Веричева В.Н.</i> В память о Галине.....	189
<i>Вержак В.В.</i> В память о Галине Петровне Кудрявцевой.....	192
<i>Посухова Т.В.</i> Памяти Галины Петровны Кудрявцевой.....	194
<i>Саблуков С.М., Саблукова Л.И.</i> Галина Петровна Кудрявцева.....	195
<i>Хачатрян Г.К.</i> Несколько слов о Г.П. Кудрявцевой.....	196
<i>Цыганов В.А.</i> Воспоминания о Галине Петровне Кудрявцевой.....	197
<i>Шпилевая Д.В.</i> О Галине Петровне Кудрявцевой.....	199

***Фотографии, документы
Галина Петровна Кудрявцева***

**Программа I Научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой
Доктора геолого-минералогических наук
Лауреата Премии правительства России в области науки и техники**

Открытие научных чтений

*Зам. зав. кафедрой минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова
профессор А.А. Ульянов*

Вступительное слово

*Председатель Организационного комитета чтений
доктор геол.-мин. наук В.К. Гаранин*

***Некоторые аспекты научной деятельности Г.П. Кудрявцевой
Академик А.А. Маракушев***

***Новая кимберлитовая трубка Зимнебережного района
Архангельской алмазонасной провинции***

*Директор филиала АК АЛРОСА в г. Архангельске «АЛРОСА-Поморье»
кандидат геол.-мин. наук В.В. Вержак*

***Минералогическая характеристика алмазов кратерной части
трубки Архангельская месторождения им. М.В. Ломоносова***

*Заместитель генерального директора ОАО «Корпорация Урал промышленный –
Урал полярный»
С.М. Безбородов*

Проблемы туффизитов и первоисточников алмаза на Урале

*Главный научный сотрудник ЦНИГРИ
доктор геол.-мин. наук В.И. Ваганов*

Древние алмазонасные изверженные породы

*Генеральный директор компании «РУСГЕО»
кандидат геол.-мин. наук С.М. Саблуков*

***Генерация «неравновестных» кристаллов алмаза из
месторождения им. М.В. Ломоносова***

*Старший научный сотрудник ЦНИГРИ
кандидат геол.-мин. наук Г.К. Хачатрян*

***Эволюция составов шпинелидов из кимберлитов:
генетические и практические следствия***

*Старший научный сотрудник Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
кандидат геол.-мин. наук А.В. Бовкун*

**Экспериментальное моделирование ультравысокобарных
минеральных включений в алмазах**
Доцент Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
кандидат геол.-мин. наук А.В. Бобров

**Типохимизм гранатов из кимберлитовых трубок Коллективная и Светлая
Алакит-Мархинского поля (Якутия)**
Научный сотрудник ЯНИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА
А. Ю. Никифорова

**Специфика морфологических исследований алмаза и его минералов-спутников из
Архангельской алмазоносной субпровинции – методические и практические следствия**
Доцент Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
кандидат геол.-мин. наук Т.В. Посухова

**Этапы научной и педагогической деятельности доктора геол.-мин. наук
Галины Петровны Кудрявцевой**
В.К. Гаранин

Разное
воспоминания А.А. Маракушева, В.А. Жилевой, В.С. Урусова, В.И. Старостина, Е.Е. Лазько
и др.

**Программа II Научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой
Доктора геолого-минералогических наук
Лауреата Премии правительства России в области науки и техники**

Вступительное слово

*Профессор МГУ им. М.В. Ломоносова
академик РАЕН А.А. Ярошевский*

***Морфогенетические исследования алмаза и его минералов-спутников на территории
Архангельской алмазоносной субпровинции***

*Доцент Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
канд. геол.-мин. наук Т.В. Посухова*

***Палеопротерозойские коллизионные швы как фактор локализации алмазоносных
кимберлитов севера Восточно-Европейского кратона***

*Ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН
доктор геол.-мин. наук А.В. Самсонов*

Геология и алмазоносность морских россыпей Намибии

*Научный сотрудник Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
кандидат геол.-мин. наук К.В. Гаранин*

***Позиция кимберлитового магматизма в суперконтинентальных циклах
докембрия и палеозоя (пример Восточно-Европейского платформы)***

*Ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН
доктор геол.-мин. наук А.А. Носова*

***Ксенолиты мантийных пород из кимберлитов и родственных пород Архангельской
алмазоносной субпровинции (классификация, генезис и практическое приложение)***

*Генеральный директор компании «РУСГЕО»
кандидат геол.-мин. наук С.М. Саблуков*

***Классификация и исследование отказов магнитометрии и шлихо-минералогического
методов поисков кимберлитов***

*Зав. лабораторией ФГУП НПП «Аэрогеология»
академик РАЕН, доктор геол.-мин. наук В.А. Цыганов*

***Индикаторные минералы из шлиховых ореолов Прогнозно-Западного объекта и их ко-
ренные источники (Якутия)***

*Научный сотрудник Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова
П.М. Писарев*

***Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская
(Зимнебережное поле)***

*Старший научный сотрудник ЦНИГРИ
кандидат геол.-мин. наук Ю.Ю. Голубева*

К вопросу о сапонитизации кимберлитов

*Научный сотрудник лаборатории ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» в г. Архангельске
Шпилева Д.В.*

***Минералогия алмаза из месторождений
Архангельской алмазоносной субпровинции***

*Аспирантка Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
О.В. Палажченко*

***Петрофизика, магнитные характеристики, минералогия и алмазоносность
кимберлитовых пород новых трубок Архангельской алмазоносной субпровинции***

*Студентка 3-го курса Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова
А.Б. Голубкова*

Предисловие

Жизненный, творческий и научный путь Галины Петровны Кудрявцевой

В этом сборнике представлены статьи по докладам двух научных сессий 2007 и 2008 гг, посвященных ведущему научному сотруднику кафедры минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, доктору геолого-минералогических наук, лауреату Премии Правительства России в области науки и техники Галине Петровне Кудрявцевой. Это работы ее коллег, товарищей, учеников, которые не только работали вместе с ней, но и общались на кафедре, на различных конференциях и симпозиумах, в официальной и неформальной обстановке, в командировках и экспедициях и в домашней обстановке. Кроме того, и, что весьма тепло и трогательно, в этом сборнике представлены воспоминания о ней ее коллег, товарищей и учеников, из которых можно совершенно очевидно представить себе весь огромный талант этого уникального человека, открытость ее души, доброту, любовь к жизни и неистовость в работе. Здесь же в сборнике имеется подборка некоторых фотографий из ее жизни, а также официальных документов, отражающих некоторые этапы ее трудного и яркого пути в этой непростой и столь короткой жизни.

Очень трудно в кратком предисловии охарактеризовать Галину Петровну со всех сторон даже мне, ее мужу и соратнику, зная насколько многогранной, яркой и трудной была ее жизнь. Тем не менее, это необходимо сделать, поскольку она оставила неизгладимый след в науке, в сердцах ее близких, друзей, коллег и учеников.

Она родилась в простой рабочей московской семье 8 марта 1947 г., детство и школьные годы провела в коммунальной квартире в старом дореволюционном многоэтажном доходном доме в Выставочном переулке. Переулок выходил на Ленинский проспект и здесь же на пересечении проспекта и переулка располагался и сейчас стоит солидный дом сталинской эпохи, в котором жили семье известных ученых, в том числе и академиков. Рядом по проспекту находился такой же сталинской постройки дом, в котором жили высокие чины Министерства обороны и Генштаба СССР, а во дворе стояла известная московская элитная школа № 5, в которой она училась вместе с детьми известных академиков и генералов. И вот эта контрастность бедности и благополучия, по-видимому, наложила свой отпечаток на непростой и независимый характер Галины Петровны. Уже в школе стали заметными ее уникальные способности: великолепная память и колоссальное трудолюбие. В школе она училась только на пятерки, уроки делала быстро, старалась всем помочь, была открыта всем и дружелюбна со всеми. Видимо вот эта доброта и дружелюбие шли от большой семьи Галины, от ее бабушки, теток и от их любви к ней. Кстати она делала уроки и свои, и за своих двоюродных сестер, всем, кому или трудно или лень было их делать. И все это получалось у нее легко и непринужденно. Наверное, с годами, учась в школе и видя, как живут обеспеченные люди советского общества, она для себя решила, что и она так сможет жить, если вырваться из той бедноты, в которой она выросла. Школу она кончила на одни пятерки и естественно, т.к. многие ее одноклассники решили пойти учиться в Московский университет, она пошла также в это огромное здание на Ленинских горах. Ее школьные друзья тянули Галину на мехмат, но она интуитивно сопротивлялась, понимая, что это не ее, и чисто случайно заглянула в приемную комиссию Геологического факультета. И при выборе профессии на этом этапе свою роль в ее жизни сыграл профессор В.А. Всеволожский, который в то время руководил приемной комиссией факультета и уговорил ее сдать документы для поступления на Геологический факультет. Я первый раз ее увидел при подготовке к экзамену по физике на 3 этаже нашего факультета. Все абитуриенты что-то учили, шептались, судорожно листали книги, и только она беззаботно бегала по этажу, помогала советами, смеялась и всячески делала вид, что все это ее не касается. Было такое впечатление, что вся эта суeta к ней не относится. Конечно, она поступила, сдав на отлично все предметы. Это случилось в 1965 г. Она поступила на геохимическое отделение факультета, и здесь я поближе с ней познакомился уже перед первой Крымской практикой по окончанию 1 курса. Наблюдая за ней, я подметил, что она как бы и не делала уроки и задания. Всегда была чем-то занята другим, но только не учебой. Все успевала, и ходить в походы, и помогать нашим более взрослым однокурсникам,

которые поступили на Геологический факультет после армии, и ходить в кино, к друзьям в гости, в общежитие, т.е. вела достаточно активную жизнь, но при этом училась только на отлично, сдавая большинство экзаменов досрочно. Надо сказать, это меня удивляло и в некоторой степени даже раздражало. У меня все складывалось на первых двух курсах не так легко, более тяжело. Напомню, что поступил я на геофизическое отделение Геологического факультета и попал на Геологический факультет тоже по случайности, выбирая между мехматом и физфаком. Также случайно заглянул на Геологический факультет и выяснил, что здесь есть кафедра геофизических методов исследования земной коры и подумал, что здесь легче, наверное, учиться, но вместе с тем есть и физика и математика. О геологии я знал только из фильмов и книг, т.к. вырос в семье офицера-морьяка, проведя школьные годы в прекрасном южном волжском городе Астрахани.

Мы общались с ней и делали первые шаги к большей привязанности, а на 4 курсе я познакомился с ее учителями, старшим научным сотрудником кафедры минералогии Леонардом Васильевичем Колесниковым и профессором Георгием Алексеевичем Крутовым. Г.А. Крутов сыграл огромную роль не только в Галиной жизни, но и в моей. Это, конечно, были люди огромной величины по таланту и жизненной позиции. Л.В. Колесников - первый руководитель ее курсовых работ. Требовательный прежде всего к себе, эрудированный, обаятельный с очень непростой судьбой. Он привил ей навыки научного труда, творческих амбиций. Она проводила в его лаборатории термомагнитного анализа на кафедре минералогии дни и ночи. Но опять же, все делая легко и играючи. А Г.А. Крутов опекал ее, она его чем-то притягивала, и он охотно общался с ней, допуская ее не только в свой рабочий кабинет, но и в свою квартиру. А жил Георгий Алексеевич один в квартире 3 зоны Л в здании МГУ. В этой квартире, помогая Георгию Алексеевичу по некоторым домашним делам в праздники и при встречах профессора с коллегами и друзьями, она чувствовала себя совершенно свободно. Георгий Алексеевич ей все разрешал и, конечно, он ее любил и относился к ней нежно, трепетно и с юмором. Он подчеркнуто серьезно довольно часто называл ее Галиной Петровной. Надо сказать, что великий наш академик Владимир Иванович Смирнов, старейший друг Георгия Алексеевича, также довольно часто, начиная еще со студенческих лет Галины, обращался к ней по имени и отчеству. Вообще говорить о Георгии Алексеевиче можно много и бесконечно долго. Это уникальный человек. Широкой души, добрый, эрудит, тамада, ценитель красоты, неистовый болельщик футбола и хоккея, большой знаток минералов, минералог от бога, немножко барин, высокой, красивый, подтянутый. С ним было легко общаться, но только тогда, когда он тебя принял. Очень щепетильный, капризный как ребенок он трудно сходил с людьми. Но если он принял тебя, то это уже навсегда. У него часто собирались люди его круга. Это академики В.И. Смирнов, А.Д. Щеглов, Г.А. Тварчелидзе, Н.П. Лаверов, А.А. Маракушев, профессор А.П. Соловов и другие маститые и менее маститые геологи. Их всех и не перечислишь. Это и сотрудники кафедры минералогии и Геологического факультета, и полевые известные геологи, и сотрудники других вузов и институтов, его друзья и соратники, ученики. И вот в этом мире Галина чувствовала себя как рыба в воде. И все успевала делать. И учиться, и работать в лаборатории, и помогать Г.А. Крутову, и превосходно готовить что-то домашнее, и помогать своим однокурсникам, и делать еще кучку разных дел. Это было что-то невероятное и конечно притягивало к себе. Но уже здесь в студенческой жизни она соприкоснулась с неприязнью и нетерпимостью некоторых людей, которых ее неуемная энергия и талант раздражали.

Мы поженились весной 1970 г. как раз в день моего рождения 28 марта. Закончив в 1970 г. Геологический факультет, она поступила в аспирантуру, весной 1971 г. у нас родился первый ребенок Сергей, а осенью она остается без первого своего учителя и руководителя Леонарда Васильевича Колесникова, который трагически погиб в августе 1971 г. Наступает тяжелая ситуация, т.к. далее училась она в аспирантуре без первого своего учителя и руководителя, сама достигая научных высот. Помогал ей в этом заведующий кафедрой минералогии, профессор Георгий Павлович Барсанов. Георгий Павлович и к ней и ко мне относился по отечески, как мог помогая разными советами. Он был научный руководитель наших кан-

дидатских диссертаций. Самостоятельно делать научную работу, растить сына и заниматься домашними делами было нелегко, но она успевала все это делать. Я тогда работал в геофизической экспедиции Министерства нефтяной промышленности, сидел в здании рядом с сегодняшним величественным зданием Российской академии наук на Ленинском проспекте. По вечерам приходил в лабораторию и снимал огромное количество термомагнитных кристаллов с ферромагнитных минералов или выполнял роль оператора при анализе минералов на первичном рентгеновском макроанализаторе JRX-3 японской фирмы «JEOL», который я к тому времени освоил. Конечно, нам помогали ее мама Мария Васильевна, чудная, простая и в чем-то мудрая женщина и мои родители в Астрахани, у которых наш сын провел два года с полутора лет до трех с половиной лет.

И вот в 1972 г. моя судьба круто меняется. Как-то, находясь у Георгия Алексеевича дома, мы, как всегда расположились за круглым столом в его большой комнате, обсуждали Галину работу, другие вопросы и здесь, я уже не помню как это началось, затронули мои дела, и Георгий Алексеевич предложил мне перейти на кафедру минералогии и работать вместе с Галиной, т.к. бегать из Геофизической экспедиции в МГУ почти каждый день было уже трудно, да и работы в лаборатории термомагнитного анализа становилось все больше. Так мы и сделали, тем более что к этому и ситуация была благоприятная. Надо сказать, что всегда в советское время наряду с геологическими делами мы (случайно или закономерно) выполняли разные деликатные и ответственные задания. В то время как-то к Галине заглянул Д.С. Порывкин, сотрудник кафедры геохимии, и поделился с нами некоторыми производственными проблемами. Он как раз работал с коллегами из знаменитого киевского института сварки и знал, что у них возникли серьезные проблемы. Один из отделов этого института занимался производством композиционных материалов по оборонной тематике, но у них была огромная трудность в контроле над составом и внутренней структурой этих изделий. У Галины уже был определенный авторитет на факультете в области изучения минерального вещества и Дмитрий Сергеевич пришел к ней посоветоваться, как решить эту проблему. Она моментально среагировала и взялась решить эту проблему сама. Приехали коллеги из Киева, обсудили, как будут с ней взаимодействовать, и надо было приступать к работе. По этой причине возникла возможность устроить меня на кафедре минералогии, чтобы я занялся этой проблемой в качестве ответственного исполнителя. В начале коллеги из Киева устроили нам небольшую проверку на профессионализм, убедились, что наши результаты корректны и только тогда предложили нам небольшой хоздоговор, на котором я проработал примерно два или три года сначала инженером, затем старшим инженером, а научным руководителем был Георгий Алексеевич Крутов. Галина в это время закачивала обучение в аспирантуре. Она занималась очень интересным направлением минералогии, изучением взаимосвязи состава, структуры и свойств природных ферромагнетиков, на примере ферромагнитных минералов из карбонатитовых тел, главным образом, Ковдорского магнетитового месторождения. В 1973 г. Галина блестяще защищает кандидатскую диссертацию по теме: «Минералогия ферришпинелидов Ковдорского массива (Кольский полуостров)», и совершенно очевидно, что она должна была остаться на кафедре. И здесь возникла напряженная ситуация, т.к. некоторые сотрудники кафедры не очень-то хотели видеть ее в штате кафедры и давили на Георгия Павловича, чтобы задвинуть ее на хоздоговор. Галина и Георгий Алексеевич резко возражали, а Георгий Павлович считал, что лаборатория термомагнитного анализа должна развиваться и, в конце концов, Г.П. Барсанов добился принятия Галины в штат кафедры минералогии на должность младшего научного сотрудника. Конечно, эта ситуация была на определенное время достаточно напряженной и нервной.

Если говорить о научно-производственных делах, то следует вспомнить, что в эти же годы проходила война во Вьетнаме, и мы параллельно с нашими научными делами начинаем работать над проблемой изучения композитов с лопастей двигателей сбитых над Вьетнамом американских самолетов. Надо сказать, что мы с Галиной (и, прежде всего, она) никогда в своей жизни не отказывались от решения каких-то сложных проблем, не связанных с геологией. Галина обладала энциклопедическими знаниями и легко находила язык с металлур-

гами, химиками, физиками, оборонщиками, людьми совершенно других профессий. Она легко вникала в проблему, быстро находила решения и фанатично работала над решением той или иной сложной проблемы. Работала она, как правило, дома на полу, обложившись со всех сторон книгами и статьями. Писала она быстро, не любила отвлекаться, и могла сидеть и работать часами! Надо прямо сказать, что на кафедре, практически за все время работы в МГУ, у нее не было своего стола и своего кабинета. У нас в лаборатории всегда было много приборов, много людей, и это отвлекало от работы над статьями, книгами и отчетами. По этой причине все материалы приходилось таскать домой и там разворачивать кабинет в тесной двухкомнатной квартире в так называемой «хрущевке» с использованием в качестве рабочего стола пола или кровати в спальне. А спальня была устроена в подсобном помещении, над нашими головами у нас были полки с книгами и статьями. Я все время удивлялся и до сих пор удивляюсь, как они на нас не рухнули, ведь там располагалась вся наша научная библиотека.

И вот новый поворот в нашей жизни. Во время нашей студенческой жизни на факультете появились новые японские приборы, один из которых отдали на кафедру минералогии Леонарду Васильевичу, а осваивала и много работала на нем Галина, особенно в первый период его установки, затем выучился работать и я на этом приборе, и в дальнейшем я уже проводил исследования на этом безотказном японском инструменте. Во время установки прибора она познакомилась с японскими инженерами, менеджерами, директорами компании «ДЖЕОЛ». Галина великолепно знала английский язык, помогала японским специалистам адаптироваться в СССР. И с тех пор и по сей день, мы дружили и дружим со многими из них, переписывались с ними, знали об их семьях, вместе отдыхали и работали. Японские инженеры, которые по долгу своей работы жили в СССР примерно 5-7 лет, звали ее мама Галя. Вообще японцы весьма удивительные люди, очень интеллигентные, скромные, музыкальные, добрые и большие трудяги. С ними интересно было общаться как по работе, так и в домашней обстановке. И вот где-то в году 1975 у японской фирмы «JEOL» появился новый автоматизированный микроанализатор JXA-50A, оснащенный компьютером. Мы сразу поняли, что это новое слово в изучении природного вещества и загорелись идеей иметь его у себя. А как это сделать? Повели японцев к Владимиру Ивановичу Смирнову. Он внимательно выслушал предложения японских менеджеров о том, что она хочет поставить этот прибор на его кафедру на испытание и провести несколько всесоюзных семинаров для рекламы этого прибора, и сказал, что он не может принять это предложение, но считает, что Георгий Алексеевич может заняться этим делом. Конечно, Г.А. Крутов загорелся этой идеей, но не знал, как ее осуществить. И естественно, что Галина всю эту необычайно трудную задачу взвалила на себя. Первое, что мы добились, это установки прибора на испытание на год на Геологическом факультете с проведением серии всесоюзных совещаний с рекламой этого прибора. В 1975 г. у нас родился второй сын Константин. Я уже постепенно стал интересоваться кимберлитовой тематикой, параллельно работал над некоторыми вопросами оборонного характера с киевлянами, с которыми у нас установились не только рабочие, но и теплые дружеские отношения. Не могу не сказать несколько теплых слов о тех людях факультета, которые любили Галину и очень тепло относились к ней, да и к нашей семье. Это Александр Яковлевич Архипов, чудный человек, легкий в общении, обладающий великолепным юмором, талантливый организатор науки. Всегда нам помогал и в любой обстановке был на нашей стороне. Это Борис Яковлевич Журавлев, мягкий, интеллигентный и доброжелательный, а также Алексей Михайлович Серегин – удивительно человечный, тактичный человек. Они в то время были в руководстве факультетом и старались нам помочь в том или ином вопросе. Это огромное количество простых людей факультета (научных сотрудников, преподавателей, инженеров, лаборантов, инспекторов тех или иных служб факультета), Галина их притягивала каким-то магнитом, они приходили к ней советоваться, просили в чем-то помочь. Галина всегда старалась помочь, чего бы это ей не стоило. Надо сказать, что мы уже тогда приняли на себя ряд обязательств, первое из которых – не подводить тех людей, которые нам доверяют. Это кредо осталось с нами на всю жизнь. Второе кредо – не заниматься

сплетнями, интригами и другими делами, которые, к сожалению, так процветали в советские времена, да и сейчас имеют место быть. Третье кредо – не сгибаться. А четвертое кредо – добиваться поставленных целей, как бы этому не мешали. И когда вопрос с прибором решился, встал вопрос, куда его поставить. Боже, что было на кафедре! Непрерывные заседания, давление на Георгия Павловича и Георгия Алексеевича, чтобы помешать установке этого прибора. Интриги, интриги и еще раз интриги. Сколько же Галине пришлось выдержать, а за что? За то, что этот человек был одержим работой, за то, что этот человек понимал, что без этого уникального прибора немыслим рывок в исследовании природного мира как на кафедре, так и на факультете.

Надо сказать, что мы в советские времена активно оснащали нашу лабораторию импортным оборудованием. Доставать приборы – это отдельная наша лебединая песня. Здесь ярко проявлялся артистический талант Галины, мощный напор, умение убеждать, женское обаяние. Но с каждым новым прибором мы на свою шею нагружали новые проблемы, связанные с размещением оборудования на кафедре, с болезненным восприятием этого нового со стороны, как сотрудников кафедры, так и некоторых руководителей факультета. Хотя надо прямо сказать, что многие из тех людей, которые относились к нам настороженно, затем меняли свою точку зрения и старались нам помогать в решении тех или иных проблем. Взять, например, Эдуарда Дмитриевича Ершова. Первые два года его руководства факультетом нам было просто чрезвычайно трудно. Под влиянием разных сплетен и слухов у него твердо сложилось в голове, что мы ушлые люди, работающие только на себя. Постепенно он все-таки смог разобраться где здесь котлеты, а где мухи, и мы стали нормально с ним общаться, он стал вникать в наши проблемы и, уже будучи секретарем парткома университета, активно помогал нам в создании проблемной лаборатории месторождений алмаза, за что мы ему благодарны, и до сих пор мы иногда встречаемся и обмениваемся мнениями по тем или иным вопросам.

В 1984 г. Галина в 37 лет блестяще защитила докторскую диссертацию на тему: «Магнитные свойства природных ферритов-окислов» на Ученом Совете, председателем которого был академик Владимир Иванович Смирнов. Относился он к этому времени к Галине с огромным уважением. Довольно часто приглашал Галину к себе в кабинет и советовался с ней не только по научным проблемам, но и по деликатным человеческим вопросам. Забавно, но она для него была непререкаемым авторитетом в выборе конфет в качестве подарка. Здесь необходимо вспомнить летние отпуска Владимира Ивановича, которые он всегда проводил в академическом пансионате недалеко от метро «Беляево». Располагается этот пансионат в летней резиденции генерал-губернатора Москвы в живописном месте. В течение, наверно 15 лет, Владимир Иванович каждое лето в течение месяца проводил в этом пансионате. И довольно часто мы приезжали к нему вместе с профессором Г.А. Крутовым, доцентом Г.И. Бочаровой, даже иногда с нашими детьми, гуляли по парку, беседовали, отдыхали на лавочке, затем шли в номер Владимира Ивановича, накрывали на стол, выпивали бутылочку красного вина, разговаривали, обменивались новостями и к вечеру возвращались домой. Забавно было смотреть как Георгий Алексеевич и Владимир Иванович играли в бильярд. Никто не хотел проигрывать, тот, кто проигрывал, мрачнел, пыхтел, и приходилось всеми доступными способами смягчать напряженную обстановку. А кто выигрывал, радовался как ребенок. Для нас с Галиной Владимир Иванович Смирнов – это глыба. Поражало, как быстро он схватывал суть вопроса, как точно он формулировал вопрос, как внимательно он слушал. Как жаль, что В.И. Смирнов все-таки несмотря на возраст рано ушел из жизни.

Возвращаясь к воспоминаниям о Галине, я хотел бы вот еще что сказать. Меня всегда потрясала и сейчас потрясает одна черта многих наших советских (российских) людей, а именно, не дать талантам работать в полную силу, они раздражают их своей энергией, своим талантом, своими успехами. Как они не понимали, да и сейчас не понимают, что в первую очередь эти талантливые люди являются двигателями прогресса, только они могут взять на себя (взвалить) решение труднейших проблем общества. И как же этим талантам достается в жизни! Вот также с лихвой в жизни доставалось и Галине Петровне Кудрявцевой. С одной

стороны любовь и восхищение, с другой стороны яростное сопротивление, желание сделать больно. И все-таки мы пробивали стену, приборы стояли, работали, и мы активно развивались в научном плане, вплотную занявшись алмазной тематикой, которая и определила наши научные достижения и взгляды, подходы, мировоззрение на всю жизнь.

В 1978 г. я защитил кандидатскую диссертацию по теме: «Сравнительная характеристика ильменита из кимберлитов и карбонатитов», стал младшим научным сотрудником кафедры минералогии, Галина уже являлась старшим научным сотрудником, у нас образовался небольшой коллектив исследователей (сотрудников, аспирантов и студентов).

И здесь ярко проявилась еще одна черта таланта Галины. Она была великолепным педагогом. До сих пор многие наши коллеги помнят, как ярко и самобытно читала она лекции по методам исследования, без бумаг и шпаргалок, просто, понятно и доступно. При этом ей было все равно, где выступать: в школе, в университете, на производстве, на научных совещаниях, семинарах, ученых Советах и т.д. Все было точно, ярко и понятно. Мы вели занятия по методам изучения минерального вещества, она еще читала курс термоманнитного анализа для студентов. И, кроме того, Галина отвечала за стажировку преподавателей других вузов на факультете повышения квалификации Геологического факультета. Делала она это с любовью и полной отдачей в течение многих лет. Параллельно мы активно работали со студентами. Еще будучи сама студентом, Галина руководила курсовыми работами студентов, приобщая их к науке. Каждый год и в то время и сейчас у нас в лаборатории работали 3-6 студентов, которые делали свои курсовые и дипломные работы по нашей тематике.

И здесь отвлекаясь от заданной темы я хочу коснуться огромной проблемы, которая стояла и стоит перед университетским сообществом. Все великие университетские мыслители прошлого рассматривали московский университет в качестве храма науки. Больно видеть сейчас, как научное направление в университете слабеет и погибает. И здесь меня потрясло недавнее утверждение на высшем министерском уровне названия московского университета как общеобразовательного и т.д. учреждения! Слово «наука» – выкинуто из названия университета! Считаю, что с этого решения университет превратился в пединститут. Мы долго и медленно шли к этому уничтожению университета как научного центра России. Отсюда ясно, по какой причине наш университет не попал даже в рейтинг ста самых престижных университетов Мира. Еще в советские брежневские времена некоторыми руководителями, в том числе и университетскими и факультетскими, удивительно ставились вопросы: «Что Вы сделали для студентов? А как Ваш прибор задействован в учебном процессе?» и т.д. Вместо того, чтобы спросить, а как Ваш прибор помогает в решении той или иной научной проблемы, а как в решении этой проблемы участвуют студенты, а как работает Ваша научная школа и т.д., и в чем Вам помочь, чтобы Ваша научная школа активно развивалась. Прежде всего, надо думать над организацией высокой науки в стенах московского университета, над организацией и формированием научных школ, в которых объединены и профессора, и доценты, и научные сотрудники, и аспиранты, и студенты. Вот где стержень вопроса о том, как развивается страна, и вообще развивается она или нет. Например, Китай уверенно развивается, несмотря на то, что это нищая страна. Я бывал в этой стране несколько раз и на побережье и в центральном Китае. Ста университетам Китая присвоено имя приоритетные, туда брошены лучшие кадры и лучшие приборы, там развиваются научные школы и проводятся исследования мирового уровня, в них преподаватели и сотрудники получают все удобства для нормальной жизни, в том числе и приемлемые зарплаты. Эти университеты определяют научный и интеллектуальный уровень страны. А что у нас. Мрак! А ведь Московский государственный университет – первый ВУЗ России! Я уже не говорю о провинциальных университетах. Я в университете с 1965 г., учился в нем, прошел все ступеньки научного роста, долгое время был председателем Совета молодых ученых Геологического факультета, всю жизнь в МГУ работал со студентами, знаю все уголки университета, знаю, что университет катится вниз. Но необходимо делать то, что можно в этой обстановке делать, ведь как говорить повеситься мы всегда успеем. Прежде всего, не сдаваться перед этой бедой, учить студентов, активно привлекать их к высокой науке, выпускать кандидатов наук, писать кни-

ги и статьи, кооперироваться с производством, работать день и ночь, расширять созданную нами с Галиной научную школу алмазников-геологов МГУ. Борьба и не сдаваться.

Это было некоторое отступление, потому что наболело, потому что знаю, что так жить нельзя, если мы хотим строить новое общество, новое мощное интеллектуальное государство. Двадцать последних лет мы терпим и ждем светлого будущего в новой демократической стране. Теперь нам говорят, что в 2020 г. все будет прекрасно. Значит в 74 года я, наконец-то, заживу, а другие, которым сейчас за 70 лет? Напомню, что средний возраст профессоров нашего факультета порядка 70 лет. Вот такие реалии.

Вернемся к нашей теме. Конечно, надо сказать еще об одном Галином таланте – ее творческой активности! Написать и напечатать самой и с коллегами порядка 400 работ, 15 книг, участвовать в сотнях всевозможных конференциях, читать лекции в Америке, Канаде, Бразилии, Мексике, Чехословакии, Болгарии, Южно-Африканской республике, Германии, Австрии. Это дорого стоит. Писала она легко, играючи.

И здесь не могу не вспомнить без волнения, как мы писали первую нашу книгу. Это было летнее время, период московской летней всемирной олимпиады. Москва вымерла. Георгий Алексеевич был в Москве все лето. К лету мы подобрали материал к нашей первой книге: «Применение электронно-зондовых приборов для изучения минерального вещества». Вышла она в свет в 1983 г. и сразу стала весьма популярной, что для нас было полной неожиданностью. Жили и творили мы на даче у Галиной родственнице в подмосковном поселке Востряково. Каждую субботу мы приезжали к обеду к Георгию Алексеевичу. Он с нетерпением ждал нас, затоваривался в магазинах. Как он это делал – это отдельный разговор, отдельная песня. О Георгии Алексеевиче можно написать отдельную книгу, настолько он был неповторим. Мы привозили ему очередной материал, а он передавал нам то, что он прочитывал из предыдущих материалов. Когда мы приходили, в первую очередь мы шли в его кабинет. Он располагался за столом, брал рукопись с его отметками, написанными мелким неразборчивым «биссером», откладывал черный остро заточенный карандаш, брал лупу и медленно проходил взглядом по странице со своими записями. Мы стояли около него, нагнувшись к рукописи, затаив дыхание. Через несколько минут он поднимал голову к Галине и произносил: «Черт возьми, я что-то не могу разобрать Галина Петровна, что я здесь написал. Посмотрите». Она брала лупу и довольно быстро расшифровывала его записи, после чего у нас происходил обмен мнениями, и мы шли дальше по тексту. Наконец, мы проходили весь текст (а это примерно через час-полтора) и Георгий Алексеевич торжественно передавал нам папку с этим текстом и говорил: «А теперь дети мои нам пора на обед». Галина оставляла нас в курительной комнате и быстро что-то готовила. Затем мы садились за стол, обедали, выпивали, обменивались мнениями по всем научным и другим вопросам, смотрели телевизор, шутили и блаженно отдыхали. А к вечеру мы с Галиной уезжали к себе на дачу. Это был творческий союз учителя с большой буквы и учеников. Это высшая ступень общения. Здесь все и творчество, и глубокое уважение друг к другу, и благоговение перед учителем, и глубокое уважение учеников со стороны учителя. Очень часто я вспоминаю эти встречи с каким-то душевным трепетом. Незабываемые времена, забываемые встречи. Все свои крупные работы мы в первую очередь показывали Георгию Алексеевичу. Его оценка для нас была крайне важна. Свои замечания он передавал нам в весьма деликатной форме, подчеркнуто уважительно и старался, чтобы мы не только поняли его вопросы, но в своих ответах смотрели дальше и шире затронутой темы.

Еще одна черта Галины – ее желание помочь человеку в беде. При этом, что уникально, для нее неважно кто это был: друг или враг. Когда с человеком что-то случалось, она обо всем забывала и яростно стремилась помочь ему, доставала лекарства, ходила с этим человеком по больницам, искала больницу, куда можно было бы положить человека, следила, чтобы в ней этому больному человеку было бы в какой-то степени комфортно. В буквальном смысле слова она спасла профессора кафедры геохимии Александра Петровича Соловова. Он лежал с приступом, у него отказывали почки, в Измайловской клинической больнице, и у него уже началось общее отравление организма азотом. Приехав в эту больницу вместе с со-

трудниками кафедры геохимии Д.С. Порывкиным и В.В. Володиной, разнеся всех врачей за их некомпетентность, она на скорой помощи перевозит его в академическую больницу, располагающуюся за универмагом «Москва» в глубине дворов. Там она пригрозила врачам, что, если с А.П. Солововым что-то случится, они будут отвечать в ЦК КПСС. Правда очень быстро выяснилось, что отец Александра Петровича был известный уролог и работал врачом в этой же больнице. Вскоре Александр Петрович быстро пошел на поправку и потом при встречах с Галиной говорил, обращаясь к коллегам: «Галина Петровна продлила мне жизнь». Также она оперативно помогла старейшему профессору нашего факультета Галине Андреевне Голодковской. Это было уже давно. У Галины Андреевны начались приступы, и ее дочь, доцент нашей кафедры Татьяна Владимировна Посухова, буквально в слезах прибежала к Галине с просьбой что-то сделать. Реакция Галины была мгновенной, забрав Галину Андреевну из дома, она мгновенно положила ее в больницу, следила за ее лечением и довела все до логического конца. Вскоре Галину Андреевну выписали и к нашему счастью эта прекрасная женщина, крупный ученый и педагог до сих пор продолжает нас радовать, читает лекции на факультете, мы иногда с ней встречаемся и выкуриваем по сигареточке. Также довольно быстро она выручила из беды Георгия Алексеевича, когда он сломал шейку бедра. Было это уже в довольно пожилом возрасте и было очевидно, что никто из врачей не собирается возиться с Георгием Алексеевичем. Она добилась операции, ему вставили протез и через полгода он уже ходил вполне самостоятельно. Таких случаев было множество. Такая самопожертвенность Галины показывала ее настоящий русский характер, готовность прийти на помощь любому человеку в любой беде.

Еще одна черта Галины - упертость в своих убеждениях, гражданская позиция. Она спорила яростно, если была убеждена, что права, говорила убежденно и эмоционально. Никогда и никого не предавала. Стройная, маленькая, изящная она ходила прямо с гордо поднятой головой, что многих, особенно бюрократов от науки весьма раздражало. Ее любимая поговорка: «А я маленькая Галочка». При этом она вертелась, кокетливо улыбалась, и чувствовалось, что она сама себе нравится. Галина очень тщательно подбирала себе наряды. Она любила одеваться ярко, носила дорогие одежды и украшения. Очень тщательно следила за собой. Я всегда удивлялся откуда у нее, девочки из простой семьи, такие аристократические манеры.

Ее друзьями были академик А.Д. Щеглов (он звал ее Галинка), академик Г.А. Тварчелидзе (любил советоваться с ней по деликатным вопросам), академик В.А. Жариков (относился к ней с уважением и с юмором), главный геолог ПГО «ЯКУТАЛМАЗ», легендарный А.И. Боткунов, известный ученый – алмазник, директор ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», доктор геол.-мин. наук А.Д. Харьков. Для многих геологов-алмазников России Галина была неприкаемым авторитетом и в жизни и в работе.

Конечно, наша лебединая песня – это работа в Архангельской области по поиску и разведки алмазных месторождений. Надо сказать, что к началу 80-х годов мы достаточно мощно развернулись. У нас был большой коллектив, свой договор, активно мы работали в Якутии, но нас оттуда все время старались некоторые коллеги вытеснить, их раздражала наша активность и наши успехи. Где-то в самом начале 80-х годов, я думаю в 1981 г. у Галины на квартире Георгия Алексеевича состоялся разговор с академиком Николаем Павловичем Лаверовым, в котором она проинформировала его о наших делах. И он посоветовал ей обратить внимание на Архангельскую область, которая, по его мнению, может стать новой алмазной провинцией России. Он уже знал об открытии новых алмазоносных тел в этой области. Надо сказать, что Н.П. Лаверов родом из Архангельской области, его там все знают и уважают, для местных руководителей и геологов Николай Павлович непререкаемый авторитет. С его подачи Галина, как сейчас помню, в январе в зимние каникулы со вторым нашим сыном Константином вылетела в Архангельск. В НПО «АРХАНГЕЛЬСКГЕОЛОГИЯ» она выступила с докладом о наших методиках и наработках и генеральный директор этого крупнейшего геологического предприятия властно заключил: «Мы будем работать с Галиной Петровной напрямую». И вот уже более 25 лет мы плодотворно работаем с местными геоло-

гами над проблемой поиска алмазных месторождений на севере европейской части России. Здесь судьба свела нас со многими интересными людьми. И прежде всего, с главным геологом, лауреатом Государственной премии СССР за открытие месторождений алмаза Владимир Павловичем Грибом. Мы были с ним большими друзьями, и очень жаль, что этот человек рано ушел из жизни. Владимир Павлович очень уважал Галину, опекал ее и восхищался ею не только как ученым, но и как рыбаком. В рыбалке она была азартным человеком и вызывала уважение у местных маститых рыбаков. Конечно это и Елисей Михайлович Веричев, первооткрыватель двух месторождений алмаза, лауреат Государственной премии СССР, геолог, рыбак, грибник и т.д. и т.п. И он, и его жена Валентина Николаевна и вся их большая и дружная семья – наши близкие друзья. Из всей этой плеяды геологов-алмазников близок и дорог мне Владимир Васильевич Вержак, с которым мы были знакомы еще с Якутии, затем Министерство геологии СССР перекинуло его в Архангельск главным геологом экспедиции НПО «АРХАНГЕЛЬСКГЕОЛОГИЯ». И он его жена Валентина Ивановна, и дети Даша и Максим – близкие нам люди. С Володей мы работаем все это время над проблемой поиска алмазоносных тел в данном большом регионе. Сейчас В.В. Вержак, лауреат Премии Правительства России в области науки и техники, директор филиала АК «АЛРОСА» в г. Архангельске «АЛРОСА-Поморье». Это и Николай Николаевич Головин, ныне главный геолог АК «АРХАНГЕЛЬСКГЕОЛОГИЯ», под его руководством идут работы по освоению алмазного месторождения им. В. Гриба. Здесь особо отметим, что все эти профессионалы геологи с большой буквы являются учениками Галины. Все они защищали кандидатские диссертации на Ученом Совете, которым руководит профессор Виктор Иванович Старостин, зав. кафедрой полезных ископаемых. Научным руководителем диссертационных работ моих друзей и коллег была Галина. Вообще ее авторитет у геологов Архангельска был достаточно высок, ее там все знали и уважали, некоторые даже обращались к ней, называя ее «Петровна».

В 1984 г. Галина защитила докторскую диссертацию на тему: «Магнитные свойства природных ферритов-окислов». Непросто в 37 лет женщине защищать докторскую диссертацию. Некоторые товарищи из ВИМСа приготовились помешать этому во чтобы то не стало. Даже поднимался такой вопрос, а как делить мой вклад в ее работу, т.к. многие наши статьи и монографии были написаны вместе. Нелегко пришлось и Георгию Павловичу Барсанову, он даже одно время перед предзащитой долго уговаривал Галину не выходить на кафедру с докладом по работе. Он все говорил: Галина, они Вас сломают, не делайте это. Но здесь сказала воля и характер Галины, чем сильнее на нее давили, тем крепче она становилась. И конечно поддержка Владимира Ивановича Смирнова, он интересовался ходом работы над диссертацией, жестко говорил о том, чтобы она не расслаблялась, и ему доставляло огромное удовольствие вести Ученый совет, на котором она докладывала свою работу. Когда закончились вопросы к Галине, он выдержал паузу и немного с иронией в голосе сказал медленно с расстановкой: «Какие будут еще вопросы к Галине Петровне». Выдержав паузу, далее продолжил: «Вопросов как видно больше нет, Галина Петровна дала нам обстоятельные и исчерпывающие ответы, продолжим заседание Ученого совета». И стало ясно, что этот спектакль, напряженный со своей драматургией, идет к оглушительному успеху Галины Петровны Кудрявцевой.

Конечно, тяжелейшие 90-е годы не обошли и нас стороной. Наши компании перестали практически работать, и на нашем рынке зашевелились иностранные компании. Надо сказать, мы активно сотрудничали с иностранными компаниями, начиная с 1987 г. Много раз поступали предложения к Галине о переходе на работу в эти компании с переездом за рубеж. И здесь проявился настоящий русский характер Галины. Она всегда говорила так: «Из МГУ я никогда никуда не уйду». А вот работать в то время с иностранными компаниями было интересно, это было новое. Мы учились бизнесу, экономике, приучались к рациональному ведению проектов, подсчету финансовых потоков, составлению кратких геологических отчетов с подсчетом запасов, с финансами, с экономикой. Галина все схватывала быстро, что вызывало всегда восхищение у наших иностранных коллег.

Новый ренессанс наступил для нас после дефолта 1998 г. Иностранные компании потеснили задышавшие отечественные, и мы после перерыва 90-х годов активно начали работать в Якутии и продолжали работать в Архангельском регионе. Удивительно, но с 1999 г. по 2005 г. мы выпустили три капитальные монографии, 5 кандидатов геолого-минералогических наук, в 2000 г. коллектив геологов и ученых, в который мы с Галиной входили, стали лауреатами Премии правительства России в области науки и техники.

К сожалению очень тяжелым был для нас 2005 г. В этом году весной погиб в автомобильной катастрофе наш старший сын Сергей. Ему было 33 года. Талантливый парень, к этому времени он уже был начальником отдела в московском представительстве всемирно известной фирмы «Эпсон» (Япония), которая выпускает компьютерную оргтехнику. В мае 2005 г. он должен был стать директором представительства, первым директором не японского происхождения в данной фирме. Этот большой удар не помешал нам выступить 31 января 2006 г. на научных чтениях им. В.И. Смирнова с докладом: «Полигенность и дискретность природного алмазообразования». Я говорил о полигенности природного алмазообразования, а Галина о дискретности в эволюции алмазного вещества. Наш доклад вызвал интерес, и мы были очень довольны своим выступлением. Вообще-то мы давно хотели выступить на этих чтениях, это для нас была несбыточная мечта, но вдруг Виктор Иванович в ноябре 2005 г. предложил Галине выступить на этих чтениях. Надо сказать, что перед докладом мы волновались, это было для нас ответственным событием. И, к сожалению, это было последнее выступление Галины.

Какой же итог можно подвести. Галиной выпущено 10 кандидатов геолого-минералогических наук, 14 монографий, учебников и учебных пособий, опубликовано более 400 научных трудов, создана лаборатория месторождений алмазов и школа алмазников-геологов МГУ. Она спасла жизнь и помогла многим людям. Она была хорошей матерью и женой, заботливой дочерью. Она так и не стала профессором, хотя везде ее принимали как профессора Московского университета, да и ректор нашего университета Виктор Антонович Садовничий, который хорошо ее знал, был уверен, что Галина является профессором МГУ. Но дело здесь не в официальном признании и не в официальных бумагах, которые так и не вышли с факультета, а в том, как тебя принимают геологи, как они тебя ценят и какую оценку они дают тебе и твоему труду. Эта высокая оценка отражена в настоящем сборнике в воспоминаниях и официальных протоколах о присвоении трубке Ан-478 Архангельской алмазонасной провинции имени Галины в честь Галины Кудрявцевой за выдающийся вклад в поиск и разведку кимберлитовых тел Зимнебережного района данной провинции.

Наш сын Константин – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник кафедры геологии и геохимии полезных ископаемых, специалист в области геологии алмазных месторождений.

В 2006 г. я защитил докторскую диссертацию. В 2008 г. мы сдали в печать новую крупную монографию и в этом же году у меня защитили кандидатскую диссертацию 4 аспиранта и соискателя. Ведем несколько тем и выиграли крупный государственный оборонный заказ. В лаборатории трудится небольшой спаянный коллектив сотрудников, 4 аспиранта, 8 студентов.

Жизнь не остановилась, она продолжается, и мы по эстафете продолжаем то дело, которое начинали еще с Галиной в начале 70-х годов.

Я не мог здесь, в этом предисловии, осветить все стороны жизни Галины и ее окружения, но я понимаю, что необходимо в какой-то момент отбросить все, сесть за стол и написать воспоминания о прошедших годах, людях которые окружали нас в этой жизни, о красоте самой жизни, какой бы длинной или короткой она не была, о родных и близких, о горе и радости, любви. И я это сделаю.

Гаранин Виктор Константинович
Лауреат Премии правительства России в области науки и техники, заведующий лабораторией месторождений алмаза, доктор геолого-минералогических наук

Научные публикации

Условия магматической кристаллизации Na–содержащих мэйджоритовых гранатов: природные и экспериментальные данные

¹Бобров А.В., ¹Дымшиц А.М., ²Литвин Ю.А.
¹ МГУ им. М.В. Ломоносова; ² ИЭМ РАН, Черноголовка

В работе обсуждаются результаты экспериментального изучения при 7,0–8,5 ГПа и 1300–1900 °С систем пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (*Prp*)– $Na_2MgSi_5O_{12}$ (*NaGrt*), моделирующей твердые растворы Na–содержащих гранатов, и *Prp*–жадеит $NaAlSi_2O_6$ (*Jd*), в упрощенном виде отражающей фазовые отношения при плавлении богатых Na эклогитов. Также приведены первые результаты изучения модельной системы *Prp*– Na_2CO_3 . Система *Prp*– $Na_2MgSi_5O_{12}$ при 7,0–8,5 ГПа имеет псевдобинарный характер, что связано с разложением *NaGrt* на коэсит и Na–пироксен. Полученные гранаты характеризуются устойчивой примесью Na (более 0,32 мас.% Na_2O) и избытком Si (3,05–3,15 ф.е). Максимальные содержания Na_2O в гранате составляют 1,5 мас. % и достигаются на солидусе системы при давлении 8,5 ГПа. Установлена четкая корреляция между содержаниями Na и Si в полученных гранатах, что позволяет рассматривать в качестве механизма их формирования схему гетеровалентного изоморфизма типа $Mg + Al \rightarrow Na + Si$, при которой формирование Na–содержащих мэйджоритовых гранатов связано с появлением в их составе минала $Na_2MgSi_5O_{12}$. Система *Prp*–*Jd* также является псевдобинарной, что определяется формированием в ней двух серий твердых растворов – граната (*Prp*–*NaGrt*–мэйджорит) и пироксена (*Jd* – клиноэнстатит – молекула Эскола), а также появлением кианита вблизи солидуса системы, где образуются гранаты с самыми высокими (свыше 0,8 мас. %) содержаниями Na_2O . Несмотря на довольно широкое поле кристаллизации граната (20–100 мол.% *Prp*), гранаты с существенным содержанием натрия (>0,3 мас. % Na_2O) образуются лишь в богатой *Jd* части системы (20–50 мол. % *Prp*). В системе *Prp*– Na_2CO_3 гранат при 8,5 ГПа кристаллизуется в широком диапазоне исходных составов, являясь ликвидусным минералом, и содержит до 0,9 мас. % Na_2O . Проведенные исследования позволили установить условия и единый механизм образования Na–содержащих гранатов в различных системах. Наряду с *PT*–параметрами, на возможность их кристаллизации влияет щелочность расплавов. Полученные данные свидетельствуют о том, что большинство природных алмазов с включениями Na–содержащих гранатов, в составе которых обычно менее 0,4 мас.% Na_2O , образовались в щелочных силикатных (карбонатно–силикатных) расплавах при давлениях менее 7 ГПа. Лишь небольшая доля гранатов с более высокими концентрациями натрия (>1 мас. % Na_2O) могла кристаллизоваться при давлениях, превышающих 8,5 ГПа.

Введение

Многочисленные результаты изучения кристаллических включений в алмазах [4, 20, 36, 53] свидетельствует об образовании большинства из них в диапазоне температур от 900 до 1300°C, на глубинах 150–200 км. Лишь небольшая доля алмазов, содержащих минералы сверхвысоких давлений, могла выноситься кимберлитовыми и лампроитовыми магмами с более значительных глубин. В связи с этим, проблема происхождения так называемых *ультравысокобарных минеральных ассоциаций*, представленных в виде включений в кристаллах алмаза и мантийных ксенолитах, широко дискутируется в современной петрологии. В течение последних десятилетий в алмазах были обнаружены минералы сверхвысокого давления, к числу которых относятся $MgSiO_3$ со структурами предположительно ильменитового (*Mg-II*) и перовскитового (*Mg-Pv*) типов, $CaSiO_3$ со структурой перовскита (*Ca-Pv*), магнезиовюстит (ферропериклаз, *fPer*) и мэйджоритовый гранат (*Maj*) [21, 49, 51] (табл. 1). Это значительно расширило контуры условий природного алмазообразования в область глубин переходной зоны [37, 38, 49] и нижней мантии [21, 30, 43, 52]. Однако из всех перечисленных минералов только мэйджоритовый гранат способен сохранять свои структурные особенности в условиях снижения давления. Состав этого минерала является индикатором термодинамических параметров его образования [6], чем обусловлен значительный интерес к нему со стороны петрологов и экспериментаторов. Одной из характерных особенностей этого минерала является изоморфная примесь натрия, устанавливаемая как в природных, так и экспериментально синтезированных гранатах. Условия образования, структурные особенности и параметры состава мэйджоритовых гранатов были изучены в целом ряде эксперимен-

тов как для простых модельных систем [6, 15, 16, 17, 18], так и для многокомпонентных систем с природным химизмом [27, 28, 34, 39 и др.]. Вместе с тем, целый ряд вопросов, связанных с мэйджоритовым гранатом, по-прежнему остается нерешенным. Так, не изучены до конца условия и механизм вхождения натрия в состав этого минерала. Существующие методики определения давления для парагенезисов мэйджорита основываются на замещении алюминия кремнием в октаэдрической позиции граната, не учитывают содержание примеси натрия в гранате и состава сосуществующих минералов, а потому являются очень приближенными. На сегодняшний день практически отсутствуют экспериментальные результаты по синтезу Na-содержащих мэйджоритовых гранатов в расплавах высокой щелочности. В настоящей работе обсуждаются результаты экспериментального изучения систем пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Na_2MgSi_5O_{12}$, пироп-жадеит $NaAlSi_2O_6$ и пироп- Na_2CO_3 при давлениях 7,0 и 8,5 ГПа и температурах 1100–1900°C в сопоставлении с данными по включениям мэйджоритовых гранатов в природных алмазах.

Таблица 1

Ультравысокобарные минеральные парагенезисы в алмазах различных регионов мира

Минеральная ассоциация	Место находки	Ссылка
<i>fPer</i> + $MgSiO_3$	Ороро (Ю. Австралия)	[Scott Smith et al., 1984]
<i>fPer</i> + $MgSiO_3$	Кофффонтейн (ЮАР)	[Scott Smith et al., 1984]
<i>fPer</i> + $MgSiO_3$ + $CaSiO_3$ +TAPP	Сан Луис (Бразилия)	[Harte, Harris, 1994]
<i>fPer</i> + $MgSiO_3$ + $CaSiO_3$ +TAPP	Джуина (Бразилия)	[Hayman et al., 2005]
<i>fPer</i> + $MgSiO_3$ + $CaSiO_3$ + SiO_2	Канкан (Гвинея)	[Stachel et al., 2000]
<i>Maj</i> , $MgSiO_3$ + <i>fPer</i>	Кратон Слэйв (Канада)	[Davies et al., 1999; 2004]
<i>Maj</i> + <i>Omp</i>	Кратон Слэйв (Канада)	[Pokhilenko et al., 2004]
<i>Maj</i> + <i>Omp</i>	Монастери (ЮАР)	[Moore, Gurney, 1985]
<i>Maj</i> + <i>Omp</i>	Сан Луис (Бразилия)	[Harte, Cayzer, 2007]
<i>Maj</i>	Китай	[Wang et al., 2000]
<i>Maj</i>	Ягерсфонтейн (ЮАР)	[Deines et al., 1991]
<i>Maj</i>	Хелам (ЮАР)	[Mc Kenna et al., 2004]
<i>Maj</i>	Бразилия	[Hutchison, 1997]
<i>Maj</i>	Архангельская провинция	[Соболев и др., 1997]
<i>Maj</i>	Якутия	[Sobolev et al., 2004]

Примечания. *fPer* – ферропериклаз (магнезиовюстит), TAPP – тетрагональная фаза альмандин-пиропового состава, *Maj* – мэйджоритовый гранат, *Omp* – омфацит

Особенности состава природных мэйджоритовых гранатов

Состав гранатов эклогитового и перидотитового типов, широко распространенных в мантийных породах, в том числе алмазоносных, можно выразить общей формулой $\{X^{2+}\}_3\{Y^{3+}\}_2(Si)_3O_{12}$, где позицию {X} в искаженных восьмигранниках занимают двухвалентные катионы (главным образом, Mg, Ca, Fe^{2+} , Mn), октаэдрическая позиция [Y] заполнена трехвалентными катионами (Al, Cr, Fe^{3+}), а (Si) в тетраэдрической координации присутствует в количестве трех катионов на 12 атомов кислорода (или на 8 суммарных катионов). С возрастанием глубины до 300 км и более [7, 27, 28, 41] гранат, последовательно обедняется Al и Cr, а концентрации Si в октаэдрической координации [Y], двухвалентных катионов X^{2+} (Ca, Mg, Fe) и Na закономерно возрастают (рис. 1) [39]. Такого рода гранаты принято называть мэйджоритовыми, представляющими собой сложные твердые растворы между кубическим гранатом и миналами $\{Mg\}_3\{Mg, Si\}_2(Si)_3O_{12}$ и $\{Ca, Mg\}_3\{Mg, Si\}_2(Si)_3O_{12}$ (при низких давлениях энстатит $MgSiO_3$ и диопсид $CaMgSi_2O_6$, соответственно). С учетом погрешностей микронзондового анализа Т. Гаспарик [18] предложил относить гранаты к мэйджоритовому типу в том случае, если содержание Si в них превышает 3,03 ф.е. Собственно «мэйджорит» представляет собой минерал «пироксенового» ($MgSiO_3$) состава, имеющий структуру граната [41], и в природе был обнаружен только в астроблеме Жаманшин (Казахстан) [8].

Представительные составы природных мэйджоритовых гранатов

Образец	1 (U)	2 (E)	3 (E)	4 (E)	5 (E)	6 (E)	7 (E)	8 (E)
SiO ₂	44,90	43,45	45,43	41,30	41,14	41,30	42,30	42,20
TiO	0,71	1,15	0,81	0,25	1,93	1,90	1,99	1,28
Al ₂ O ₃	16,60	16,30	14,82	22,40	17,82	18,00	17,82	19,50
Cr ₂ O ₃	1,23	0,06	0,06	0,25	0,14	0,05	0,08	0,07
FeO	8,65	12,99	9,77	13,80	15,75	16,00	12,12	14,49
MnO	0,21	0,27	0,29	0,30	0,29	0,29	0,24	0,31
MgO	23,50	13,48	18,20	15,80	12,39	8,82	10,33	9,54
CaO	3,77	11,93	9,27	5,04	9,57	12,20	14,08	10,66
Na ₂ O	0,25	0,64	0,58	0,22	0,75	0,93	1,15	1,54
Сумма	99,82	100,27	99,23	99,36	99,81	99,70	100,11	99,65
Формульные единицы рассчитанные на 12 атомов О								
Si	3,200	3,217	3,317	3,026	3,090	3,132	3,151	3,157
Ti	0,038	0,064	0,044	0,014	0,109	0,108	0,111	0,072
Al	1,394	1,422	1,275	1,934	1,577	1,609	1,564	1,719
Cr	0,069	0,004	0,003	0,014	0,008	0,003	0,005	0,004
Fe	0,515	0,804	0,596	0,845	0,989	1,014	0,755	0,906
Mn	0,013	0,017	0,018	0,019	0,018	0,019	0,015	0,020
Mg	2,495	1,487	1,979	1,724	1,386	0,996	1,146	1,063
Ca	0,288	0,946	0,725	0,395	0,770	0,991	1,123	0,854
Na	0,016	0,092	0,082	0,031	0,109	0,137	0,166	0,223
Сумма	8,047	8,052	8,040	8,002	8,058	8,009	8,036	8,018
Миналы								
NaTi	1,8	2,9	2,0	0,7	5,1	4,9	5,0	3,2
NaGrt	0,0	1,3	1,7	0,7	0,0	1,3	2,5	6,7
Maj	4,7	4,6	6,7	0,4	2,1	2,7	2,8	1,8

Примечание. Включения гранатов эклогитового (E) и перидотитового (U) парагенезиса: 1 – Ро–99 [5]; 2 – В9–17 [37]; 3 – А1–20 [37]; 4 – D–35 [46]; 5 – MW52–77 [50]; 6 – Km88/23 [47]; 7 – bz22–1 [56]; 8 – 105(A) [12]. NaTi – Na₂(Mg,Ca,Fe)Ti₂Si₃O₁₂; NaGrt – Na₂MgSi₅O₁₂; Maj – Mg₄Si₄O₁₂

Впервые мэйджоритовый гранат в виде включения в алмазе был описан Р. Муром и Дж. Герни [37] в трубке Монастери (Южная Африка), и эта находка показала, что алмазы могут содержать вещество астеносферы и переходной зоны. За последние 20 лет мэйджоритовые гранаты в виде кристаллических включений в алмазах были обнаружены по всему миру, включая Южную Африку [37, 49], Бразилию [22], Гвинею [51, 52], Россию [5], Китай [55] и Канаду [12, 40].

Мэйджоритовый гранат главным образом характерен для эклогитового парагенезиса, хотя иногда наблюдается и в перидотитовой ассоциации. Сосуществующий пироксен (обычно омфацит) также преимущественно отвечает биминеральным эклогитам, что свидетельствует об эклогитовом источнике большинства алмазов, образовавшихся в наиболее глубоких частях верхней мантии и переходной зоне [18, 49]. Остановимся на главных особенностях химического состава природных мэйджоритовых гранатов (рис. 1, табл. 2).

Мэйджоритовые гранаты перидотитового парагенезиса (U-type) достаточно редки и характеризуются низким содержанием Fe и Ca и относительно высоким, а иногда даже очень высоким содержанием Cr [49]. Наиболее богатый мэйджоритовым компонентом (Si = 3,175 ф.е.) гранат этого типа был обнаружен в виде включения в алмазе (Ро–99) из трубки Поморская Архангельской кимберлитовой провинции [5]; чуть более низкое содержание мэйджоритового компонента (Si = 3,075 ф.е.) было выявлено в гранате из включения в бразильском

алмазе (BZ237C) провинции Сао Луиз [56]. Для гранатов U-типа примесь Na не характерна. В эклогитовом парагенезисе (E-type) доля мэйджоритовых гранатов, в которых содержание кремния превышает 3,07 ф.е. оказалась довольно высока. Самыми богатыми мэйджоритом гранатами на сегодняшний день можно считать включения в алмазе (HM009) из кимберлитовых даек южно-африканского месторождения Хелам Майн [31], для которых содержания Si составили 3,508–3,534 ф.е. Концентрация Na в этих гранатах достигает 0,143 ф.е. (около 1 мас. % Na₂O), содержания Ti достаточно малы – около 0,03 ф.е. Наконец, в мэйджоритовом гранате из кимберлитовой трубки Монастери (Южная Африка) [37] содержание Si составляет 3,429 ф.е. при очень низком и нехарактерном для гранатов содержании Al (1,27–1,61 ф.е.). Содержание хрома, с которым можно было бы связать такое малое количество алюминия, также весьма незначительно (0,005 ф.е.). Содержания натрия в этом минерале достигают невероятной высоты значений – 0,158 ф.е. (1,08 мас. % Na₂O), а доля Ti составляет всего около 0,05 ф.е.

Анализ состава природных мэйджоритовых гранатов позволяет установить ряд закономерностей, четко отраженных на графиках (рис. 1). Так, обратная корреляция между Si и Al (рис. 1а) отвечает тренду $\{X^{2+}\}_3\{Y^{3+}\}_2(Si)_3O_{12}$ – мэйджорит $\{Mg\}_3\{Mg,Si\}_2(Si)_3O_{12}$, при котором избыточный Si входит в октаэдрическую (Y) позицию, с чем в свою очередь связано уменьшение содержания Al (и Cr). Компенсация заряда в этом случае осуществляется за счет дополнительных атомов Mg (в позиции Y). Данные экспериментального изучения систем с участием мэйджоритового граната [6, 7, 28 и др.] однозначно устанавливают связь изоморфизма типа $2Al^{3+} \rightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$ с давлением и позволяют производить приблизительные оценки глубин кристаллизации алмазов с включениями таких мэйджоритовых гранатов [например, 49].

Как следует из диаграммы (рис. 1б), между содержаниями Na и Si в мэйджоритовых гранатах устанавливается отчетливая прямая корреляция. Впервые примесь Na в гранатах была выявлена Н.В. Соболевым и Ю.Г. Лаврентьевым [44]. В своей работе они изучили целую серию гранатов из алмазов, алмазоносных эклогитов, а также метаморфических пород высокобарических комплексов. Ими было установлено, что для алмазоносных эклогитов примесь Na в гранате колеблется в пределах 0,09–0,22 мас. % Na₂O, что указывает на ее связь с давлением. Это обусловлено тем, что для вхождения в структуру граната Na, часть кремния должна перейти в шестерную координацию, а такой переход возможен только в условиях высокого давления согласно схеме:



МакКандлес и Герни [35] предложили использовать рубежное содержание 0,09 мас. % Na₂O в гранатах для выявления принадлежности эклогитов к группе I, к которой относятся большинство алмазоносных пород. Авторы этой работы, помимо содержания оксида натрия в гранатах, в качестве критерия высокого давления рассматривали также содержание оксида калия в клинопироксенах. Позднее мэйджоритовые гранаты с повышенными содержаниями натрия были обнаружены во многих регионах мира [49], включая район Канкан в Гвинее (Западная Африка) [51], где был обнаружен мэйджорит с наиболее высокими содержаниями натрия (1,37 мас.% Na₂O) в ассоциации с богатым калием клинопироксеном (1,44 мас.% K₂O).

Следует отметить, что среди Na-содержащих гранатов можно также выделить некоторую группу минералов, для которых характерно достаточно высокое содержание Ti и P. В качестве примера можно рассмотреть гранаты эклогитового парагенезиса из кимберлитов Мвадуй (Танзания) [50] и одной из кимберлитовых трубок кратона Снэп–Лэйк (Канада) [40]. Они характеризуются устойчивой примесью Na₂O, достигающей 0,7 мас. %, а также мэйджоритового компонента (Si > 3 ф.е.) при пониженном содержании Al. Однако при этом концентрация титана доходит до 1,9 мас. % TiO₂, что способно полностью компенсировать избыток Na и заставляет рассматривать иной механизм его вхождения в структуру таких гранатов. В работах [9, 54] для гранатов эклогитового и перидотитового парагенезисов, содержащих примесь P₂O₅ и TiO₂ были предложены следующие модели изоморфизма:

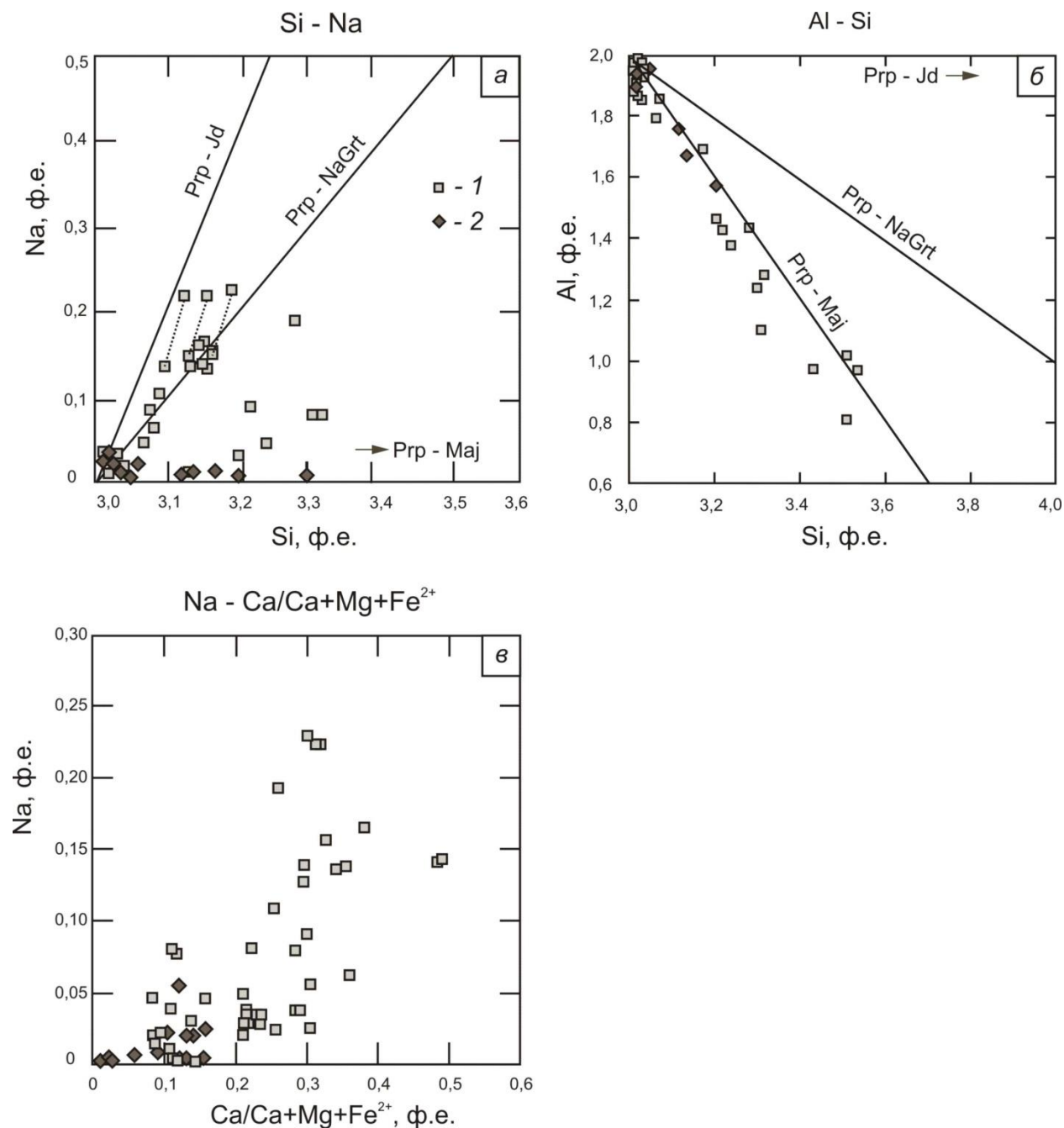


Рис. 1. Составы природных Na-содержащих мэйджоритовых гранатов, по[11, 12, 22, 31, 37, 40, 50, 56].. а – Si–Na (пунктиром соединены точки состава титансодержащего граната и расчетного состава за вычетом компонента $\text{Na}_2(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{Ti}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$); б – Si–Al; в – Ca/Ca+Mg+Fe²⁺–Na. 1 – гранаты эклогитового парагенезиса; 2 – гранаты перидотитового парагенезиса

Согласно этим схемам, для вхождения Na в структуру граната, не требуется перехода кремния в шестерную координацию, а значит, нет прямой связи таких схем и примеси натрия в гранате с увеличением давления. Если рассматривать составы природных гранатов и соотношения элементов в них, то в большинстве случаев оказывается, что содержания примесей Ti и тем более P слишком незначительны, чтобы скомпенсировать весь Na, входящий в

мэйджоритовый гранат. Таким образом, можно сделать вывод о том, что для гранатов, образующих включения в алмазах и слагающих алмазоносные эклогиты, в качестве главного механизма вхождения Na в структуру этих минералов, следует рассматривать гетеровалентный изоморфизм (1), связанный с переходом части Si в шестерную координацию, что служит прямым доказательством высокого давления.

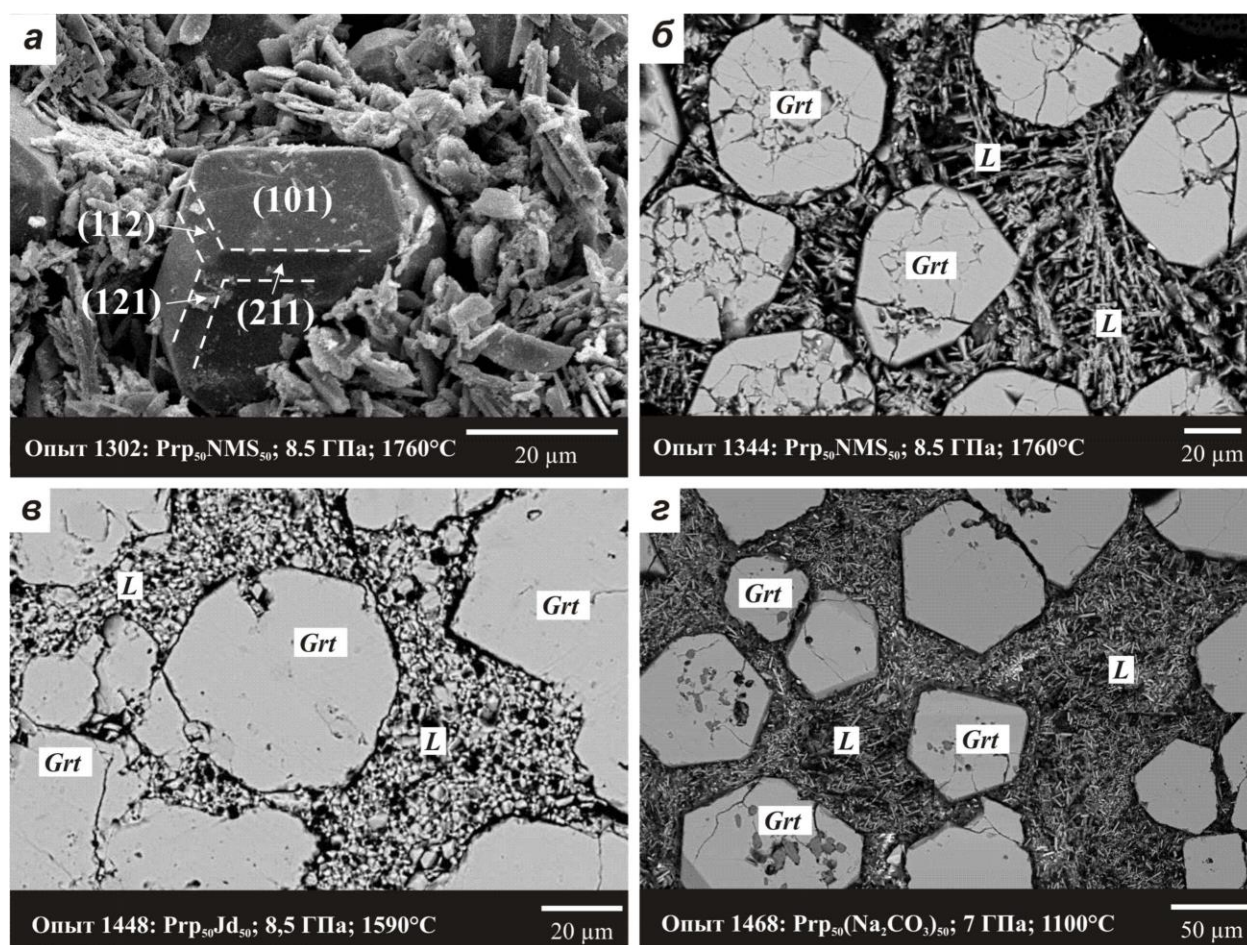


Рис. 2. Результаты экспериментов по синтезу Na-содержащих мэйджоритовых гранатов в системах Prp–NaGrt (а,б), Prp–Jd (в) и Prp–Na₂CO₃ (г). Изображения во вторичных (а) и отраженных (б–г) электронах

В мэйджоритовых гранатах намечается также зависимость между содержаниями кальция и натрия (рис. 1в). Если в гранатах перидотитового парагенезиса она практически не проявляется из-за низких содержаний обоих элементов, то в гранатах эклогитового типа, несмотря на широкий разброс составов, увеличение содержания кальция приводит к закономерному росту концентрации натрия. Это связано с тем, что натрий, являющийся крупным катионом, будет предпочтительнее замещать в структуре граната именно кальций (более крупный катион по сравнению с магнием и железом). Данное наблюдение позволяет ожидать более высоких содержаний натрия в существенно кальциевых гранатах.

Завершая обзор составов природных мэйджоритовых гранатов, следует кратко охарактеризовать имеющиеся в литературе описания гранатов, образовавшихся на большой глубине и содержащих структуры распада твердого раствора на пироп–гроссуляр–альмандиновый гранат и богатый Na пироксен.

С. Хаггерти и В. Саутер [19] описали два ксенолита эклогитов из кимберлитовой трубки Ягерсфонтэйн (ЮАР), для которых характерной структурной особенностью явилось наличие в богатом пироповом компоненте гранате включений омфацита, ориентированных

вдоль плоскости (111) минерала–хозяина. Очевидно, что такие структурные взаимоотношения минералов можно объяснить как результат распада Na–содержащего мэйджоритового граната с образованием пироксеновых ламелей при снижении давления. Состав исходного граната, который может быть получен с учетом количественных соотношений минералов, указывает на повышение содержания кремния и натрия и понижение – алюминия, что соответствует давлению порядка 13 ГПа (400 км) [7, 28].

В качестве другого примера можно рассмотреть включения гранатов в алмазах провинции Джуина в долине р. Сау Луиз (Бразилия) [22]. Авторами цитируемой работы было показано, что включения представляют собой сложные прорастания граната и клинопироксена. При высокой концентрации Si (3,06–3,24 ф.е.) в гранате наблюдается закономерное снижение содержания мэйджоритового компонента от центральной части зерна к краю, вплоть до его полного исчезновения и появления клинопироксена. При этом для зерен с пониженным содержанием Si ассоциация граната и клинопироксена очень похожа по составу на многие мантийные ксенолиты эклогитов, что позволяет предположить, что изначально мэйджоритовые гранаты, формирующиеся на больших глубинах в нижних частях верхней мантии и переходной зоне, претерпевают распад твердого раствора при подъеме к поверхности, с образованием гранат–клинопироксеновой ассоциации.

Из приведенного обзора следует, что, несмотря на имеющиеся природные данные, условия кристаллизации Na–содержащих мэйджоритовых гранатов и их разложения с образованием структур распада по–прежнему остаются не до конца выясненными, а решение вопроса о механизме вхождения натрия в гранат требует проведения специальных экспериментальных исследований.

Методика эксперимента

Экспериментальное исследование модельных алюмосиликатных и силикатно–карбонатных систем проводилось нами при $P = 7,0$ и $8,5$ ГПа и $T = 1100–1900^\circ\text{C}$ на аппарате высокого давления типа «наковальня с лункой» с использованием ячеек с тороидальным уплотнением, изготовленных из литографского камня (известняка) и оснащенных графитовыми нагревателями с камерами для образцов [2]. В работе использовалась квазиизотермическая ячейка с полезным объемом $2,5–3$ мм³ [10].

Исходными веществами служили гомогенизированные смеси, приготовленные из стехиометричных гелей пироба $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, жадеита $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ и химически чистого Na_2CO_3 . Гели перемешивались в спирте в соответствии с заданными составами исследуемых систем.

Давление в экспериментах определялось с точностью ± 0.1 ГПа с использованием калибровочной зависимости давления в ячейке от усилия пресса при комнатной температуре на основе регистрации скачков электросопротивления в реперных полиморфных переходах в висмуте при 2,55 ГПа (между фазами I–II), 2,70 ГПа (II–III), 7,70 ГПа (III–V) и барии при 5,50 ГПа [Noman, 1975]. Температура определялась с точностью не выше $\pm 20^\circ\text{C}$ по калибровочной кривой с использованием термопар Pt₇₀Rh₃₀/Pt₉₄Rh₀₆ с толщиной электродов 0,3 и 0,5 мм, спай которых вводился в центральную позицию в ячейках. Значения давления при высоких температурах корректировались по кривой равновесия графит–алмаз [32] по методу растворения/роста алмазных затравок в пересыщенном углеродом многокомпонентном карбонатном расплаве [48].

После опытов образцы извлекались из ампулы, их морфологические особенности и фазовый состав исследовались в отраженном свете и на электронных микроскопах CamScan M2300 (Vega TS 5130MM) в ИЭМ РАН и Jeol JSM–6480LV на геологическом факультете МГУ. Для анализа составов фаз на электронном энергодисперсионном микросонде Link IN–CA Energy (аналитики К.В. Ван и Е.В. Гусева) полученные образцы помещались в эпоксидную смолу и подвергались полировке.

Эксперименты с участием Na-содержащего мэйджоритового граната при высоких P-T-параметрах

В экспериментах при 7,0–8,5 ГПа и 1200–1900°C, проведенных для модельных систем пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (*Prp*)– $Na_2MgSi_5O_{12}$ (*NaGrt*), моделирующей твердые растворы Na-содержащих гранатов, *Prp*–жадеит $NaAlSi_2O_6$ (*Jd*), в упрощенном виде отражающей фазовые отношения при плавлении богатых Na эклогитов, и карбонатно–силикатной системе *Prp*– Na_2CO_3 , Na-содержащие мэйджоритовые гранаты в качестве ликвидусных фаз (рис. 2) были получены в широком диапазоне составов и температур. Рассмотрим главные особенности фазовых отношений в этих системах, а также результаты опытов по твердофазовому разложению Na-содержащего граната.

Система пироп– $Na_2MgSi_5O_{12}$ является псевдобинарной, так как при $T > 1450^\circ C$ и $P < 15,4$ ГПа $Na_2MgSi_5O_{12}$ разлагается с образованием ассоциации коэсита и богатого натрием пироксена [15]. Плавление этой ассоциации наблюдается при $P = 7,0$ ГПа и $T > 1700^\circ C$ и приводит к появлению равновесной ассоциации энстатита (*En*), коэсита (*Cs*) и расплава (*L*). По результатам поставленных экспериментов была построена схема фазовых отношений в системе $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ – $Na_2MgSi_5O_{12}$ при $P = 7,0$ ГПа и $T = 1500$ – $2000^\circ C$ [10] (рис. 3).

Появление граната (*Grt*) в продуктах опытов отмечено на ликвидусе в богатой пиропом части системы при $1900^\circ C$ в виде идиоморфных прозрачных кристаллов размером от 20 до 200 мкм, погруженных в микрозернистую закалочную массу (рис. 2а, б). При снижении температуры до 1700 – $1750^\circ C$ вместе с гранатом в основной массе образуются вкрапленники энстатита. Для богатых Na-компонентом составов ликвидусными минералами являются коэсит и энстатит. Эта ассоциация при $T < 1650^\circ C$ в результате перитектической реакции уступает место натриевому пироксену (*NaPx*), энстатиту и расплаву (рис. 3). Четырехфазовая ассоциация (гранат + *NaPx* + энстатит + расплав) была выделена нами при $T = 1580$ – $1600^\circ C$ по результатам двух опытов.

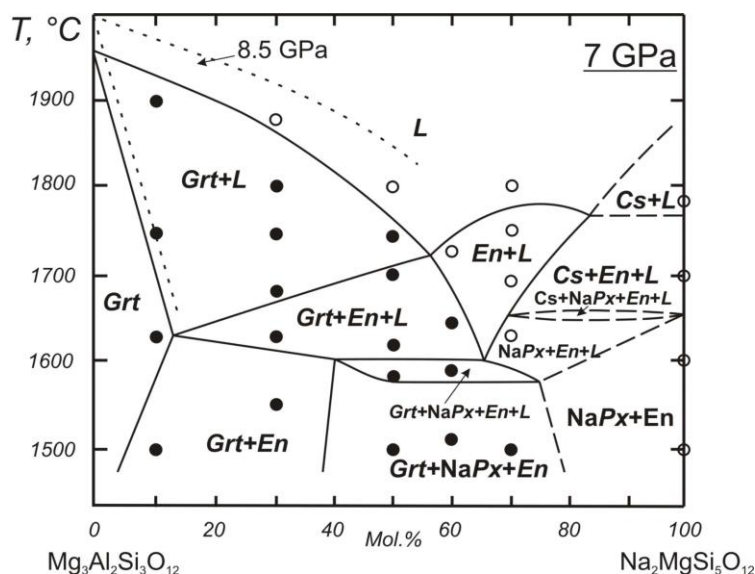


Рис. 3. Схема фазовых отношений в псевдобинарной системе $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ – $Na_2MgSi_5O_{12}$ при 7,0 ГПа. Точечным пунктиром показано положение субликвидусного поля Grt+L при 8,5 ГПа. Залитые экспериментальные точки отражают гранатсодержащие минеральные ассоциации, полые – парагенезисы без граната. Grt – гранат, En – энстатит; NaPx – натриевый пироксен, Cs – коэсит, L – расплав

Гранат в изученной системе кристаллизуется в широком диапазоне составов исходных смесей от 0 до 70 мол. % $Na_2MgSi_5O_{12}$. Его стабильность контролируется минеральной реакцией $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Na_2MgSi_5O_{12} \rightarrow 4MgSiO_3 + 2NaAlSi_2O_6$, согласно которой с увеличением содержания Na-составляющей в исходных смесях (мол. %) происходит закономерная

смена субсолидусных минеральных ассоциаций: Grt (до 10) \rightarrow $Grt+En$ (до 40) \rightarrow $Grt+NaPx+En$ (до 75–80) \rightarrow $NaPx+En$.

Для всех гранатов, синтезированных в системе $Prp-NaGrt$, характерна примесь натрия (свыше 0,32 мас. % Na_2O) и избыток кремния (>3 ф.е. Si), причем с ростом давления концентрации Na и Si увеличиваются, а Al – снижаются. Кроме того, содержание Na и Si в гранате варьирует в зависимости от температуры (табл. 3). Это проиллюстрировано при $P = 8,5$ ГПа на примере гранатов, синтезированных при 50 мол. % $Na_2MgSi_5O_{12}$ в исходных смесях, поскольку эти смеси производят наиболее композиционно гомогенные идиоморфные кристаллы. Вблизи ликвидуса ($T = 1840^\circ C$) равновесное содержание Na-минала в гранате составляет 6,9 мол. %. С понижением температуры концентрация Na в гранате повышается, и максимальное содержание $Na_2MgSi_5O_{12}$, соответствующее 14,2 мол. % (1,5 мас. % Na_2O), достигается на солидусе системы при $T = 1760^\circ C$ (рис. 3, табл. 3). Эксперименты при температурах ниже $1700^\circ C$ показали, что гранаты при этих условиях содержат не более 0,5 мас. % Na_2O (около 2 мол. % Na-минала). Скорее всего, эта особенность может быть объяснена заторможенной кинетикой реакций при более низких температурах.

Основными фазами, полученными в экспериментах по изучению **системы пироп-жадеит**, являются гранат, пироксен, кианит (в некоторых случаях корунд) и закалочный расплав. Представительные составы фаз, полученных в ходе экспериментов при различных условиях, представлены в табл. 3. По результатам опытов построена схема фазовых отношений в системе $Mg_3Al_2Si_3O_{12}-NaAlSi_2O_6$ при $P = 7,0$ ГПа и $T = 1300-1800^\circ C$ (рис. 4). Изучаемую систему также следует рассматривать как псевдобинарную, так как Na входит в гранат в виде минала $Na_2MgSi_5O_{12}$, а пироксен образует жадеит-энстатитовую ($Jd-En$) серию твердых растворов (с участием молекулы Эскола $Mg_{0,5}AlSi_2O_6 - Esk$). Полное плавление в системе наблюдается при температуре выше $1900^\circ C$.

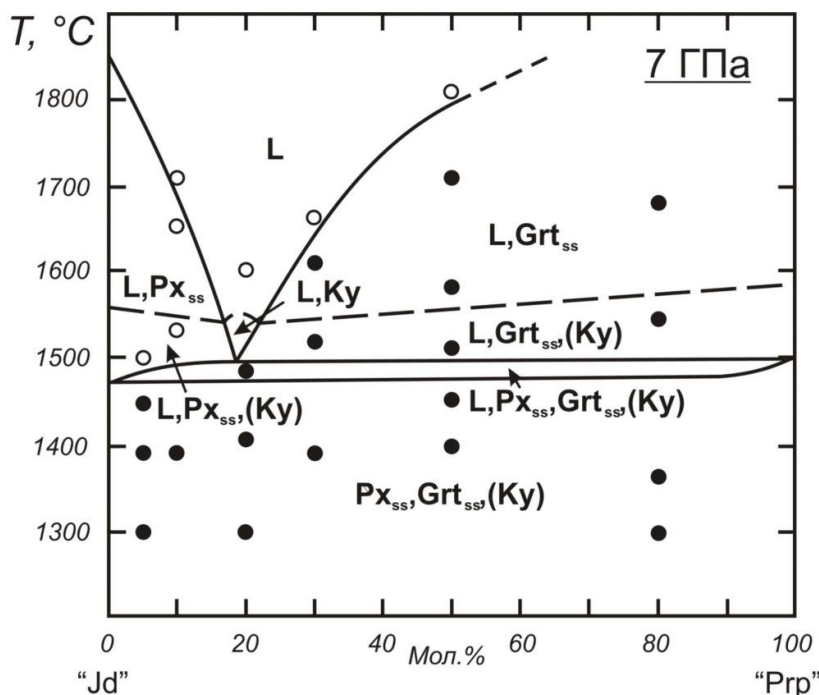


Рис. 4. Схема фазовых отношений в системе пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ –жадеит $NaAlSi_2O_6$ при 7,0 ГПа. «Jd» – твердый раствор жадеита, энстатита и молекулы Эскола; «Prp» – твердый раствор пироба, мейджорита и $Na_2MgSi_5O_{12}$. Grt_{ss} – твердые растворы граната, Px_{ss} – твердые растворы пироксена, Ky – кианит (второстепенный минерал), L – расплав

Появление ликвидусного граната наблюдается при температурах ниже $1800^\circ C$ в широком диапазоне исходных составов системы (20–100 мол. % Prp). Гранат представляет со-

бой прозрачные бесцветные кристаллы размером от 10 до 150 мкм (рис. 2в). Снижение температуры приводит к закономерному уменьшению размера кристаллов при одновременном увеличении количества центров кристаллизации, вплоть до появления сливных агрегатов на солидусе системы. При снижении температуры до $\sim 1550^\circ\text{C}$ вместе с гранатом в основной массе появляется кианит. Все полученные гранаты имеют однородное строение и характеризуются устойчивой примесью Na_2O (до 0,8 мас.% при 8,5 ГПа и до 0,6 мас.% при 7 ГПа) и повышенным содержанием Si (3,016–3,166 ф.е.). По мере приближения температуры к эвтектической ($\sim 1500^\circ\text{C}$) гранат все более насыщается компонентом $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ и мэйджоритом $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ (в нем нарастают содержания Si и Na), а в остаточном расплаве происходит накопление Al (табл. 3). Наиболее богатыми натрием оказываются гранаты, кристаллизующиеся из близэвтектических составов ($\text{Prp}_{20}\text{Jd}_{80}$) системы, что указывает на влияние щелочности расплава на образование Na-содержащих мэйджоритовых гранатов. При существенно жадеитовых составах системы (80–100 мол. % *Jd*) в равновесии с расплавом находится пироксен (*Jd-En-Esk*).

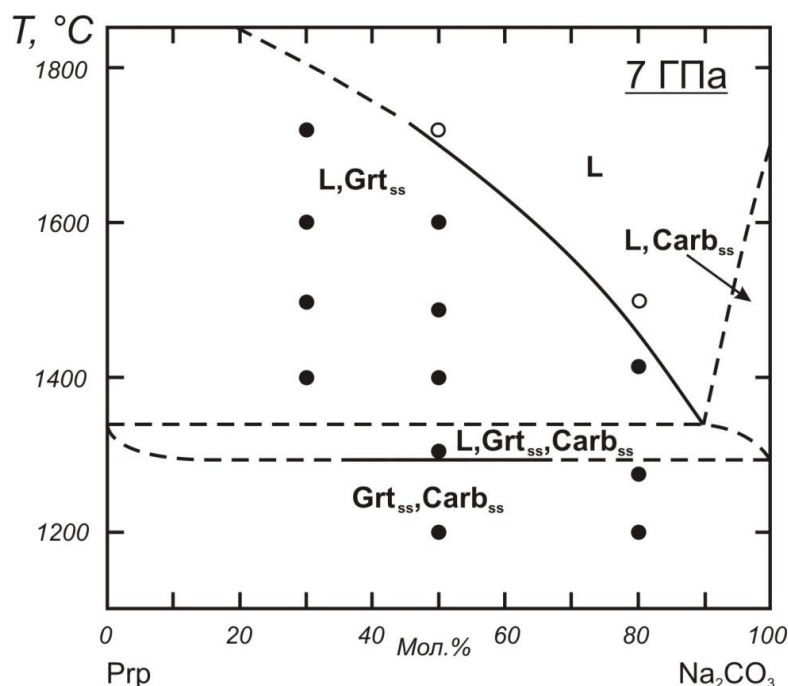


Рис. 5. Схема фазовых отношений в системе пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – Na_2CO_3 при 8,5 ГПа. Grt_{ss} – твердые растворы граната, Carb_{ss} – твердые растворы карбоната, L – расплав

Значительные содержания *Esk* (~ 20 мол.%) наблюдаются только в богатых жадеитовым компонентом пироксенах. Подобные пироксены были обнаружены в природе в кианитовых эклогитах [3] и гроспидитах [45]. В наших экспериментах высокоглиноземистые фазы (кианит и корунд) были получены в качестве второстепенных минералов, содержания которых не превышают 5%. Это связано с накоплением в остаточном расплаве с понижением температуры избыточного Al, что является еще одним свидетельством псевдобинарности данной системы и указывает на невозможность вхождения Na в гранат непосредственно в виде жадеитового минала.

Экспериментальное изучение **карбонатно–силикатной системы пироп– Na_2CO_3** показало, что минералами ликвидуса в ней являются Mg-содержащий Na карбонат (0–5 мол. % *Prp*) и гранат (>5 мол. % *Prp*). Диаграмма фазовых отношений в этой системе при 7,0 ГПа и 1100 – 1800°C представлена на рис. 5. При этом, как и в описанных выше системах, в гранате устанавливается примесь натрия (до 1 мас.% Na_2O), которая оказывается максимальной при

$P=8,5$ ГПа и $T=1200^\circ\text{C}$, т.е. в близосolidусных условиях (табл. 3). Для Na-содержащих гранатов характерны также избыточные содержания кремния (до 3,045 ф.е. Si), что позволяет

отнести их к мэйджоритовому типу. Следует отметить, что эффект кристаллизации мэйджоритовых гранатов при $P \geq 7$ ГПа в карбонатно–силикатных расплавах, недосыщенных кремнеземом, был установлен нами ранее [1] на примере модельной щелочной системы перидотит–карбонат с участием многокомпонентного K–Na–Ca–Mg–Fe карбоната, аналогичного по составу краевому члену флюидных включений в алмазах Ботсваны [42].

Таблица 3

Составы фаз, полученных в эксперименте

Система	Prp–NaGrt						Prp–Jd	
Образец	1344 (1760;8,5)		1300 (1580;7)			1425 (1610;7)		
Фаза	Grt ¹	L	Grt	NaPx	En	Стекло	Grt	L
SiO ₂	46,98	71,58	45,64	71,51	59,09	70,31	45,51	54,69
Al ₂ O ₃	22,65	2,75	24,16	1,26	0,98	6,45	24,06	23,68
MgO	28,64	10,10	29,58	13,98	39,06	6,68	29,78	9,26
Na ₂ O	1,52	13,12	0,36	13,04	0,60	14,58	0,38	10,91
Сумма	99,79	97,55	99,74	99,79	99,73	98,02	99,73	98,54
Кристаллохимические коэффициенты рассчитанные на число атомов O								
O	12	12	12	6	6	12	12	12
Si	3,165	4,887	3,070	2,401	1,984	4,791	3,063	3,737
Al	1,798	0,221	1,915	0,050	0,039	0,518	1,908	1,907
Mg	2,874	1,027	2,964	0,699	1,954	0,678	2,985	0,943
Na	0,198	1,735	0,047	0,848	0,039	1,926	0,052	1,444
Сумма	8,035	7,870	7,996	3,998	4,016	7,913	8,008	8,032
Система	Prp–Jd			Prp – Na ₂ CO ₃				
Образец	1430 (1480; 7)			1468 (1410; 8,5)		1465 (1500; 7)		
Фаза	Grt	Px	L	Grt	L	Grt	L	
SiO ₂	44,95	60,31	57,94	44,98	10,25	44,79	12,51	
Al ₂ O ₃	24,30	24,22	19,25	24,67	33,56	24,95	32,58	
MgO	29,88	4,08	7,66	29,10	13,49	29,59	14,44	
Na ₂ O	0,26	12,45	13,83	0,83	17,55	0,52	16,52	
Сумма	99,39	101,65	98,68	99,58	74,85 ²	99,85	76,45 ²	
Кристаллохимические коэффициенты рассчитанные на число атомов O								
O	12	6	12	12	12	12	12	
Si	3,099	1,931	3,980	3,034	0,811	3,015	1,119	
Al	1,853	1,100	1,558	1,961	3,126	1,979	3,429	
Mg	2,990	0,288	0,784	2,924	1,589	2,967	1,910	
Na	0,065	0,821	1,840	0,109	2,688	0,068	1,821	
Сумма	8,007	4,140	8,162	8,028	8,213	8,030	8,276	

Примечания. В скобках указаны T°С и P, ГПа проводимых опытов. 1 – гранат, использованный для монокристаллической съемки и расшифровки структуры, 2 – сумма расплава за вычетом карбонатной составляющей

Наличие природных гранатов, содержащих структуры распада Na–содержащих пироксенов и образовавшихся, по–видимому, в условиях низов верхней мантии и переходной зоны [19, 22], послужило основой для постановки экспериментов по разложению Na–содержащих мэйджоритовых гранатов в условиях декомпрессии. Кристаллы граната размером 30–200 мкм, синтезированные при давлении 8,5 ГПа и температурах 1730–1780°С и содержащие не менее 1 мас. % Na₂O, были отделены от продуктов закалки и помещены в графитовую ампулу/нагреватель. Опыт проводился при давлении 4 ГПа и температуре 1100°С в течение 210 минут. В результате был получен минеральный агрегат, не имеющий признаков плавления и состоящий из зерен граната с каймами пироксенового состава (рис. 6). Нередко

в оторочках гранатовых зерен наблюдаются взаимные прорастания граната и пироксена (в скобках), которые характеризуются следующими особенностями состава (мас. %): SiO₂ 46,09 (60,20); Al₂O₃ 22,97 (17,45); MgO 29,49 (16,87); Na₂O 0,52 (6,83); сумма 99,07 (101,37). Подобного рода структурные взаимоотношения были описаны в гранатах из включений в алмазах Бразилии [22] и рассматривались авторами цитируемой работы как результат распада ультравысокобарического мэйджоритового граната, образовавшегося на глубине ~450 км, при подъеме к поверхности. Результаты наших экспериментов подтверждают эту модель и иллюстрируют процесс разложения Na-содержащего мэйджоритового граната с образованием собственно граната и энстатит-жадеитового пироксена в условиях снижения давления. Отметим, что ранее процесс декомпрессионного разложения был экспериментально воспроизведен Л.Ф. Добржинецкой с соавторами [14] для мэйджоритовых гранатов перидотитового типа (с низкими содержаниями натрия). Авторами цитируемой работы показали, что в результате снижения давления с 12–14 ГПа до 5 ГПа при 1400°C наблюдается разложение существенно мэйджоритового граната с образованием на нем оторочек с многочисленными вростками энстатита.

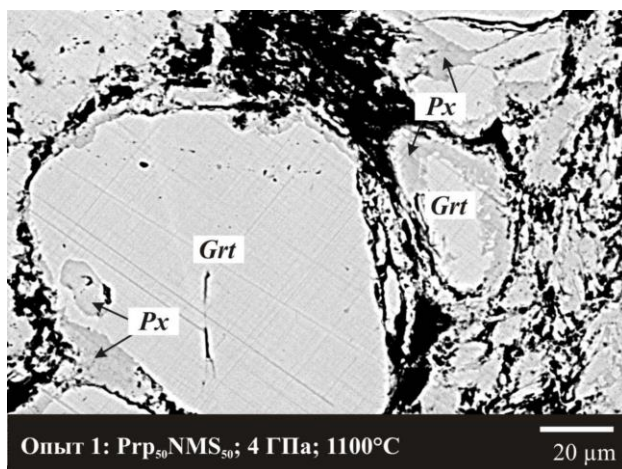


Рис. 6. Результаты экспериментов по разложению Na-содержащего мэйджоритового граната (>1 мас. % Na₂O) при 4 ГПа и 1100 °С. Изображение в отраженных электронах

Таблица 4

Распределение элементов (K_p) между Grt и равновесным расплавом в изученных системах при P = 8,5 ГПа и 50 мол. % Mg₃Al₂Si₃O₁₂

Система	Температура, °С	K _p (Na)	K _p (Si)	K _p (Al)	K _p (Mg)
<i>Prp</i> -Na <i>Grt</i>	1840	0,057	0,631	12,993	2,637
	1800	0,068	0,640	11,814	2,726
	1760	0,111	0,648	8,127	2,801
<i>Prp</i> - <i>Jd</i>	1810	0,025	0,869	0,987	0,890
	1730	0,029	0,880	0,979	0,854
	1590	0,086	0,932	0,870	1,810
<i>Prp</i> -Na ₂ CO ₃	1500	0,061	1,046	1,039	1,042
	1410	0,119	1,043	1,028	1,026

Механизм образования Na-содержащих мэйджоритовых гранатов

Результаты определения составов гранатов, синтезированных в алюмосиликатных и карбонатно-силикатных системах при P = 7,0–8,5 ГПа и T=1100–1900°C позволяют выявить устойчивую прямую корреляцию между содержаниями натрия и кремния (рис. 7). При этом мэйджоритовые гранаты алюмосиликатных систем (*Prp*-Na*Grt* и *Prp*-*Jd*) отчетливо следуют единому тренду изменения состава Mg₃Al₂Si₃O₁₂-Na₂MgSi₅O₁₂. Это свидетельствует о возможности единой схемы изоморфизма (1) для Na-содержащих мэйджоритовых гранатов, при

которой вхождение кремния в тетраэдрическую позицию, компенсируется натрием в восьмерной координации. При такой схеме натрий входит в гранат в виде компонента $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ (Mg в этом минерале, по-видимому, может замещаться Ca и Fe^{2+}), с которым связывается также избыточное содержание кремния и, в конечном итоге, отнесение граната к мейджоритовому типу. Положение некоторых точек составов ниже тренда *Prp*–*NaGrt* свидетельствует о вхождении в гранат и собственно мейджоритового $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ компонента.

Таблица 5

Нормативный состав экспериментально изученных систем

Минералы, мас. %	Плагиоклаз	Нефелин	Корунд	Оливин	Na_2SiO_3	Na_2CO_3
<i>Prp</i> – <i>NaGrt</i>	56,9 (56,8)	1,1 (0,1)		33,9 (33,6)	8,8 (9,5)	
<i>Prp</i> – <i>Jd</i>	42,7 (38,5)	12,2 (35,3)	10,5 (2,6)	34,7 (23,6)		
<i>Prp</i> – Na_2CO_3	11,4 (0,1)	21,4 (35,2)	7,7 (3,0)	39,6 (35,1)		19,9 (26,9)

Примечание. Приведены данные состава систем при равном соотношении компонентов в исходных смесях, в скобках показаны близэвтектические составы

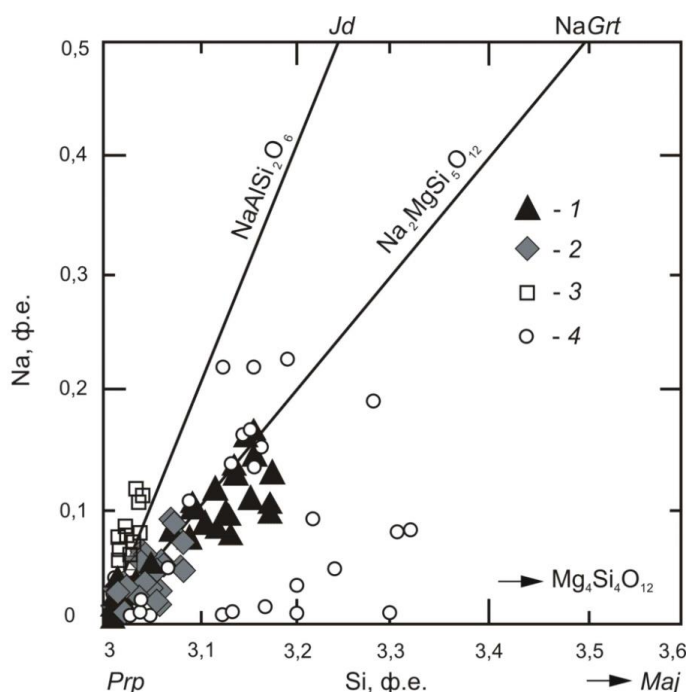


Рис. 7. Диаграмма состава Na-содержащих мейджоритовых гранатов, синтезированных в системах *Prp*–*NaGrt* (1), *Prp*–*Jd* (2) и *Prp*– Na_2CO_3 (3) в сопоставлении с данными по составу природных мейджоритовых гранатов (4), по [11, 12, 22, 31, 37, 40, 50, 56]

Для подтверждения предложенной схемы изоморфизма (1) нами было проведено монокристаллическое рентгеновское изучение относительно крупного (>200 мкм) кристалла граната, синтезированного в системе *Prp*–*NaGrt* [10], в котором содержание натрия составляет 1,52 мас. % Na_2O (см. табл. 3). В результате было установлено, что полученный параметр элементарной ячейки $a=11,456 \text{ \AA}$ оказался очень близким к значению, характерному для чистого пироба ($11,454 \text{ \AA}$) [24]. При этом вхождение Na в гранат привело к некоторому увеличению размера (\AA) позиции X ($\text{X-O}=2,272$), а примесь избыточного Si – к уменьшению позиции Y ($\text{Y-O}=1,8825$) относительно чистого пироба ($\text{X-O}=2,269$, $\text{Y-O}=1,886$); расстояние Z–O не претерпело изменений (1,635). Предлагаемая нами схема изоморфных замещений в структуре граната с учетом состава и данных о межатомных расстояниях представлена на рис. 8.

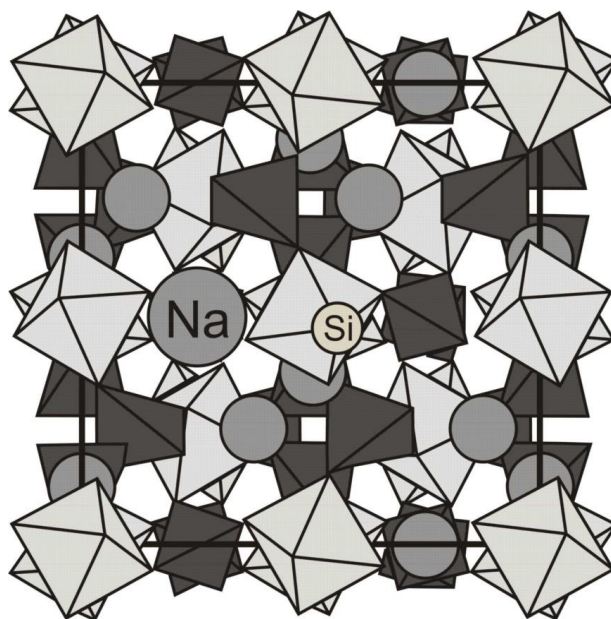


Рис. 8. Структура граната с учетом изоморфных замещений типа $(\text{Mg,Ca})^{\text{VIII}} + \text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Na}^{\text{VIII}} + \text{Si}^{\text{IV}}$

Составы гранатов, синтезированных в карбонатно–силикатной системе $\text{Prp-Na}_2\text{CO}_3$ на рис. 7 находятся выше тренда Prp-NaGrt и, в большинстве своем, попадают на линию Prp-Jd . Данное наблюдение может свидетельствовать о некоторой специфике механизма образования Na–содержащих гранатов в карбонатно–силикатных системах и требует дополнительного изучения. Альтернативным объяснением может служить наличие в таких гранатах большого количества мельчайших флюидных включений существенно Na–карбонатного состава, которые устанавливаются на фотографиях, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа при больших увеличениях. Тем не менее, главным результатом проведенных экспериментальных исследований является установление возможности кристаллизации Na–содержащих мэйджоритовых гранатов в алюмосиликатных и силикатно–карбонатных расплавах повышенной щелочности при PT –параметрах алмазообразования.

Условия магматической кристаллизации Na–содержащих мэйджоритовых гранатов

Результаты экспериментального изучения модельных систем Prp-NaGrt , Prp-Jd и $\text{Prp-Na}_2\text{CO}_3$ при $P=7,0-8,5$ ГПа и $T=1100-1900^\circ\text{C}$ в сопоставлении с природными данными показывает, что возможность магматической кристаллизации Na–содержащего мэйджоритового граната и его состав определяются рядом факторов, к числу которых относятся состав расплава, давление и температура.

Эксперименты доказали, что NaGrt совместим с *богатыми натрием щелочными силикатными и карбонатно–силикатными расплавами* и при 8,5 ГПа способен содержать не менее 1,5 мас. % Na_2O , что связано с существенным перераспределением Na в состав расплава по отношению к Grt (табл. 4). Повышенная щелочность расплавов подтверждается находкой Na–содержащего граната (1,37 мас. % Na_2O) в ассоциации с калийсодержащим клинопироксеном (1,44 мас. % K_2O) в виде включений в алмазе Гвинеи [51], а также многочисленными находками щелочных карбонатно–силикатных флюидных включений в природных алмазах [например, 42, 33]. В таблице 5 приведены результаты нормативного пересчета составов экспериментально изученных систем с использованием Американского Нормативного Метода [29]. При расчетах были выбраны пропорции, соответствующие равному соотношению чистых компонентов, и составы, отвечающие положению их эвтектических точек, полученных экспериментально (в скобках). Показательным является наличие нормативного

нефелина, а в некоторых случаях Na_2SiO_3 во всем экспериментальном поле стабильности Na-содержащих мэйджоритовых гранатов, полученных в изучаемых системах.

Значительные вариации состава природных NaGrt (рис. 13), в частности, значительное отклонение в сторону мэйджоритового компонента, указывает на широкий диапазон щелочности мантийных алмазообразующих расплавов. В богатых натрием щелочных расплавах будет преимущественно реализовываться схема изоморфизма (1), при которой в гранате будут фиксироваться высокие концентрации натрия в виде компонента $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ (NaGrt). Кристаллизация расплавов низкой щелочности при тех же *PT*-параметрах приведет к образованию гранатов обогащенных мэйджоритовым $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ компонентом. Наконец, в богатых титаном расплавах возможно образование Na-гранатов с примесью компонента $\text{Na}_2(\text{Ca},\text{Mg})\text{Ti}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (точки составов между трендами *Prp*-NaGrt и *Prp*-Jd на рис. 16 и 7), для которого не требуются высокие давления.

Роль *температуры* как фактора образования Na-содержащих мэйджоритовых гранатов также оказывается очень важной. Экспериментально для всех изученных систем показано, что при снижении температуры относительно ликвидусных значений гранат последовательно обогащается натрием, так что самые высокие концентрации натрия в гранате наблюдаются вблизи солидуса систем. Этот факт иллюстрируется увеличением коэффициента распределения натрия между гранатом и расплавом при снижении температуры (табл. 4). Эксперименты, проведенные в субсолидусных условиях, показали, что гранаты при этих параметрах содержат не более 0,5 мас. % Na_2O (около 2 мол. % Na-минала). Скорее всего, эта особенность может быть объяснена заторможенной кинетикой реакций при более низких температурах.

Давление является главным фактором реализации изоморфизма в гранатах ультравысокобарного происхождения, так как и мэйджоритовый компонент, и $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ требуют перераспределения Si в октаэдрическую позицию. Проведенные нами экспериментальные исследования систем, моделирующих твердый раствор Na-граната, позволили выявить устойчивую примесь натрия (0,3–0,6 мас.% Na_2O) в этом минерале уже при $P = 7,0$ ГПа. Наибольшие концентрации натрия в гранате (более 1,5 мас. % Na_2O , что составляет ~15 мол.% $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$), были получены в экспериментах при $P = 8,5$ ГПа для системы *Prp*-NaGrt. Полученные данные свидетельствуют о том, что подавляющее большинство природных алмазов с включениями Na-содержащих гранатов, в составе которых обычно менее 0,4 мас.% Na_2O , образовались при давлениях, не превышающих 7 ГПа. Лишь небольшая доля мэйджоритовых гранатов с более высокими концентрациями натрия (>1 мас.% Na_2O) могла кристаллизоваться при давлениях, превышающих 8,5 ГПа. Важно отметить, что экспериментально выявленная зависимость содержания натрия в гранате от давления должна учитываться при разработке геологических барометров мэйджоритсодержащих минеральных ассоциаций.

Заключение

В результате экспериментального изучения модельных систем *Prp*-NaGrt, *Prp*-Jd и *Prp*- Na_2CO_3 при $P=7,0$ – $8,5$ ГПа и $T=1100$ – 1900°C и их сопоставления с природными данными можно сделать следующие основные выводы.

1. В экспериментально синтезированных гранатах устанавливается устойчивая примесь Na (более 0,32 мас. % Na_2O) и избыток Si (3,05–3,15 ф.е). Максимальные содержания Na_2O в гранате составляют 1,5 мас. % и достигаются на солидусе системы *Prp*-NaGrt при давлении 8,5 ГПа. Установлена четкая корреляция между содержаниями Na и Si в полученных гранатах, что позволяет рассматривать в качестве механизма их образования схему гетеровалентного изоморфизма типа $\text{Mg} + \text{Al} \rightarrow \text{Na} + \text{Si}$, при которой формирование Na-содержащих мэйджоритовых гранатов связано с появлением в их составе минала $\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$.

2. Возможность магматической кристаллизации Na-содержащего мэйджоритового граната и его состав определяются рядом факторов, к числу которых относятся состав рас-

плава, давление и температура. Эксперименты доказали, что NaGrt совместим с богатыми натрием щелочными силикатными и карбонатно–силикатными расплавами. С ростом давления во всех системах наблюдается повышение содержания натрия в гранате. Кроме того, для всех изученных систем показано, что при снижении температуры относительно ликвидусных значений гранат последовательно обогащается натрием, так что самые высокие концентрации натрия в гранате наблюдаются вблизи солидуса систем.

3. На основе экспериментального изучения модельных силикатных и карбонатно–силикатных систем при $P=7,0\text{--}8,5$ ГПа показано, что подавляющее большинство природных алмазов с включениями Na–содержащих мейджоритовых гранатов, в составе которых обычно менее 0,4 мас.% Na_2O , образовалось в щелочных карбонатно–силикатных расплавах при давлениях, не превышающих 7 ГПа. Лишь небольшая доля мейджоритовых гранатов с более высокими концентрациями натрия (>1 мас.% Na_2O) могла кристаллизоваться при давлениях, превышающих 8,5 ГПа.

Список литературы

1. Бобров А.В., Литвин Ю.А. Образование алмаза в перидотит–карбонат–углеродных расплавах при 7,0–8,5 ГПа: концентрационный барьер нуклеации и сингенезис силикатных включений // Вестн. отд-ния наук о Земле РАН. 2007. № 1(25). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2007/informbul-1_2007/term-10.pdf.
2. Литвин Ю.А. Физико–химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука. 1991. 312 с.
3. Соболев В.С., Соболев А.В. Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера // Геология и геофизика. 1977. № 12. С. 46–59.
4. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука. 1974. 264 с.
5. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В. Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 358–370.
6. Akaogi M., Akimoto A. Pyroxene–garnet solid–solution equilibria in the systems $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{--}\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and $\text{Fe}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{--}\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressures and temperatures // Phys. Earth. Planet. Inter. 1977. V. 15. P. 90–106.
7. Akaogi M., Akimoto S. High pressure phase equilibria in a garnet lherzolite, with special reference to $\text{Mg}^{2+}\text{--}\text{Fe}^{2+}$ partitioning among constituent minerals // Phys. Earth. Planet. Inter. 1979. V. 19. P. 31–51.
8. Badyukov D.D. High–pressure phases in impactites of the Zhamanshin crater (USSR) / XVI Lunar and Planetary Science Conference, Houston. Abstracts. 1985. P. 21–22.
9. Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B. Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites // Lithos. 1978. V. 11. P. 155–173.
10. Bobrov A.V., Litvin Yu.A., Bindi L., Dymshits A.M. Phase relations and formation of sodium–rich majoritic garnet in the system $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{--}\text{Na}_2\text{MgSi}_5\text{O}_{12}$ at 7.0 and 8.5 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. P. 243–257.
11. Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Diamonds from the deep: pipe DO27, Slave craton, Canada / In: Proc. of the VII Intern. Kimb. Conf. (eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson). Cape Town, Red Roof Design. 1999. V. 1. P. 148–155.
12. Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., McCandless T.E. Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? // Lithos. 2004. V.77. P. 99–111.
13. Deines P., Harris J.W., Gurney J.J. The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein kimberlite, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2615–2625.

14. Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., II, Renfro A.P., Bozhilov K.N., Spengler D., van Roermund H.L.M. Precipitation of pyroxenes and Mg_2SiO_4 from majoritic garnet: simulation of peridotite exhumation from great depth // *Terra Nova*. 2004. V. 16. P. 325–330.
15. Gasparik T. Transformation of enstatite–diopside–jadeite pyroxenes to garnet. // *Contrib Mineral Petrol*. 1989. V. 102. P. 389–405.
16. Gasparik T. Enstatite–jadeite join and its role in the Earth’s mantle. // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1992. V. 111. P. 283–298.
17. Gasparik T. Diopside–jadeite join at 16–22 GPa. // *Phys. Chem. Minerals*. 1996. V. 23. P. 476–486.
18. Gasparik T. Experimental investigations of the origin of majoritic garnet inclusions in diamonds. // *Phys. Chem. Minerals*. 2002. V. 29. P. 170–180.
19. Haggerty S.E., Sautter V. Ultra–deep (>300 km) ultramafic, upper mantle xenoliths. // *Science*. 1990. V. 248, P. 993–996.
20. Harris J. W. Diamond geology / In: *The properties of natural and synthetic diamond* (ed. J.E. Field). Academic Press, London. 1992. P. 345–393.
21. Harte B., Harris J.W., Hutchinson M. T., Watt G.R., Wilding M.C. Lower mantle mineral associations in diamonds from São Luiz, Brazil / In: *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd* (eds. Y. Fei, C.M. Bertka, B.O. Mysen). The Geochemical Society, Houston. 1999. P 125–153.
22. Harte B., Cayzer N. Decompression and unmixing of crystals included in diamonds from the mantle transition zone // *Phys. Chem. Minerals*. 2007. V. 34. P. 647–656.
23. Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V. Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato Grosso, Brazil) // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2005. V. 149. P. 430–445.
24. Hazen R.M., Finger L.W. Crystal structures and compressibilities of pyrope and grossular to 60 kbar. *Am. Mineral*. 1978. V. 63. P. 297–303.
25. Homan C.G. Phase diagram of Bi up to 140 kbars // *J. Phys. Chem. Solids*. 1975. V. 36. P. 1249–1254.
26. Hutchison M.T. Constitution of deep transition zone and lower mantle shown by diamonds and their inclusions / Unpublished PhD Thesis, University of Edinburgh, UK. 1997. V. 1. 340 p. V. 2. 306 p.
27. Irifune T., Sekine T., Ringwood A.E., Hibberson W.O. The eclogite–garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications // *Earth. Planet. Sci. Lett*. 1986. V. 77. P 245–256.
28. Irifune T. An experimental investigation of the pyroxene–garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle. // *Phys. Earth Planet. Inter*. 1987. V. 45. P. 324–336.
29. Johannsen A. *A Descriptive petrography of the igneous Rocks*. University of Chicago Press, Chicago. V. 1. P. 88–92.
30. Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R., Griffin W.L., Khacatryan–Blinova G.K., Shiryayev A.A. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2001. V. 140. P. 734–753.
31. Mc Kenna N.M., Gurney J.J., Klump J., Davidson J.M. Aspects of diamond mineralisation and distribution at the Helam Mine, South Africa // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 193–208.
32. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res*. 1976. V. 81. P. 2467–2470.
33. Klein–BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O. Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine, Canada and the evolution of diamond–forming fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 723–744.
34. Litasov K.D., Ohtani E. Phase relations in hydrous MORB at 18–28 GPa: implications for heterogeneity of the lower mantle. // *Phys. Earth Planet. Inter*. 2005. V. 150. P. 239–263.
35. McCandless T.E., Gurney J.J. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites / In: *Kimberlites and related rocks* (ed. J. Ross). Blackwell Sci. Publ., Victoria, Melbourne, Australia. 1989. P. 827–832.

36. Meyer H.O.A. Inclusions in diamond. / In: *Mantle Xenoliths* (ed. P.H. Nixon). Wiley, New York. 1987. P. 501–522.
37. Moore R.O., Gurney J.J. Pyroxene solid solution in garnets included in diamonds. // *Nature*. 1985. V. 318. P. 553–555.
38. Moore R.O., Gurney J.J. Mineral inclusions in diamond from the Monastery kimberlite, South Africa / In: *Kimberlites and related rocks* (ed. J. Ross). Blackwell Sci. Publ., Victoria, Melbourne, Australia. 1989. P. 1029–1041.
39. Ono S., Yasuda A. Compositional change of majoritic garnet in a MORB composition from 7 to 17 GPa and 1400 to 1600 degrees C // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 1996. V. 96. P. 171–179.
40. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N., Hall A.E., Taylor L.A. Crystalline inclusions and C isotope ratios in diamonds from the Snap Lake/King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 57–67.
41. Ringwood A.E., Major A. Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 12. P. 411–418.
42. Schrauder M., Navon O. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 2, P. 761–771.
43. Scott Smith B.H., Danchin R.U., Harris J.W., Stracke K.J., Kimberlites near Orroroo, South Australia / In: *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks* (ed. J. Kornprobst). Elsevier, Amsterdam. 1984. P. 121–142.
44. Sobolev N.V., Lavrent'ev Ju.G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. V. 31. P. 1–12.
45. Sobolev N.V., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I. The petrology of grosspyrite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // *J. Petrol.* 1968. V. 9. P. 253–280.
46. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province / In: *Proc. of the VII Intern. Kimb. Conf.* (eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson). Cape Town, Red Roof Design. 1999. V. 2. P. 816–822.
47. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Efimova E.S., Floss C., Taylor L.A. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 225–242.
48. Spivak A.V., Litvin Yu.A. Diamond synthesis in multicomponent carbonate–carbon melts of natural chemistry: elementary process and properties // *Diamond Relat. Materials*. 2004. V. 13. P. 482–487.
49. Stachel T. Diamonds from the asthenosphere and the transition zone. // *Eur. J. Mineral.* 2001. V. 13. P. 883–892.
50. Stachel T., Harris J.W., Brey G.P. REE patterns of peridotitic and eclogitic inclusions in diamonds from Mwadui (Tanzania) / In: *Proc. of the VII Intern. Kimb. Conf.* (eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson). Cape Town, Red Roof Design. 1999. V. 2. P. 829–835.
51. Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. Kankan diamonds (Guinea) I: from the lithosphere down to the transition zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000a. V. 140. P. 1–15.
52. Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W. Kankan diamonds (Guinea) II: lower mantle inclusion parageneses // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000b. V. 140. P. 16–27.
53. Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle. // *Chemie der Erde*. 2004. V. 64. P. 1–74.
54. Thompson R.N. Is upper mantle phosphorus contained in sodic garnet? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 417–424.
55. Wang W., Sueno S., Takahashi E., Yurimoto H., Gasparik T. Enrichment processes at the base of the Archean lithospheric mantle: observations from trace–element characteristics of pyropic garnet inclusions in diamond // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 720–733.
56. Wilding M.C. A study of diamonds with syngenetic inclusions / Unpublished PhD Thesis, University of Edinburgh, UK. 1990. 281 p.

Геология, вещественный состав и алмазонасность кимберлитов трубки им. В. Гриба

Веричев Е.М.

ЗАО «Архангельскгеолдобыча»

Введение

Кимберлитовая трубка им. В.Гриба была открыта в 1996 году в ходе реализации совместного российско-канадского проекта по геологическому изучению Верхотинской площади. Трубка расположена в центральной части Зимнебережного алмазонасного района, в пределах Верхотинского поля кимберлитов и оливиновых мелилититов. Приурочена к приподнятому блоку архейского кристаллического фундамента, глубина залегания которого составляет 1,2 км. В локальном магнитном поле выражена слабоконтрастной аномалией интенсивностью 4 нТл, эпицентр которой смещен к востоку от геометрического центра трубки на 200 м, что обусловлено восточным направлением (под углом 75°) вектора намагниченности выполняющих ее пород. По данным электроразведки на восточном фланге фиксируется проводящий объект глубинного заложения небольших размеров.

На уровне эрозионного среза диатрема имеет ромбовидноокруглую, незначительно вытянутую в северо-восточном направлении форму с раструбом в верхней части. С глубиной вытянутость трубки в этом направлении возрастает и на глубинах 800-1000 м она превращается в ассиметричное, за счет раздува на северо-западном фланге, дайкообразное тело. Поверхность трубки неровная с общим наклоном на восток, вариации абсолютных отметок до 30 м.

Трубка им. В. Гриба является вторым промышленным объектом Архангельской алмазонасной провинции. По минералогическим и петрохимическим характеристикам, количеству, составу и сохранности ксенолитов глубинных пород, а также морфологическим особенностям алмазов кимберлиты трубки им. В. Гриба в значительной мере отличаются от кимберлитов им. М.В. Ломоносова [1].

Большой вклад в изучение минералогических особенностей кимберлитов и алмазов месторождения внесла доктор геолого-минералогических наук Г.П. Кудрявцева, которая занималась этими исследованиями с момента его открытия. Г.П. Кудрявцевой также была доказана возможность использования отходов обогащения кимберлитов в качестве компонента бетонов для закладки выработанного пространства при разработке месторождения, что позволяет повысить рентабельность его отработки и минимизировать экологические последствия.

Петрография кимберлитовых пород

По особенностям состава, условиям образования выделяются породы кратерной и жерловой фаций.

Мощность отложений кратерной фации изменяется от 67 до 147 м, составляя в среднем 110 м. Петрографический состав пород определяется соотношением трех главных составных частей: магматического материала, алевропесчанного кварцевого материала и ксенолитов вмещающих пород. По соотношению выделяются: глинистые песчаники, алевропесчаники с примесью кимберлитового материала, туфопесчаники, туффиты, туфы и брекчии осадочных пород. В ее разрезе (сверху вниз) выделяются четыре пачки пород различающиеся по составу:

- 1) глинистые песчаники, алевропесчаники;
- 2) переслаивание туфов, туффитов и туфопесчаников;
- 3) песчаники, туфопесчаники с прослоями туфов, туффитов, брекчий осадочных пород;
- 4) туфы, туффиты, брекчии осадочных пород, туфопесчаники, маломощные субгоризонтальные внедрения кимберлита.

Песчаники, алевропесчаники имеют буровато-красную крапчатую окраску.

Текстура обычно однородная, реже неясно косослоистая. В составе обломочной части преобладает кварц (90 %), не более 2-3 % составляют полевые шпаты, 3-5 % обломки вмещающих пород венда. Кимберлитовый материал (1-2 %) представлен зернами оливина, замещенного карбонатом, встречаются пикроильменит, пироп, чешуйки слюды, обломочки сильно измененных автолитов. Цемент пленочно-порового типа гидрослюдисто-сметитового состава.

Туфопесчаники буровато-красные с равномерно распределенными желто-серыми пятнами со средней и низкой степенью сортировки обломочных частиц. Обломочная часть на 80 % представлена зернами кварца, 3-10 % составляют обломки вмещающих пород и 5-10 % кимберлитовый материал, представленный обломочками кимберлитов, автолитов, кристаллокластами псевдоморфоз по оливину, отмечаются зерна пироба, пикроильменита, чешуйки слюды. Цемент порово-пленочного типа, сложен пленочными и сгустковыми выделениями гидроокислов железа с участием карбонат-сметитового агрегата.

Туффиты представляют собой плотную красновато-серую породу с пятнами голубоватого и зеленовато-серого цвета. Текстура однородная. Обломочная часть представлена кристаллокластами псевдоморфоз по оливину (30-40 %), автолитами (20-30 %), алевропесчаным кварцевым материалом (15-20 %), обломками вмещающих, реже коровых и мантийных пород. Цемент порового типа, состоит из тонко раскристаллизованного чешуйчато-волоконистого глинистого вещества сметитового состава с примесью талька и рудной пыли.

Туфы характеризуются пятнистой окраской: на розовато-бордовом, коричневатобордовом фоне цемента выделяются пятна желтовато-зеленого, светло-зеленого измененного оливина, серых автолитов, коричневатобурых и зеленовато-серых ксенолитов вмещающих пород и светло-серых полосчатых гранито-гнейсов. Порода плотная. Степень сортировки материала от средней до хорошей, текстура однородная (массивная), участками брекчиевидная. Содержание магматического материала 80% и более. Примерно 1 % составляют кристаллокласты пикроильменита, пироба и флогопита, реже хромдиоксида. Ксеногенный материал (3-10 %) представлен угловато-сглаженными обломками аргиллитов и алевролитов, реже гнейсов и мантийных пород. Отмечаются (до 5 %) почти полностью замещенные сапонитом терригенные зерна кварца. Цемент базального типа, сложен пропитанным гидрооксидами железа карбонат-сапонитовым агрегатом с участием тальк-гидрослюдистого вещества.

Брекчии осадочных пород представляют собой плотные породы розовато-серой, красновато-бурой, серовато-зеленой, часто пятнистой окраски. Текстура неравномерно-обломочная, участками неясно-полосчатая. Содержание обломков варьирует в диапазоне 50-70 %, а размер – от долей сантиметра до 1,5-2 м. По составу преобладают песчаники и алевролиты, в меньших количествах присутствуют обломки аргиллитов и еще реже туфов и туффитов. Заполнителем является разномасштабный слабосцементированный, иногда неравномерно окварцованный и карбонатизированный, песчаный материал.

Кимберлиты в пределах кратера установлены в виде субгоризонтальных, линзовидных тел протяженностью от 10 до 120 м и мощностью от 2 до 8 м среди туфов, туффитов, туфопесчаников и брекчии осадочных пород нижней пачки кратерных отложений.

Жерловая часть трубки выполнена туфо - и ксенотуфобрекчиями (первая фаза внедрения) и кимберлитами (вторая фаза). На контакте с отложениями кратера кимберлиты выветрелые, сильно измененные. Местами они превращены в мучнистую массу голубоватобелого, желтовато-белого цвета с каолинитом, гетитом и крупнокристаллическими агрегатами червеобразных кристаллов хризотила, характерных для образований типа "желтая или голубая земля", интерпретируемых в качестве продуктов проявления линейных кор выветривания.

Ксенотуфобрекчии характеризуются пятнистой окраской: на красновато-коричневом, буровато-коричневом или зеленовато-сером фоне основной массы выделяются бледно-зеленые псевдоморфозы по оливину, зеленоцветные и красноцветные ксенолиты вмещающих пород, серые автолиты, бурые пятна ожелезнения. Преобладают красноцветные разно-

сти, зеленоцветные – развиты преимущественно на контакте с кимберлитами и на глубоких горизонтах в южной части диатремы. Породы мелко- среднеобломочные с кристаллокластической структурой и брекчиевой, пятнистой, реже полосчатой текстурой. В приконтактных зонах трубки иногда развиты крупнообломочные разности. В составе обломочного материала ксеногенные обломки составляют 60-70 %, кимберлитовые – 30-40 %. Ксенолиты представлены преимущественно обломками вмещающих пород, по составу преобладают зеленоцветные аргиллиты и алевролиты, отмечаются обломки гнейсов, гранито-гнейсов, габброидов и глубинных пород. Размер обломков от нескольких миллиметров до 3-5 см, реже до 20 см и более. Кимберлитовый материал представлен автолитами и их обломками, псевдоморфозами по оливину, зернами пиропы, пикроильменита, пластинками хлоритизированного флогопита. Преобладают автолиты округлой, овальной и неправильно-сглаженной формы, размером 1-5 мм, безъядерные и «центрального типа». В автолитах «центрального типа» в качестве ядер выступают псевдоморфозы по оливину, микроксенолиты вмещающих пород и кристаллического фундамента, зерна терригенного кварца, реже граната и пикроильменита. Безъядерные автолиты и оболочки автолитов «центрального типа» характеризуются псевдоморфной порфировой структурой. Вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину правильных идиоморфных очертаний. Основная масса карбонат-сапонитового состава с обилием рудной пыли. Псевдоморфозы по оливину размером 1,5-3 мм сложены сапонитом, карбонатом с примесью гидроталька. Цемент ксенотуфобрекчий песчано-глинистый с примесью карбоната и сапонита, ожелезненный.

Туфобрекчии в трубке занимают небольшие объёмы. Развиты, в основном, на контакте кимберлитов с ксенотуфобрекчиями, с последними имеют постепенные переходы. Их окраска, как и ксенотуфобрекчий, пятнистая, реже серая, зеленовато-серая. Преобладают мелкообломочные разности. От ксенотуфобрекчий рассматриваемые породы отличаются более высокими содержаниями магматического материала в обломочной части, характером и составом цемента. Содержание магматического материала в туфобрекчиях 60-70 %, ксеногенного 30-40 %, состав тот же, что и в ксенотуфобрекчиях. Кимберлитовый материал представлен автолитами и их обломками, псевдоморфозами по сапониту, зернами пикроильменита, граната, хромдиоксида, чешуйками флогопита. В отличие от ксенотуфобрекчий, где в его составе преобладают автолиты, в туфобрекчиях автолиты и псевдоморфозы по оливину присутствуют примерно в равных соотношениях. Чаще отмечаются зерна минералов-спутников, ксенолиты глубинных пород. Цемент базальный, реже поровый, карбонат-сапонитового состава, в той или иной степени ожелезненный.

Кимберлиты представлены массивными и порфировыми разностями. Последние характеризуются наличием крупных (до 20 мм) псевдоморфоз серпентина по оливину, контрастно выделяющихся на фоне связующей массы. Порфировые разности развиты в верхних частях рудного столба кимберлитов. Переходы между разностями постепенные. Породы имеют серо-зеленую, темно-серую с зеленоватым оттенком окраску, литокристаллокластическую, псаммито-мелкопсефитовую структуру и массивную текстуру. Обломочная часть (60-70 %) представлена преимущественно магматическим материалом, содержание ксеногенных частиц не превышает 5 %. Среди магматического материала преобладают кристаллокласты псевдоморфоз по оливину двух генераций. Оливин-I (30-50 %) имеет размеры 1-4 мм (до 10-25 мм), неправильно-сглаженную или овальную форму. Оливин-II (1-5 %) представлен мелкими (0,2-0,8 мм) субидиоморфными зернами. Псевдоморфозы состоят из тонкопластинчатого и микрочешуйчатого агрегата серпентина с небольшой примесью тонкокристаллического агрегата карбоната. С глубины 230-240 м появляются реликты свежего оливина первой генерации, реже второй. Примерно 2 % составляют кристаллокласты оранжевого граната, пиропы, пикроильменита, флогопита, реже хромдиоксида, в единичных знаках присутствует энстатит.

Литокласты (10-30 %) представлены автолитами размером 1-5 мм (до 30-100 мм), неправильно-сглаженной или овальной формы, в основном ядерного и пленочного типов. Структура порфировая, во вкрапленниках кристаллы оливина идиоморфной и субидиоморф-

ной формы размером 0,05-0,2 мм (до 0,8 мм) 25-30 % и оплавленные лейсты флогопита того же размера – 3-5 % от объема автолитов. Основная масса замещена тонкозернистым агрегатом серпентина с тонкой вкрапленностью рудного минерала и лейстами частично хлоритизированной слюды. В качестве ядер выступают псевдоморфозы по оливину, микроксернолиты базитов, ультрабазитов, вмещающих пород, зерна граната, пластинки флогопита.

Ксеногенный материал представлен обломками алевролитов, аргиллитов, реже песчаников. В заметных количествах встречаются ксенолиты пород фундамента (гнейсы, гранито-гнейсы, граниты) и ксенолиты глубинных пород. Размер обломков до 15-20 см. Цемент породы (30-40 %) порово-базального типа образован микрочешуйчатым агрегатом серпентина с примесью талька, карбоната и рудных минералов.

Основная масса имеет криптозернистое, тонкочешуйчатое строение, и представляет комплексной агрегат хлорит-сметит-слюдистых минералов, карбонатов с широким участием пылевидного рудного вещества.

Из процессов вторичной минерализации наиболее широко развиты карбонатизация, окварцевание, сапонитизация и ожелезнение. Отмечаются прожилки палыгорскита (сепиолита), гипса и реже серпентина. Последний представлен афанитовым серпофитом бледно-зеленого, голубовато-зеленого цвета. Наблюдаются спутанно-игольчатые агрегаты соломенно-желтого миллерита и тонкие просечки самородной меди.

Минералогия кимберлитовых пород

Минеральный состав кимберлитов характеризуется в качественном отношении исключительным постоянством, хотя количественные соотношения минералов меняются. Колебания в содержаниях минералов обусловлены степенью изменения кимберлитов, а также характером и количеством ксенолитов, в основном, глубинных пород. Для верхних горизонтов трубки характерен серпентин, реликты свежего оливина появляются с глубины 230-240 м и с глубиной содержание этого минерала увеличивается. Серпентин представлен лизардитом, хризотилом и антигоритом. Достаточно широко распространен флогопит, гранат, ильменит, их содержание достигает 1-4 % объема породы. Ортопироксен появляется в заметных количествах только на глубоких горизонтах. Магнетит встречается в кимберлитах верхних горизонтов лишь в агрегатах – в сростании с серпентином. Отмечается присутствие «кимберлитового» рутила, который по морфологическим особенностям отличается от рутила метаморфических комплексов и ксенолитов эклогитоподобных пород (игольчатые выделения). Для него характерна неправильная форма зерен, мелкобугорчатая поверхность, коричнево-бурый цвет и размеры 0,5-1,0 мм. Вероятно, рутил этой разновидности генетически связан с пикроильменитом, так как отмечаются случаи обрастания пикроильменита рутилом подобного облика.

Породы трубки характеризуются довольно высоким (до 50 кг на 1 тонну породы) выходом тяжелой фракции. По генетической принадлежности минералы тяжелой фракции разделяются на две группы: 1 – минералы собственно кимберлитовые, глубинные; 2 – минералы терригенного комплекса (магнетит, ильменит, алмадин, амфибол, ставролит, дистен и др.). В породах кратерной части, туфо - и ксенотуфобрекчиях жерла присутствуют минералы как 1-ой, так и 2-ой групп, количественные соотношения которых в зависимости от типа пород сильно варьируют. Тяжелая фракция кимберлитов жерла состоит преимущественно из глубинных минералов. Наиболее распространенными среди них являются пикроильменит, пироп-алмадин, пироп, клинопироксен, флогопит, реже отмечаются оливин, ортопироксен и хромшпинелид. Для всех типов пород трубки характерна пироп-пикроильменитовая минеральная ассоциация тяжелой фракции. Кимберлиты трубки по суммарному содержанию пикроильменита и пироба относятся к группе «2» – «кимберлиты с повышенным содержанием индикаторных минералов с преобладанием ильменита (пикроильменит > пироп)» [6]. От трубок месторождения им. М.В. Ломоносова они отличаются более высоким (в 30-50 раз) содержанием глубинных минералов, преобладанием в их составе пикроильменита, незначительным содержанием хромшпинелида, в то время как для месторождения им. М.В. Ломоно-

сова характерно преобладание хромшпинелида над пиропом при практически полном отсутствии пикроильменита [3, 4].

Оливин образует как вкрапленники, так и микролиты базиса. Оливин-I имеет размеры 1-4 мм (до 15 мм), неправильно-сглаженную или овальную форму. Оливин-II представлен мелкими (0,2-0,3 мм) субидiomорфными зернами. Зерна чаще прозрачные, бесцветные с незначительным бледно-зеленым оттенком. Оливины характеризуются высоким содержанием форстеритового минала (90-95 мол.% Mg_2SiO_4) и пониженным фаялитового (6,9-8,8 мол.% Fe_2SiO_4), низким кальция (менее 0,07 мас.% CaO), хрома (менее 0,10 мас.% Cr_2O_3). В них отмечается повышенное содержание никеля (до 0,48 мас.% NiO). Необходимо отметить отсутствие в трубке им. Гриба высокожелезистого оливина с содержанием фаялитового минала более 12 мол.%, типичного для ильменитовых гипербазитов из трубок Якутии и Южной Африки.

Гранат – весьма распространенный минерал, хотя его содержание в тяжелой фракции уступает пикроильмениту. Размер зерен колеблется от нескольких долей мм до 8-10 мм, иногда встречаются ксенокристаллы размером до 2-5 см. Форма овально-уплощенная, изометричная, встречаются осколки и обломки. Иногда зерна окружены тонкими келифитовыми каймами или их фрагментами. Малая мощность и редкая встречаемость келифитовых кайм на гранатах указывает на незначительные изменения этого минерала при мантийном метасоматозе.

Гранаты разнообразны по цветовой гамме. Отмечены желтые, оранжевые, оранжево-красные, розовые, бурые, коричневые, очень редко фиолетово-серые гранаты. Оранжевые и желтые разновидности составляют до 15-20 %. Это минералы пироп-альмандинового ряда преимущественно связаны с эклогитами, при резко подчиненном вкладе этого минерала из гранулитов и эклогитоподобных пород и пород кристаллического фундамента. Бурые, буро-коричневые и коричневые разновидности составляют до 25 % и относятся, вероятно, к Cr-Ti-пиропам (мегакристаллам), отмечены в парагенезисе с пикроильменитом. Наиболее распространены пиропы красного, красно-оранжевого и темно-красного цветов – до 35-40 %. Реже встречаются лиловые и фиолетовые пиропы (до 10-15 %), фиолетово-серые содержатся в количестве первых процентов. Эти цветовые различия гранатов, скорее всего, характерны для различных мантийных пород ультраосновного парагенезиса. Все гранаты по химическому составу принадлежат к ряду пиропов – пироп-альмандинов с различными вариациями других миналов. Оранжево-красные гранаты характеризуются повышенным содержанием закисного железа (11-19 мас.% FeO). Гранатам оранжевого и желтого цветов свойственны низкие содержания хрома (менее 0,5 мас. % Cr_2O_3), повышенные содержания закисного железа (13-17 мас.% FeO) и соответственно пониженные содержания магния (7-15 мас.% MgO). Бурые и буро-коричневые пиропы отличаются высокой примесью титана (до 1,6 мас. % TiO_2). Пиропы красно-оранжевого и темно-красного цветов характеризуются пониженным содержанием хрома (до 5 мас.% Cr_2O_3), красного и лилового цвета высоким содержанием хрома (5-11 мас.% Cr_2O_3).

Полученные представительные данные по химическому составу гранатов (638 электронно-зондовых анализов) были разделены на группы с использованием химико-генетической классификации гранатов с применением кластерного и дискриминантного анализов [2]. Выделено 15 химико-генетических групп гранатов.

К гранатам ультраосновного парагенезиса относится 93,7 % от изученной выборки минерала, а эклогитового – 6,2 %. По составу большинство гранатов относятся к алмазонасным парагенезисам. Отмечается высокий процент содержания (порядка 5 %) пироба, аналогичного по составу минералу из включений в алмазе и алмазонасных дунитов и гарцбургитов (рис. 1). Следует отметить практически полное отсутствие гранатов из глиноземистых и кальциевых эклогитов, что было ранее отмечено и для трубок Золотицкого поля [1].

Ортопироксен – наименее распространенный минерал в тяжелой фракции. Он легко замещается вторичными минералами, поэтому при визуальном изучении кимберлитовой породы отмечается редко. Однако в керне установлены крупные (до 0,5 см) мегакристаллы эн-

статита. Зерна ортопироксена встречаются только в наименее измененных породах. Минерал представлен удлиненными зернами с хорошо выраженной спайностью, что отличает его от бесцветного оливина и бледно-зеленого клинопироксена. Цвет зерен ортопироксена от бесцветного до бледно-желтого. Химический состав соответствует энстатиту, типичному минералу перидотитов и лерцолитов. Почти все изученные зерна характеризуются низкими содержаниями хрома (менее 1 мас.% Cr_2O_3) и алюминия (0,5-1,5 мас.% Al_2O_3), а также пониженной примесью кальция (менее 1 мас.% CaO) и повышенной магнезиальностью (34,0-35,9 мас.% MgO).

Клинопироксен встречается в тяжелой фракции значительно чаще, чем ортопироксен и хромшпинелид, но гораздо реже, чем пикроильменит и пироп. Зерна клинопироксена имеют размеры от 1-2 до 2 мм. Форма зерен удлиненно-призматическая или неправильная изометричная, обломочная; крупные зерна обычно сильно трещиноваты и «рассыпаются в руках». Цвет варьирует от изумрудно-зеленого до травяно-зеленого, грязно - зеленого, единичные зерна прозрачные. В тяжелой фракции, в основном, встречается клинопироксен двух цветовых разновидностей: ярко изумрудно-зеленый хромдиопсид и травяно-зеленый железистый диопсид. Особенностью изумрудно-зеленого хромдиопсида является повышенное содержание Cr_2O_3 (> 1 мас.%) и пониженное FeO . Отличительной чертой железистых диопсидов является низкое содержание Cr_2O_3 (< 1 мас.%) и повышенное FeO (> 2,3 мас.%).

Хромшпинелид – наименее распространенный глубинный минерал кимберлитов трубки им. В.Гриба. В породах кратерной части минерал встречается в виде единичных зерен, а в породах жерловой части его количество возрастает до нескольких десятков зерен на пробу в 1,5-2,0 кг, хотя на фоне общего высокого содержания глубинных минералов остается ничтожно малым. Размеры зерен колеблются от 0,2 до 2-3 мм. Встречены все морфологические разновидности, свойственные хромшпинелидам из кимберлитов: плоскогранные остро-реберные октаэдры, октаэдры, осложненные по ребрам и вершинам дополнительными гранями; комбинационные кристаллы с блоковым строением и др.

Все зерна характеризуются наличием признаков магматической коррозии. Основными особенностями составов хромшпинелидов являются: широкие вариации содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 ; высокое содержание MgO ; преобладание высокохромистых и высокотитанистых разновидностей с пониженным содержанием глинозема. По химическому составу они соответствуют типичному пикрохромиту с высоким содержанием минералов MgCr_2O_4 + FeCr_2O_4 от 60 до 82 мол.%.

Пикроильменит – один из самых распространенных глубинных минералов кимберлитов трубки им. В.Гриба. Он заметно преобладает над гранатом и другими глубинными минералами. Размер зерен колеблется от долей мм до 20-30 мм. Форма выделений разнообразная. Чаще всего это зерна округлой, овальной и овально-уплощенной формы, а также обломки и осколки зерен угловатой формы. Большинство зерен имеют монокристаллическое строение, реже встречается ильменит агрегатного строения. Большая часть зерен пикроильменита лейкоксенизирована с поверхности, отмечается также развитие титанистой фазы (рутила) и гематита в виде тонких прожилков по трещинкам. Характеризуется высокими и достаточно выдержанными содержаниями магния (9-17 мас.% MgO) и высокими, но с большими вариациями, хрома (0,83-7,78 мас.% Cr_2O_3). По химико-генетической классификации выделено три группы пикроильменитов. Первая (35 %) соответствует составу минерала из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов; вторая (14 %) – из сростков с алмазом, алмазоносных лерцолитов и метасоматизированных перидотитов; и последняя (51 %) – из включений в алмазе и перидотитов.

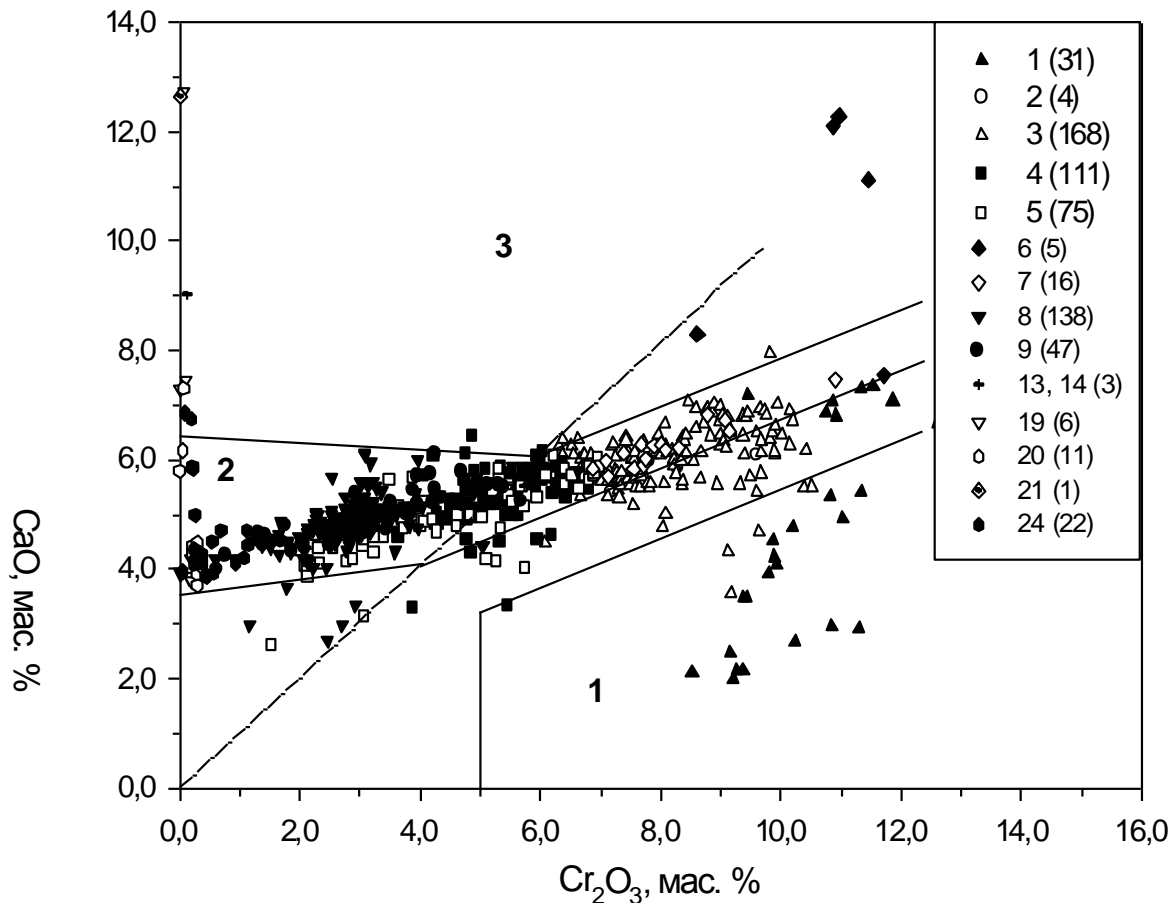


Рис. 1. Диаграмма составов гранатов, выделенных химико-генетических групп, из тяжелой фракции кимберлитов трубки им. В.Гриба в координатах CaO-Cr₂O₃. Поля проведены по Н.В. Соболеву

Флогопит широко распространен, содержание крупных фрагментов этого минерала достигает первых процентов в объеме породы. Присутствует несколько генераций флогопита – мелкие кристаллы (доли мм), развитые в основной массе и крупные зерна, встречающиеся в цементе кимберлитовых пород кратера и жерла. Крупные зерна представляют собой выделения размером 2-20 мм (в единичных случаях до 50 мм) овально-сглаженной, близкой к изометричной или слабо уплощенной формы. Среди крупных выделений флогопита выделяются две разновидности: 1 – однородные монокристаллы и 2 – деформированные зерна. Характеризуется пониженным содержанием титана (<1 мас.% TiO₂), железа (2,9-4,1 мас.% FeO) и повышенным хрома (0,5-0,8 мас.% Cr₂O₃), алюминия (10,8-12,2 мас.% Al₂O₃) и магния (25-31 мас.% MgO). По составу соответствует слюдам из кимберлитов II группы Южной Африки.

Оксиды связующей массы кимберлитов. Микрокристаллические оксиды в связующей массе кимберлитов распределены крайне неравномерно. Среди них установлены: пикрохромит, хромовая ульвошпинель, титаномagnetит, хромистый пикроильменит, марганцовистый ильменит, перовскит и рутил. Наибольшей распространенностью пользуются шпинелиды, а затем ильменит.

Пикрохромит встречается в виде отдельных зерен размером 10-15 мкм, а также образует ядра зональных выделений с каймами Mg-Cr-ульвошпинели. Характерными особенностями состава являются повышенные содержания хрома (49,77-50,87 мас.% Cr₂O₃) и магния (10,27-11,59 мас.% MgO). Встречаются также, но в значительно меньшем количестве хром-содержащий титаномagnetит, как в виде кайм вокруг зерен пикроильменита, так и в виде самостоятельных выделений.

Марганцовистый ильменит, который образует мелкие гомогенные зерна размером менее 20 мкм и тонкие каймы на хромсодержащем пикроильмените и хромсодержащем титаномагнетите, характеризуется высокими содержаниями марганца (до 7,67 мас.% MnO), невысокими MgO (1,46 мас.%) и низкими хрома (0,38 мас.% Cr₂O₃).

Перовскит встречается в виде самостоятельных зерен значительно реже шпинелидов и ильменита. Характеризуется повышенным содержанием ниобия (0,22-2,17 мас.% Nb₂O₅) и железа (1,14-1,79 мас. % FeO). Нередко в зернах перовскита отличается зональное строение: центральные части их обогащены ниобием и железом по сравнению периферией.

Рутил из сростка с хромсодержащим пикроильменитом имеет значительные примеси хрома, магния, железа и ниобия.

Широкая распространенность в связующей массе пород трубки им. В. Гриба пикрохромитов (49,77-50,87 мас.% Cr₂O₃, 3-6 мас.% TiO₂) и хромсодержащего пикроильменита (13,55-13,78 мас.% MgO, 4,28-5,54 мас.% Cr₂O₃) на фоне низкой встречаемости титаномагнетитов и перовскита подтверждает высокую алмазонасность трубки.

Петрохимия кимберлитовых пород

Кимберлиты трубки им. В. Гриба характеризуются высокой магнезиальностью, низкой глиноземностью и щелочностью: 24,58-36,54 мас.% MgO, 1,32-5,37 мас. % Al₂O₃, при умеренном содержании титана (0,96 мас.% TiO₂). Количество общего железа повышено (6,74 мас.% FeO), содержание кальция понижено.

По соотношению основных породообразующих компонентов кимберлиты трубки им. В. Гриба относятся к породам железо-титанистой серии (рис. 2). При этом фигуративные точки их составов на этой диаграмме образуют локальное поле в наиболее ультраосновной (магнезиальной) части пород железисто-титанистой и глиноземистой серий, где их различия минимальны. Область кимберлитов Золотицкого поля на этой же диаграмме обособлена в направлении тренда глиноземистой серии. На диаграммах Al₂O₃+Na₂O+K₂O – MgO/FeO_{общ} и Si₂O/MgO – MgO/FeO_{общ} (рис. 3, 4) иллюстрируется степень ультраосновности (магнезиальности) относительно силикатной составляющей (кремнезема и литофильных компонентов) пород. Практически все фигуративные точки составов кимберлитов трубки им. В.Гриба локализируются в области, выделенной по составам алмазонасных кимберлитов Якутии. В то же время они несколько обособлены от составов алмазонасных трубок Золотицкого поля в сторону более высоких значений MgO/FeO_{общ} (ультраосновности), а главное, в направлении более низких значений силикатной составляющей (SiO₂/MgO и Al₂O₃+Na₂O+K₂O). Составы кимберлитов Золотицкого поля ближе к области составов кимберлитов II группы Южной Африки, а кимберлитов трубки им. В. Гриба к полю кимберлитов I типа Южной Африки.

В отношении содержания щелочей (K₂O и Na₂O) фиксируется понижение общей щелочности в кимберлитах трубки им. В. Гриба по сравнению с кимберлитами Золотицкого поля. При этом, если в первых содержание K₂O преобладает над Na₂O, то в кимберлитах Золотицкого поля соотношение щелочей обратное.

Кимберлиты трубки им. В. Гриба характеризуются умеренным содержанием Cs, Rb, Ba, Sr, типичным для кимберлитов I группы Южной Африки. При этом они в целом менее обогащены редкими и редкоземельными элементами. По Sm-Nd систематике рассматриваемые породы занимают промежуточное положение между кимберлитами группы I и группы II Южной Африки [3]. Яркой особенностью кимберлитов трубки им. В.Гриба являются низкие содержания Zr и Nb, наиболее низкие из всех известных для кимберлитов других районов Мира. По этому параметру они наиболее близки кимберлитам II группы Южной Африки и трубки Ньюбинская ЯАП.

Ксенолиты мантийных и коровых пород

Ксенолиты глубинных пород присутствуют в трубке им. В. Гриба в весьма значительном для региона количестве, но они распределены в различных типах пород крайне неравномерно. Наиболее часто ксенолиты встречаются в кимберлитах жерловой части, где их кон-

центрация достигает нескольких штук (до 5-ти) на один метр керна. В туфо-и ксенотуфобрекции их содержание резко снижается. Размеры ксенолитов глубинных пород варьируют от 1-2 см до 10-15 см, причем крупные образцы (5-8 см) не являются редкостью. Форма ксенолитов разнообразна, преобладает овальная, овально-уплощенная, а угловатая характерна для ксенолитов коровых пород.

Среди ультрабазитов наиболее распространены пироповые дуниты и пироповые лерцолиты. Встречаются мономинеральные оливиниты, реже - пироповые пироксениты и вебстериты. Хромшпинелевые перидотиты без граната и низкобарические шпинелевые перидотиты, довольно широко распространенные в кимберлитах Золотицкого поля, в трубке им. В. Гриба не установлены. Редко встречаются ксенолиты ильменитовых, пиропильменитовых перидотитов, которые отсутствуют в трубках Золотицкого поля. Широко распространены ксенолиты гранат-клинопироксен-флогопитовых и гранат-пироксен-ильменит-флогопитовых метасоматитов. Встречаются ксенолиты слюдитов, практически полностью сложенные флогопитом, и оливин-флогопитовые породы (глиммериты).

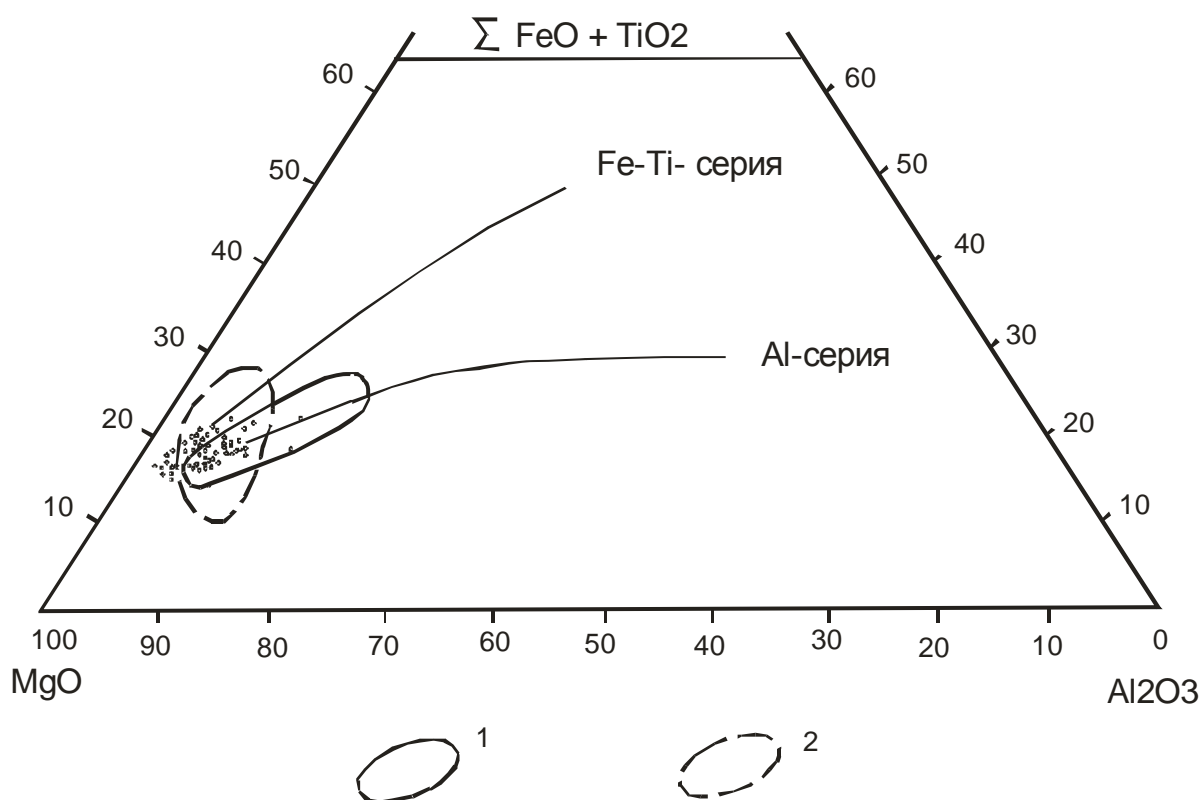


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма с трендами серий кимберлитовых пород (по А.А. Маракушеву). Нанесены фигуративные точки составов кимберлитов трубки им. В. Гриба и поля составов кимберлитов: 1 – Золотицкого поля и 2 - Якутии

Включения ксенолитов основного состава представлены эклогитами, эклогитоподобными породами и гранулитами. Среди ксенолитов пород фундамента преобладают сланцы различного состава, гнейсы, гранито-гнейсы.

По набору типов мантийных пород, их крупным размерам и высокому содержанию, резкому преобладанию пироповых разностей кимберлиты трубки им. В. Гриба являются аналогом алмазоносных кимберлитов центральных полей Якутии. Алмазоносные трубки Золотицкого поля отличаются от трубки им. В. Гриба очень низкими содержаниями мантийных модулей, их небольшими размерами (обычно 1-2 см) и сильной измененностью, широким распространением среди ультрабазитов хромшпинелевых и шпинелевых разностей и практически отсутствием ильменитовых [4].

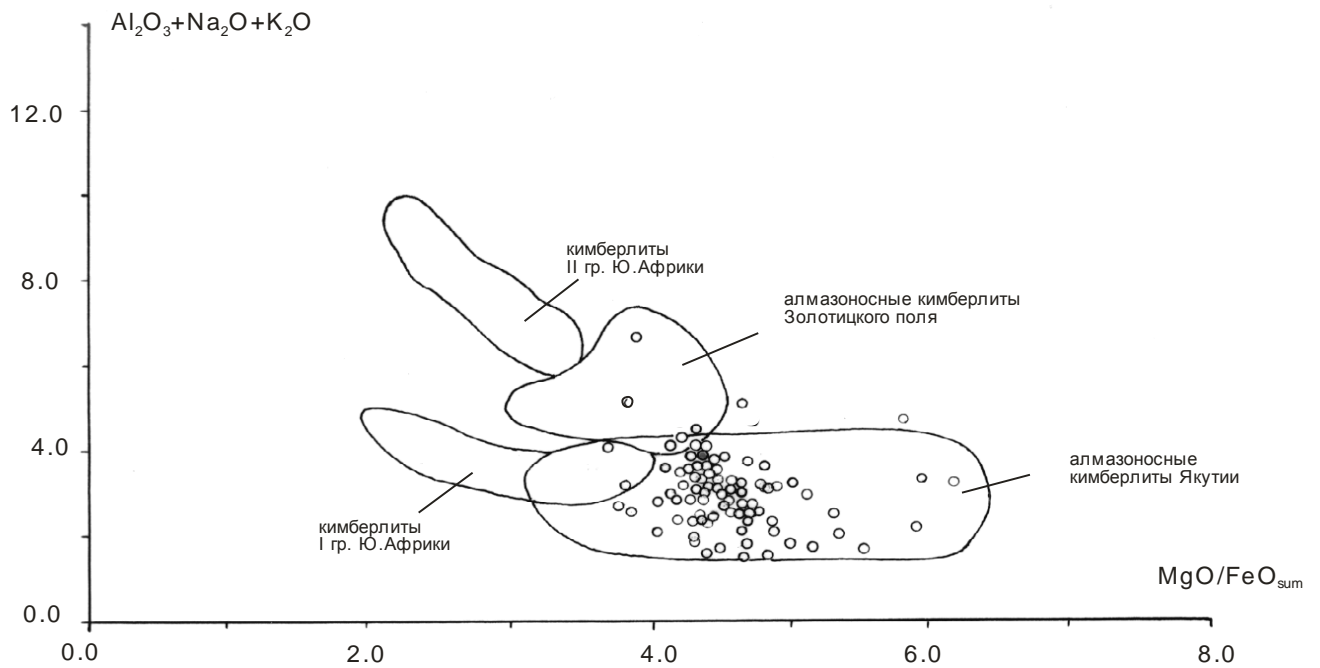


Рис. 3. Диаграмма состава кимберлитов в координатах $Al_2O_3+Na_2O+K_2O-MgO/FeO_{общ.}$. Поле алмазных кимберлитов Якутии нанесено по А.В. Лапину (2001)

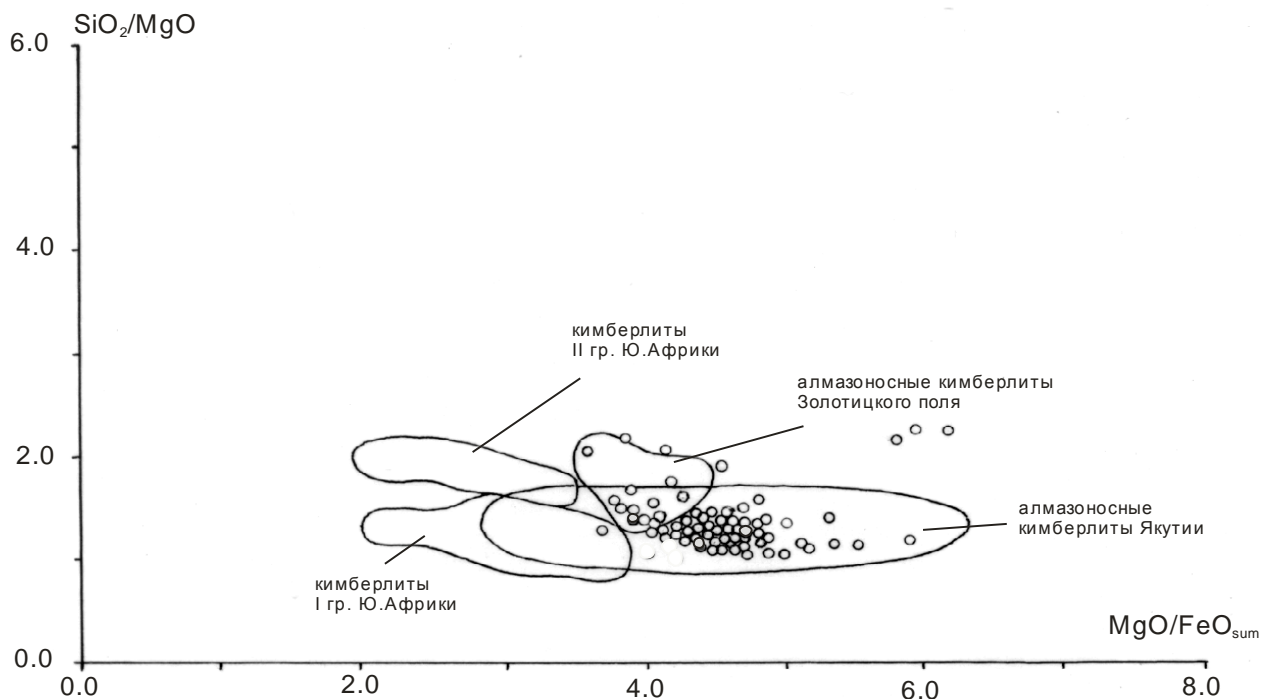


Рис. 4. Диаграмма состава кимберлитов в координатах $SiO_2/MgO-MgO/FeO_{общ.}$. Поле алмазных кимберлитов Якутии нанесено по А.В. Лапину (2001)

С целью изучения алмазности проведено термохимическое обогащение двух проб мантийных ксенолитов, представленных эклогитами (масса пробы 2,3 кг) и перидотитами (масса пробы 0,5 кг). Алмазов ни в одной из проб не установлено, что свидетельствует в пользу гипотез, согласно которых большинство алмазов в кимберлитах являются интрателлурическими выделениями кимберлитовой магмы.

Характеристика алмазов

По крупности кристаллов алмаза трубка им. В.Гриба относится к месторождениям 2 группы с алмазами средней крупности. По массе доминируют алмазы классов $-4+2$ и $-2+1$ мм, их суммарная доля в целом по месторождению составляет 77,2 %. Среди алмазов класса $+0,5$ мм преобладают кристаллы октаэдрического и ромбододедрического габитусов. Содержание октаэдров по количеству – 30,4 %, ромбододекаэдров – 33,7 %. В несколько меньших количествах (23,9 %) встречаются кристаллы переходных форм (О-Д), реже отмечаются псевдогемиморфные индивиды (7 %) и кубы (4,2 %). Редко встречаются тетраэксаэдры и кристаллы переходной формы (куб-тетраэксаэдр) по 0,4 %. Среди микрокристаллов преобладают октаэдрические разности, их сростки и двойники октаэдров по шпинелевому закону.

Относительное количество алмазов без включений составляет 43,7 %, кристаллов с многочисленными графитовыми и графитоподобными включениями 10,7 %. Черные графитоподобные включения встречены в 32,1 % изученных кристаллов, сингенетические – 24,3 %. С глубиной содержание алмазов с черными включениями в кимберлитах уменьшается, а в туфо-ксенотуфобрекчиях несколько возрастает. Часть графитоподобных включений может быть отнесена к сульфидам. Среди сингенетических включений самые распространенные – рудные, сульфиды, «алмаз в алмазе», оливины. Реже встречаются лиловые, красные и оранжевые гранаты, пироксены, хромдиопсиды, флогопит. Количество алмазов с сингенетическими черными рудными включениями составляет 18,8 %, в трубках месторождения им. М.В. Ломоносова их доля значительно меньше (0,4-3,5 %). Крупные включения чаще всего имеют форму округлых пластинок, иногда это уплощенные октаэдры, треугольные пластинки и червеобразные образования. Большинство бесцветных включений по оптическим характеристикам диагностируются как оливины, их содержание – 3,9 %. Обычно это гексагональные или округлые пластинки или искаженные формы со сложной огранкой. Относительное количество алмазов с включениями сульфидов не более 1,2 %. Это округлые пластинки или розетки из таких пластинок. Включения типа «алмаз в алмазе» диагностированы в 0,5 % кристаллов. Они представлены октаэдрами и их обломками, реже – треугольными пластинками, кубооктаэдрами, додекаэдроидами. Включения гранатов приурочены к алмазам типа октаэдр-ромбододекаэдр и псевдогемиморфным кристаллам, имеют неправильную или изометричную форму сложной огранки. Включения пироксенов установлены в октаэдрах, кристаллах переходной формы (О-Д) и псевдогемиморфном алмазе в виде тонких гексагональных пластинок травяно-зеленой окраски. По характеру включений в кимберлитах трубки им. В. Гриба преобладают алмазы ультраосновного парагенезиса.

Содержание бесцветных и слабоокрашенных алмазов 72,2 %, кристаллов высокой и средней прозрачности – 79,1%. Среди окрашенных гранатов преобладает серая окраска (43,4 %). Из других типов окраски значительным распространением пользуется коричневая (19,7 %) и желтая (12,7 %), в значительно меньших количествах встречаются черные (2,3 %), зеленые (0,6 %) и розовые (0,2 %) алмазы. В крупных ($+2$ мм) классах чаще встречаются бесцветные, золотисто-желтые и зеленые алмазы. В мелких увеличивается доля серых, коричневых и черных кристаллов, окрашенных в процессе пластической деформации и из-за графитовых включений. Высокая прозрачность характерна для бесцветных и желтых индивидов, средняя чаще всего встречается у коричневых, серые и черные алмазы обычно низкой прозрачности и непрозрачные.

По фотолюминесцентным особенностям преобладают (37,2 %) алмазы с синеголубым свечением. Следует отметить повышение (до 70,8 %) содержания алмазов с этим типом свечения в классе $-8+4$ мм. Кристаллы с желтой фотолюминесценцией составляет 15,2 %, с фиолетовой – 11,7 %, зеленой – 4,7 %. Средний коэффициент фотолюминесценции $K_{\text{срл}}$. Составляет 2,48. Самый высокий $K_{\text{фл}}=3,05-3,90$ у октаэдров и ромбододекаэдров, у кубов и псевдогемиморфных кристаллов $K_{\text{фл}}$ на один-два порядка ниже.

В алмазах месторождения присутствуют все оптически-активные центры, характерные для алмазов из кимберлитов: азот в форме А и В центров, водород и плейтелитс. По содержанию азота в А-форме преобладают низкоазотные разности с концентрацией $NA < 300$

at. ppm. Содержание азота в В-форме изменяется значительно от 9 до 1417 at. ppm, но доминируют кристаллы с концентрацией NB 300 at. ppm. Средняя степень агрегированности азота (%B) – 38 %. Ni-содержащие центры, также как и в алмазах месторождения им. М.В.Ломоносова, отсутствуют.

Доля целых и в незначительной мере поврежденных камней составляет 38,4 % от общего (9100 шт.) количества изученных кристаллов. Степень сохранности снижается с уменьшением размерности кристаллов, при этом доля целых неповрежденных камней уменьшается с 63,5 % в классе –8+4 мм до 22,9 % в классе –2+1 мм. Около половины изученных кристаллов без трещин или единичными поверхностными трещинами.

В Архангельской провинции в настоящее время по особенностям минералов в тяжелой фракции и связующей массе кимберлитов, ксенолитов глубинных пород, морфологии алмазов выделяются два типа промышленно алмазоносных пород. К I типу относятся кимберлиты месторождения им. В. Гриба, II тип кимберлита представлен в трубках месторождения им. М.В. Ломоносова. Основные отличия кимберлитов трубки им. В. Гриба от кимберлитов месторождения им. М.В. Ломоносова сводятся к следующему:

1. Кимберлиты трубки им. В.Гриба относятся к высокомагнезиальным породам Fe-Ti –серии, кимберлиты месторождения им. М.В. Ломоносова – к породам глиноземистой серии. Они характеризуются повышенной магнезиальностью, пониженной (в 2,3 раза) щелочностью (в 1,56 раза). Соотношение щелочей обратное: калий преобладает над натрием.

2. По геохимическим особенностям кимберлиты трубки им. В. Гриба близки кимберлитам месторождения им.М.В. Ломоносова.

3. Более высокое (в 30-50 раз) содержание глубинных минералов преобладание в их составе пироба и пикроильменита при незначительном содержании хромшпинелидов. Для кимберлитов месторождения им.М.В.Ломоносова характерен низкий выход тяжелой фракции, преобладание хромшпинелида над пиробом при практически полном отсутствии пикроильменита. Наличие в связующей массе микрокристаллических выделений ильменита и рутила при их отсутствии в кимберлитах Золотицкого поля [5].

4. Широкое распространение разнообразных ксенолитов коровых и мантийных пород при хорошей сохранности и отсутствие среди них ксенолитов глиноземистых и кальциевых эклогитов.

5. Повышенное содержание алмазов октаэдрического габитуса, кристаллов переходных (О-Д) форм, при пониженном количестве ромбододекаэдров.

Список литературы

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А Богатикова. М.: изд-во МГУ, 1999.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В. и др. Два типа алмазоносных кимберлитов в Архангельской провинции. Геология и разведка, 2001, № 4.
4. Гаранин В.К., Еналиева М.А., Кудрявцева Г.П. и др. Минералогическая паспортизация месторождений алмаза Архангельской алмазоносной провинции: генетические и практические следствия. В сб. Геология алмазов –настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ.2005
5. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений. М., ГЕОС, 2001.
6. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазоносных месторождений. М.: Недра, 1978.

Геологическое строение, условия образования и алмазоносность морских прибрежных россыпей алмазов Намибии

Гаранин К.В.
МГУ им. М.В. Ломоносова

Представлено геологическое строение района локализации морских россыпей алмазов на территории континентального шельфа Намибии. Рассмотрены коренные источники алмазов россыпей. Систематизированы основные процессы транспортировки алмазов от коренных источников к району локализации россыпей и условия формирования повышенных концентраций алмазов в составе осадочных отложений. Приведена общая минералогическая характеристика и оценка стоимости алмазов из прибрежных россыпей Юго–Западной Африки. Определен алмазоносный потенциал россыпей.

Введение

Первая находка алмазов из морских россыпей состоялась в Южной Африке, в прибрежной зоне около г. Людериц (Намибии) в 1908 г. Это привело к последующему открытию богатых алмазных россыпей на западном побережье Намибии, тогда еще немецкой колонии в Юго–Западной Африке. Позже алмазы были найдены на обширной территории вдоль береговой линии протяженностью около 1000 км: на юге – от р. Олифантс в Южной Африке и на севере – до района залива Хоттентот в Намибии. Окончательная консолидация россыпных месторождений алмаза происходила в течение циклов трансгрессии и регрессии мирового океана, при значительной амплитуде его уровня, что определило особенности локализации алмазов в этом регионе: преимущественно в береговой и прибрежной морской зоне.

В настоящее время морские прибрежные россыпи (в зоне границ Атлантического океана) алмаза локализованы вдоль Юго–Западного побережья Африки, на территории континентального шельфа ЮАР и Намибии (рис. 1). Ширина шельфовой полосы проявления россыпей не менее 20 км. Глубины океана здесь достигают 200, редко 300 м. Различаются береговые, прибрежные и шельфовые россыпи.

Разведка алмазов непосредственно в океанической зоне была начата небольшими компаниями в 1954 г. В период с 1961 по 1965 гг. в разведку месторождений активно включилась фирма De Beers, представленная дочерней компанией Marine Diamond Corporation (MDC).

На основе проведенных поисков стала возможной успешная разработка россыпей с ежегодным средним объемом добычи около 500000 кт алмазов и средней при средней цене 200 млн. долларов США. В добыче алмазов в шельфовой зоне кроме компании Де Бирс (добычу на шельфе Намибии осуществляет компания Namdeb), в разные годы участвовало множество более мелких компаний, однако длительность их успешной деятельности определяется лишь краткосрочными периодами. До настоящего времени отработано не более 10 % прогнозных ресурсов алмазов из морских россыпей Намибии и ЮАР, что определяет актуальность дальнейших поисков новых месторождений и требует развития технологического обеспечения процессов поиска, разведки и разработки месторождений.

Геологическое строение района

Геология континентального шельфа между г. Людериц и Кейптаун была подробно изучена многими исследователями за последние 25 лет. Континентальный шельф вдоль береговой линии достаточно широк и имеет значительный уклон. Различные вариации геологического строения установлены по глубине и площади шельфовой зоны, что отражает комплексную историю осадконакопления, эрозии и деформации окраины континента.

Геологические датировки пород континентального шельфа определили возраст его формирования в период поздняя юра–ранний мел (125–130 млн. лет), что отвечает периоду

фрагментации Западной Гондваны и отделению Южной Америки от Африки (Fouché et al., 1992). Этот процесс сопровождался процессом погружения блоков фундамента и образованием грабенов согласно нынешней береговой линии. Поскольку формирование погруженных блоков продолжалось река Оранжевая и связанные с ней реки, транспортировавшие высвобожденные алмазы, заполняли алмазоносными осадками мелового и третичного возраста образовавшиеся депрессии. Отметим присутствие на территории района распространения россыпей не только разломов связанных с формированием грабенов, но и поперечных локальных разломов, наряду с региональными определяющими условия осадконакопления.

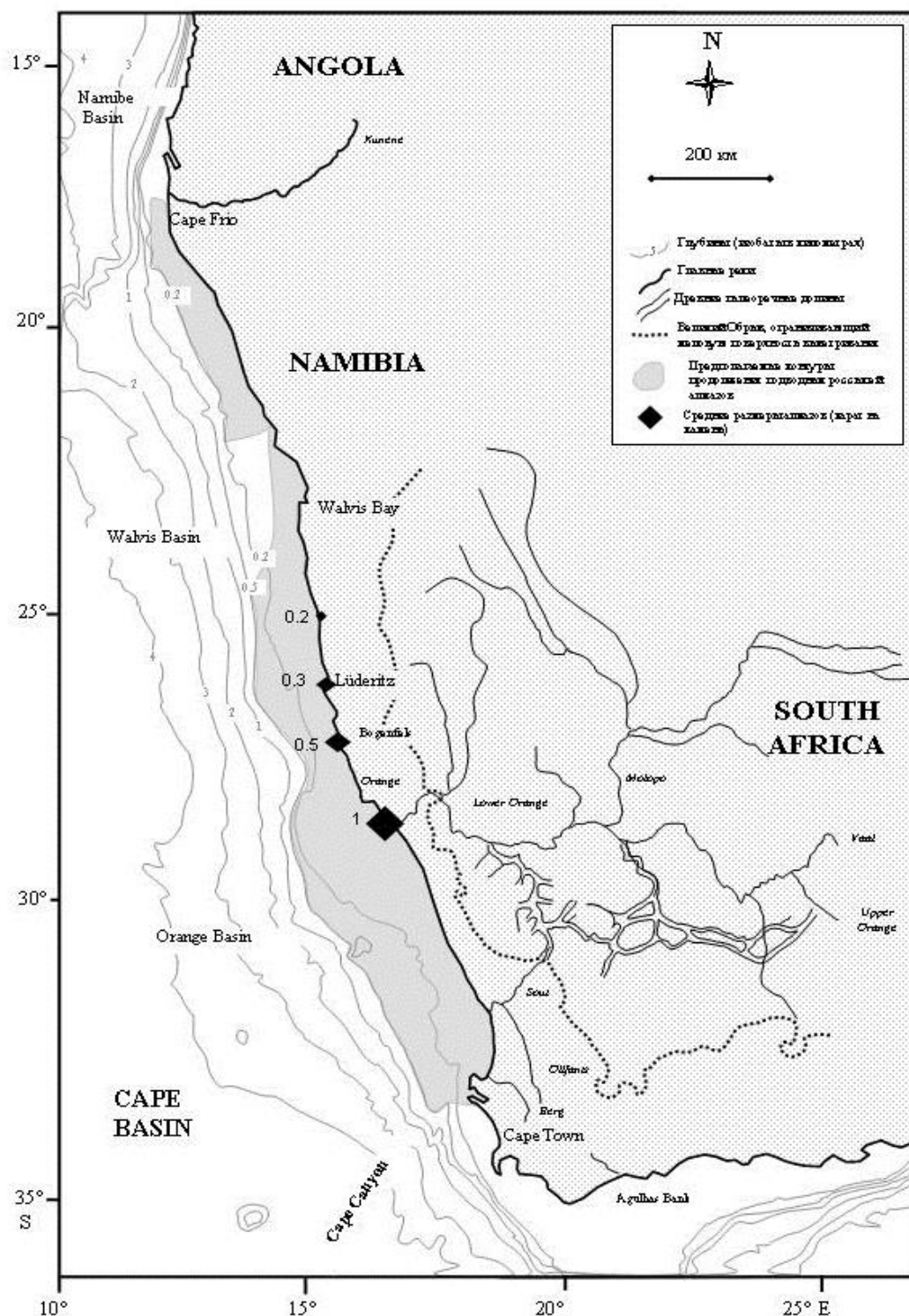


Рис. 1. Область распространения морских россыпей алмазов Юго–Западной Африки. По И.И. Шмакову (2008)

Кристаллический фундамент представлен позднепротерозойскими породами комплексов Namaqua, Damara Supergroup и Gariep. На юге они представлены полевошпатовыми гнейсами и сланцами, а на севере гранитами и гнейсами. В подчиненном количестве присутствует рассланцованные кварциты и метаморфизованные известняки, а так же филлиты и грауваки. Осадочный покров западного шельфа представлен комплексом плотных и хорошо переработанных осадков, перекрывающих позднепротерозойские и палеозойские изверженные и метаморфические породы фундамента (Frimmel, 1998). Западная граница фундамента прослеживается в виде небольшого и крутого обрыва на глубине приблизительно 100 м, и глубже фундамент полностью перекрыт молодыми кайнозойскими и меловыми породами. Меловые отложения залегают с резким несогласием на кристаллическом фундаменте и обнажены на поверхности дна достаточно узкой полосой примерно в 40 км вглубь океана от выходов кристаллических пород (Corbett, McMillan, 1998).

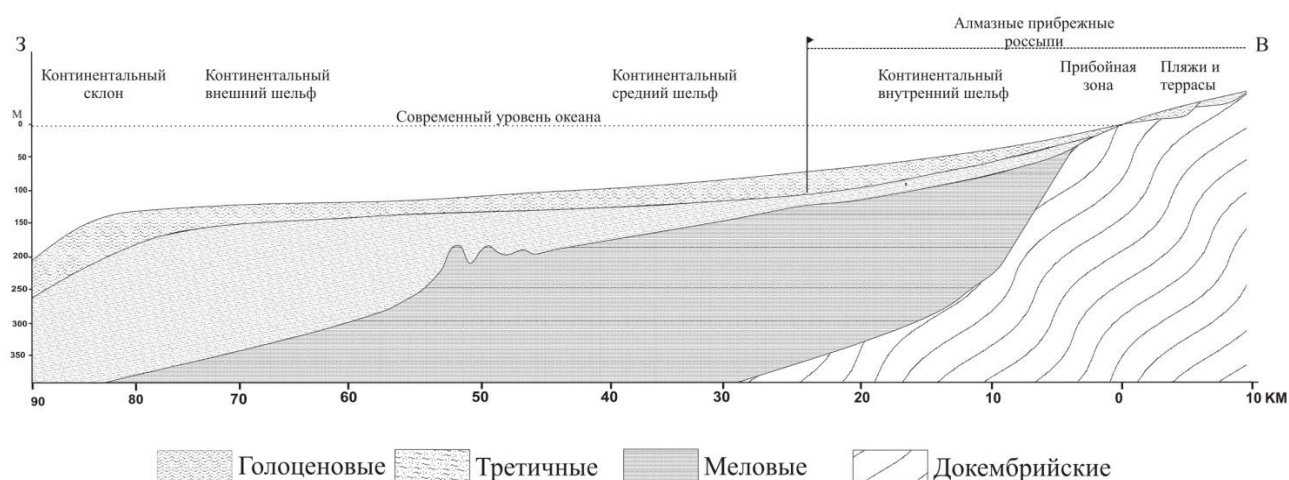


Рис. 2. Упрощенный стратиграфический разрез поперек континентального шельфа западного побережья Южной Африки с обозначением алмазоносных участков

Отложения мезозойского возраста сохранились фрагментарно и представлены морскими и дельтовыми терригенными осадками серий Есса и Beaufort поздне триасового – раннеюрского возраста, состоящими из конгломератов, аркозов, песчаников и алевролитов. Триасовые и юрские отложения включают в себя так же песчаники эолового происхождения серии Etio. Вдоль береговой кромки и на дне современного океана распространены полигенетические (преимущественно аллювиально–пролювиальные) песчаники мелового возраста. Практически по всему побережью, вдоль береговой линии, полосой в 25–135 км, протягиваются пустыни Нама и Намиб, где кристаллические породы фундамента и триас–юрские образования перекрыты эоловыми песками и щебнем комплекса Kalahari Group.

Кайнозойские отложения представлены рыхлыми отложениями, состоящих из постоянно размываемых и перерабатываемых обломков более древних пород (Dingle et al., 1983). Плейстоценовые и четвертичные осадки формируют узкий слой (чаще всего мощность составляет первые метры) литоральных отложений, переносимых на север вдоль внутреннего шельфа подводным течением Benguela (Swart, Flemming, 1980). Четвертичные илы (мощностью 2–8 м) перекрывают песчаные осадки, которые в свою очередь выклиниваются от внутреннего к среднему шельфу. Обобщенный разрез вдоль внутреннего и среднего шельфа представлен на рис. 2 и показывает взаимоотношение описываемых выше осадочных толщ между собой.

Надводная часть россыпной провинции представляет собой пологую равнину, покрытую дюнными эоловыми песками. Практически плоская поверхность осложнена выступами

скальных останцов кристаллического фундамента. Древние морские террасы развиты спорадически и слабо выражены в рельефе, так как были существенно эродированы. Геоморфология частей провинции, находящейся под современным уровнем Атлантики и наземной, аналогична. Поперечные к береговой линии древние речные долины, практически захороненные на суше, хорошо читаются по данным геофизики под поверхностью океана. Долины древовидные, с многочисленными притоками. Их ширина достигает сотен и более метров. Например, Река *Kaukausib* прослеживается на внутреннем шельфе в районе *Elizabeth Bay*, в 40 км южнее *Luderitz*. Авандельта реки *Koichab* пересекает подводную часть *Luderitz Bay*, в то время как наземная часть долин перекрыта дюнами. Оба речных русла продолжают в сторону океана более чем на 12 км. Имея врез в кристаллические породы фундамента порядка 40–50 м, их наиболее низкий базис эрозии составлял 120–130 м под современным уровнем океана.

Источники алмазов

Находки алмазов на побережье привели к активизации поисков на территории континента, непосредственно прилегающей к богатому россыпями алмазов побережью, однако они были неудачными. Кимберлиты, установленные пределах районов *Namaqualand*, *Gibeon*, на севере, юге и в центральной части Намибии были неалмазоносными (см. рис. 3). Осадочные формации *Dwyka*, *Nama* и песчаники *Table Mountain* первоначально были определены в качестве потенциальных источников алмазов, но прямое опробование этих пород лишь частично подтвердило эту гипотезу (алмазоносны лишь тиллиты серии *Dwyka*).

К настоящему времени существует два основных направления развития гипотез об источниках алмазов из морских россыпей Юго-Западной Африки.

Первая группа гипотез предполагает, что большинство алмазов было привнесено из осадочных отложений *Karoo* и палео-*Karoo*, а именно из позднекаменноугольно-пермских тиллитов серии *Dwyka* и (или) кембрий-ордовикских ледниковых и флювиальных отложений (серии *Gariep*, *Table Mountain* и *Nama*) (Moore, Moore, 2004; Visser, 1985). При воздействии эрозионных процессов на осадочные отложения алмазы были перемещены на запад к побережью в результате транспортировки водными потоками в течение третичного периода (Du Toit, 1951; Moore, Moore, 2004). На территории транспортировки алмазов на побережье, дренируемой речными системами, известны кимберлитовые трубки, имеющие достаточно древний возраст (*Kuruman* – 1650 млн. лет; *Premier* – 1450 млн. лет; трубки группы *Venetia* – 553 млн. лет), при этом некоторые трубки высоко алмазоносны. Принимая во внимание глубокую денудацию этих трубок, предполагается, что при срезе порядка 1500 м только трубки *Premier* и *Venetia* могли высвободить до 150 млн. карат алмазов каждая (Moore, Moore, 2004). Этот огромный объем алмазов был переотложен в осадочных породах чехла, по преимуществу сосредоточившись базальных горизонтах тиллитов серии *Dwyka*. Надо сказать, что сходные по возрасту и генезису алмазоносные образования серии *Itagare* широко развиты в Бразилии (Tompkins, Gonzaga, 1989).

Вторая группа гипотез предполагает, что алмазы были высвобождены из кимберлитов мелового возраста и затем перемещены на побережье двумя основными водными системами: во-первых, рекой *Karoo* на юге, протекавшей на пути современного дельта реки *Olifants* и, во-вторых, рекой *Kalahari*, протекавшей в дельте современных рек *Buffels* и *Оранжевая*. Существуют особенности дренажной системы, определяемые количеством, конфигурацией и эволюционным порядком такой транспортировки алмазов (De Wit, 1999; Partridge, Maud, 1987). Предполагая, что источником алмазов являлись хорошо известные кимберлиты центральной части области *Karoo*, включая район *Kimberley*, можно сделать вывод о том, что огромные массы алмазов были высвобождены из кимберлитовых пород в результате денудации богатых меловых кимберлитовых трубок. В некоторых телах, например в районе *Kimberley*, мощность денудационного среза достигает 1400 м (Hawthorne, 1975). Если рассматривать трубку *Кимберли* как пример, то можно определить, что соотношение отработанной породы трубки к денудированной составляет 1/34 (см. рис. 4). Предполагая, что со-

держание алмазов в трубке выдержанное, можно определить, что лишь из этого тела в систему речного дренажа было экстрагировано до 500 млн. карат алмазов. Высвобождение алмазов приводило к их дальнейшей транспортировке водными потоками в сторону Западного побережья Африки, которая происходила в течение последних 100 млн. лет в условиях влажного климата.

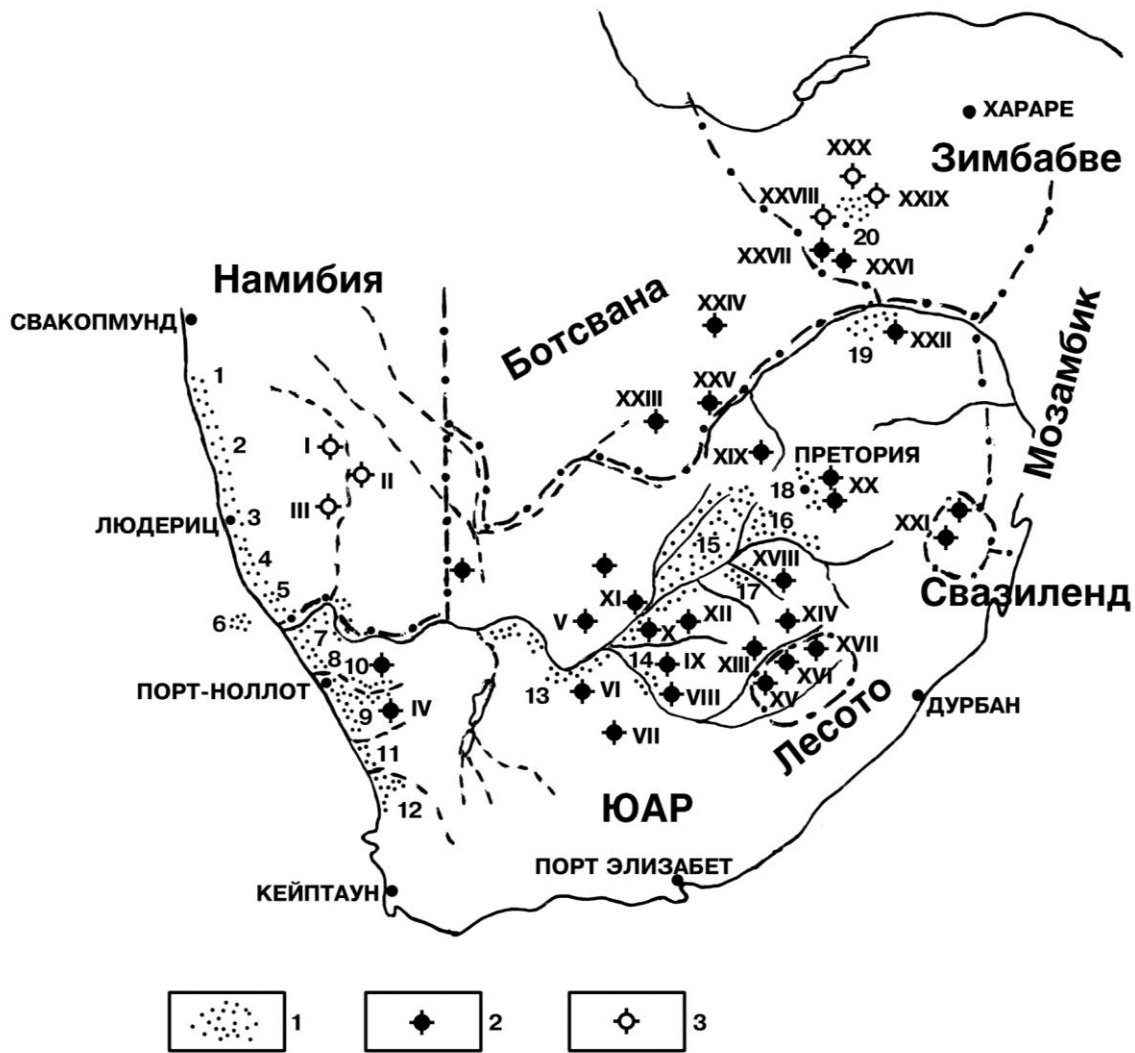


Рис. 3. Коренные и россыпные месторождения Южной Африки. По В.С.Трофимову (1960) с дополнениями: 1 – алмазоносные россыпи; 2 – алмазоносные кимберлиты; 3 – неалмазоносные кимберлиты. Площади распространения кимберлитов: I – Гибсон, II – Мукороб, III – Берсеба, IV – Бушменленд, V – Постмасбург, VI – Приска и Вестерн Виктория, VII – Бритстаун, VIII – Ягерсфонтэйн, IX – Коффифонтэйн, X – Кимберли, XI – Вестерн Барклай, XII – Бошоф, XIII – Монастери, XIV – Винбург, XV – Западное Лесото, XVI – Центральное Лесото, XVII – Восточное Лесото, XVIII – Кронштадт, XIX – Свартрюгенс, XX – Претория, XXI – Свазиленд, XXII – Венеция, XXIII – Джваненг, XXIV – Орапа, XXV – Мочуди, XXVI – силл Весселс, XXVII – Коллосус, XXVIII – Фрейс, XXIX – Вооденд, XXX – Клайр. Россыпи: 1 – Концепсион Бей, 2 – Спенсер Бей, 3 – Людериц Бей, 4 – Помона, 5 – Богенфельс, 6 – Плом Пудинг Айленд, 7 – нижнего течения р.Оранжевая, 8 – Александер Бей, 9 – Клинзи Аннекс, 10 – р.Буффельс, 11 – р. Грюн, 12 – р. Олифантс, 13 – района г. Приска, 14 – р.Вааль и р. Каледон, 15 – Лихтенбург и Вендерсдорф, 16 – верхнего течения р. Вааль, 17 – р. Фальс, 18 – района г. Претория, 19 – р. Лимпопо, 20 – Сомабула



Рис. 4. Подсчет объема эродированных пород из трубки Кимберли («Big Hole») в районе Кимберли Южной Африки (Hawthorne, 1975). Предполагается, что трубка имеет конусовидную форму и объем эродированных пород составит $V=(\pi/3)R^2H$ (R – радиус, H – высота). Для этого примера глубина отработки трубки составила 615 м, а величина эрозионного среза 1400 м ($2015 - 615=1400$). Объем отработанных руд составил 7,5 млн. м³, а объем эродированных пород в 34 раза больше – 258 млн. м³. Добыча алмазов из трубки завершена в 1914 г., а общий вес добытых алмазов составил 14,5 млн. карат. Таким образом можно предположить, что общий вес алмазов, высвобожденных только из трубки Кимберли мог составлять до 493 млн. карат

Отмечая, что потенциальным источником алмазов для алмазоносных россыпей могли служить алмазоносные тела не только мелового, но и более древнего возраста, вплоть до протерозоя и учитывая наличие более 3000 кимберлитовых трубок в Южной Африки, с раз-

ной алмазоносностью, даже при низкой степени проявления процессов денудации, можно предположить, что более 1,5 млрд. карат алмазов поступило в океан, учитывая и тот факт, что в процессе транспортировки происходило разрушение наиболее тяжелых, насыщенных включениями и хрупких камней.

Обе модели имеют достоинства, и возможно, что алмазы в морские россыпи попадали из обоих источников (в соответствии с вышеизложенными гипотезами). Однако, несмотря на различие источников можно определить, что алмазы были транспортированы к побережью через русло прото–реки Оранжевая уже после середины миоцена (19 млн. лет назад).

Логично заключить, что источником алмазов являются кимберлитовые трубки Южной Африки мелового и более древнего возраста расположенные на континенте. Возраст консолидации россыпей – от мелового до четвертичного.

Процессы транспортировки алмазов

Среди процессов транспортировки алмазов к берегам моря выделим прежде всего следующие: гласиальные, морские, эоловые и деятельность рек. Гласиальные характеризуются направлениями движения ледников, повышенной сохранностью алмазов, формированием погребенных ловушек алмазов, барьеров (сит) на пути транспортировки алмазов. Морские характеризуются северным направлением течения океана, которое штурмует с юга выпуклости его дна, происходит вынос легкого материала на побережье, формирование террас выше и ниже нынешнего уровня океана, формируется «качество» ловушек на дне мирового океана. Эоловые характеризуются эоловыми коридорами, влиянием солевой компоненты на эрозию прибрежного пляжа, перемещением алмазов в составе совокупности зерен, кинематикой волновых ударов ветра, совокупностью климатических осадков и энергии ветра. Древние реки, прежде всего Калахари и Карру (поздний Мел, 80–100 млн. лет), предшествовали образованию обширного бассейна современных рек Вааль, Оранжевая и Олифанс. Условно объединяемая в один крупный речной бассейн реки Оранжевая эта площадь составляет около 1250 тыс. км². Отметим сложные климатические условия региона (сильные ветра, периоды дождей, влияние океана), способствующие процессам денудации коренных источников алмаза и формированию россыпей.

Основное *гласиальное* воздействие на алмазы из коренных тел Южной Африки произошло в Каменноугольный период. К этому времени было сформировано значительное число алмазоносных тел в районе активности ледников, что способствовало гласиальному переносу алмазов в прибрежные районы.

В период максимального оледенения ледниковые языки двигались вдоль основных долин с возвышенностей на запад, транспортируя рыхлые осадки в районы, пространственно соседствующие с современным южноафриканским побережьем Атлантики. При последующем интенсивном развитии меловых кор выветривания и химическом разрушении тиллитов и активного вздымания территории в третичное время, алмазы активно транспортировались в дренажную систему рек, и сносились к существовавшим уровням океана (Moore, Moore, 2004; Visser, 1983).

Водная дренажная система имела западную ориентировку на протяжении последних 100 млн. лет (Dingle, Hendry, 1984; De Wit, 1999). В настоящее время она представлена в основном водотоками реки Оранжевая и ее притоков, а также осложнена различными климатическими и геоморфологическими изменениями. Русло реки трансформировалось в своем течении за последние 80 млн. лет. (см. рис. 5) (De Wit, 1999).

По крайней мере еще одна другая река, текущая подобно реке Оранжевая на юг известна для этого периода (De Wit, 1999). В настоящее время ее палео–дренажная система представлена высохшими руслами рек в районе Bushmanland с содержанием алмазоносного базального гравия.

Также алмазы транспортировались к морю более короткими речными путями, например рекой Buffels, русло которой врезалось в более старые отложения и таким образом осуществлялась переработка алмазоносного гравия. Известны и другие геологические события,

например когда небольшие реки и ручьи формировали алмазоносные отложения, но их роль относительно мало по сравнению с активностью крупных рек, так как они лишь перераспределяют или ограничивают вторичные залежи алмазов.

Воздействие энергии ветра оказало существенное влияние на формирование россыпей, особенно на отдельных участках побережья Юго-Западной Африки, где россыпи локализуются на дне дефляционных ванн. Примером такого воздействия может служить россыпь Идатель между Chameis Bay и Luderitz Bay, где в начале XX века алмазы собирались вручную прямо с поверхности в ночное время, когда они выделялись своим блеском в лунном свете (Kaiser, 1926). Дефляционные концентрации алмазов имеют существенное значение в общем балансе россыпей для южных и центральных частей побережья Намибии между Chameis Bay и Walvis Bay, также для северного района от Cape Fria до реки Kunene. Концентрация россыпей связанных с ветровыми процессами происходит в «основном» дефляционном поясе шириной до 15 км. Этот пояс включает в себя дефляционные ванны и депрессии, глубиной до 120 м, врезанные в сланцевый и гнейсовый докембрийский фундамент. Депрессии параллельны направлениям господствующих южных и юго-восточных ветров. Расположенная здесь пустыня Намиб – огромная транспортированная масса песка, перемещенная в последние 70 млн. лет. В ходе ее формирования были образованы ловушки алмазоносного гравия, алмазы в которых были отсортированы энергией ветра.

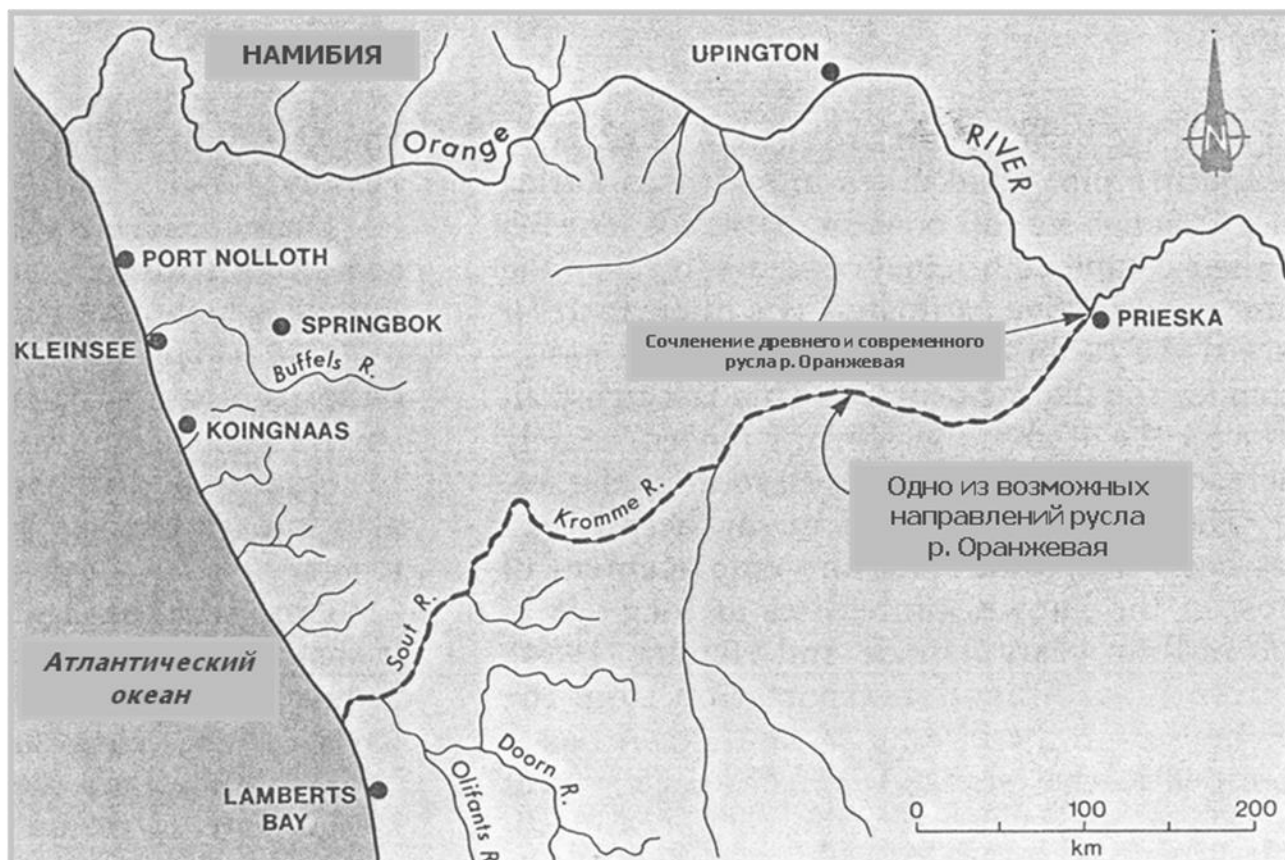


Рис. 5. Возможная трансформация русла р. Оранжевая (De Wit, 1999). Древнее русло показано пунктирной линией

Высокопродуктивные россыпи расположены вдоль ветрового коридора на протяжении почти 200 км от Chameis Bay на юге до Luderitz Bay на севере. Существующий в настоящее время эоловый коридор вдоль побережья установился, начиная с миоцена (25 млн. лет). В течение прошедшего геологического времени, морской уровень многократно опускался и

поднимался. Таким образом, можно предсказать присутствие сходного ветрового коридора по соседству западнее, ниже современного уровня моря.

Прибрежно–морская транспортировка по нашему мнению, является основным фактором переноса алмазов вдоль побережья и формирования россыпей вдоль береговой линии океана. Континентальный шельф западного побережья Африки простирается на 230 км вглубь океана и достигает 500 метровой глубины ниже современного уровня. На шельфовом склоне выделяются три региональных единицы: внутренний, средний и внешний шельфы. Границы между внутренним и средним проводятся по глубинным отметкам 100–110 м. Именно эта внутренняя часть шельфа и представляет интерес с позиции формирования россыпей.

Тектонические движения и сменявшие друг друга наступления и таяния ледниковых покровов Северного полушария приводили к колебаниям уровня океана и развитию серии морских террас вдоль побережья на отметках от 300 метров ниже и 500 выше относительно современного уровня океана. Уровни древних террас, развивавшихся в период трансгрессии, хорошо распознаются на разных глубинах внутреннего континентального шельфа по данным батиметрии в виде выположенных площадок. В целом, для региона определяются подводные террасовые уровни на глубинах в пределах 20–25 м, 30–35 м, 40–45 м, 50–55 м, 65–70 м, 75–80 м, 85–90 м, 90–100 м, 100–105 м (De Decker, 1986). Также уровни древнего стояния океана отмечаются на глубинах 125–155 и 185–190 м. В то же время, вдоль побережья наблюдаются незначительные колебания абсолютных отметок одновозрастных палеопляжей, даже на достаточно коротких расстояниях, что может быть связано с неотектоникой.

Действие волн – важный фактор, влияющий на процесс транспортировки и консолидации алмазов, особенно на западном побережье Южной Африки и Намибии, где зимние месяцы характеризуются штормовыми условиями океана. Волны, формирующиеся в Южной Атлантике, двигаются к береговой линии с юго–запада, сопровождаясь преобладанием юго–западного ветра. Такие режимы ветра и волн существовали на западном побережье южной Африки в течение миллионов лет. Песок и алмазоносный гравий, транспортируемые к морю реками, постоянно перемещались к северу от устья рек впадающих в океан.

Условия локализации россыпей

Возраст консолидации алмазных россыпей вдоль побережья: поздемеловой, третичный и четвертичный. Переотложение алмазов, в связи с продолжающейся более полувекковой историей отработки россыпей, сопровождающейся техногенным воздействием на алмазные отложения, происходит таким образом до настоящего времени.

Размер и количество транспортируемых алмазов уменьшаются при удалении от устьев рек (Sutherland, 1982), которые выступали в качестве коридоров перемещения алмазов из рек в море, или же другими словами с континента в океан. Уменьшение размерности алмазов с юга от реки Оранжевая и до залива Hottentot с 1 кг/камень до 0,2 кг/камень (см. рис. б) свидетельствует о закономерном перемещении алмазов с юга на север. Алмазы в настоящее время установлены на внутреннем и среднем шельфе установлены в основном в составе четвертичных и третичных отложений, производных от эродированных отложений третичного и мелового возраста (De Decker, 1986; Kuhns, 1995).

Разведка морских алмазных россыпей в береговой и прибрежной зонах показала, что повышенные концентрации алмазов приурочены к водотокам, депрессиям и мульдам на океанических террасах.

Hallam (1964), описывая распределение алмазов вдоль западного побережья, показал, что минералы тяжелой фракции концентрируются на северной стороне заливов южного поступления океанических течений, а также на южных склонах горных хребтов. столкновения с заливами и по южной стороне горных хребтов. Walker and Gurney (1985) при изучении побережья к северу от р. Олифантс определили, что обычно концентрации алмазов приурочены к заливам имеющим направление, на их южном, юго–западном окончании, в частности к оврагам, выбоинам и другим депрессиям погребенных морских террас. Keyser

(1972) также установил, что палео–каналы дренажа, южные склоны мысов и террасы подвергшиеся разрушительному воздействию волн имеют наибольший алмазоносный потенциал. Как известно алмазы имеют высокий удельный вес, больший чем у большинства других минералов. Следовательно, они обнаруживаются близко к базальному горизонту и локализуются в отложениях с высокой энергией окружающей среды, содержащих гальку, булыжники и валуны (Keyser, 1972). Установлено, что преодолевая барьеры на океаническом дне алмазы в составе осадочных отложений могут быть в дальнейшем перераспределены в образующихся бассейнах в результате регрессии и трансгрессии океана. Из–за многочисленных колебаний уровня моря, особенно в четвертичном периоде (Dingle et al, 1983; Pether, 1986; Ben–Avraham, 1995), происходили многократные модификации террас, что существенно осложняет определение моделей образования некоторых месторождений.

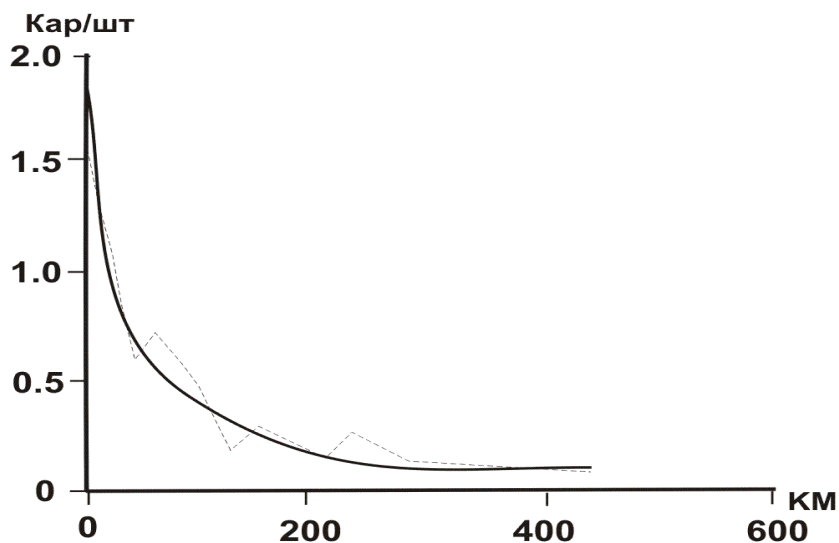


Рис. 6. Кривая распределения средних весов алмазов от устья реки Оранжевой на расстояние 400 километров на север (Sutherland, 1982). Пики повышения средних весов алмаза отмечаются для устьев небольших рек, перемывавших высокие морские террасы

В целом отметим важную роль в непосредственной локализации и консолидации месторождений алмаза таких факторов как климатические условия, особенности топографии и ориентировки базального горизонта, размерность алмазоносных отложений, удаленность от устьев палео–рек и взаимосвязь с каналами дренажа. Все эти факторы определяют размер, ориентировку и степень алмазоносности россыпей.

Оценка ресурсов и стоимости алмазов

Перемещение алмазов в океане вдоль береговой линии на север от юго–западного побережья ЮАР определяется энергией волн, ветра и в целом направлением течения океана. Редко штормы восточного и южного направления возбуждают волны соответствующей ориентировки, в результате чего движение алмазов на север может быть приостановлено и даже направлено в южном направлении в течение нескольких дней (Keyser, 1972; Gurney et al., 1982). Экзогенные процессы вовлекают алмазы в транспортировку посредством различных способов переноса (качение, волочение, взвешенное состояние и др.). Эти транспортирующие механизмы селективно воздействуют на тяжелые минералы и алмазы с различной гидродинамической плотностью, поэтому исходные алмазные популяции подвергались естественной природной сортировке. Помимо этого каждый из процессов оставляет свои характерные признаки на кристаллах алмазов. Хотя экзогенные процессы циклично сменяют друг друга на разных этапах геологического развития побережья, перемешивая различные популяции алмазов между собой, тем не менее, можно условно выделить три наиболее характер-

ных совокупности, а именно: морскую, эоловую и аллювиальную популяции. Эти популяции обычно в разных пропорциях присутствуют в составе практически каждой россыпи, являясь свидетельством высокой степени перемешивания алмазов до момента консолидации россыпей.

Sutherland (1982) определил кривую распределения размерности алмазов (рис. 4) вдоль южного побережья Намибии на расстояние до 400 км от устья реки Оранжевая (от 1,5 до 0,2 кг/камень). Отмечаются пики, отвечающие повышенной размерности алмазов и приуроченные к устьям крупных рек Olifants, Groen, Spoeg/Swartlintjies и Buffels. Установлено, что средний размер алмазов уменьшается при удалении от соответствующего материкового канала (реки, палео–реки). Распределение по размеру алмазов вдоль побережья нелинейное и это подтверждает многофакторность процессов транспортировки. Пример такого многофакторного воздействия установлен в районе Possession Island в Намибии, где идентифицируется взаимодействие морских, эоловых и речных систем. Наличие того, что россыпи с более мелкими популяциями алмазов имеют лучшую степень сортировки определяется тем, что они были значительно удалены от места поступления их в океан. Так как алмазы мелкой размерности характерны для эоловой транспортировки, то можно сделать вывод о том, что морские и эоловые процессы не только эффективные процессы для перемещения алмазов, но и являются средством сортировки алмазных россыпей. Отметим, что изучение закономерностей распределения алмазов по размеру вдоль побережья позволяет определить, что степень сортировки алмазов возрастает при удалении от точки поступления алмазов в океан. Можно предположить также, что не существовало ни одной крупной реки между современным устьем реки Оранжевая и северным окончанием залива Hottentots. К северу от острова Hollam's Bird установлены лишь единичные находки алмазов, связанные с локальными ловушками, в отличие от непрерывной алмазонасыщенной шельфовой зоны к югу. Это позволяет ограничить площади потенциального обнаружения россыпей обладающих экономическим потенциалом – такая территория находится к югу от острова Hollam's Bird и к северу от устья р. Olifants.

Естественные формы алмаза из россыпей обычно изометричные, кристаллы в основном представлены октаэдрами, додэкаэдрами и их переходными формами. Основное количество составляют додэкаэдры, а соотношение октаэдры/додэкаэдры для алмазов из россыпей имеет меньшие показатели чем для алмазов из диатрем ЮАР. Кубы встречаются чрезвычайно редко. Примерно 95% алмазов обладают ювелирным качеством, большинство камней несут кристаллическую огранку. Такое качество алмазов объясняется особенностями процессов транспортировки и концентрации алмазов. В течение влияния этих процессов высокой энергии была осуществлена естественная сортировка алмазов: «слабые» алмазы (слабая степень кристаллизации, поврежденные и насыщенные включениями кристаллов) разрушались быстрее хорошо кристаллизованных, чистых, бездефектных камней. В основном додэкаэдры.

Отдельные россыпи обладают зональностью и различной степенью сортировки по морфологии и зональности алмазов. Это результат гидродинамических процессов и энергии волн, которые отвечали за консолидацию алмазов в составе осадочных толщ на данной площади. По наблюдениям можно установить, что в центре россыпи обычно сосредоточены идиоморфные, однородные формы типа октаэдров и додэкаэдров, а периферийные части россыпей характеризуются присутствием плоских (macles) кристаллов и алмазов нерегулярных форм. Эта зональность обычно направлена вдоль движения волны по направлению вектора снижения энергии волны.

В кимберлитах Южной Африки существует большое разнообразие размеров, формы, окраски и других свойств алмазов. В большом количестве присутствуют не только алмазы ювелирного качества, но и технические, агрегатные, низкокачественные алмазы. Но при высвобождении из трубок и движении к результирующей россыпи алмазы разрушаются, попадая в зону взаимодействия базального горизонта и валунов. В первую очередь разрушаются поврежденные алмазы и их фрагменты, алмазы с наличием большого количества включений

и неравносторонние кристаллы. Далее разрушению подвергаются октаэдры и кубы, которые раскалываются при ударных деформациях достаточно легко. Наименее подвержены разрушению додэкаэдры и тетрагескаэдры, они доминируют в россыпях наиболее удаленных от первоначального источника. Такие морфологические особенности алмазов из россыпей создают определенные проблемы при обработке алмазов, так как подобные формы при огранке теряют более 50 % своего веса. Это максимальные потери при огранке алмаза.

После разрушения «слабых» алмазов, алмазы ювелирного качества заворачиваются в условиях благоприятных к их сохранности. Поскольку они имеют высокую степень сортировки, то и стоимость их достаточно выдержанная. Фактически такие алмазы могут быть оценены в результате сравнения со средними размерами и ценами алмазов из месторождений алмаза этой же самой площади.

Важной особенностью снижающей ценность алмазов является наличие на их поверхности следов ударных деформаций. Представленные конусовидными формами такие следы могут не только существенно снизить стоимость алмаза, но и привести к его разрушению.

Из-за высокой стоимости алмазы из морских россыпей – чрезвычайно привлекательное сырье. Они обладают высоким ювелирным качеством, прекрасной морфологией и характеризуются отсутствием внутренних дефектов. По характеристике цветности можно отметить, что в россыпях присутствует небольшое количество бесцветных алмазов категорий D и E (по классификации GIA), однако присутствует много алмазов категорий G, H, I при крупности камней 0,2–1,5 кт/камень, являющихся наиболее востребованными на мировом рынке алмазов. Как и для алмазов из трубок района Кимберли, для алмазов из россыпей характерна желтая и коричневая окраска, однако при сохранении ювелирного качества камней. Редко присутствуют черные, дымчатые, серые алмазы. Очень редко обнаруживаются алмазы зеленого, синего, оранжевого, розового и других оттенков. Несмотря на присутствие импактных следов на поверхности алмазов, это не является фактором значительно снижающим их стоимость.

В целом в процесс производства алмазов вовлечены камни со средним размером от 0,1 кт/камень в районе Weskus Mynbou в Намакваленде до более чем 2 кт/камень в районах устья рек Оранжевая и Olifants. Основное производство связано с отработкой россыпей со средним размером алмазов 0,2–1 кт/камень. Цены на алмазы такой размерности из-за различного качества и дифференциации рыночных цен варьируют, но в среднем составляют 400–500 долл. США за карат. Эту цену достаточно легко определить из-за хорошей сортировки и перемещения различных популяций алмазов. В таком случае средняя стоимость карата алмаза напрямую связана с его размером в составе определенной россыпи.

При рассмотрении ресурсов алмазов следует учитывать, что осадочные формирования Кагоо покрывают значительную часть южноафриканского плато. Следовательно алмазоносный потенциал россыпей можно оценить с учетом степени разрушения алмазов при транспортировке в океан. Таким образом, можно предположить, что алмазоносный потенциал только верхних террас побережья может достигать 120 млн. кт алмазов. Это подтверждается присутствием экономически эффективных при обработке россыпей алмазов на верхних террасах океанского побережья. Так как еще большее количество террас находится в океанической зоне, то можно предположить, что алмазы в еще большем количестве погребены на территории современного дна океана.

Добыча алмазов ведется достаточно интенсивно. Современные технологии позволяют использовать специальные геологоразведочные суда для поисков и разведки месторождений. При разведке в основном используются различные методы дистанционного зондирования. Наиболее перспективные участки завершаются опробованием, проводимым с применением глубоководного бурения большим диаметром или посредством оценочной отработки добычным судном. Добыча алмазов может осуществляться различными методами. Наиболее простой и дешевый – использование специальных насосов с применением которых забирается алмазоносный гравий. Для этой методики необходим специальный гравийный насос, классификатор гравия, транспортировочные трубы, аквалангист и судно для транспортиров-

ки гравия на обогатительную фабрику. Такая добыча осуществляется на глубинах до 12 м при рабочей смене аквалангиста 3–4 часа. Более сложный способ – использование специальных судов больших размеров. Эти суда представляют собой по сути своей самоходные горно–обогатительные фабрики. Они различаются по своей мощности и способам отбора гравия со дна. Существуют три основных метода добычи с применением бурения, аэрлифтов и кроулеров. Бурение скважинами большого диаметра осуществляется на глубинах до 100–300 м. Применение аэрлифтов представляет собой использование специальных стальных труб со специальным наконечником на конце транспортировочных труб, который внедряясь в осадочные подводные толщи осуществляют забор материала по принципу обычного пылесоса. Наконец добыча с применением кроулеров – специальных самодвижущихся по дну машин напоминает добычу с применением аэрлифтов с той лишь разницей, что кроулер автономно движется по морскому дну не требуя перемещений судна для отработки близлежащей территории, в отличие от добычи с применением бурения и использования аэрлифтов.

Заключение

Таким образом, береговая линия юго–западной Африки была насыщена алмазоносным гравием в результате разрушения кимберлитовых трубок Южной Африки. Транспортировка алмазов к побережью Атлантики осуществлялась за счет деятельности ледников, рек и ветра. Первоначально на перераспределение россыпей в океане влияла энергия моря, до расстояния около 200 км к северу от дельты р. Оранжевая. Развитие дальнейших процессов транспортировки алмазов связано также с эоловыми процессами переноса огромной массы песка содержащей алмазы с препятствиями в виде естественных барьеров (разломов, речных долин, оврагов и т.п.). Алмазы и содержащий их гравий были перераспределены преломляющими волнами, в том числе Восточной и Юго–Восточной ориентировки. Район Элизабет Бея явился своего рода границей для перераспределения алмазов и преимущественному распространению россыпей эоловых генераций алмазов. Речные долины, перпендикулярно текущие направление течения и ветра, играли роль барьера транспортировки и накопителей алмазов. Вследствие меняющегося уровня океана, штормовых и ливневых воздействий, спорадического характера внезапных наводнений и длительностью процесса перемещения алмазов во времени, месторождения могут быть локализованы как ниже, так и выше нынешнего уровня океана.

Отметим также отсутствие или крайне низкую слабую степень распространения традиционных минералов–спутников алмаза – оливина, ильменита, хромшпинелида, клинопироксена. Наиболее часто в алмазоносных россыпях встречается гранат, однако большинство разновидностей этого минерала по своему химическому составу соответствует гранату неалмазоносного парагенезиса.

Успешный план поиска морских россыпей алмаза по западному побережью Южной Африки в значительной степени зависит от способности геологов полностью оценить их генезис. Определение геологических процессов и других факторов транспортировки алмазов, формирования россыпей являются важнейшими проблемами при поиске, разведке и отработке месторождений.

Список литературы

1. Ben–Avraham, Z. Neotectonic activity offshore southeast Africa and its implications, *South African J. of Geology*, 98, 202–207. 1995;
2. Corbett, I.B., McMillan, I.K. From shore to shelf and back again. 7th International Kimberlite Conference Abstracts, Cape Town, 1998, pp.167–169
3. De Decker, R.H. The geological setting of diamondiferous deposits on the inner shelf between the Orange River and Wreckpoint, Namaqualand. *Bulletin of the Geological Survey of South Africa*, 1986, pp. 86– 99
4. De Wit, M.C.J. Post–Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa. *Economic Geology* 94, 1999, pp. 721–740

5. Dingle R.V., Siesser W.G. and Newton A.R. Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 1983
6. Du Toit, A.L. The Diamondiferous gravels of Lichthenburg. South Africa Geol. Survey. Memoir 44, 1951, pp. 58–89.
7. Fouché, J., Bate, K.J and Van der Merwe, R. Plate tectonic setting of the Mesozoic basins, southern offshore, South Africa: a review. In: De Wit, M.J. and Ransome, I.G.D. (eds). Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 1992, pp. 33–45.
8. Frimmel, H.E., Frank, W. Neoproterozoic tectono–thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa, *Precambrian Research*, **90**, 1998, pp. 1–28
9. Gurney, J.J., Walker, C.S.H., Prinsloo, K., Borchers, R., Flemming, B.W. Diamond recoveries from the surf zone of the Namaqualand coast near the Olifants River. *SEDIMENTOLOGY* 82, Sedimentology applied to Exploration Mining, Engineering and Environmental Studies, Johannesburg (13–14 September, 1982), Abstracts: 84–87.
10. Hallam, C. D. The geology of the coastal diamond deposits of Southern Africa. – In: HAUGHTON, S. H., ed.: The Geology of some Ore Deposits in Southern Africa. Pretoria (Geol. Soc. S. Afr., Handbook 2). 1964, pp. 671–728
11. Hawthorne J.B. Model of a kimberlite pipe//Phys. Chem. Earth, 1975. – № 9. – P. 1–15.
12. Kaiser E. Die Diamantenwüste Süd Westafrikas. 2 Vol. Dietrich Reimer, Berlin. 1926, pp. 241
13. Keyser, U. The occurrence of diamonds along the coast between the Orange River estuary and the Port Nolloth reserve, (Republic of South Africa. Dept. of Mines. Geological Survey. Bulletin 54). 1972. 23 pp.
14. Kuhns R., Sedimentological and geomorphological environment of the South Africa continental shelf and its control on distribution of alluvial, fluvial and marine diamonds. Proceeding of the Annual Meeting, Society of Mining, Metallurgy and Exploration Inc. 1995
15. Moore J. M., Moore A. E. The roles of kimberlitic and secondary Dwyka glacial sources in the development of alluvial and marine diamond deposits in Southern Africa. // *Journal of African earth. – Sciences* 38, 2004, pp.115–134
16. Partridge T.S., Maud R.R. Geomorphic evolution of southern Africa. In: I.C. Partridge and R. Maud and, 1987, *The Cenozoic Geology of Southern Africa*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 40. P. 218–235
17. Pether, J., Roberts, D.L. and Ward, J.D. Deposits of the West Coast. In: Partridge, T.C. and Maud, R.R. (eds). *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford University Press, Inc (New York), 2000, pp. 33–54
18. Sutherland D.G. The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine process. *Economic Geology* 77, 1982, pp.1613–1620
19. Swart D. H., Fleming, C. A. Longshore Water and Sediment Movement. *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, Sydney Vol. 2, 1980, pp. 1275–1294.
20. Tompkins L.A., Gonzaga G.M. Diamonds in Brazil and a proposed model from the origin and distribution of diamonds in the Coromandel Region, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology* 84, 1989, 591–602
21. Visser, J.N.J. The Dwyka Formation along the north–western margin of the Karoo Basin in the Cape Province, South Africa. *Transactions of Geological Society of South Africa* 88, 1985, pp.37–48
22. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. – М.: Недра, 1980. – 304 с.
23. Шамаков И.И. Геолого-генетические модели алмазных россыпей Африки (Намибия и Конго) и России (Западный склон Урала). Автореф. дис.... канд. геол–мин. наук. Москва: МГУ, Геологический факультет, 2008.– 24 с.

Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская (Зимнебережное поле)

Голубева Ю.Ю., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И., Хачатрян Г.К.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва)

Изучены особенности вещественного состава кимберлитов (петрогеохимия, морфология и химический состав глубинных минералов) и алмазов новой трубки ЦНИГРИ–Архангельская (Зимнебережное поле). По петрогеохимическим и минералогическим характеристикам кимберлиты трубки близки к кимберлитовым телам Ан. 688 и им. В. Гриба. Пиропы представлены всеми фациями глубинности, в том числе алмазной ассоциации. На основании изучения структурных дефектов в алмазах трубки ЦНИГРИ–Архангельская можно предположить сходные условия образования их с алмазами из промышленных месторождений Зимнебережного поля.

Кимберлитовая трубка ЦНИГРИ–Архангельская была открыта в конце 2005 года в результате заверки бурением локальной магнитной аномалии К3а трубочного типа. В данный момент она вскрыта двумя скважинами и пробурена до глубины 188 м. От контакта с перекрывающими породами по кимберлиту пройдено порядка 100 м. Трубка расположена в 30 км восточнее месторождения им.Ломоносова на территории кепинской площади. Вместе с трубками Ан. 840, Степной (Ан. 673) и Ан. 688, а также силлом 697, трубка ЦНИГРИ–Архангельская (Ан. К3а) расположена на участке ранга «куста» трубок.

Верхние горизонты (от 83,5 до 188,0 м) трубки представлены ксенотуфобрекчией с массивной и автолитовой структурой цемента с большим количеством ксенолитов вмещающих карбонатных пород ордовика и терригенных – венда. Отмечаются редкие находки интенсивно измененных глубинных включений.

В ксенотуфобрекчии крупные обломки вмещающих пород, составляющие около 50% объема породы, погружены в мелкообломочную массу ксеногенных зерен кварца и небольшого количества зерен полевых шпатов. Цементирующая матрица представлена глинистым материалом, составляющим не более 10% объема породы.

В кимберлитовой брекчии с массивной структурой цемента крупные ксенообломки вмещающих пород составляют от 10 до 20–30% объема породы. Они погружены в матрицу, основой которой являются многочисленные мелкие микрофенокристаллы серпентинизированного и частично карбонатизированного оливина с кристаллографической огранкой с резкоподчиненным количеством литокластов кварца и полевых шпатов, которые нередко практически соприкасаются между собой. Объем глинистого в различной степени ожелезненного цемента не превышает 10%.

На глубине 167 м впервые встречена кимберлитовая брекчия с автолитовой структурой цемента. Все автолиты ядерные, в качестве ядер выступают зерна оливина. Мелкие зерна окружены тонкой каймой измененного интенсивно ожелезненного афирированного кимберлита, вокруг крупных зерен наблюдается более толстая кайма мелкопорфирового массивного кимберлита, где зерна серпентинизированного оливина 2-й генерации погружены в черную измененную ожелезненную матрицу.

Петрогеохимия кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская

Изучен химический состав трех образцов кимберлитовых брекчий из скважин 1 и 4 с глубин 158, 167 и 176 м. Для сравнения изучен образец кимберлитовой брекчии трубки Ан. 688 с глубины 230 м. Все образцы сильно изменены и контаминированы вмещающими породами. Анализ порообразующих элементов выполнен рентгенофлюоресцентным методом (XRF) в ИГЕМ РАН (XRF спектрометр Philips PW2400; аналитик А.И. Якушев).

Таблица 1

Главные (мас. %) и редкие (ppm) элементы в кимберлитах и оливиновых мелилититах куста трубок Зимнебережного поля

Компонент	ЦНИГРИ–Архангельская			Ан. 688	Ан. 693	Ан. 697	Ан. 840
	К3а–1/158	К3а–1/167	К3а–4/176	688–671/230	3215А/174	4033/118,6	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,84	43,04	48,60	46,99	36,66	36,42	н.д.
TiO ₂	1,27	1,78	1,31	1,75	2,10	2,26	3,23
Al ₂ O ₃	4,27	4,53	4,64	3,88	2,35	4,81	н.д.
Fe ₂ O ₃	3,44	3,77	4,83	2,03	7,71	8,89	н.д.
FeO	3,10	3,40	4,35	1,83	1,68	1,72	н.д.
MnO	0,05	0,08	0,04	0,14	0,18	0,18	0,17
MgO	21,01	23,04	20,30	15,24	32,96	30,30	н.д.
CaO	2,30	2,03	2,71	8,49	0,73	1,17	н.д.
Na ₂ O	0,11	0,14	0,14	0,28	0,12	0,12	н.д.
K ₂ O	0,62	0,76	0,86	0,86	0,50	1,12	н.д.
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,13	0,12	0,32	0,33	н.д.
Cr	1048	1369	1309	727	2688	2389	2119
Co	55	62	47	51	76	82	н.д.
Ni	700	778	921	513	1691	1410	670
Cu	5	9	18	51	72	36	100
Zn	56	77	59	44	72	102	136
Ga	6,8	6,9	6,6	н.д.	6,3	10,4	16,0
Rb	22,3	25,7	31,2	26,0	31,4	66,2	36,0
Sr	249	262	161	109	191	543	704
Y	15,0	13,9	12,0	14,0	8,8	10,5	25,9
Zr	157	159	125	109	141	135	282
Nb	65	79	60	69	112	205	302
Cs	0,72	0,74	1,14	н.д.	0,56	0,77	0,40
Ba	248	295	159	131	517	910	1073
La	45,9	38,3	30,7	29,1	57,0	148,1	53,5
Ce	88,2	75,3	61,9	56,8	158,2	271,3	87,7
Pr	9,70	8,44	6,92	6,52	12,55	30,30	16,71
Nd	33,81	29,71	24,04	22,60	44,40	99,80	63,9
Sm	4,95	4,58	3,62	3,84	6,13	11,85	9,85
Eu	1,02	1,07	0,82	0,79	1,58	2,66	2,47
Gd	3,56	3,34	2,70	2,76	3,67	6,04	6,97
Tb	0,47	0,45	0,37	0,36	0,45	0,69	0,92
Dy	2,67	2,51	2,06	1,93	2,05	2,76	4,80
Ho	0,51	0,48	0,41	0,36	0,32	0,42	0,88
Er	1,40	1,28	1,12	1,04	0,77	0,97	2,36
Tm	0,20	0,19	0,16	0,14	0,09	0,12	0,37
Yb	1,25	1,16	1,03	0,95	0,47	0,69	2,14
Lu	0,19	0,18	0,15	0,15	0,07	0,09	0,32
Hf	4,20	4,27	3,27	3,24	3,69	3,57	6,98
Ta	5,41	7,55	5,59	5,43	8,35	14,84	18,70
Pb	8,08	11,17	5,75	н.д.	15,75	42,41	11,90
Th	7,07	7,41	6,10	5,16	7,98	19,42	21,40
U	1,34	1,32	1,55	1,37	16,04	3,60	5,00

Примечание. н.д. – нет данных; 1–6 – кимберлиты, 7 – оливиновый мелилитит. 1–4 – по данным ФГУП ЦНИГРИ; 5–7 – данные ИГЕМ РАН, [12].

Редкие и редкоземельные элементы определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой: кимберлиты трубки ЦНИГРИ–Архангельская на приборе Elan–6100 DRC (Perkin Elmer), ИМГРЭ, аналитик Д.З. Журавлев; кимберлиты трубки Ан. 688 в аналитическом центре ВСЕГЕИ. Полученные данные представлены в таблице 1.

Для уточнения вопросов номенклатуры, построена классификационная диаграмма соотношения K_2O и TiO_2 (рис. 1). На диаграмму для сравнения нанесены точки анализов кепинских кимберлитов (трубок и силлов) и оливиновых мелилититов, золотицких кимберлитов и кимберлитов трубки им. В. Гриба. Как видно на диаграмме, точки анализов кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688, как и большая

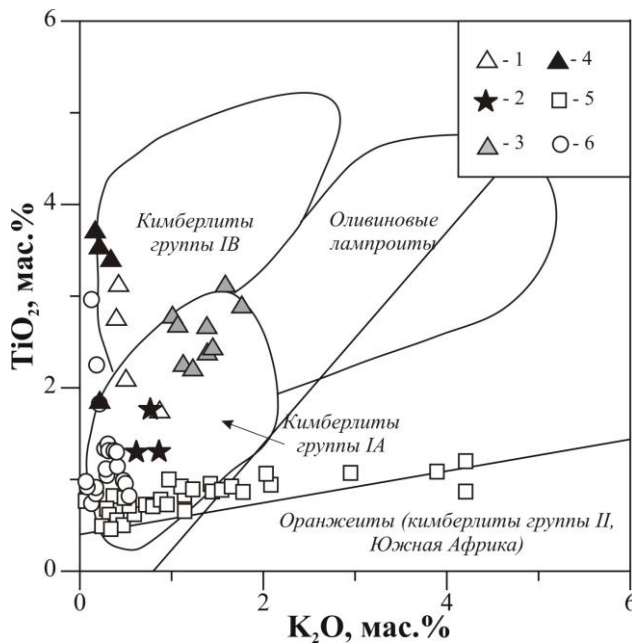


Рис. 1. Вариации TiO_2 и K_2O в кимберлитах Зимнебережного поля (границы по [17] (поля); [14] (сплошные линии). Составы пород здесь и на других рис. по данным [2, 5, 7–8, 11–12]. Условные обозначения: 1 – трубки: Ан. 688, Ан. 734, Степная (693); 2 – трубка ЦНИГРИ–Архангельская (К3а); 3 – силлы: Шоча (136а), Ан. 697, Звездочка (494), Светлое (695), Солозеро (687); 4 – оливиновые мелилититы: Победа (406), Ан. 840, Ольгино (651); 5 – кимберлиты трубки им. В. Гриба; 6 – золотицкие кимберлиты.

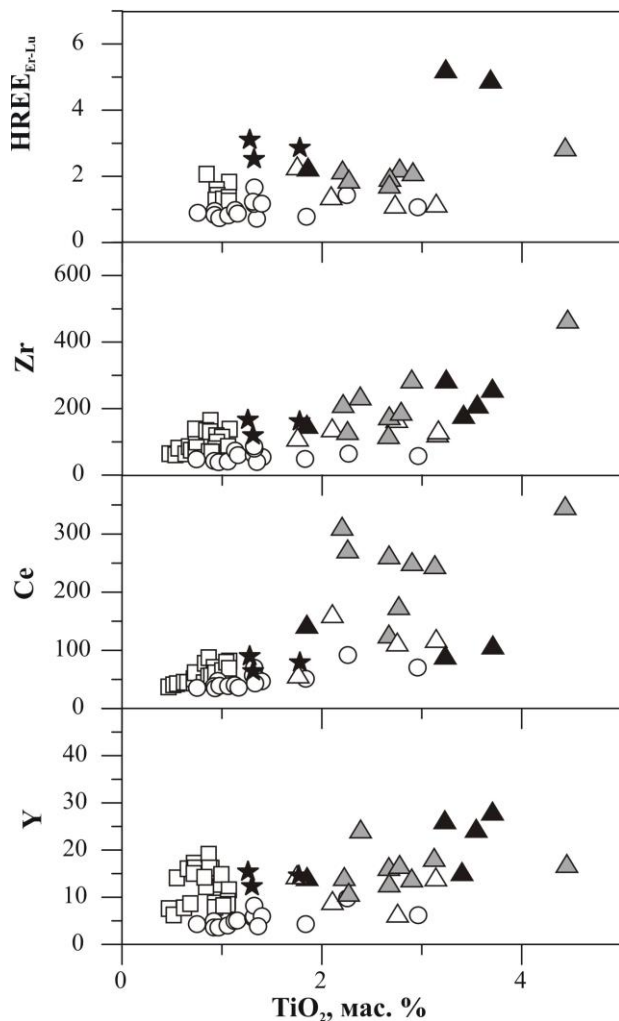
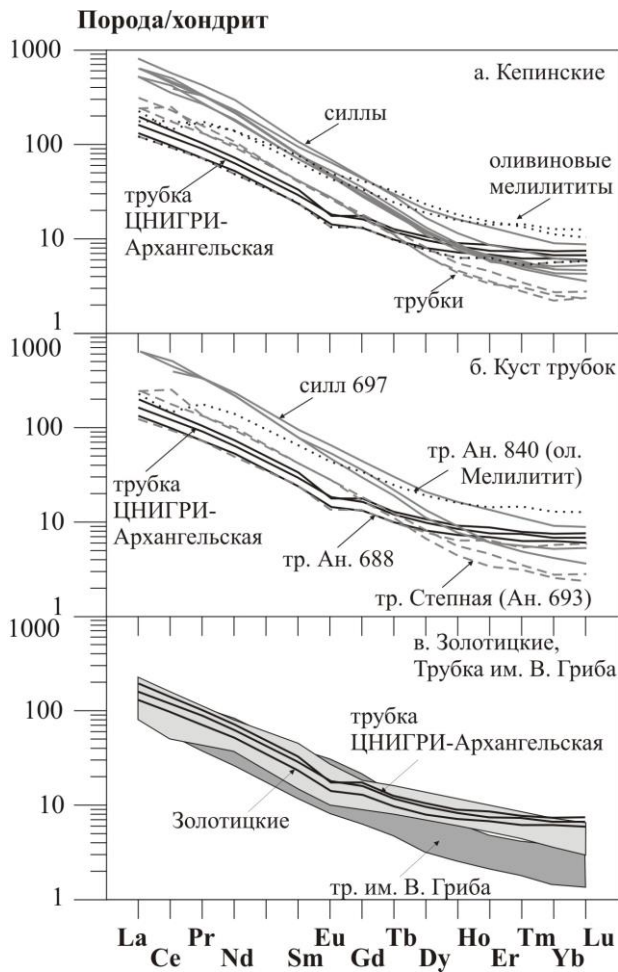


Рис. 2. Вариации TiO_2 , мас. % и HREE, Zr, Ce, Y, ppm в кимберлитах Зимнебережного поля. Условные обозначения см. на рис. 1.

часть анализов кимберлитов трубки им. В. Гриба и золотицких кимберлитов, располагаются в области группы IA. На диаграмме четко видны 2 тренда соотношения K_2O и TiO_2 , в основании которых располагаются кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688: первый тренд (в сторону кимберлитов группы IB, или кимберлитов периферии кратона по [17]) составляют точки анализов кимберлитов трубки им. В. Гриба, кепинских кимберлитовых трубок и оливиновых мелилититов; второй (в сторону оливиновых лампроитов по [17]) составляют кимберлиты кепинских силлов. Таким образом, по содержанию калия и титана, кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 находятся в промежуточной части между кепинскими кимберлитами, оливиновыми мелилититами – кимберлитами трубки им. В. Гриба и золотицкими кимберлитами.

На диаграмме соотношения титана с редкими элементами (рис. 2) видно, что кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 занимают позицию умеренно-титанистых кимберлитов Зимнебережного поля, наподобие алмазоносных умеренно-титанистых кимберлитов юга Якутии [3].



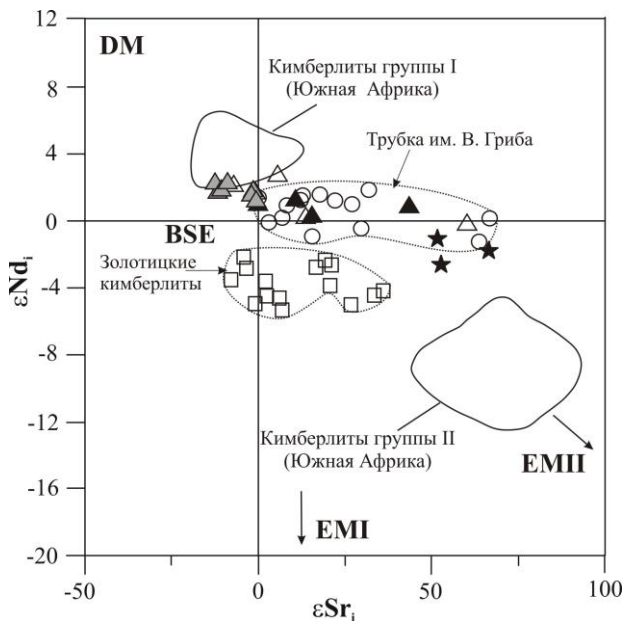
Кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 обеднены Y, Ce и Zr, по сравнению с кепинскими кимберлитами трубок и силлов и оливиновыми мелилититами, что позволяет сравнивать их с кимберлитами трубки им. В. Гриба.

На диаграмме распределения редких земель (рис. 3) видны сильно повышенные в кимберлитах трубки ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 суммарные содержания тяжелых редких земель. Кимберлиты кепинских трубок и силлов, кепинские оливиновые мелилититы и кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 имеют разное соотношение содержаний легких и тяжелых редких земель (разный наклон у кривых распределения REE), а также разный уровень обогащения REE. Наиболее высокие отношения La/Yb отмечаются для кепинских кимберлитовых трубок (36–214) и силлов (54–214). Более низкие (редкие земли слабо фракционированы) характерны для оливиновых мелилититов (18–43) и кимберлитов трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688 (22–46).

Рис. 3. Нормализованное к хондриту [13] распределение редкоземельных элементов в кимберлитах и оливиновых мелилититах Зимнебережного поля.

Похожие отношения La/Yb наблюдаются в золотицких кимберлитах (в среднем 50); для трубки им. В. Гриба характерно более сильное фракционирование редких земель (La/Yb ~ 77). Для сравнения, среди якутских кимберлитов низкими отношениями La/Yb обладают кимберлиты Накынского поля (La/Yb ~ 32), в то время как в остальных кимберлитах Якутии это отношение составляет в среднем 128 [3].

Рассматривая соотношения редких земель в кимберлитах/оливиновых мелилититах



магматических тел, принадлежащих одному кусту, можно отметить такую же неоднородность, как и при рассмотрении всех кепинских кимберлитов в целом. При этом очевидным сходством геохимического состава обладают кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688, похожими соотношениями легких и тяжелых редких земель обладают оливиновые мелилититы Ан. 840. В противоположность им, более высокими отношениями La/Yb имеет трубка Степная и силл 697.

Рис 4. Диаграмма $\epsilon Nd_i - \epsilon Sr_i$ для кимберлитов и родственных пород Архангельской области (поля кимберлитов Южной Африки по [15]) DM – деплетированная мантия, BSE – средний состав силикатной Земли; EMI, EMII – типы составов обогащенной мантии (EMI – веществом нижней коры; EMII – веществом верхней коры). Условные обозначения на рис. 1

В тех же образцах кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская изучены Sr–Nd изотопные характеристики (рис. 4). По изотопным характеристикам образцы обладают схожими чертами с кимберлитами трубки им. В. Гриба, а низкие значения ϵNd приближают их к золотичским кимберлитам. Вместе с тем, точки анализов образцов кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская находятся на тренде, отражающим постепенный переход от кепинских кимберлитовых силлов к кепинским кимберлитовым трубкам, включая трубку им. В. Гриба, и оливиновым мелилититам. Данный тренд свидетельствует об увеличении в изотопном составе кимберлитов и оливиновых мелилититов роли корового материала (ЕМП), что может быть связано с сильной контаминацией породами венда.

Глубинные минералы из кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская

В результате поинтервального опробования керна скважин из кимберлитовых пород и перекрывающих отложений были выделены

монофракции глубинных минералов (пиропы, пикроильмениты, хромдиопиды, хромшпинелиды). Методами оптической, растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроспектрального анализа изучены их морфология, особенности микроповерхности (рис. 5) и химический состав (рис. 6–7).

Среди кимберлитовых тел кепинской площади по составу мантийных минералов кимберлитовая трубка ЦНИГРИ–Архангельская близка Ан. 688, 693, 695. По содержанию минералов–индикаторов кимберлитов (МИК) наиболее богатой среди них является Ан. 688 (14682 г/т), наиболее бедными – Ан. 695, 693 (11,5; 24, 5 г/т); трубка ЦНИГРИ–Архангельская занимает промежуточное положение (112,53 г/т). В трубке им. В. Гриба, являющейся вторым место– рождением алмазов на Зимнем Берегу, содержание МИК колеблется от 800 г/т в отложениях кратерных фаций до 20000 г/т в породах жерловых фаций [4].

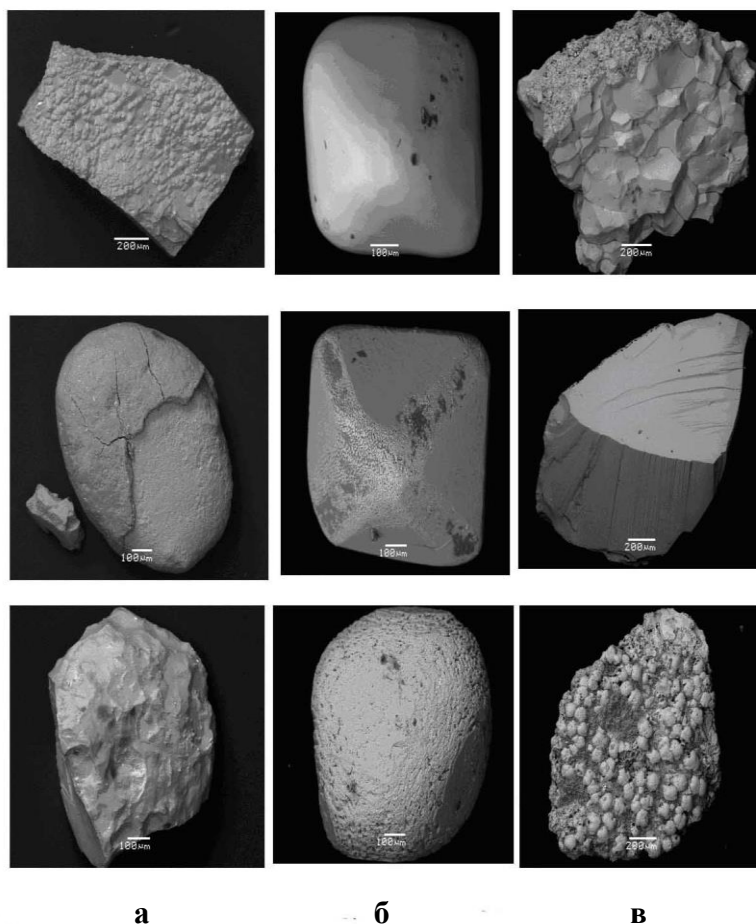


Рис. 5. Особенности микроповерхности зерен глубинных минералов (а – пиропов, б – хромшпинелидов, в – пикроильменитов) из кимберлитовой трубки ЦНИГРИ–Архангельская

Выявлены некоторые закономерности в распределении глубинных индикаторных минералов в кимберлитах. Так, до глубины 100 м среди них существенно преобладает пикроильменит (~75 %), ниже – соотношение зерен пиропы и пикроильменита становится приблизительно одинаковым. Преобладают обломки, целые зерна и осколки встречаются в подчиненном количестве.

Пироп представлен овалитовыми зернами, также трещиноватыми обломками неправильной формы, в основном лилового цвета. Широко распространены и оранжево-красные разновидности, в подчиненном количестве присутствуют фиолетовые и желто-оранжевые зерна. Причем, количество оранжево-красных пиропов растет с глубиной. Отмечается отчетливая корреляция фиолетовых пиропов с содержанием хромшпинелидов (хромовая ассоциация ультраосновного парагенезиса), а оранжево-красных – с содержанием

пикроильменита (титановая ассоциация ультраосновного парагенезиса). Желто-оранжевые разновидности пиропов эклогитового парагенезиса имеют ограниченное распространение. Размер зерен колеблется от 0,2 до 4 мм с преобладанием зерен класса крупности $-1+0,4$ мм.

У большинства зерен поверхность тонкоматированная коррозионно-гидротермального типа. Реже отмечаются зерна с гребенчато-волнистой и микроямчатой коррозионной поверхностью (см. рис. 5). Довольно широко распространены зерна пиропы с келифитовыми каймами, более широкими, темно коричневого цвета на фиолетовых и лиловых разностях и более узкими, зеленовато-бежевого цвета – на оранжево-красных.

Все проанализированные зерна пиропов относятся к ультраосновному парагенезису, 80% из которых принадлежат хромовой ассоциации, 20% – титановой. Преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса с широким диапазоном вариаций по хрому (от 0,44 до 13,86 мас. %).

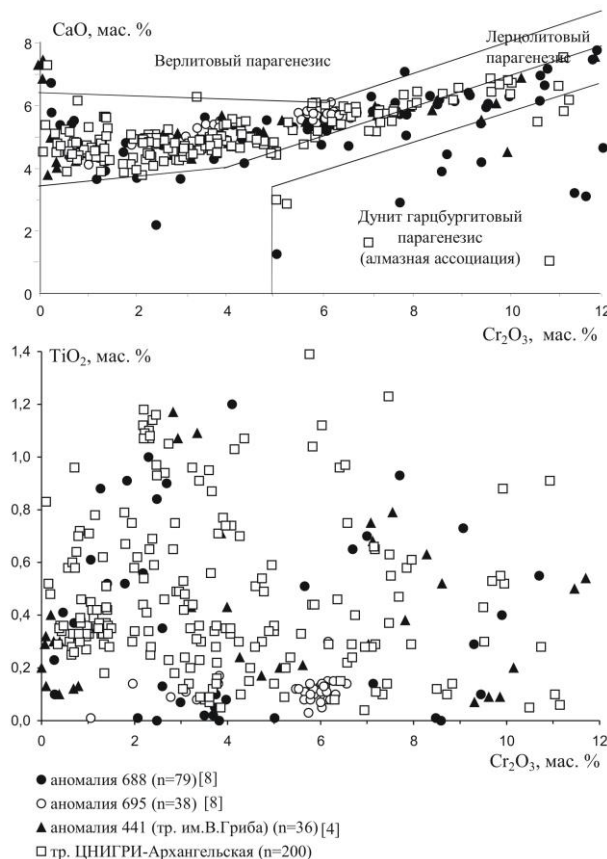


Рис. 6. Особенности химического состава пиропов из кимберлитов Кепинской площади в координатах $Cr_2O_3 - CaO$ и $Cr_2O_3 - TiO_2$

Около 20% зерен относится к дунит-гарцбургитовому парагенезису, в том числе 6% – к алмазной ассоциации (рис. 6). Пиропы из трубок ЦНИГРИ-Архангельская, Ан. 688 и им. В. Гриба представлены всеми фациями глубинности, при этом количество пиропов алмазной ассоциации в двух первых составляет 5–6% от общего числа изученных зерен.

Пикроильменит представлен угловатыми обломками зерен с монокристаллическим и агрегатным строением, с матированной или «шиповидной» поверхностями. Зерна агрегатного строения с «шиповидной» микроповерхностью имеют подчиненное значение. Размер зерен колеблется от 0,4 до 4,0 мм. Преобладают зерна класса крупности $-1+0,4$ мм. По данным микронзондового анализа, пикроильменит высокомагнезиальный и высокохромистый с одномерным распределением содержания Cr_2O_3 (рис. 7).

В трубках ЦНИГРИ-Архангельская, Ан. 688 и им. В. Гриба преобладают зерна пикроильменита монокристаллического строения, что характерно для алмазоносных кимберлитов, в то время как в Ан. 688 преобладает пикроильменит агрегатного строения. Пикроильменит из

трубок ЦНИГРИ–Архангельская и им. В. Гриба является более высокохромистым и высокомагнезиальным.

Хромшпинелиды встречаются редко среди глубинных минералов. Размер зерен колеблется от 0,4 до 1,0 мм, большая их часть отмечается в классе крупности –1+0,4 мм.

Присутствуют следующие морфологические разновидности хромшпинелидов: 1– октаэдры, незначительно осложненные по ребрам и вершинам вицинальными гранями; 2 – кристаллы переходного типа октаэдр–мириоздр, для которых грани октаэдра еще различимы,

но занимают площадь менее 30%; 3 – мириоздрические кристаллы, оформленные многочисленными вицинальными гранями (со сложными символами), придающими кристаллу округлую форму (см. рис. 5).

На поверхности многих кристаллов отмечаются признаки магматической коррозии I и II типов [1]. Коррозия I типа характеризуется развитием параллельно–ступенчатого микрорельефа по ребрам и вершинам кристаллов. Второй тип коррозии представляет собой равномерную матировку, развивающуюся по всей поверхности зерна. Отмечается небольшая часть зерен с гладкой блестящей поверхностью.

В отличие от хромшпинелидов месторождения им.Ломоносова, характеризуются умеренным содержанием хрома и повышенным содержанием железа.

Клинопироксены встречаются в виде целых зерен округлой, овальной, удлиненно–овальной формы, реже – в виде обломков и осколков неправильной формы, размером менее 0,4 мм. Для целых зерен характерно наличие тонкоматированного микрорельефа, наблюдаются также фрагменты гладкой поверхности, незатронутой постмагматической коррозией. Отмечаются хромдиопсиды ярко изумрудно–зеленого цвета с повышенным содержанием Cr_2O_3 , а также хромсодержащие клинопироксены грязно–зеленого и бледно–зеленого цвета, вероятно, корового происхождения.

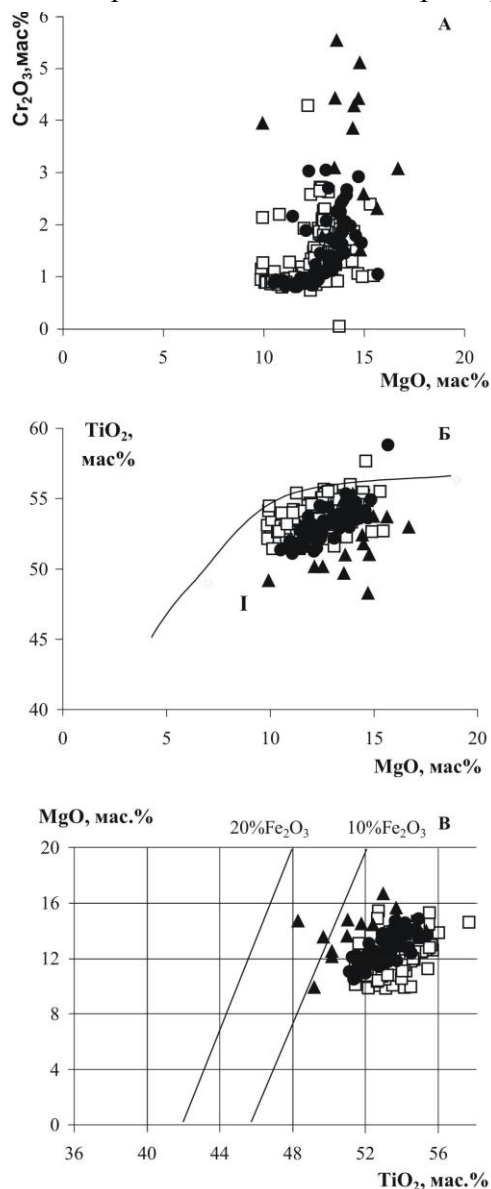


Рис. 7. Особенности химического состава пикроильменитов из кимберлитов Кепинской площади и трубки им. В.Гриба. I – поле составов пикроильменитов из кимберлитов [6].

Условные обозначения см. на рис. 6

Алмазы из кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская

В результате обогащения кимберлита массой 1177 кг, ЗАО «АЛРОСА–Поморье» АК «АЛРОСА» было обнаружено 6 кристаллов алмаза общим весом 8,76 мг, что составляет 0,0074 г/т. В данной выборке присутствуют кристаллы ряда октаэдр – ромбододекаэдр, в том числе 2 комбинационных кристалла ряда октаэдр–додэкаэдр, 1 сросток плоскогранных октаэдров и 2 додекаэдроида, среди них самый крупный из изученных кристаллов (класс крупности –1+0,5 мм) – октаэдр с коричневым нацветом, весом 3,36 г. Среди исследованных 6 кри-

сталлов присутствуют плоскогранные, полуокруглые и округлые, со следами интенсивного растворения, пластической деформации и дробления в природных условиях.

К числу наиболее распространенных и информативных в генетическом плане дефектов относятся примеси азота в форме сдвоенных и тетраэдрически сгруппированных замещающих углерод атомов (соответственно А- и В- центры), плейтелетс – пластинчатые образования интерстициальной природы и водород, химически связанный с углеродом алмазной решетки.

Распределение структурных дефектов в алмазах трубки ЦНИГРИ–Архангельская изучалось с применением ИК–спектроскопии. Спектры регистрировались на приборе марки Nicolette 380 фирмы Thermo Nicolette, США микроскопом Centaurus с разрешением 4 см^{-1} в диапазоне $600\text{--}4000 \text{ см}^{-1}$. Определение концентраций азота осуществлялось по методике, изложенной в работе [10], содержание плейтелетс и водорода оценивалось по коэффициентам поглощения линий около 1365 и 3107 см^{-1} соответственно.

Характерные ИК–спектры алмазов трубки ЦНИГРИ–Архангельская представлены на рис. 8а. Пять из шести исследованных образцов относятся к низкоазотным разностям с суммарным содержанием этой примеси, не превышающим 300 at.ppm . Лишь в одном образце, представленном шпинелевым двойником октаэдров с дитригональной формой граней, зафиксирована высокая концентрация структурного азота – 1010 at.ppm , причем практически весь азот (97%) присутствует в форме А–центров (рис. 8а–I). Помимо азота этот алмаз содержит значительные количества водорода (линия 3107 см^{-1}).

Среди низкоазотных индивидов два кристалла, представленные обломками октаэдра (К3а–1/3) и ромбододекаэдра (К3а–4/3), характеризуются минимальными концентрациями азота, не превышающими 33 at.ppm , что сближает их с «безазотными» индивидами спектрального типа II а (рис. 8а–III). При этом вышеупомянутые образцы содержат значимые концентрации водорода ($1,2$ и $0,4 \text{ см}^{-1}$ соответственно). В трех остальных кристаллах общее содержание азота варьирует от 88 до 301 at.ppm , причем наряду с А–центрами присутствует и азот в В–форме, доля которого составляет $27\text{--}40\%$, а также в небольших количествах отмечаются водородные центры и плейтелетс (рис. 8а–II).

По распределению азотных центров (рис. 8б) большинство изученных образцов сходны с алмазами из трубок Далдыно–Алакитского района Якутии и Южной Африки, а также макрокристаллами трубки им. В. Гриба Верхотинского поля и мелкими ($< 1 \text{ мм}$) индивидами из золотицких трубок Зимнебережного поля (усредненные данные). Лишь один высокоазотный кристалл (К3а–4/1) трубки ЦНИГРИ–Архангельская близок к макрокристаллам алмаза из трубок Поморская, им. Карпинского–1 и Архангельская.

Более детальное сравнение проанализированных образцов из трубки ЦНИГРИ–Архангельская с мелкими кристаллами из золотицких трубок свидетельствует об их значительном сходстве (рис. 8 в). По распределению азотных центров и плейтелетс кристаллы трубки ЦНИГРИ–Архангельская близки также к более крупным индивидам из трубки им. В. Гриба, но обогащены по сравнению с последними водородными центрами. Однако это отличие может быть обусловлено различной размерностью сопоставляемых групп кристаллов.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно предположить, что условия образования алмазов из трубки ЦНИГРИ – Архангельская и промышленных месторождений Зимнебережного поля были сходными.

Выводы

1. Петрогеохимические характеристики кимберлитов трубки ЦНИГРИ–Архангельская позволяют отнести их к умеренно–титанистым разностям Зимнебережного поля, наподобие алмазоносных умеренно–титанистых кимберлитов юга Якутии, а также кимберлитов трубки им. В. Гриба;

2. Установлены геохимические различия между породами магматических тел, принадлежащих одному «кусту». Породы силла Ан. 697 и оливиновые мелилититы Ан. 840 обогащены сильнее некогерентными элементами, чем кимберлиты трубок «куста», что может

быть связано с тем, что данные магматические тела являются производными разных промежуточных очагов. При этом сходством геохимического состава обладают только кимберлиты трубок ЦНИГРИ–Архангельская и Ан. 688.

3. По минералогическим характеристикам (составу и содержанию глубинных минералов) трубка ЦНИГРИ–Архангельская относится к кимберлитам железо–титановой серии и близка к кимберлитовым телам Ан. 688 и им. В. Гриба. Пиропы представлены всеми фашиями глубинности, в том числе алмазной ассоциации, пикроильменит – высокохромистыми и высокомагнезиальными разновидностями монокристаллического строения, что сближает трубку ЦНИГРИ–Архангельская с алмазонасными кимберлитами трубки им. В. Гриба.

4. На основании изучения структурных дефектов в алмазах трубки ЦНИГРИ–Архангельская можно предположить сходные условия образования их с алмазами из промышленных месторождений Зимнебережного поля.

В данный момент проводится бурение еще 8–ми скважин до глубины порядка 300 м, что позволит более объективно оценить перспективы ее алмазности.

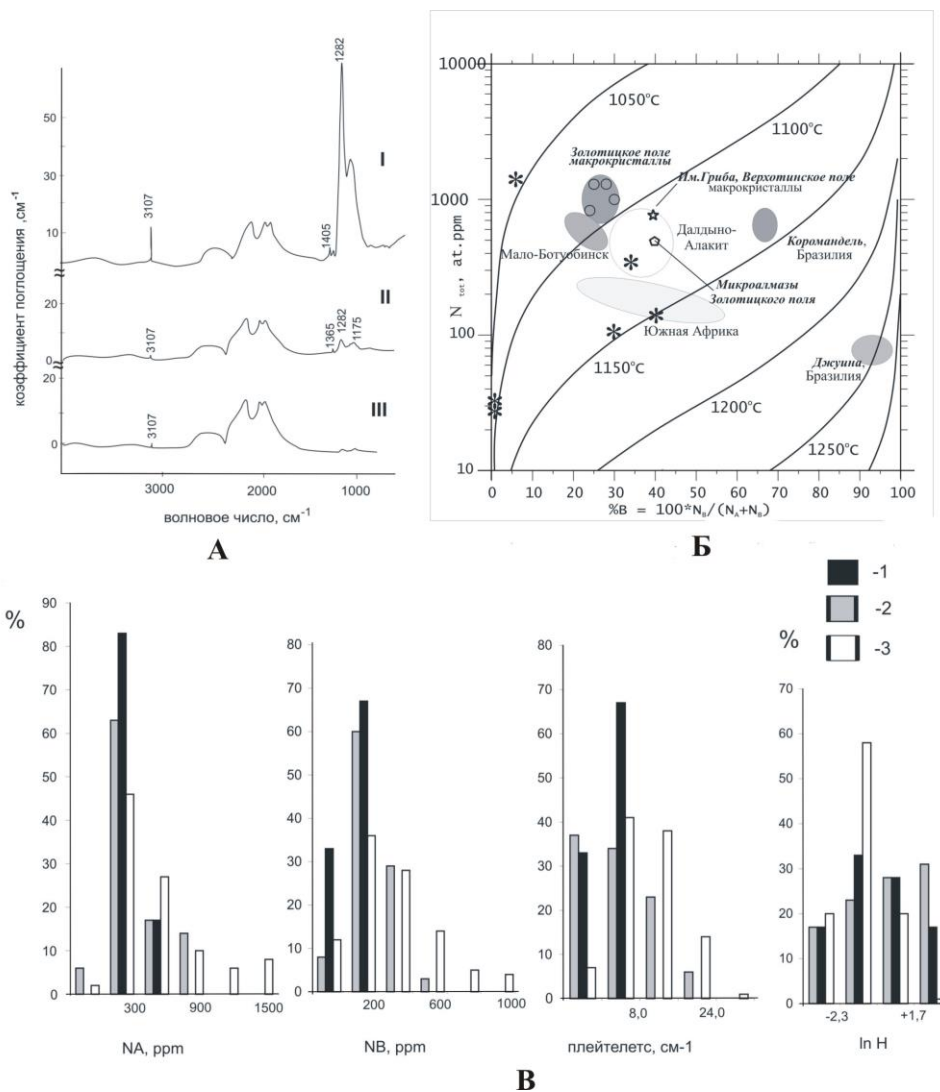


Рис. 8. Результаты исследования алмазов трубки ЦНИГРИ–Архангельская методом ИК–спектроскопии: а – характерные ИК–спектры (I – обр.К3а–4/1; II – обр.К3а–1/3 и К3а–4/3 (1 зн.); III –К3а–4/4 и К3а–4/3 (2 зн.); б – распределение азота (диаграмма Тейлора–Милледж [16], изотермы проведены для «возраста» алмаза 3 млрд.лет.); в – распределение структурных дефектов: I – в алмазах из трубки ЦНИГРИ–Архангельская (6 шт.), II – мелких кристаллах золотицких трубок (35 шт.), III – макрокристаллах (>1 мм) из трубки им. В.Гриба (78 шт.)

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 276 с.
2. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазности кимберлитов окраины Русской плиты: Sr–Nd изотопия и ICP–MS геохимия // Петрология, 2001. Т.9. №3. С. 227–241.
3. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондрашов И.А. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия, 2004. № 9, С. 915–939.
4. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. №5. С. 387–414.
5. Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А. Петрогенезис автолитов из кимберлитовых брекчий трубки им. В. Гриба (Архангельская область). Доклады РАН, 2006, том. 410, №6.
6. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М: Недра, 1990.
7. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. Сравнительная алмазность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. №6. С. 483–505.
8. Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А. Источники гетерогенного магматизма Архангельской Алмазоносной провинции // Петрология, 1996. Т.4. №5. С. 496–517.
9. Саблуков С.М., Будкина Л.И. Глубинные включения и особенности химического состава сосуществующих минералов // Труды ЦНИГРИ. Вып. 229, 1988. С. 16–23.
10. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально–сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 319–322.
11. Beard A.D., Dawnes H., Hegner E., Sablukov S.M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos, 2000. V. 51. P. 47–73.
12. Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z. et al. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto–kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia // J. Petrol., 2000. V. 41. № 2. P. 201–227.
13. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995. V. 120. P. 223–253.
14. Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks // Plenum Press: New York and London, 1995. 410 p.
15. Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. et al. Geochemical character of Southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints // Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1985. V.88. P. 267–280.
16. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith–derived diamonds from Roberts Victor and Finch / 6th Int. Kimb. Conf., Novosibirsk, 1995. PP. 620–622.
17. Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite end member of sublithospheric origin // Geochem. et Cosmoch. Acta, 1994. V.58. № 19. P. 4017–4037.

ФГУП ЦНИГРИ

Петрофизические, магнитные характеристики, минералогия и алмазоносность кимберлитовых пород новых трубок Архангельской алмазоносной провинции (на примере трубок АН–478 (Галина) и АН–746б)

¹Голубкова А.Б., ¹Гаранин В.К., ²Ларченко В.Л.

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; ²АЛРОСА–Поморье, Архангельск

В период 2005–2007 гг. геологами «АЛРОСА–Поморье» были выявлены 4 новых кимберлитовых тела, к числу которых относятся рассматриваемые в работе трубки Галина (АН–478) и АН–746б. Для образцов кимберлитовых пород данных тел были померены петрофизические и магнитные свойства, изучены составы и соотношения минералов–спутников алмаза и микрокристаллических оксидов из связующей массы пород. Анализ полученной информации по минералогии пород позволил сделать вывод о том, что рассматриваемые тела потенциально и реально являются слабо алмазоносными. Была также получена интерпретация некоторых петрофизических и магнитных свойств пород.

Введение

Открытие новых проявлений калиевого щелочно–ультрасосновного магматизма в пределах Архангельской алмазоносной провинции (ААП) в последнее время происходит достаточно часто, что вызывает постоянную необходимость изучения новых тел и доизучения ранее открытых с целью установления закономерностей их образования и оценки перспектив алмазоносности провинции. Трубки Галина (АН–478) и АН–746б были выявлены «АЛРОСА–Поморье» АК «АЛРОСА» на территории Верхнекепинской и Кепинской лицензионных площадей ОАО «Севералмаз» в пределах Кепинского поля в период 2005–2007 гг. Тела расположены к востоку и северо–востоку от месторождения имени М.В. Ломоносова в пределах Товского выступа кристаллического фундамента и Падунского грабена Зимнебережного поднятия (рис. 1).

Целью данной работы явилось установление петрофизических и магнитных характеристик пород, изучение химического состава и соотношений минералов–спутников алмаза и микрокристаллических оксидов из связующей массы пород с дальнейшей оценкой на основе полученных данных алмазоносности новых тел. Также была поставлена задача установления связи некоторых петрофизических и магнитных свойств с минералогическими особенностями пород.

Геологическое строение новых тел

Новые тела были изучены скважинами на глубину 100–150 м от поверхности. Они имеют разное строение и прорывают отложения рудовмещающей толщи в верхней части разреза, представленной образованиями усть–пинежской и мизенской свит верхнего венда и падунской свиты нижнего кембрия. Сверху трубки перекрыты толщиной осадков четвертичного возраста мощностью от нескольких метров до 70 м (трубка АН–746б) и пачкой карбонатных пород среднего и верхнего карбона мощностью до 30,0–35,5 м. Над трубками залегает пачка терригенных пород урзугской свиты нижнего карбона мощностью 10 м над трубкой Галина.

В строение *трубки Галина (АН–478)* входят образования кратерной и жерловой фаций. Жерловая фация представлена красновато–коричневой ксенотуфобрекчией кимберлита (рис. 2а) и ксенотуфобрекчией слюдяного кимберлита. Контакт между разновидностями ксенотуфобрекчий, вероятно, тектонический. Кратерная фация представлена глыбовыми брекчиями, туффитами с подчиненными прослоями туфов. В туффитах и прослоях туфов, как и в ксенотуфобрекчии слюдяного кимберлита, наблюдаются лапилли слюдяного кимберлита, кристаллокласты флогопита и обломки эклогитов и эклогитоподобных пород. Образования кратерной фации залегают на породах жерловой фации (ксенотуфобрекчии кимберлита), а в южной части объекта – на вмещающих породах венда. Контакты пород кратерной и жерловой фации иногда нечеткие, что связано с интенсивной переработкой пород. Со-

держание магматического материала в породах трубки изменяется от первых процентов до 30–40 % объема породы. Структура пород обычно гетерокластическая, кристалло-литокластическая, что обусловлено присутствием фрагментов магматических пород (обломков кимпикритов) в глинисто-песчанистой связующей массе.

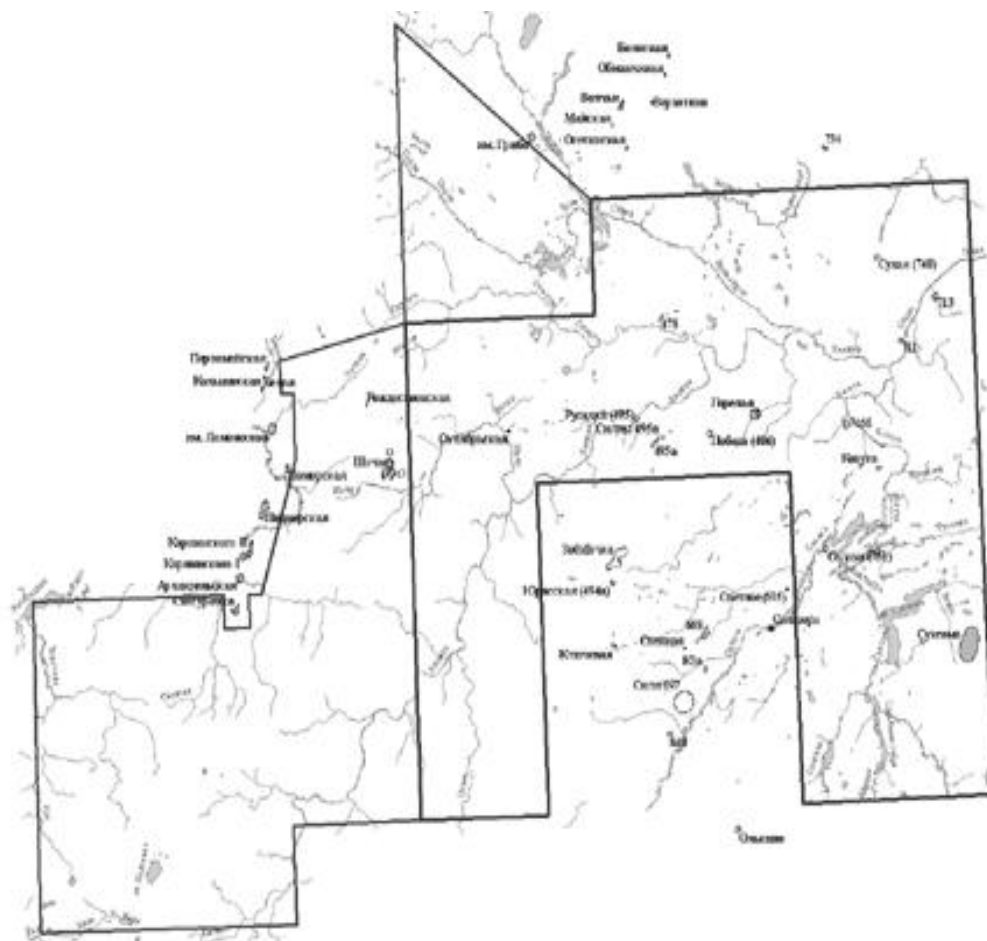


Рис.1. Схема расположения новых тел Архангельской алмазонасной провинции

Трубка АН-746б имеет весьма сложное строение, обладает обширным кратером и жерловой частью. Для кратера характерна весьма низкая концентрация магматического материала. Под толщей четвертичных отложений мощностью до 70 м вскрыты кратерные отложения мощностью до 110 м, представленные переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов и песчаников с низкой (около 1–5 %) примесью кимберлитового материала. Кратерные отложения можно разделить на три пачки: верхнюю, мощностью около 10 м, среднюю, около 60 м, нижнюю, около 40 м, несколько различающиеся по содержанию магматического материала и глинистости.

На глубине 180–190 м вскрыты породы жерловой части, представленные корой выветривания по порфиоровому кимберлиту. Они прослежены до глубины 245 м. Непосредственно под породами кратерной фации в интервале 180–210 м впервые встречен полный профиль столь зрелой коры выветривания мощностью около 20–30 м. Сверху по разрезу до глубины 192 м он представлен желтовато-бурой, ниже коричневой полностью глинизированной породой с редкими разложенными ксенолитами рудовмещающих пород; вниз по разрезу глубже 207,5–210,0 м переходит в интенсивно карбонатизированную породу, степень выветривания которой уменьшается, цвет породы постепенно переходит в зеленовато-серый. С глубины ниже 210 м кимберлит уже достаточно сильно изменен, разбит сетью тонких карбонатных прожилков, но уже не выветрелый, а массивный, порфиоровый.

До глубины 245 м жерловая часть трубки сложена плотным зеленовато–серым порфировым кимберлитом (рис.2 б) крупно–мелкопорфировой структуры. Порода состоит из макрокристов оливина первой генерации (до 5%) размером 2–10 мм и идиоморфных фенокристов оливина второй генерации (50%) размером 0,2–0,6 мм, погруженных в апостекловатую основную массу, преобразованную в карбонат–серпентиновый агрегат с тонкой вкрапленностью рудного минерала и примесью тетраферрифлогопита. Текстура породы массивная, на некоторых участках в породе присутствует повышенное до 10–15% количество ксенолитов коричневых алевролитов с проявленными в разной степени каймами закала. Иногда в породе отмечаются отчетливые округлые обособления размером 8–40 мм, образованные фенокристами оливина и апостекловатым агрегатом, они имеют более плотное строение и более темный цвет, чем порода в целом. На таких участках порода имеет «псевдоавтолитовую» шаровую текстуру.

Все кимберлитовые тела сильно изменены, сапонитизированы (трубки АН–478) или серпентинизированы (трубка АН–746б).

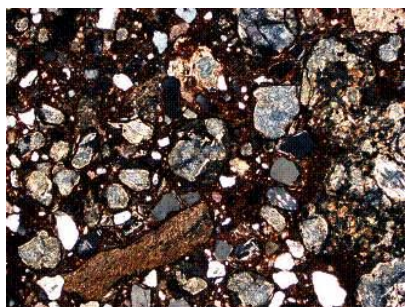


Рис. 2 (а). Петрографические особенности пород трубки АН–478 (Галина). Проходящий свет, николи скрещены



Рис. 2 (б). Петрографические особенности пород трубки АН–746б. Проходящий свет, фотография в одном николе

Методы исследования

Методы исследования петрофизических свойств. К изученным петрофизическим параметрам относятся: плотность (ρ , г/см³), эффективная пористость (Пэф, %), условно–мгновенное насыщение (А, %), период полунасыщения ($T_{1/2}$, часы); упругие параметры – коэффициент Пуассона (μ), модуль Юнга (Е, 10 ГПа), модуль сдвига (G, 10 ГПа), модуль объемного сжатия (Ксж, 10 ГПа), акустическое сопротивление (Z, 10⁶ кг/м² x с); температура Дебая (Тд, К); магнитная восприимчивость (κ , 10⁻⁵ ед. СИ).

Измерения петрофизических свойств проводились на кафедре геологии и геохимии полезных ископаемых Геологического факультета МГУ под руководством Бурмистрова А.А.

Плотность, условно–мгновенное насыщение, период полунасыщения и эффективная пористость определялись по результатам гидростатического взвешивания сухих, частично и полностью насыщенных образцов в процессе их свободного водонасыщения. При определении плотности образец предварительно полностью насыщается водой до момента полного насыщения. Взвешивание проводилось с точностью 10 мг сначала сухого образца, затем в воде по мере его насыщения через 1 мин, 10 мин, 1 сутки, 3 суток и т.д. до прекращения процесса насыщения.

Расчеты параметров проводились по следующим формулам: ρ (г/см³) = 0,998 x $P_c / (P_c - P_{н.в.})$, Пэф(%) = $100 \frac{P_{н.в.} - P_{с.в.}}{P_c - P_{с.в.}}$, А(%) = $100 \frac{P_1 - P_{с.в.}}{P_c - P_{с.в.}}$, где P_1 – вес образца в воде после первой минуты насыщения, P_c – вес сухого образца в воздухе, $P_{с.в.}$ – вес сухого образца в воде, $P_{н.в.}$ – вес полностью насыщенного образца в воде.

Наиболее точные данные получают, если при измерении эффективной пористости используются изометричные плоскопараллельные пластинки толщиной 1 см и площадью более 25 см². Погрешность измерений в этом случае составляет не более 1 %. С увеличением объ-

ема образца погрешность измерений снижается. Точность можно заметно повысить также за счет увеличения точности взвешивания на весах.

Для определения *периода полунасыщения* из таблицы замеров насыщения использовались ближайшие моменты замеров перед (t_1) и после (t_2) наступления полунасыщения, при этом сравнивался вес образца в эти моменты (P_1 , P_2) с расчетным значением его веса при полунасыщении ($P_{1/2}$), который будет равен половине суммы веса при полном насыщении и веса после первой минуты насыщения. Расчет $T_{1/2}$ проводят по следующей формуле:

$$T_{1/2} \text{ (часы)} = e^{\ln t_2 - [(\ln t_2 - \ln t_1) * (P_2 - P_1/2) / (P_2 - P_1)]}$$

Для определения *скоростей упругих волн* использовался ультразвуковой тестер УК1401.

Расчет *упругих модулей и коэффициента Пуассона* производился по стандартным уравнениям теории упругости, в которых используются значения плотности (ρ), скоростей продольных (V_p , км\с) и поперечных (V_s , км\с) волн: G (МПа) = $(V_s)^2 \times \rho$, E (МПа) = $2G(1+\mu)$, $K_{сж}$ (МПа) = $E/[3(1-2\mu)]$, Z (10^6 кг/м² с) = $V_p \times \rho$, $\mu = (1-2\gamma^2)/2(1-\gamma^2)$, $V_p = d/t_p$, $V_s = d/t_s$, $\gamma = V_s/V_p$, где d (мм) – расстояние между датчиками тестера при замере, t_p , t_s (мс) – времена прохождения продольной и поперечной волн.

Температура Дебая рассчитывалась по следующей формуле [6]:

$$T_d = 90.2 \rho^{1/3} [1/3(1/V_p^3 + 2/V_s^3)]^{1/3}$$

Магнитная восприимчивость измерялась при помощи каппаметра ПИМВ-1М.

Методы исследования магнитных свойств. К изученным магнитным свойствам относятся магнитная восприимчивость (κ , 10^{-5} ед. СИ), естественная остаточная намагниченность (I_n , 10^{-3} А/м), фактор Кенигсбергера (Q_n), остаточная намагниченность насыщения (I_{rs} , А/м), коэрцитивная сила (H_c , мТ), остаточно-коэрцитивная сила (H_{cr} , мТ), блокирующая температура (T_b , °С).

Измерения магнитных свойств проводились на Физическом факультете МГУ под руководством профессора Максимочкина В.И.

В ходе эксперимента *магнитная восприимчивость* была померена на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2. Данный прибор позволяет измерять магнитную восприимчивость диа-, пара- и ферромагнетиков. Технические характеристики прибора следующие: диапазон измерений $(0,05-100) \times 10^{-6}$ ед. СИ на образцах 10 см^3 ; максимальное разрешение 5×10^{-12} ед. СИ; размеры образцов до 40 см^3 в твердом и жидком состоянии. Измерение κ проводилось на образцах размером 1 см^3 .

Необходимым условием определения *остаточной намагниченности* является отсутствие внешнего магнитного поля. Измерение данной величины проводилось на ротационном магнитометре JR-6, который позволяет определять остаточную намагниченность образцов кубической формы с размерами ребра 20 мм или образцов цилиндрической формы с размерами 25,4 мм/22 мм в диапазоне от 0 до 12,5 А/м с разрешением 2×10^{-6} А/м. Измерения проводились на кубических образцах объемом 8 см^3 . Измерения *остаточной намагниченности насыщения* проводилось также на ротационном магнитометре JR-6 при напряженности поля 1 Тл.

Для расчета значения *фактора Кенигсбергера* использовалась формула: $Q_n = \frac{I_n}{\kappa * H}$,

где I_n – значение естественной остаточной намагниченности, κ – магнитная восприимчивость, H – значение напряженности магнитного поля в области отбора образцов ($H=39,8$ А/м).

Измерения *коэрцитивной силы и остаточно-коэрцитивной силы* проходили на вибрационном термомагнитометре ВМА-1. Прибор позволяет измерять магнитный момент образцов размерами не более 1 см^3 в виде кубика или в виде цилиндра диаметром не более 1 см и высотой 1 см при напряженности магнитного поля от $-0,07$ Тл до $+0,07$ Тл в диапазоне температур 20–700 °С в атмосфере воздуха с выводом результатов на ЭВМ и автоматическим управлением изменения магнитного поля по заданному алгоритму. Диапазон измере-

мого магнитного момента: основной – 0,5–550 мкАхм², с внешним делителем возможно измерение больших магнитных моментов в 10 и 100 раз. Принцип действия прибора основан на, так называемом, вибрационном методе, в котором о магнитном моменте образца судят по ЭДС, наводимой в измерительных катушках, около которых вибрирует образец. Измеряемые образцы имели кубическую форму и размер 1 см³.

Значения *блокирующей температуры* были получены на вибрационном термомагнитометре ВМА–1. Для этого проводились измерения разрушения остаточной намагниченности насыщения при повышении температуры. Если при нагревании образца, возникали новые фазы, то это фиксировалось на графике перегибом кривой зависимости I_{rs} от T . Сопоставление полученных значений температур с табличными значениями дает возможность определить фазовый состав.

Микрондвовые исследования. Электронно–микроскопические исследования микрористаллических оксидов из связующей массы кимберлитов проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ на базе растрового электронного микроскопа «Jeol JSM–6480LV» с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, объединяющей энергодисперсионный «INCA–Energy 350» и волновой дифракционный спектрометр «INCA–Wave 500». Прозрачно–полированные шлифы были сфотографированы в отраженных электронах при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе пучка 14–16 нА. Рабочее расстояние составляет 10 мм. Минералы анализировались сфокусированным пучком (2–2,5 мкм в диаметре). Для нестабильных под электронным пуском структур (слюды) локальный анализ производился сканированием малых площадей (до 10 мкм в диаметре). Стандартная продолжительность накопления спектра 100 секунд. Калибровка прибора в процессе работы проводилась по металлическому кобальту. Порог обнаружения составляет около 0,15–0,2 мас. %.

Петрофизические характеристики кимберлитов трубок Галина (АН–478) и АН–7466

Результаты измерения петрофизических свойств представлены в табл. 1. Для всех образцов отмечается достаточно низкие значения плотности, что связано со структурными особенностями пород – образцы представляют собой ксенотуфобрекчии, сильно измененные, характеризующиеся повышенными значениями пористости. На последнее утверждение указывают повышенные параметры эффективной пористости и условно–мгновенного насыщения.

Повышенные значения пористости приводят к большей водонасыщаемости пород. Чем больше пористость, тем выше влажность (льдиность), тем сильнее зависимость электрических параметров от этих петрофизических характеристик. Определение пористости является важным условием при изучении электрических свойств пород, используемых при интерпретации результатов измерений естественных геофизических полей Земли и электромагнитных полей, создаваемых в геологической среде при поисках и разведке полезных ископаемых [4].

Значение периода полунасыщения дает возможность установить отношение числа мелких пор к числу крупных в породе. Чем этот параметр больше, тем больше в породе преобладают мелкие поры. Для изученных образцов отмечаются достаточно низкие показатели упругих параметров и коэффициента Пуассона, что характеризует эти породы как очень хрупкие. Это обусловлено высокой пористостью пород. Наибольшие значения упругих параметров отмечаются для трубки АН–7466 ($\mu=0,26$; $E=30,7 \times 10$ ГПа; $G=12,2 \times 10$ ГПа, $K_{сж}=10,2 \times 10$ ГПа; $Z=21 \times 10^6$ кг/м²хс). По структурно–текстурным особенностям данная порода представляет собой сильно измененный кимберлит с обломочной структурой и массивной текстурой с элементами автолитовой. Образцы породы являются более плотными по сравнению с другими исследованными образцами.

Петрофизические характеристики зависят не только от структурно–текстурных особенностей пород, но и от их минерального состава, от характера вторичных изменений.

Магнитные характеристики кимберлитов трубок Галина (АН–478) и АН–746б

Полученные результаты приведены в табл. 2. График зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры для пород трубки АН–746б представлен на рис.3.

Магниторазведка занимает важное место в комплексе геофизических методов поиска кимберлитовых трубок. Для Зимнебережного района отмечаются слабоконтрастные магнитные аномалии интенсивностью от 2–5 до 50 нТл, а для трубок оливиновых мелилититов Ненокского поля наблюдаются более четкие и контрастные аномалии интенсивностью до 1700 нТл. Количество аномалий интенсивностью до 50 нТл не превышает 20 %. Для изученных в работе тел отмечались также рядовые слабомагнитные аномалии с интенсивностью до 6,5 нТл, например, для трубки АН–478 (Галина). На земле происходит небольшое усиление магнитных аномалий до 10–14 нТл.

Магнитные аномалии, их интенсивность, контрастность, конфигурация определяются ферромагнитными минералами, их количеством, соотношением и химизмом. Это находит отражение в величинах магнитных характеристик пород. Величина магнитной восприимчивости возрастает с увеличением концентрации магнитных и парамагнитных минералов в породе. Для трубки Галина (АН–478) значения магнитной восприимчивости меньше, чем для трубки АН–746б, что согласуется с большим содержанием в породах трубки АН–746б рудных минералов, в частности, магнитных – магнетита и титаномагнетита.

Коэрцитивная и остаточно–коэрцитивная сила характеризуют магнитную жесткость минералов. Значение блокирующей температуры дает возможность оценить фазовый состав образцов, а также проследить возможные фазовые превращения. Например, для образцов изоморфного ряда магнетит–маггемит температуры Кюри будут лежать в интервале 580–675 °С (между значениями температуры Кюри магнетита и маггемита). Ильменит из кимберлитов, относящийся к серии твердых растворов $FeTiO_3$ – $MgTiO_3$ с содержанием минерала Fe_2O_3 от 10 до 25 мас.% и обладающий при комнатной температуре ферромагнитными свойствами, имеет значения температур Кюри в интервале от 40 до 240 °С. Наличие таких температур в результатах указывает на присутствие соответствующих фаз в образце. Значение температур Кюри для многих шпинелидов находятся в области отрицательных температур; измерения в ходе работы велись только при положительных температурах.

Составы и парагенезисы минералов–спутников алмаза (МСА) трубок Галина (АН–478) и АН–746б

Количество электронно–зондовых анализов минералов–спутников (МСА) для обеих трубок представлены в табл.3. Данные для раздела были любезно предоставлены канд. геол.–мин. наук К.В. Гараниным.

Анализы с помощью химико–генетической классификации минералов–спутников алмаза (Гаранин и др., 1991) были разбиты на группы, соответствующие определенным минеральным парагенезисам. Были выявлены также алмазные минеральные парагенезисы, построены соответствующие графики, гистограммы и диаграммы. На основе полученной информации были сделаны выводы о потенциальной алмазоносности тел.

Индикаторные минералы трубок представлены хромшпинель–пироповой и пикроильменит–пироповой ассоциациями. Выход тяжелой фракции в изученных геологами предприятия «АЛРОСА–Поморье» пробах изменятся в пределах 153,23–4110,0 г/т.

Гранат Для обеих трубок отмечаются общие закономерности в составе гранатов и соотношении выделенных парагенезисов. На рис.4 показано соотношение CaO и Cr_2O_3 в гранате ультраосновного парагенезиса.

Для трубки Галина (АН–478) было выделено 12 групп, из которых 9 относятся к ультраосновному парагенезису, а 3 – к эклогитовому. Это в определенной мере могут быть искусственные цифры, т.к. нет информации о пробе граната, как она отбиралась, все ли цветовые гаммы в ней представлены, о соотношении и т.д.

**$I_{rs}(T)$ образца 7466-1(2)
Разрушение остаточной намагниченности насыщения образца при нагреве в
отсутствии магнитного поля**

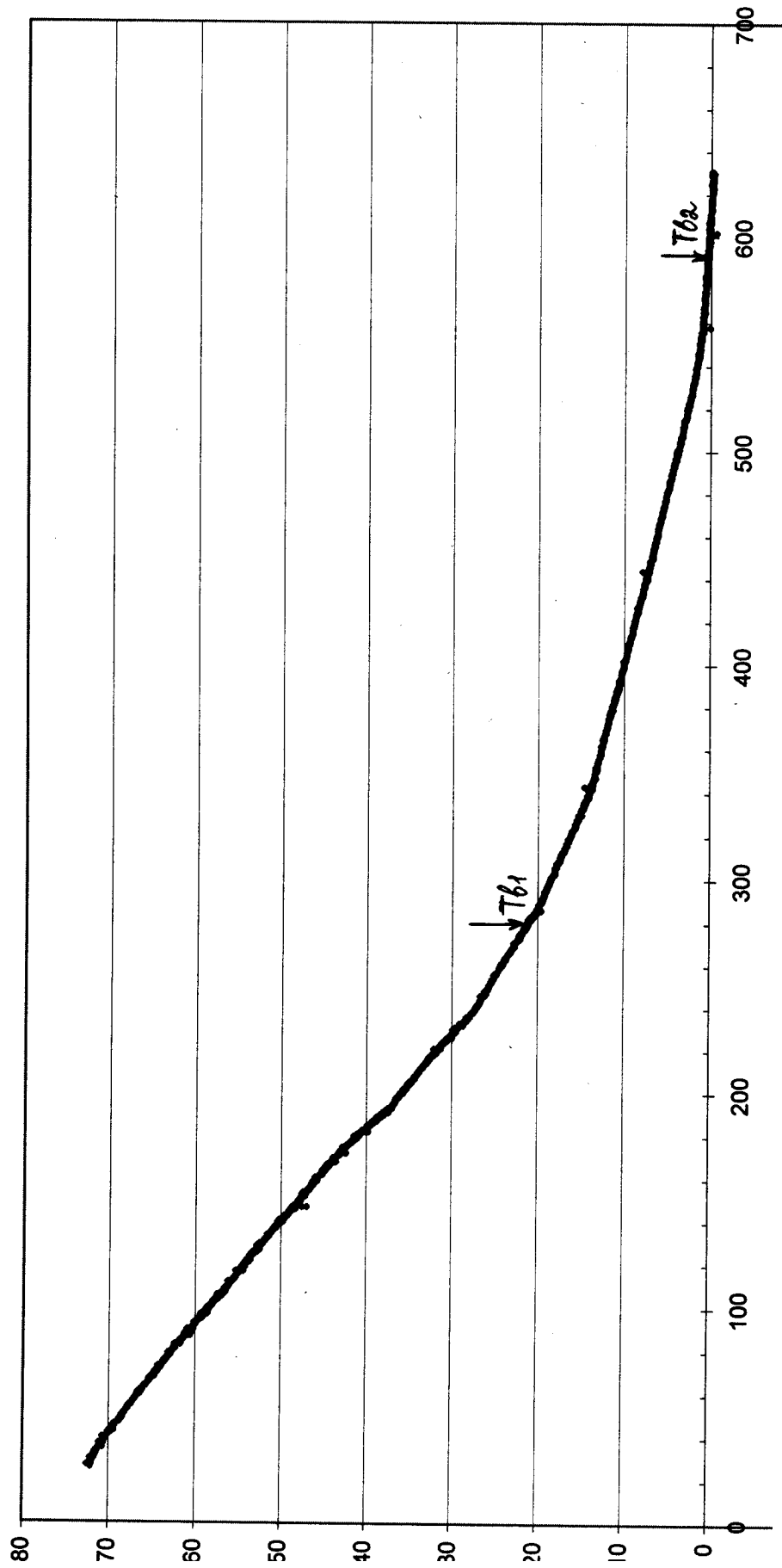
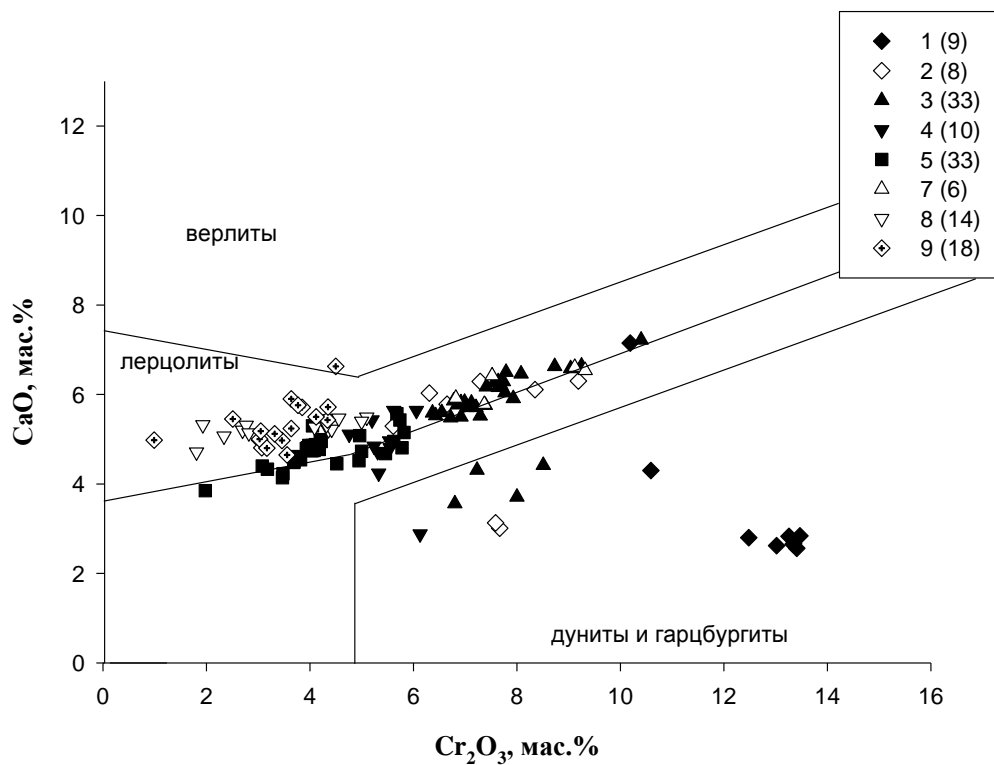


Рис. 3. Разрушение остаточной намагниченности насыщения образца при нагреве в отсутствии магнитного поля



а

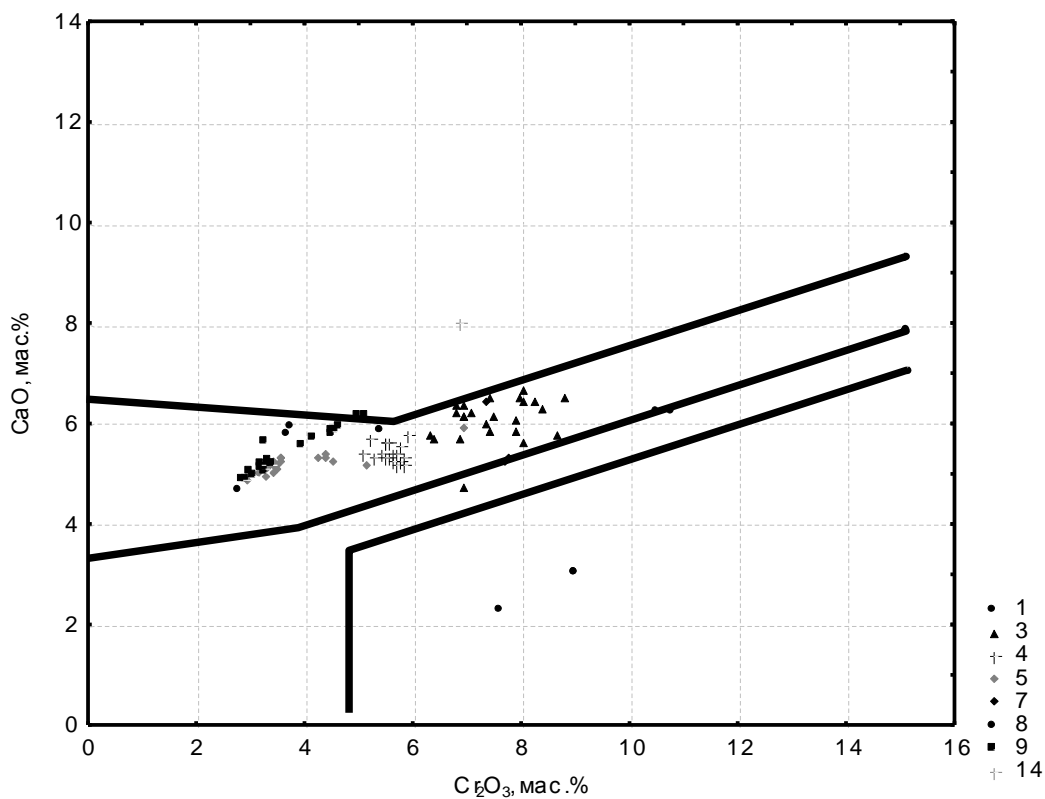


Рис. 4. Соотношение CaO и Cr₂O₃ в гранате ультраосновного парагенезиса из тяжелой фракции кимберлитов трубки Галина (АН-478) (а) и трубки АН-7466 (б). В скобках указано число анализов в каждой из групп. Нанесены поля составов граната из минеральных ультраосновных парагенезисов по Н.В. Соболеву (1974)

Количество исследованных индикаторных минералов для трубок Галина (АН–478) и АН–746б

Поле	Тела	Количество выполненных электронно–зондовых анализов МСА		
		Гранат	Хромшпинелид	Ильменит
Кепинское	Трубка Галина (АН–478) Извлечено 16 кристаллов алмаза	142	70	140
	АН–746 б Извлечено 3 кристалла алмаза	97	279	130
	Всего	239	349	270

Тем не менее пироп ультраосновного парагенезиса преобладает над пироп–альмандином эклогитового. Из всех изученных зерен 6,3% относится к минералу из 1 группы (высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты). Это зерна высокохромистого (ср. 12,6 мас.% Cr₂O₃) и никокальциевого пироба (ср. 3,4 мас.% CaO), по компонентному составу это пироп–кноррингит–альмандин–уваровит. 2 группа граната (алмазоносные перидотиты и гранат–клинопироксен–хромшпинелевые сростки, 5,6%) по числу анализов практически совпадает с 1 группой. Гранат этой группы также достаточно высокохромистый (ср. 7,3 мас.% Cr₂O₃), но при этом отмечается повышенное содержание кальция (ср. 5,2 мас.% CaO). Таким образом, в трубке отмечается высокий процент пироба алмазного дунит–гарцбургитового и перидотитового парагенезисов. Выделена большая группа граната из лерцолитов (группы 3–5, 53,4% анализов) и ильменитовых гипербазитов (8 группа, 9,9% анализов). Достаточно большой процент граната из вебстеритов 12,7%. Выделенные типы эклогитов типичны для тел ААП. Это преимущественно алмазоносные ильменит–рутиловые магнезиально–железистые (5,6%) и алмазоносные ильменит–рутиловые магнезиальные эклогиты (1%).

Для граната трубки АН–746б было выделено 8 групп, среди которых также отмечается преобладание пироба ультраосновного парагенезиса над пироп–альмандином эклогитового хотя бы в верхней части трубки. Из всех изученных зерен 6,2% относится к 1 ХГГ (высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты) (ср. 10,5 мас.% Cr₂O₃ и ср. 4,9 мас.% CaO). Пиробы 2 ХГГ в данной трубке обнаружены не были, что отличает ее от трубки Галина. Выделена большая группа гранатов из лерцолитов (группы 3–5) и ильменитовых гипербазитов (8 группа) (ср. 3,87 мас.% Cr₂O₃ и ср. 5,60 мас.% CaO). Достаточно большой процент гранатов из вебстеритов. Гранаты из эклогитов обнаружены не были.

Наличие в анализах гранатов из обеих трубок результатов, отвечающих пиропу алмазного ультраосновного парагенезиса, может указывать на то, что трубка потенциально алмазоносна.

Хромшпинелиды Для хромшпинелидов из тяжелой фракции обеих трубок отмечаются также схожие составы. На рис.5 представлена диаграмма составов хромшпинелидов в координатах Al₂O₃–Fe₂O₃+TiO₂–Cr₂O₃.

По результатам электронно–зондового анализа хромшпинелидов трубки АН–478 (Галина) было выделено 9ХГГ. 5,7% всех анализов относятся к 1 ХГГ (высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты). Эти зерна представляют собой магнезиальные высокохромистые (ср. 60,17 мас.% Cr₂O₃) с низким содержанием титана хромиты (ср. 0,54 мас.% TiO₂), по компонентному составу шпинель – пикрохромиты. Выделена большая группа хромшпинелидов из лерцолитов (группы 3–5). В породах трубки присутствуют хромшпинелиды групп 10, 12 и 13. Эти группы сформированы анализами минерала из катаклазированных лерцолитов, гранат–клинопироксен–шпинелевых сростков (44,66–54,96 мас.% Cr₂O₃, 0,86–4,50 мас.% TiO₂) и зональных гранатов с включениями хромшпинелидов (31,45–42,79 мас.% Cr₂O₃, 2,80–4,71 мас.% TiO₂ и 28,55–41,99 мас.% Cr₂O₃, 1,85–3,20 мас.% TiO₂). Эти группы

широко распространены в слабоалмазоносных телах ААП и свидетельствуют о чрезвычайно активном проявлении мантийного метасоматоза, что приводит к снижению алмазного потенциала тел. В хромшпинелидах этих групп наблюдаются повышенные содержания титана и магнетитового минала. Такая среда неблагоприятна для алмаза, который активно растворяется во флюидах метасоматизированного процесса.

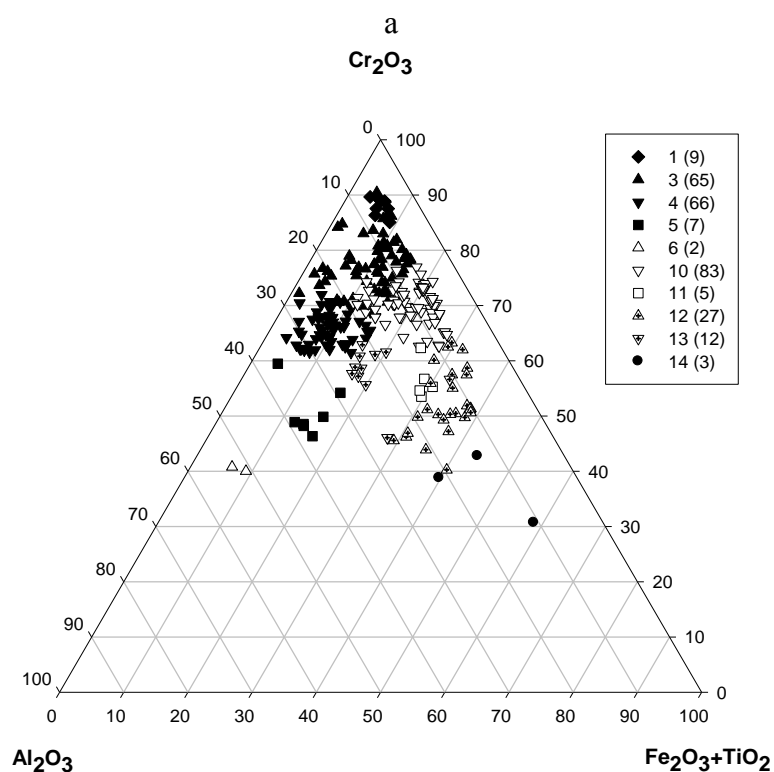
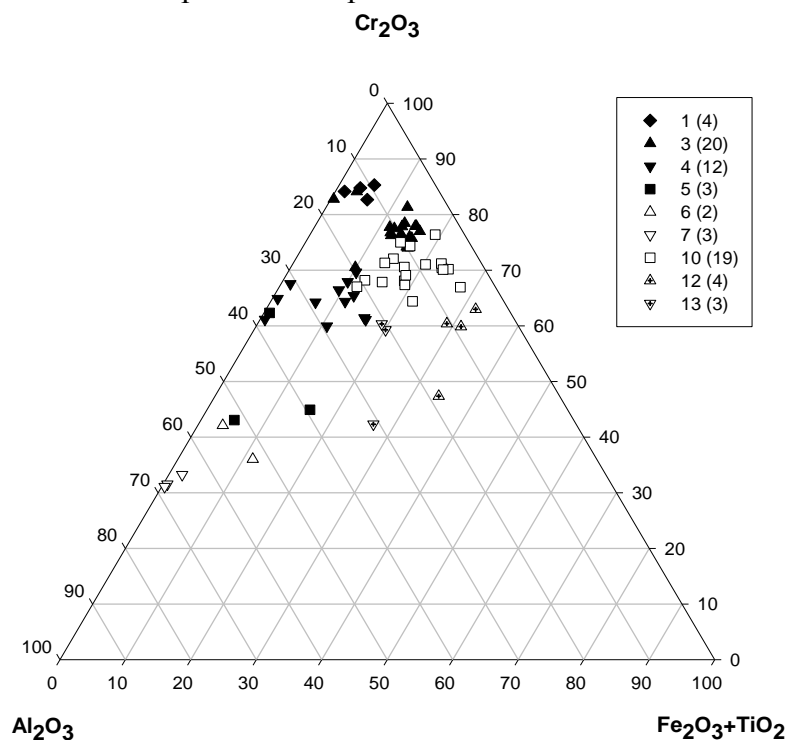


Рис. 5. Диаграмма составов шпинелидов различных химико-генетических групп из трубки Галина (АН-478) (а) и АН-7466 (б) в координатах Al_2O_3 – $Fe_2O_3+TiO_2$ – Cr_2O_3 . В скобках указано число анализов в каждой из групп

Для хромшпинелидов трубки АН–7466 было выделено 10 ХГГ. Только 3,2% всех анализов относятся к 1 ХГГ (высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты). Это зерна магнезиального высокохромистого (ср. 63,8 мас.% Cr_2O_3) с повышенным содержанием титана хромита (ср. 1,8 мас.% TiO_2), по компонентному составу это шпинель–пикрохромит. Также выделена большая группа хромшпинелидов из лерцолитов (54%, группы 3–5). Для всех хромшпинелидов характерно повышенное содержание титана, что говорит об активном влиянии метасоматоза. Аналогично с трубкой Галина (АН–478) наблюдается в трубке АН–7466 наличие хромшпинелидов 10,12 и 13 групп. Особенно много анализов (29,7%) хромшпинелида из группы 10 – катаклазированные лерцолиты и сростки (ср. 49,27 мас.% и ср. 38,88–44,59 мас. % Cr_2O_3 ; ср. 6,96 мас.% и 3,47 мас.% TiO_2); из групп 12,13 (14% всех анализов) – хромшпинелиды из зональных гранатов (ср. 38,98 мас.% и 35,52 мас.% Cr_2O_3 ; 2,30 мас.% и 4,17 мас.% TiO_2).

Из приведенных выше заключений очевидно, что оба тела не только потенциально, но и реально представляют собой слабоалмазоносные тела.

Ильменит Ильмениты из обеих трубок имеют также схожие составы. На рис.6 представлены диаграммы соотношений MgO и Cr_2O_3 в ильменитах для рассматриваемых тел, а также для других объектов щелочно–ультраосновного магматизма ААП.

При анализе ильменита для трубки Галина (АН–478) было выделено 4 ХГГ. 23,6% анализов относятся к 10 ХГГ (низкохромистый (0–2,8 мас.% Cr_2O_3 , в среднем – 0,5 мас.%) высокомагнезиальный ильменит из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов). Следующая по числу анализов группа – 3 ХГГ (63% анализов). Это хромсодержащий (0,6–3,2 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,5) высокомагнезиальный ильменит из включений в алмазе, неалмазоносных перидотитов, в том числе и метасоматизированных, а также катаклазированных лерцолитов. 5 ХГГ представлена небольшой выборкой – всего 12%. Это низкохромистый (1,0–2,0 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,5) высокомагнезиальный гемоильменит из неалмазоносных лерцолитов, в том числе и катаклазированных и пироксенитов, преимущественно диопсидитов с графической структурой. 6 ХГГ представлена только 2 анализами. Это низкохромистый магнезиальный ильменит из неалмазоносных пироксенитов. Все рассмотренные хромсодержащие пикроильмениты – типичный кимберлитовый минерал, привнесенный из ильменитовых мантийных гипербазитов.

Для ильменита трубки АН–7466 было выделено 5 ХГГ. 10,8% всех анализов относятся к 1 ХГГ. Минерал аналогичен по составу высокомагнезиальному ильмениту из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов. Самая многочисленная по числу анализов (68,5%) группа – 3 группа. Это хромсодержащий (0,0–2,2 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,4) высокомагнезиальный ильменит, аналогичный минералу из включений в алмазе, неалмазоносных перидотитов, в том числе и метасоматизированных, а также катаклазированных лерцолитов. Большим числом анализов представлена 5 ХГГ (15,4%). Это низкохромистый (1,1–2,0 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,6) высокомагнезиальный гемоильменит из неалмазоносных лерцолитов, в том числе и катаклазированных, и пироксенитов, преимущественно диопсидитов с графической структурой (ильменит–клинопироксеновые сростки). Небольшим числом анализов представлены 4 и 6 ХГГ. Все проанализированные для трубки ильмениты – хромсодержащие пикроильмениты – типичный кимберлитовый минерал. Содержание хрома в пикроильменитах не более 2 мас.% Cr_2O_3 . Практически все ильмениты по составу сходны с ильменитами трубки Галина.

Из приведенных диаграмм видно низкое содержание хрома в пикроильмените (не более 2 мас.% Cr_2O_3) для рассматриваемых тел по сравнению с высокоалмазоносной трубкой им. В. Гриба. Для трубки им. В. Гриба характерно наличие ильменитов 1, 2 и 3 ХГГ (это соответственно среднехромистый ильменит из сростков в алмазе и алмазоносных перидотитов; ильменит из сростков с алмазом, алмазоносных лерцолитов и метасоматизированных перидотитов; ильменит из включений в алмазе и перидотитов). Пикроильменит из трубки им. В. Гриба имеет аномально высокое содержание хрома (до 8,62 мас.% Cr_2O_3).

Из анализа составов ильменитов для трубок Галина (АН–478) и АН–746б очевидно, что оба тела не могут потенциально даже среднеалмазоносными.

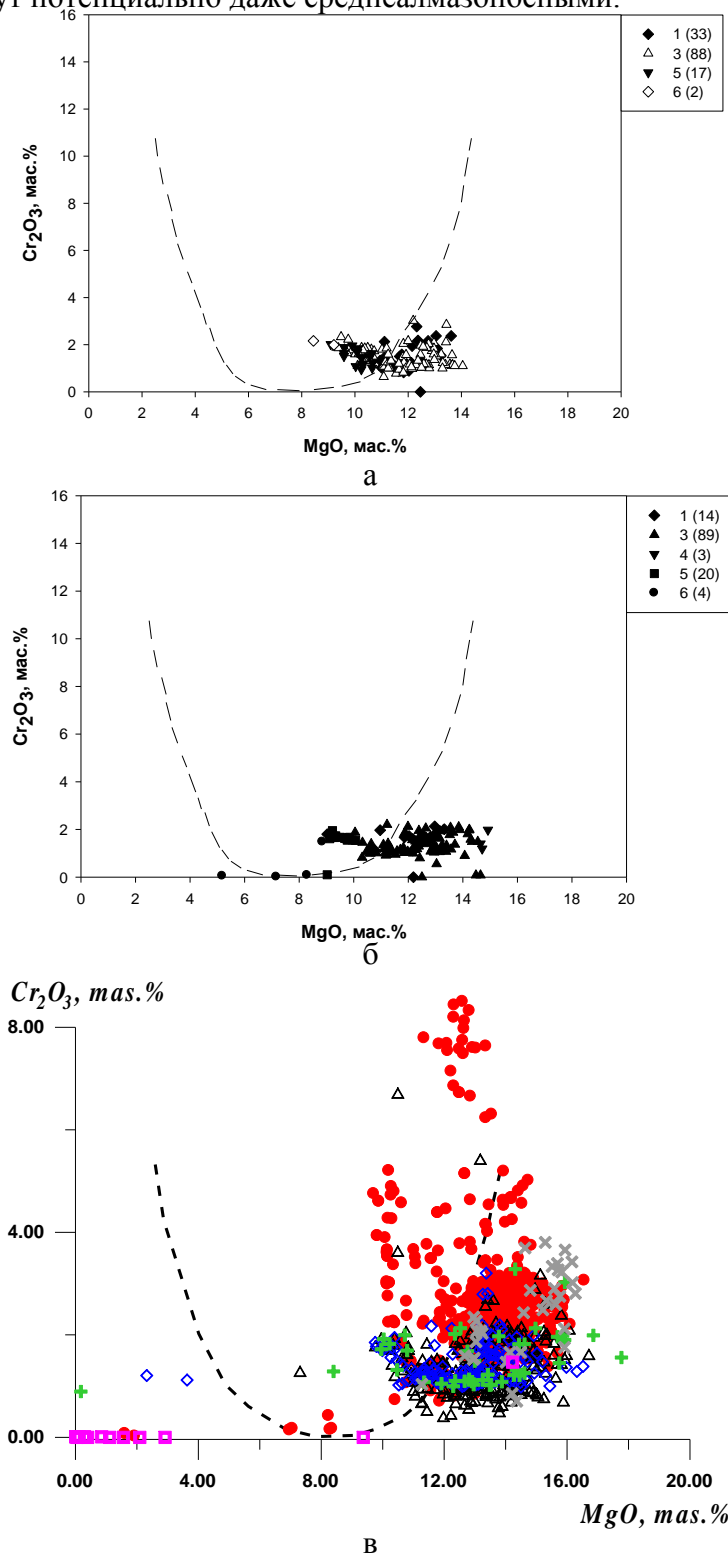


Рис. 6. Соотношение MgO и Cr₂O₃ в ильмените различных химико–генетических групп трубок Галина (АН–478) (а), АН–746б (б) и других объектов щелочно–ультраосновного магматизма Зимнего Берега (в). Условные обозначения: 1–2 – Верхотинское поле (**1** – кимберлиты месторождения имени В. Гриба, **2** – оливин–флогопитовые мелилиты и кимберлиты трубки АН–691); 3–4 – Кепинская площадь (**3** – трубка 734 Соянского куста, **4** – кимберлиты и оливиновые мелилиты Пачугского куста); **5** – оливиновые толеитовые базальты Турьинского поля (трубка АН–704); **6** – Золотицкое поле (трубка им. Ломоносова)

Составы и соотношения микрокристаллических оксидов из связующей массы пород трубок Галина (АН–478) и АН–7466 и интерпретация магнитных свойств

Для микрокристаллических оксидов связующей массы кимберлитов были проведены электронно–зондовые исследования, сделаны фотографии в отраженных электронах, построены основные диаграммы для установления эволюционных трендов микрокристаллических оксидов и определения реальной алмазности тел. Далее будут представлены только некоторые наиболее информативные диаграммы. В табл.4 приведены данные по количеству сделанных анализов для микрокристаллических оксидов.

Таблица 4

Количество анализов по разным фазам в трубках Галина (АН–478) и АН–7466

Поле	Трубка	Количество выполненных электронно–зондовых анализов для минералов			
		Шпинелиды	Ильменит	Рутил	Перовскит
Кепинское	Галина (АН–478)	14	3	3	в породах трубок обнаружен не был
	АН–7466	26	Не обн.	Не обн.	
	Всего	40	3	3	

Шпинелиды Как и для минералов спутников, так и для микрокристаллических шпинелидов из связующей массы пород отмечаются общие особенности состава. На рис. 7 представлены фотографии в отраженных электронах шпинелидов из связующей массы пород трубок АН–478 (Галина) и АН–7466.

Среди микрокристаллических оксидов трубки Галина (АН–478) преобладают титаномагнетиты размером около 20 мкм. Встречаются также идиоморфные зональные зерна титаномагнетита, которые по компонентному составу в центральных частях представляют собой Mg–Al–Cr–титаномагнетит (4,86 мас.% Cr₂O₃ и 19,94 мас.% TiO₂), а в краевых – титаномагнетит (0,25 мас.% Cr₂O₃ и 10,98 мас.% TiO₂). Шпинелиды встречаются в виде зональных выделений, которые в центральных частях сложены низкохромистым пикроферроферрихромитом (37,95 мас.% Cr₂O₃, 5,51 мас.% TiO₂), а в краевых частях Mg–Al–Cr–титаномагнетитом и титаномагнетитом. Среди микрокристаллических шпинелидов максимальное содержание Cr₂O₃ составляет 43,99 мас.%. Больше число анализов относится к 5,7,8 и 9 ХГГ (по компонентному составу это соответственно низкохромистый пикроферроферрихромит, Cr–ульвешпинель, Mg–Al–Cr–титаномагнетит и титаномагнетит). Наличие шпинелидов такого компонентного состава характерно в основном для неалмазных тел Кепинского поля. Кристаллизация этих фаз происходила в условиях повышенного окислительного потенциала, обогащенности расплава титаном и трехвалентным железом.

В связующей массе пород трубки АН–7466 широким распространением пользуются зональные хромшпинелиды, имеющие кайму титаномагнетита, размером около 50 мкм. Центральные части таких зерен сложены низкохромистым пикроферроферрихромитом (43,78 мас.% Cr₂O₃, 4,73 мас.% TiO₂, 11,33 мас.% MgO, 13,19 мас.% Al₂O₃, 0,65 мас.% MnO, 16,78 мас.% FeO, 8,49 мас.% Fe₂O₃), краевые – Mg–Cr–ульвешпинелью (29,79 мас.% Cr₂O₃, 10,07 мас.% TiO₂, 11,77 мас.% MgO, 3,87 мас.% Al₂O₃, 1,44 мас.% MnO, 17,09 мас.% FeO, 25,24 мас.% Fe₂O₃), переходящие в Mg–Al–Cr–титаномагнетит (2,01 мас.% Cr₂O₃, 8,61 мас.% TiO₂, 8,70 мас.% MgO, 1,47 мас.% Al₂O₃, 1,17 мас.% MnO, 27,24 мас.% FeO, 46,61 мас.% Fe₂O₃); каймы сложены практически чистым магнетитом (0,00 мас.% Cr₂O₃, 7,29 мас.% TiO₂, 7,82 мас.% MgO, 0,90 мас.% Al₂O₃, 1,41 мас.% MnO, 28,82 мас.% FeO, 48,39 мас.% Fe₂O₃).

Широким распространением в породах трубки пользуются агрегаты (размером более 100 мкм) (рис.7 б), содержащие в центре зональный хромшпинелид, отделенный от титаномагнетитовой оболочки доломитовой массой с зернами рутила. Центральные части зональных шпинелидов в таких выделениях сложены низкохромистым пикроферроферрихромитом, а краевые – Mg–Cr–ульвешпинелью. Зональные шпинелиды встреча-

ются также в сростании с зернами рутила. Центральные части таких зерен сложены низкохромистым пикро-ферроферрихромитом, далее – Mg–Al–Cr–титаномагнетитом, а краевые представлены магнетитом. В связующей массе пород встречаются также гомогенные зерна практически чистого магнетита с незначительной примесью титана. Таким образом, для связующей массы пород трубки АН–746б характерно развитие шпинелидов 5 (низкохромистый пикро-ферроферрихромит), 6 (Mg–Cr–ульвешпинель), 8 (Mg–Al–Cr–титаномагнетит) и 10 (магнетит) ХГГ. Процентное содержание рудных, в том числе и магнитных, минералов в породах трубки АН–746б выше по сравнению с трубкой Галина (АН–478). Это приводит к большему значению величин магнитной восприимчивости для образцов из трубки АН–746б.

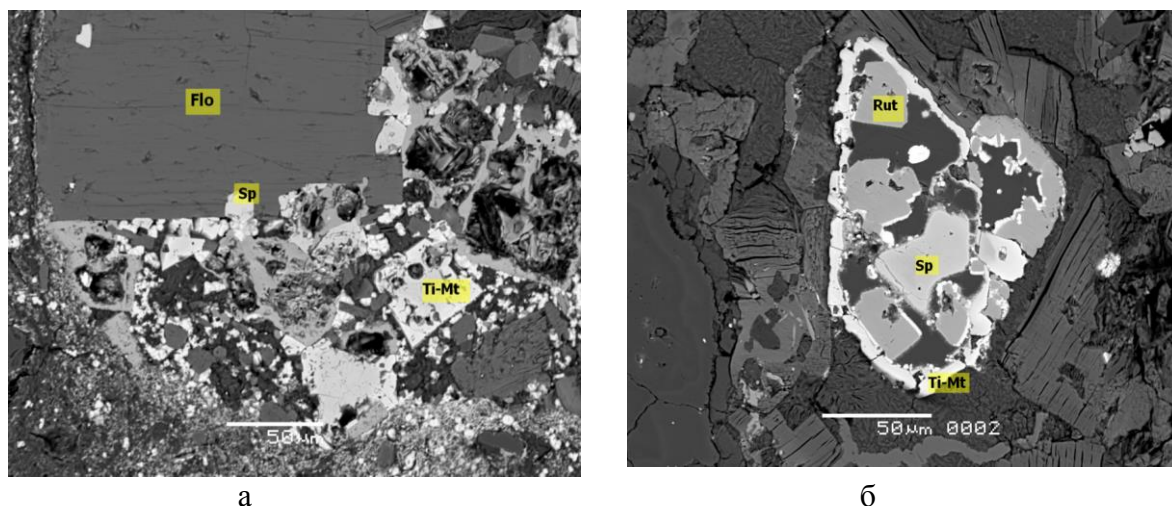


Рис. 7. Микрокристаллические оксиды из связующей массы пород трубок Галина (АН–478) (а) и АН–746б (б). Фотографии в отраженных электронах

На рис.8 представлены диаграммы составов шпинелидов из связующей массы пород в координатах $Al_2O_3-Cr_2O_3-Fe_2O_3+TiO_2$ и $MgFe_2O_4+FeFe_2O_4 -MgAl_2O_4+MgCr_2O_4+FeCr_2O_4-Mg_2TiO_4+Fe_2TiO_4$ для рис. 9. Для сравнения приведены диаграммы, построенные для шпинелидов высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба.

Изученные породы относятся к кимберлитам с хромшпинелид–пикроильменитовой специализацией оксидов связующей массы. Анализ составов хромшпинелидов матрицы контрастных по алмазоносности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) показал, что характерной чертой всех алмазоносных пород с хромшпинелидовой и хромшпинелид–пикроильменитовой специализацией микрокристаллических оксидов является содержание в шпинелидах более 40–42 мас.% Cr_2O_3 и менее 6 мас.% TiO_2 [2]. В породах обеих трубок обнаружены шпинелиды с содержанием 41,36–43,99 мас.% Cr_2O_3 , что может свидетельствовать о потенциальной алмазоносности тел. Однако протяженные непрерывные тренды, отвечающие разным по составу последовательно формирующемуся оксидам, говорят о медленном подъеме кимберлитового расплава в условиях повышения окислительного потенциала, повышенной активности титана и трехвалентного железа в минералообразующей среде, что значительно снижает реальную алмазоносность.

Среди микрокристаллических шпинелидов трубки им. В. Гриба встречаются пикрохромиты, хромовая ульвешпинель и титаномагнетит. Пикрохромит образует как отдельные зерна размером 10–15 мкм, а также ядра зональных выделений с каймами Mg–Cr–ульвешпинели. Для пикрохромита характерно повышенное содержание хрома (49,8–50,9 мас.% Cr_2O_3) и магния (10,3–11,6 мас.% MgO). Пикрохромит такого состава является неотъемлемой частью связующей массы высокоалмазоносных кимберлитовых трубок ЯАП, таких как Мир и Удачная [1]. Для кристаллизационных трендов характерна прерывность.

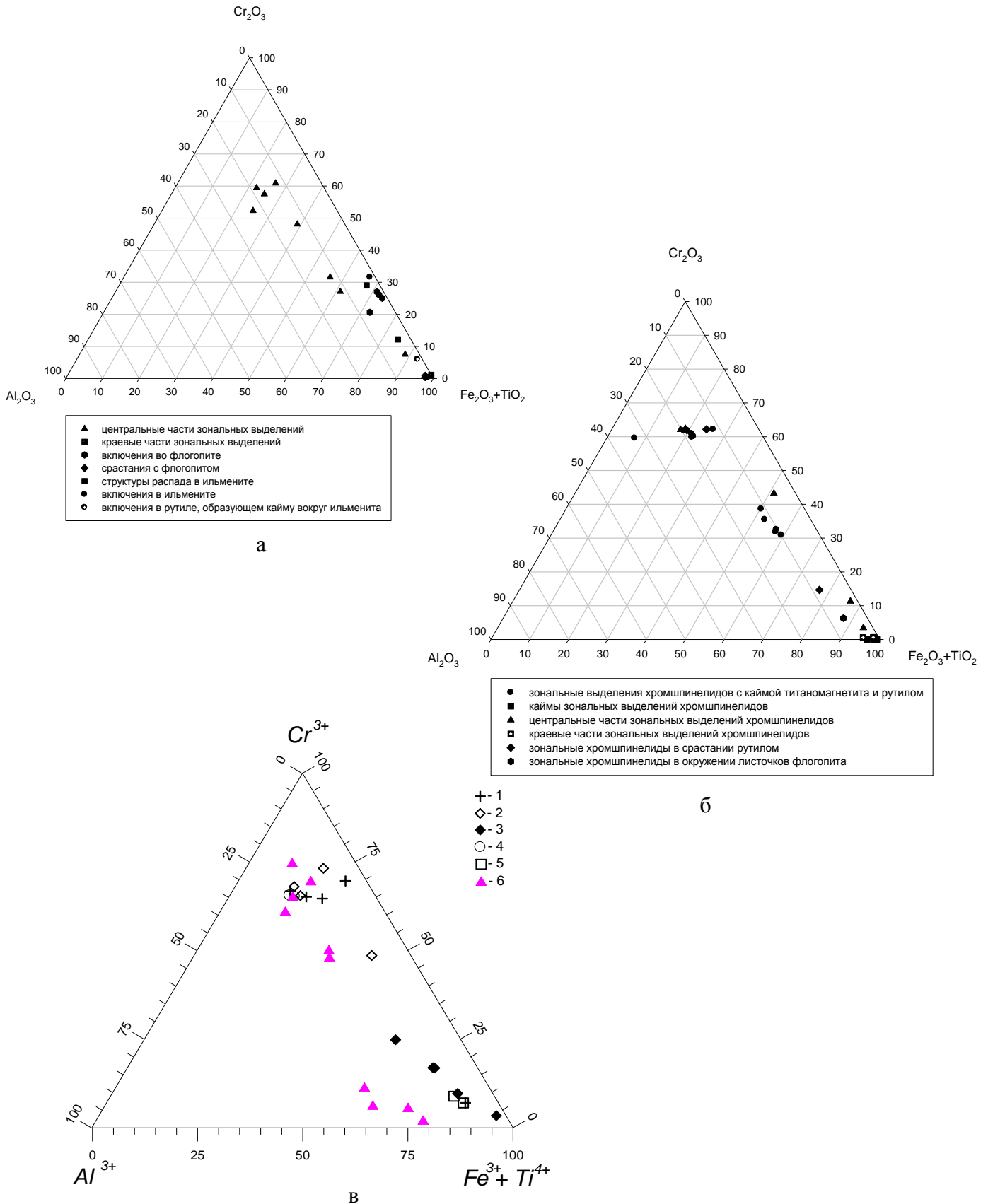


Рис. 8. Диаграмма составов микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитов трубок Галина (АН-478) (а), АН-7466 (б) и им. В. Гриба (в) в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 – $Fe_2O_3+TiO_2$. Условные обозначение для рис.10 (в): 1–5 – цемент автолитовой кимберлитовой брекчии (1 – гомогенные зерна; 2–3 – центр и край зональных выделений, соответственно; 4 – сростки с пикроильменитом; 5 – каймы вокруг пикроильменита); 6 – связующая масса автолитов

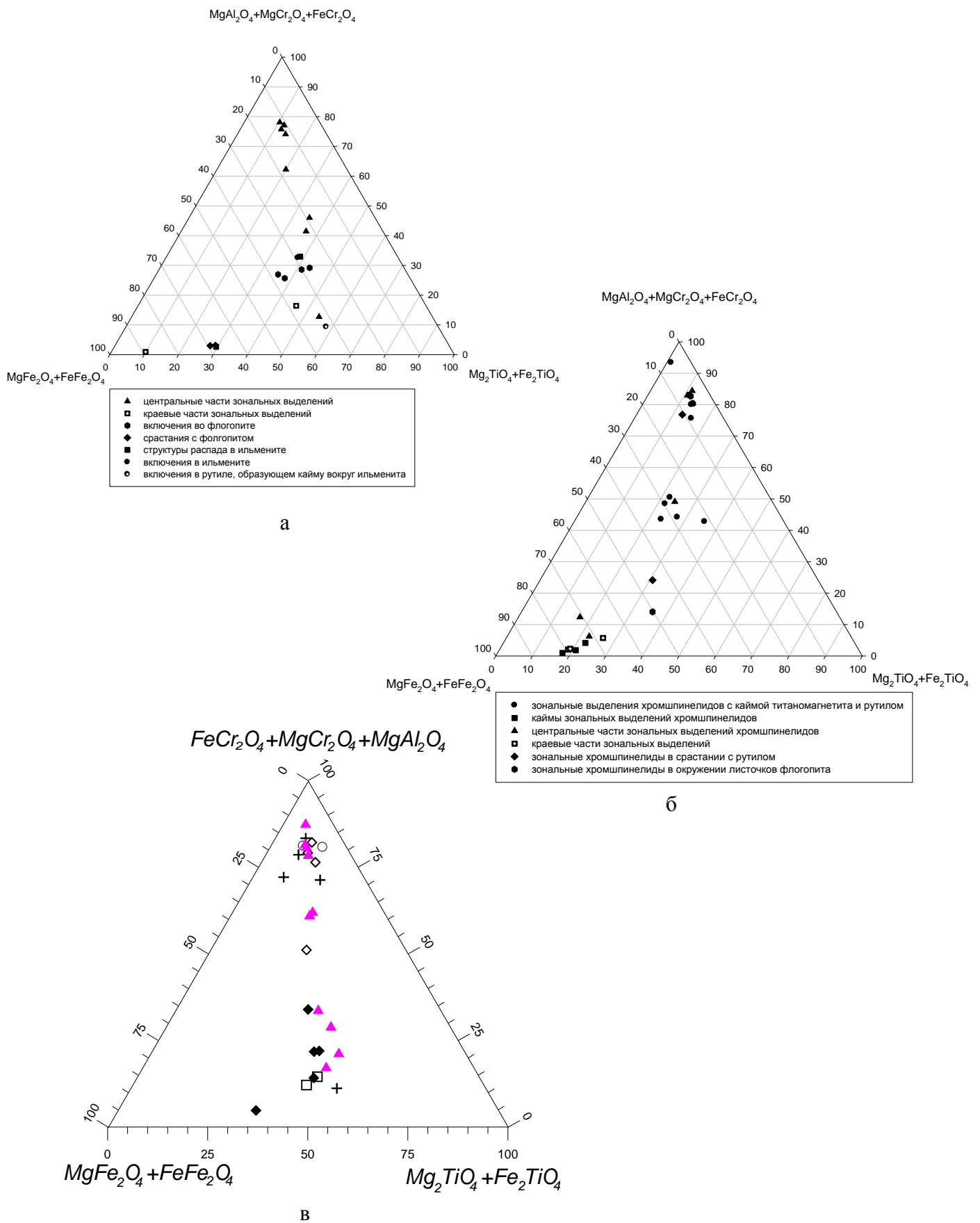


Рис. 9. Диаграмма составов микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитов трубок Галина (АН-478) (а), АН-746б (б) и им. В. Гриба (в) в координатах $MgFe_2O_4+FeFe_2O_4-MgAl_2O_4+MgCr_2O_4+FeCr_2O_4-Mg_2TiO_4+Fe_2TiO_4$. Условные обозначения такие же, как на предыдущем рисунке

Ильменит Среди микрокристаллических оксидов ильменит был обнаружен в связующей массе пород трубки Галина (АН-478). Обращает на себя форма выделения минерала: зерна размером более 50 мкм, содержащие в себе выделения шпинелидов, окруженные каймой рутила или находящиеся в сростании с рутилом (рис. 10). По компонентному составу ильменит в центральных частях представляет собой Cr-пикроильменит (1 ХГГ, 1,55 мас.% Cr₂O₃, 50,55 мас.% TiO₂, 11,94 мас.% MgO, 23,61 мас.% FeO, 10,91 мас.% Fe₂O₃), в краевых – Mn-Mg-гемоильменит (3 ХГГ, 1,60 мас.% Cr₂O₃, 47,40 мас.% TiO₂, 3,76 мас.% MgO, 0,30 мас.% Al₂O₃, 28,99 мас.% FeO, 8,94 мас.% Fe₂O₃); шпинелиды, представляющие собой структуры распада в ильмените, – Cr-ульвешпинели (19,92 мас.% Cr₂O₃, 15,11 мас.% TiO₂, 9,18 мас.% MgO, 2,52 мас.% Al₂O₃, 0,78 мас.% MnO, 22,04 мас.% FeO, 31,11 мас.% Fe₂O₃); каймы выделений – Mg-Al-Cr-титаномагнетит. Однородность распределения хрома в зернах ильменита сохраняется до уровня концентрации Cr₂O₃ в 4,6 мас.%, выше которого начинается выделение самостоятельной хромсодержащей фазы [5].

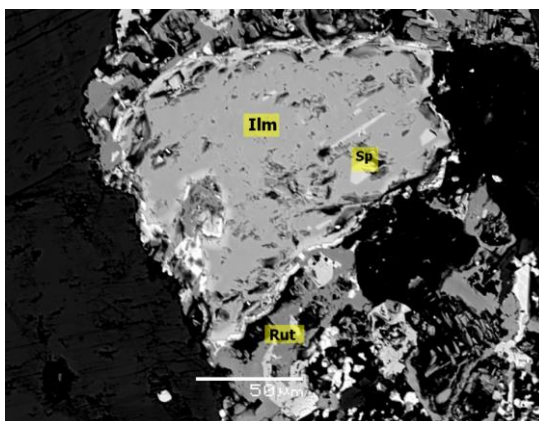


Рис. 10. Ильменит из связующей массы пород трубки Галина (АН-478). Фотография в отраженных электронах

Рутил из связующей массы пород трубок представлен, в основном, в виде кайм вокруг зональных выделений ильменита, шпинелидов, а также в сростании с другими минералами. Для трубки АН-746б были выделены две генерации апатита. Одна из них представлена зернами размером около 100 мкм, не содержащими в своем составе редкоземельные элементы; вторая образует мелкие выделения размером около 10 мкм, которые иногда образуют включения в рутиле. Для химического состава этих апатитов характерно наличие редкоземельных элементов. Вторая генерация характеризуется большим распространением в породах трубки.

Алмазы из трубок Галина (АН-478) и АН-746б

Алмазоносность трубки Галина (АН-478) установлена по результатам обогащения и анализа минералогических проб. В концентратах обогащения было выделено 16 кристаллов общим весом 15,77 мг; все кристаллы относятся к классу крупности –1+0,5 мм. В минералогических пробах обнаружено 8 микрокристаллов алмаза, класс крупности –0,5мм. Покристалльное описание алмазов из концентратов обогащения – Сергеева О.С., описание алмазов из минералогических проб – Бортник С.Л.. Кристаллы относятся к ряду – октаэдр-ромбододекаэдр, в классе +0,5 мм преобладают округлые индивиды. Особенности морфологии граней указывают на длительную историю образования алмазов: 1) рост и растворение в стабильных условиях (тонко- и скрытослоистое строение, образование простых шпинелевых двойников «высокотемпературного ряда», в том числе двойника типа «macles» и дальнейшего растворения алмазного вещества в условиях низкого окислительно-восстановительного потенциала (разнообразные скульптуры растворения, в том числе широко развитые шестовато-черепитчатая и каплевидная); 2) рост при быстром изменении Р-Т параметров среды и

дальнейшее растворение в стабильных условиях (грубослоистые индивиды с полицентрическим строением граней, в том числе незакономерный сросток класса $-0,5$ мм); 3) посткристаллизационное дробление и пластическая деформация (на гранях некоторых кристаллов видны полосы пластической деформации; обнаружены осколки и обломки алмазов с протомагматическими сколами) (рис. 11); 4) травление в окислительных условиях (на поверхности кристаллов иногда присутствуют единичные каналы травления).



Рис. 11. Обломок коричневого комбинационного грубослоистого кристалла (ряд октаэдр – додекаэдр) с полицентрическим строением граней. На поверхности «додекаэдроида» наблюдаются занозистая и шагреновая скульптуры, многочисленные полосы пластической деформации. Со стороны одной из граней «додекаэдроида» видно крупное графитоподобное включение



Рис. 12. Сложный шпинелевый двойник октаэдров с параллельно-занозистой штриховкой на реберных частях и скульптурами грубослоистого полицентрического роста на гранях. Индивиды двойника сильно уплощены по оси L_3 . Около вершины одного из индивидов расположен изометричный вrostок кристалла ряда октаэдр – додекаэдр с параллельной штриховкой и пластинчато-ступенчатым строением граней. Кристалл прозрачный, с коричневым нацветом, без трещин и включений

Из трубки *АН-746б* описано 3 кристалла алмаза: обломок додекаэдроида, сложный шпинелевый двойник октаэдров (рис. 12) и додекаэдроид с подчиненной гранью октаэдра и вrostком, ориентированным по шпинелевому закону. Для гранной морфологии кристаллов характерны те же элементы, что и для трубки Галина.

Выводы

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы о потенциальной и реальной алмазности трубок *АН-478* (Галина) и *АН-746б*. Для обеих трубок отмечаются практически одинаковые составы исследованных МСА и микрокристаллических оксидов из связующей массы.

По химизму минералов-спутников обе трубки могут быть отнесены к слабоалмазным телам. Наличие в анализах пироба ультраосновного алмазного парагенезиса указывает на потенциальную алмазность тел; составы хромшпинелидов позволяют говорить о том, что данные тела как потенциально, так и реально являются слабоалмазными; по составу ильменита трубки Галина (*АН-478*) и *АН-746б* не могут быть даже среднеалмазными. Таким образом, изначально при захвате мантийного материала кимберлитовым расплавом слабо были опробованы алмазносные породы.

Составы микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов трубок Галина (*АН-478*) и *АН-746б* свидетельствуют уже о низкой реальной алмазности тел. Для трубок Галина (*АН-478*) и *АН-746б* протяженные кристаллизационные тренды указывают на длительность подъема кимберлитового расплава в условиях повышения окислительного потенциала, активности титана и трехвалентного железа, что является благоприят-

ной обстановкой для растворения кристаллов алмаза. Подтверждением этого является морфология описанных кристаллов: габитус кристаллов (октаэдр–додекаэдроид), скульптуры растворения и травления на гранях (шестовато–черепитчатая, каплевидная, занозистая, шагреньевая), полицентрическое строение граней, каналы и ямки травления, следы пластической деформации.

По элементам гранной морфологии кристаллов алмаза можно сделать вывод об условиях растворения, т.е. о флюидном составе кимберлитового расплава. Растворение и травление кристаллов алмаза в различных модельных средах при высоких Р,Т–параметрах было описано в работах некоторых исследователей [3], [7–8]. При сравнении описанных элементов морфологии, получаемых в ходе растворения, со строением кристаллов из трубок Галина (АН–478) и АН–746б, можно сделать вывод о том, что наша система была наиболее близка к водосодержащей карбонатно–силикатной. Это предположение не противоречит минералогическому описанию пород, для которых характерно развитие процессов серпентинизации и карбонатизации, присутствие водосодержащих минералов, таких как флогопита.

Среди микрокристаллических оксидов трубок Галина (АН–478) и АН–746б перовскит обнаружен не был, что может говорить об изначальной обедненности кимберлитового расплава кальцием.

Список литературы

1. Бовкун А.В. Минералогия оксидов из связующей массы (генетические и прикладные аспекты): Автореф. дис.... канд. геол.–мин. наук. Москва: МГУ, Геолог. факультет, 2002. – 22с.
2. Бовкун А.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серов И.В. Генетические аспекты особенностей состава микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитов Якутии в сб. Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50–летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 732–743.
3. Жимулев Е.И. Травление кристаллов алмаза в силикатных системах при высоких Р–Т параметрах: Автореф. дис....канд. геол.–мин. наук. Новосибирск: Конструкторско–технологический институт монокристаллов ОИГГиМ СО РАН, 2002. – 20с.
4. Зинчук С.С., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. – М.: Недра, 2002. – 695с.
5. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов кимберлитов (по данным изучения среднепалеозойских кимберлитов Якутии).–Новосибирск: Наука, 1986.–260 с.
6. Старостин В.И. Структурно–петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. Учебное пособие. – М.: Изд–во МГУ, 1994. – 288с.
7. Хохряков А.Ф. Растворения алмаза: Экспериментальное исследование процессов и модель кристалломорфологической эволюции: Автореф. дис....док. геол.–мин. наук. Новосибирск: Институт минералогии и петрографии Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН им. А.А. Трофимука, 2004. – 36с.
8. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: экспериментальные данные // Докл. РАН. – 2001.– Т.380. – №5. – С.1–5.

Типохимизм гранатов из кимберлитов трубки Заполярная, Верхнемунское поле (Якутия)

Никифорова А.Ю., Тарских О.В.
ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный

Верхнемунское кимберлитовое поле расположено в верхнем течении р. Муна, в этом поле сосредоточено 16 трубок и 4 дайки. Было исследовано 319 зерен гранатов из кимберлитов трубки Заполярная. Минералы этой группы распространены практически по всему разрезу рудного тела, за исключением отдельных интервалов, представлены зернами и их обломками фиолетового, малинового, оранжево-красного и оранжевого цвета (при просмотре под бинокулярной лупой). В протолочных пробах преобладают гранаты размером $-1+0,5$ мм.

Зерна гранатов обычно имеют округлую поверхность, нередко наблюдается пирамидально-черепитчатый рельеф гидротермального растворения. Часто на гранатах присутствуют келифитовые каймы различной мощности и состава. Отмечаются псевдоморфозы полного замещения (реликты граната в центральной части отсутствуют).

Для изучения состава гранатов использована химико-генетическая классификация разработанная В.К. Гараниным и Г.П. Кудрявцевой [1]. Сущность подхода заключается в том, что составы гранатов, привязанных к определенным мантийным парагенезисам, классифицированы методом кластерного анализа, для выделенных кластерных групп рассчитаны дискриминантные функции, позволяющие проводить классификацию составов гранатов по известным мантийным парагенезисам. Определение генетических групп, расчет средних содержаний оксидов, кристаллохимических коэффициентов, построение корреляционных матриц между элементами и построение различного рода гистограмм осуществляется на основе дискриминантного и статистического анализа. Любой поступающий массив анализов по поисковой площади обрабатывается и в соответствии с дискриминантными функциями относится к той или иной генетической группе.

В результате применения химико-генетической классификации [1] выделены 9 групп гранатов (табл.1). К гранатам ультраосновного парагенезиса относится 96,2% (307 анализов), а к гранатам эцлогитового парагенезиса – 3,8% (12 анализов). К гранатам из алмазоносных парагенезисов отнесено 43,9% от общей выборки. К алмазному ультраосновному парагенезису относится 42,6% от общей выборки гранатов, а к алмазному эцлогитовому – 1,3%. Самая многочисленная группа (39,8% от общей выборки) – гранаты из слабоалмазоносных равномернозернистых (иногда катаклазированных) лерцолитов с низкохромистым титанистым гранатом 8-ой группы ХГК. Также высока доля гранатов из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов с низкохромистым гранатом (32,3%).

На рис. 1 приведена гистограмма распределения гранатов выделенных химико-генетических групп, а также содержание в них гранатов алмазной ассоциации.

К 1-ой группе по химико-генетической классификации (ХГК) – пиропам из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов отнесено 11 анализов (3,4% от всей выборки). Гранат характеризуется высоким содержанием хрома (от 6,12 до 9,28 при среднем 7,96 мас.% Cr_2O_3) и пониженным кальция (от 0,34 до 4,03 при среднем 1, мас.% CaO) (Рис.2.). По компонентному составу гранаты принадлежат к серии твердых растворов уваровит-альмандин-кноррингит-пироп.

К 3-ей группе по ХГК – высокохромистых гранатов из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов отнесено 26 анализов. Так же как и в 1-ой группе отмечается повышенное содержания хрома (от 6,41 до 10,01 мас.% Cr_2O_3), в отличие от 1-ой группы в этих гранатах повышенное содержание кальция (2,69–6,76 мас.% CaO). В компонентном составе преобладают кноррингит-уваровит-альмандин-пироп.

В гранатах, отнесенных к 4-ой группе (34, 10,7%) и 5-ой группам (103, 32,3%) ХГК (алмазонасные равномернозернистые лерцолиты со среднехромистым гранатом и с низко-, среднехромистым гранатом, соответственно) отмечаются широкие пределы колебаний хрома и кальция при постепенном понижении хрома (3,63–6,28 при среднем 4,98 мас.% в 4-ой и 1,92–6,38 при среднем 4,04 мас.% Cr_2O_3 в 5-ой) и незначительном изменении содержания кальция (2,35–5,52 при среднем 4,52 мас.% CaO в 4-ой и 1,41–5,72 при среднем 4,43 мас.% CaO в 5-ой)(см.рис.2.). Обращает на себя внимание повышенное содержание примеси титана в 5-ой группе (до 0,78 мас.% TiO_2). В компонентном составе преобладают кноррингит–уваровит–альмандин–пироп.

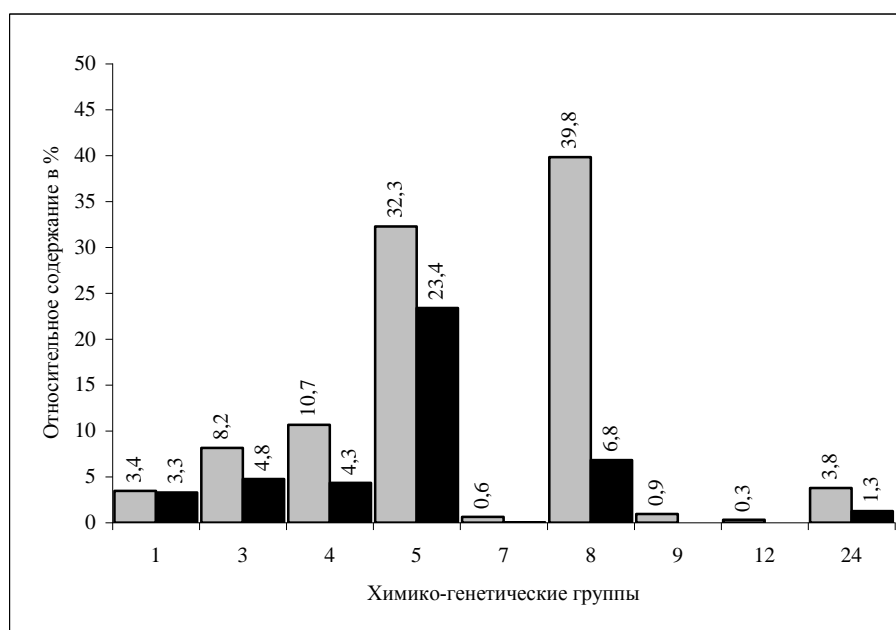


Рис.1. Гистограмма распределения различных химико–генетических групп в гранатах из кимберлитов трубки Заполярная (N=319). Примечание: столбцы черного цвета – содержание гранатов алмазной ассоциации в группе

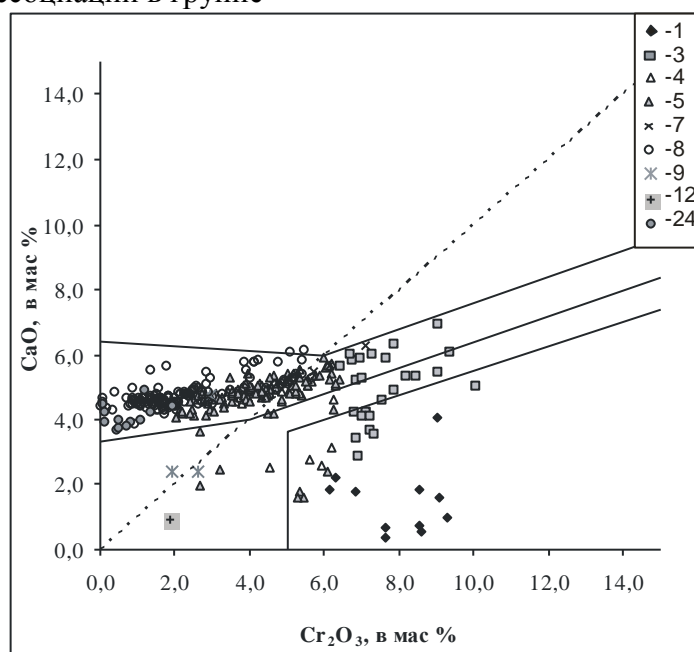


Рис. 2. Соотношение CaO и Cr_2O_3 в гранатах из кимберлитов трубки Заполярная (N=319). В условных обозначениях номера химико–генетических групп

Таблица 1

Вариации составов в химико–генетических группах гранатов из кимберлитов трубки
Заполярная, выделенных по дискриминантному анализу

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1 – Высокоалмазные дуниты и гарцбургиты (включения в алмазе) (11 анализов –3,4%)									
Среднее	41,54	0,04	17,62	7,96	6,55	0,33	23,96	1,51	0,03
S*	0,19	0,05	0,96	1,14	0,35	0,03	0,96	1,05	0,02
Max	41,72	0,16	19,12	9,28	7,02	0,36	25,13	4,03	0,07
Min	41,16	0,00	16,40	6,12	5,95	0,29	22,06	0,34	0,00
3 – Алмазные равномернозернистые лерцолиты с высокохромистым гранатом (26 ан.–8,2%)									
Среднее	41,27	0,24	17,35	7,54	7,09	0,33	21,10	4,82	0,05
S	0,29	0,16	0,77	0,93	0,36	0,04	0,88	1,02	0,02
Max	41,75	0,64	18,33	10,01	7,95	0,41	23,18	6,76	0,11
Min	40,73	0,00	15,49	6,41	6,24	0,25	19,73	2,69	0,01
4 – Алмазные равномернозернистые лерцолиты со среднехромистым гранатом (34 анализа –10,7%)									
Среднее	41,64	0,18	19,27	4,98	7,16	0,31	21,54	4,52	0,04
S	0,26	0,09	0,74	0,86	0,42	0,03	0,69	0,80	0,02
Max	42,23	0,32	20,75	6,28	8,04	0,38	23,43	5,52	0,07
Min	41,00	0,00	17,97	3,63	6,58	0,26	20,49	2,35	0,00
5 – Алмазные равномернозернистые лерцолиты с низко–среднехромистым гранатом (103 анализа. –32,3%)									
Среднее	41,71	0,40	19,78	4,04	7,38	0,31	21,65	4,43	0,06
S	0,33	0,17	0,97	1,15	0,56	0,03	0,87	0,76	0,02
Max	42,82	0,78	21,58	6,38	9,27	0,41	25,06	5,72	0,12
Min	41,00	0,00	17,49	1,92	5,65	0,23	19,80	1,41	0,00
7 – Слаборалмазные равномернозернистые лерцолиты с высокохромистым высокотитанистым высококальциевым гранатом (2 анализа –0,6%)									
Среднее	40,85	1,02	16,70	6,61	8,05	0,33	20,04	5,76	0,09
S	0,12	0,12	0,90	0,66	0,74	0,03	0,76	0,46	0,00
Max	40,93	1,10	17,33	7,08	8,57	0,35	20,57	6,08	0,09
Min	40,76	0,93	16,06	6,14	7,53	0,31	19,50	5,43	0,09
8 – Слабоалмазные равномернозернистые ильменитовые лерцолиты с низкохромистым титанистым гранатом (127 анализов – 39,8%)									
Среднее	41,71	1,01	19,96	2,18	8,90	0,27	21,21	4,59	0,09
S	0,38	0,21	0,93	1,37	1,27	0,04	0,76	0,42	0,03
Max	42,53	1,42	21,77	5,68	13,59	0,36	22,42	5,93	0,18
Min	40,62	0,53	17,06	0,02	7,02	0,21	18,60	3,65	0,03
9 – Лерцолиты и вебстериты с низкохромистым гранатом (3 анализа – 0,9%)									
Среднее	41,96	0,10	21,43	2,48	8,69	0,34	21,98	2,98	0,02
S	0,60	0,16	0,98	0,53	1,98	0,06	2,33	1,33	0,02
Max	42,34	0,29	22,16	2,94	10,97	0,38	23,50	4,52	0,04
Min	41,27	0,00	20,32	1,90	7,48	0,28	19,29	2,20	0,01
12 – Магнезиальный алькремит (1 анализ – 0,3%)									
	41,93	0,04	22,48	1,86	7,50	0,33	24,42	0,90	0,01
24 – Алмазные магнезиальные ильменит–рутиловые эклогиты (12 анализов – 3,8%)									
Среднее	41,97	0,48	22,17	0,73	8,66	0,29	21,64	3,92	0,08
S	0,39	0,10	0,44	0,57	1,31	0,04	0,83	0,36	0,02
Max	42,72	0,67	22,68	1,94	11,93	0,37	22,72	4,72	0,12
Min	41,22	0,33	21,18	0,08	6,74	0,22	19,51	3,52	0,04

Примечание. *S– стандартное отклонение.

Два анализа (0,6%) отнесены к группе 7 слабобалмазоносных равномернoзернистых лерцолитов. Для них характерны высокие содержания хрома (от 6,41 до 7,08 мас.% Cr_2O_3), титана (0,93–1,10 мас.% TiO_2) и кальция (5,43 до 6,08 мас.% CaO).

Наибольшее количество анализов (127, 39,8% от общего числа) связано с гранатами 8–группы по ХГК – низкохромистым титанистым гранатом из слабобалмазоносных равномернoзернистых ильменитовых лерцолитов. Для гранатов рассматриваемой группы характерны широкие вариации содержания хрома (от 0,02 до 5,68 при среднем 2,18 мас.% Cr_2O_3) и примеси титана (от 0,53 до 1,42 при среднем 1,01 мас.% TiO_2). Гранат по составу относится к изоморфной серии андрадит–альмандин–пироп со значительной долей шорломитовой составляющей (до 8,07 мол.%).

Небольшая группа анализов (3 анализа, 0,9 %) соответствует гранатам из лерцолитов и вебстеритов (9–ая группа по ХГК, см. табл. 1). Для них характерны низкие содержания хрома (от 1,90 до 2,94 мас.% Cr_2O_3 при среднем 2,48) и кальция (от 2,20 до 4,52 мас.% CaO при среднем 2,98). В компонентном составе гранат относится к твердому раствору альмандин–пироп.

К 12–й группе по ХГК принадлежит только 1 анализ – гранат из магнезиальных алькремитов, характеризующийся очень низким содержанием CaO (0,9 мас.%), TiO_2 (0,04 мас.%) и Cr_2O_3 (1,86 мас.%) (см.рис.2). Гранат этой группы относится к серии кноррингит–альмандин–пироп.

Гранаты эклогитового парегенезиса (12 анализов, 3,8% от всей выборки) представлены 24–ой группой по ХГК. Это группа алмазоносных магнезиальных ильменит–рутиловых эклогитов. Как и всем эклогитовым гранатам, рассматриваемому минералу присущи высокие содержания магния (от 19,51 до 22,72 при среднем 21,64 мас.% MgO), низкие содержания кальция (3,52–4,75 при среднем 3,92 мас.% CaO) и хрома (0,08–1,94 при среднем 0,73 мас.% Cr_2O_3). По составу минерал соответствует гроссуляр–альмандин–пироповой серии при преобладающем количестве пиропового компонента (до 78,5 мол.%).

Выводы

В кимберлитах трубки Заполярная отмечены гранаты 9–ти химико–генетических групп. Преобладают гранаты групп 8 и 5, предположительно из лерцолитов. Гранаты алмазной ассоциации представлены низко–среднехромистыми гранатами из равномернoзернистых лерцолитов.

Гранаты группы 8 генетически связаны со слабоалмазоносными равномернoзернистыми ильменитовыми лерцолитами с низкохромистым титанистым гранатом. Это позволяет предполагать широкое развитие этих пород в под трубкой. Однако, в кимберлитах трубки ильменит встречается очень редко. Это может быть связано с химическим растворением последнего в процессе транспортировки, что согласуется с частым проявлением рельефа гидротермального растворения и келифитизации гранатов[2], а также со следами химического растворения алмазов [3].

Список литературы

1. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд–во МГУ. 1991. 240с.
2. Тарских О.В., Занкович Н.С., Шалкина М.В. Характеристика гранатов из различных типов кимберлитов трубки Заполярная Верхнемунского поля (Якутия), как показатель продуктивности. Т.2., С. 190. Тезисы VII Международной конференции. «Новые идеи в науках о Земле», 5–22 апреля 2005, Москва, МГГРУ т. 1–4
3. Ротман А.Я, Зинчук Н.Н., Занкович Н.С., Лисковая Л.В., Стегницкий Ю.Б, Тарских Е.В., Тарских О.В. Вещественно–индикационные показатели алмазоносности кимберлитовых пород и принципы их геолого–технологической типизации.// Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных (применительно к объектам геологоразведочных работ АК «АЛРОСА»). Якутск ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004 стр.155–160

Позиция кимберлитового магматизма в суперконтинентальных циклах докембрия и палеозоя (пример Восточно–Европейской платформы)

¹Носова А.А., ¹Кононова В.А., ^{1,2}Ларионова Ю.О., ¹Кондрашов И.А.

¹ ИГЕМ РАН, Москва; ² МГУ им. М.В. Ломоносова

Рассмотрена возрастная приуроченность кимберлитового и лампроитового магматизма Восточно–Европейской платформы (ВЕП) к основным геотектоническим событиям трех суперконтинентальных циклов, в которых участвовала ВЕП на протяжении позднего докембрия и палеозоя. Проведен критический обзор изотопных датировок кимберлитов и лампроитов ВЕП; приводятся новые Rb–Sr определения возраста кимберлитов северо–востока ВЕП. Геодинамическая позиция внутриплитного магматизма ВЕП в самом конце палеопротерозоя, после завершения свекофенских орогенных событий (около 1.7 млрд. лет назад), с которой связано формирование древних кимберлитов Кимозера, может трактоваться как посторогенная. Мезопротерозойский лампроитовый магматизм ВЕП (лампроиты Костамукши) синхронен рифтогенным событиям распада суперконтинента Колумбии. Неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕП (кимберлиты Восточной Финляндии), синхронен рифтогенным событиям распада суперконтинента Родинии. Палеозойский кимберлитовый магматизм ВЕП проявился в период активных орогенических процессов, которые привели к объединению ВЕП (континента Балтики) и Лаврентии, образовали континент Лавразию около 0.4 млрд. лет назад, и, в конечном итоге, сформировали суперконтинент Пангею.

Кимберлитовый и лампроитовый магматизм на Восточно–Европейской платформе (ВЕП) проявлялся дискретно и был приурочен, по меньшей мере, к четырем относительно коротким временным интервалам (табл. 1, 2), в течение каждого из которых его проявления синхронно формировались в различных частях платформы (рис.1). Наиболее ранние проявления этого магматизма датируются *поздним палеопротерозоем* (в интервале 1700–1800 млн. лет). Следующий момент проявления внутриплитного магматизма этого типа – *мезопротерозой* (средний рифей, 1100–1300 млн. лет), отделяет от первого временной промежуток около 600 млн. лет. Затем, после перерыва длительностью вновь около 600 млн. лет, последовал *неопротерозойский* импульс кимберлитового магматизма (с возрастом около 525–625 млн. лет). Временной промежуток после неопротерозойской магматической активности длился всего около 200 млн. лет и наконец, в *палеозое* – (в девоне, 400–320 млн. лет назад) формируются многочисленные кимберлитовые проявления ВЕП; в последнем случае.

Возрастные рубежи, отмеченные выше, характеризуются общей повышенной глубинной магматической активностью. Близко по времени или одновременно с рассматриваемыми здесь кимберлитами и лампроитами формировались и другие мантийные магматические породы (базальты, пикриты, мелилититы, меланефелиниты, щелочно–ультраосновные породы с карбонатитами, агпайтовые нефелиновые сиениты). Таким образом, проявления кимберлитового и лампроитового магматизма приурочены к эпохам внутриплитного магматизма ВЕП.

Длительность временных промежутков, разделяющих докембрийские эпохи кимберлитового и лампроитового магматизма ВЕП, составляющая около 600 млн. лет, близка к длительности одного суперконтинентального цикла (около 500 млн. лет, Condie, 2001). Палеозойская кимберлитовая эпоха на ВЕП наступила через значительное более короткое время – около 200 млн. лет, соответствующее половине продолжительности цикла.

Суперконтинентальный цикл охватывает период объединения отдельных континентальных плит в общую континентальную массу, ее последующий распад и расхождение плит. ВЕП или континент Балтика входила в состав позднедокембрийских и палеозойского суперконтинентов, и время проявления в ее пределах наиболее глубинного внутрикратонного магматизма коррелируется с главнейшими тектоническими событиями, происходившими в обрамлении кратона, что может свидетельствовать об определенной роли этих событий в активизации внутрикратонного магматизма.

На протяжении протерозоя палеомагнитные исследования позволяют реставрировать три суперконтинентальных цикла, определявшихся последовательным существованием в эту

эпоху трех объединений континентальных масс – суперконтинентов (Pesonen et al., 2003). После распада около 2.45–2.15 млрд. лет назад неоархейского суперконтинента Кенории (Kenorland) в конце палеопротерозоя (1.83–1.77 млрд. лет назад) формируется суперконтинент Колумбия (известный также как Гудзония или Нуна), существовавший в мезопротерозое и распавшийся, вероятно, около 1,25 млрд. лет назад. Его сменил неопротерозойский суперконтинент Родиния, объединивший континентальные массы около 1.00–1.10 млрд. лет назад. Окончательный распад этого суперконтинента произошел перед началом палеозоя, около 500 млн. лет назад (Meert, Torsvik, 2003). В палеозое произошли амальгамация и распад суперконтинента Пангеи.

Таблица 1

Изотопные датировки докембрийских кимберлитов и лампроитов Восточно–Европейской платформы

№ пп	Комплекс	Возраст, млн. лет	Метод	Источник	Примечание
Поздний палеопротерозой					
1	Кимозерский (К)	1764±125	Sm–Nd	Ушков, 2001	Валовые пробы
2	Порьегубский (Л)	1719±8	Rb–Sr	Никитина и др., 1999	
3	Кировоградский (К)	~1800	K–Ar	Цымбал и др., 1999	
		1770±9.4	Rb–Sr	Юткина и др., 2005	валовая проба+флогопит
Мезопротерозой (ранний–средний рифей)					
4	Черкасский (Л)	1370	K–Ar	Гейко и др., 1991	
		1100–1200	Rb–Sr	Кононова и др., 2006	изотопные ограничения
5	Костомукшский (Л)	1230±5	Rb–Sr	Беляцкий и др., 1997	минеральная изохрона
		1234±80	Sm–Nd	Беляцкий и др., 1997	минеральная изохрона
6	Кухмо–Лентиира (Л)	~1230	U–Pb по перовскиту	O'Brien et al., 2003	
Неопротерозой (венд)					
7	Каави–Куопио (К)	525±10 607±20	Sm–Nd	Peltonen et al., 1999	Gar–Px двуминеральные изохроны для перидотитовых ксенолитов
		589±13 625±15	U–Pb по перовскиту	O'Brien et al., 2003	
8	Куусамо (К)	неопротерозой		P. Peltonen	устное сообщение

Примечание: К – кимберлиты, Л – лампроиты.

Изотопные датировки палеозойских (девонских) кимберлитов
Восточно–Европейской платформы

№ пп	Комплекс		Возраст, млн. лет	Метод	Источник	Примечание
1	Терскобережный (Ермаковская 7)		337–384	K–Ar	Калинкин и др., 1993]	флогопит
			382±14	K–Ar	Beard et al., 1998	
			375.0±2.5 372.6±2.5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Arzamashev et al., 2001	флогопит
			376±0.4	Rb–Sr	данные авторов	минеральная изохрона
2	Кандалакшский (дай-ки)		365 ± 16	K–Ar	Beard et al., 1998	валовая проба
3	Кепинское поле (Силл 697)		397±0.4	Rb–Sr	данные авторов	изохрона по валовой пробе и флогопиту
4	Верхотинское поле (трубка им. В. Гриба)		372±8	Rb–Sr	Шевченко и др., 2004	изохрона по 5 валовым пробам
5	Золотское поле	Тр. Пионерская	380±6	Rb–Sr	Первов и др., 2005	изохрона по валовой пробе, флогопиту и основной массе
6		Тр. Ломоносовская	355±10	K–Ar	Веричев, 2002	валовая проба
7		Тр. Карпинского–1	323±10	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Махоткин, 2007	келифитовые каймы пиропов и Сг–диопсидов
8	Мельское поле (силл р.Мела)		393±8	K–Ar	Первов и др., 2005а	валовая проба
			366.4	Rb–Sr	Первов и др., 2005б	двухточечные изохроны по флогопиту и карбонату
9	Умбинское поле 436/231 427/157		390± 14	K–Ar	Мальков, Холопова, 1995	флогопит
10	Восточно–Приаовский	Тр. Новоласпинская	383± 4	Rb–Sr	Юткина и др., 2004	валовая проба + флогопит
11		Тр. Южная	385 ± 4	Rb–Sr	Юткина и др., 2004	валовая проба + флогопит

Поздний палеопротерозой (около 1700–1800 млн. лет назад) – формирование суперконтинента Колумбии. В ходе позднепалеопротерозойских орогенных событий 2.05–1.78 млрд. лет назад произошло сочленение протократонов (континентальных масс, образованных архейской и раннепалеопротерозойской корой – Сарматии, Волго–Уральской области и Балтии) и аккретирование к ним позднепалеопротерозойских островодужных комплексов. К началу мезопротерозоя была сформирована крупная континентальная масса – прото–

Балтика, входившая в состав мезопротерозойского суперконтинента Колумбия (Bogdanova et al., 1996; 2001).

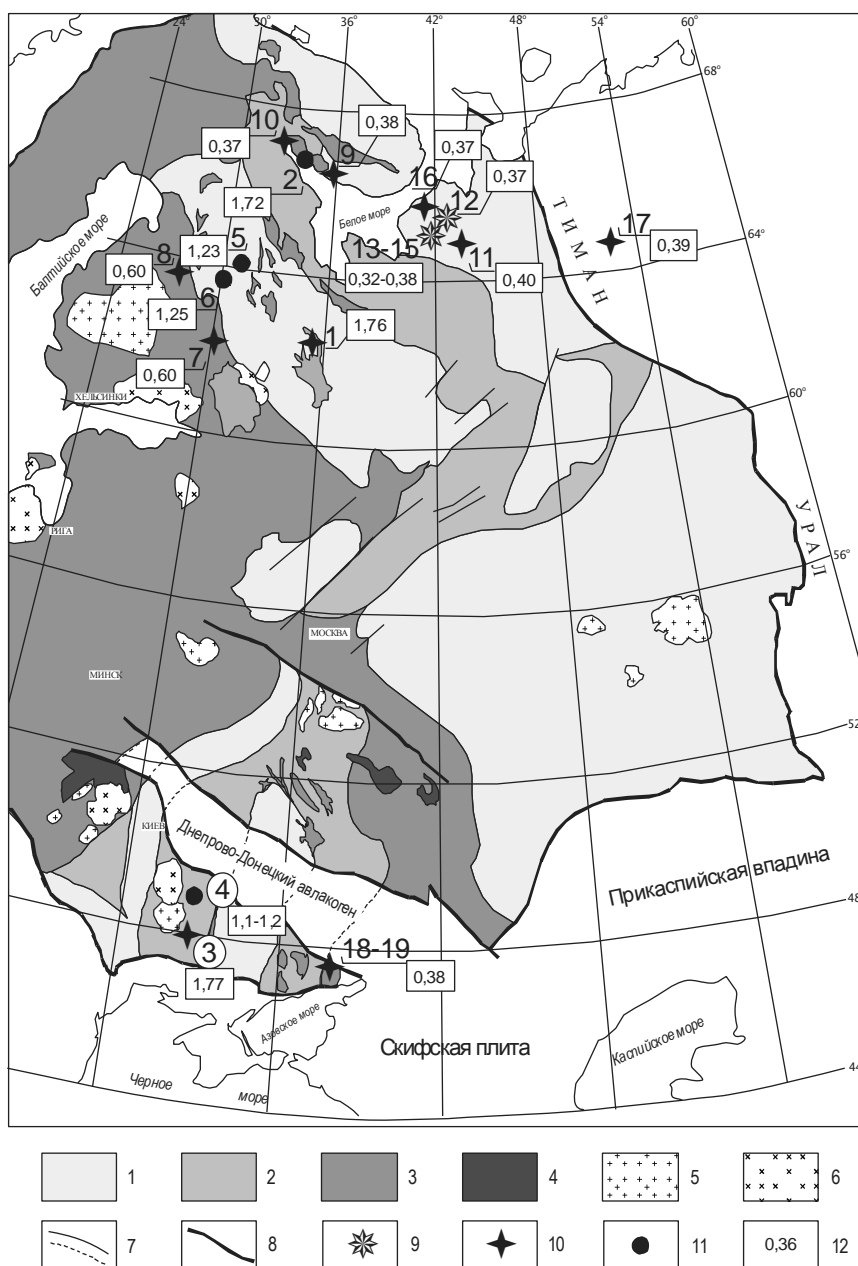


Рис. 1. Проявления кимберлитов и лампроитов Восточно-Европейской платформы

Условные обозначения:

1–3 Кора: 1 – сформированная в архее, 2 – сформированная в архее и переработанная в неархее и палеопротерозое, 3 – сформированная в палеопротерозое; 4 – постсвекофкенские неметаморфизованные осадочные и вулканогенные комплексы; 5 – палеопротерозойские границы, 6 – мезопротерозойские граниты рапакиви; 7 – докембрийские разломы, 8 – граница платформы; 9–10 – проявления кимберлитов: 9 – промышленно алмазоносных; 10 – с неустановленной степенью алмазоносности; 11 – проявления лампроитов.

Цифры на карте (проявления кимберлитов и лампроитов) : 1 – Кимозерское; 2 – Порья Губа; 3 – Кировоградское; 4 – Черкасское; 5 – Костомукшское; 6 – Кухмо-Ленттира; 7 – Кави-Куопио; 8 – Куусамо; 9 – Терский Берег (Ермаковская 7); 10 – Кандалакшское; 11 – Кепинское поле; 12 – трубка В.Гриба; 13–15 – Золотицкое поле; 16 – Мельское; 17 – Умбинское; 18–19 – Восточно-Приазовское.

В прямоугольниках приведен возраст кимберлитов и лампроитов. Источники датировок см. в табл.1 и 2 и в тексте.

В конце позднего протерозоя во внутренних частях архейских блоков фундамента ВЕП внедрились кимозерские кимберлиты (Онежская структура Балтийского щита) и кировоградские кимберлиты (Кировоградский блок Украинского щита); в Беломорской коллизии-онной зоне образовалось Порьегубское лампроитовое дайковое поле (рис.1). Дайки лампроитов Кировоградского проявления были датированы возрастом 1770 ± 9.4 млн. лет (по валовой пробе и флогопиту основной массы породы, Юткина и др., 2005). Возраст метакимберлитов Кимозерского проявления, которые слагают многочисленные мелкие диатремы, жилы и кольцевое поле туфовых накоплений, оценен как 1764 ± 125 млн. лет (Sm–Nd метод, Ушков, 2001). Лампроиты Порьегубского проявления слагают серию даек, одна из которых датирована 1719 ± 8 млн. лет (Rb–Sr метод; Никитина и др., 1999).

Время формирования палеопротерозойских кимберлитов и лампроитов, как видно, коррелируется с завершающими стадиями формирования суперконтинента. Пониженное содержание TiO_2 (1–2%), наличие отрицательных аномалий Ti, Ta и Nb в спектрах редких элементов лампроитов Порьей Губы указывают на связь процессов формирования этих лампроитов с постколлизийными процессами на границе Кольского кратона и Беломорско–Лапландского пояса (Никитина и др., 1999).

Таким образом, геодинамическая позиция внутриплитного магматизма ВЕП в самом конце палеопротерозоя, после завершения свекофенских орогенных событий, около 1.7 млрд. лет назад, может трактоваться как посторогенная.

Поздний мезопротерозой (около 1250–1100 млн. лет назад) – распад суперконтинента Колумбии. Мезопротерозойский этап коррелируется с распадом суперконтинента Колумбия и рифтогенными процессами, охватившими территорию всего Восточно–Европейского кратона. В раннем мезопротерозое, когда Балтика входила в состав этого суперконтинента, составляющие ее континентальные домены находились в восточной (в современных координатах) части Колумбии и представляли единое целое с блоками Лаврентии, Амазонии, и, возможно, Сибири (Pesonen et al., 2003, Богданова, 2007 и др.). В начале среднего мезопротерозоя на крайнем западе ВЕП начинают проявляться события рифтогенного типа – развитие грабенов, формирование дайковых роев (Connelly, Ahall, 1998); максимум рифтогенеза приходится на поздний мезопротерозой (1270–1230 млн. лет) и его связывают с воздействием крупного плюма (Elming, Mattsson, 2001). Эти дивергентные процессы привели к частичной фрагментации суперконтинента, сохранив, однако пространственную близость ВЕП с Лаврентией, Амазонией и Сибирью (Condie, 2002).

Во время, близкое к 1200 млн. лет в северо–западной и в южной частях ВЕП происходит внедрение лампроитов – формируются проявления Костамукши и Кухмо–Лентиры в архейском Карельском кратоне и Черкасское проявление в южном архейском блоке на Украинском щите (рис.1). Для псевдолейцитовых лампроитов Черкасского проявления проведенное нами (Кононова и др., 2006) изучение изотопного состава породы позволило приблизительно ограничить ее возраст интервалом 1100–1200 млн. лет (благодаря высокому отношению $^{87}Rb/^{86}Sr$ в породе, равному 4.32). Датировка, полученная ранее K–Ar методом (1370 млн. лет), представляется удревненной. Лампроиты Костомукшского проявления имеют возраст 1230 ± 5 млн. лет, (Rb–Sr метод, Беляцкий и др., 1997), а для пространственно сближенных с ними лампроитов Кухма–Лентиры возраст отдельных даек оценивается в 1250 млн. лет (U–Pb метод по перовскиту; O'Brien et al., 2003).

Таким образом, мезопротерозойский лампроитовый магматизм ВЕП явно синхронен рифтогенным событиям распада суперконтинента (Колумбии).

Поздний неопротерозой (около 600 млн. лет назад) – распад суперконтинента Родинии. Гренвильская орогения (1000–900 млн. лет) сформировала неопротерозойский суперконтинент Родинию, в составе которого ВЕП в общем сохранила прежнюю (мезопротерозойскую) позицию относительно Лаврентии и Амазонии (Meert, Torsvik, 2003). Неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕП маркировал пассивные окраины Балтики и был связан с распадом суперконтинента Родинии, инициированного масштабной плюмовой активностью (Li et al., 2001 и др.). Восточно–Европейский кратон, или континент Балтика,

входил в состав этого суперконтинента, сочленяясь западной и юго-западной окраинами с Лаврентией и Амазонией. Положение его восточной окраины трактуется как пассивное, открывающееся к океану, и представляющее участок пассивной окраины Балтики между такими Сибири и Амазонии (Willner et al., 2003). Распад Родинии происходил в два этапа: первый проявился в позднем рифее 800–700 млн. лет назад вдоль западного края Лаврентии, составлявшей ядро протерозойской агломерации континентальных плит, а второй – 620–540 млн. лет назад вдоль восточной границы Лаврентии. В результате этого позднего (вендского) события был раскрыт океан Япетус, разделивший Балтику, Лаврентию и Амазонию около 600–570 млн. лет назад (Meert, Torsvik, 2003). Маркирующий этот раздвиг магматизм рифтогенного типа с возрастом 620–550 млн. лет установлен также вдоль восточного побережья Северной Америки (Аппалачский, или Восточно-Лаврентийский пояс, Puffer, 2002).

Неопротерозойские проявления алмазоносных кимберлитов представлены в пограничной со свекофеннской областью части Карельского кратона (Каави-Куопио и Куусамо в Финляндии, рис.1). Они имеют возраст 589–626 млн. лет (U–Pb определения по перовскиту; O'Brien et al., 2003). Близкий возраст имеют также дайки кимберлитов (ультраосновных лампрофиров) на западе Гренландии (587±24 млн. лет; Jensen et al., 2002; Mitchell et al., 1999) и дайки алмазоносных лампрофиров на северо-востоке Северной Америки (550 млн. лет, Digonnet et al., 2000).

Таким образом, неопротерозойский внутриплитный магматизм ВЕП, как и мезопротерозойский, синхронен рифтогенным событиям распада суперконтинента (Родинии).

Палеозой (400–320 млн. лет назад) – формирование суперконтинента Пангеи. Конец среднего палеозоя, на время которого приходится формирование промышленно алмазоносных кимберлитовых проявлений ВЕП, отвечает активным субдукционным и коллизионным событиям на ее окраинах.

В частности, северная часть ВЕП в девоне была окружена коллизионными зонами как на западе, так и на востоке. На западе каледонская коллизия Балтики и Лаврентии, в результате закрытия океана Япетус, происходила в период 430–390 млн. лет (Gee et al., 2008) и быстро (в раннем девоне) сменилась стадией растяжения (распада орогена), которая продолжалась до позднего девона (Rey et al., 1997). Однако данные изотопного датирования высокотемпературного метаморфизма в северо-восточной Гренландии (Sm–Nd минеральные изохроны для эклогитов и U–Pb возраста цирконов из них), показывают, что коллизионные события продолжались до более позднего времени, в течение 410–360 млн. лет (Gilotti et al., 2003). На востоке полное закрытие Палеоуральского океана и коллизия типа «континент–континент», когда в соприкосновение пришли Восточно-Европейская и Казахстанская континентальные плиты, произошло несколько позднее, в период 280–250 млн. лет назад. В позднем девоне им предшествовали активные субдукционные процессы, поглощавшие кору Палеоуральского океана, и проводившие к аккреции островных дуг, в том числе и к восточной окраине ВЕП, т.е. коллизионным столкновениям континент – дуга; в частности имело место приращение Магнитогорской дуги к ВЕП во второй половине франского века, около 370 млн. лет, (Матвеева и др., 2008).

К южной и юго-западным частям ВЕП в позднем ордовике прирастили территории авалонского (перигондванского) происхождения; позже, в позднем девоне – раннем карбоне, к окраине ВЕП с уже присоединенными авалонскими блоками при закрытии океана Рейк были аккрецированы армориканские территории, также отделившиеся от Гондваны (Pharaoh, 1999).

Палеозойский этап, завершающий историю глубинного щелочного магматизма на кратоне, был наиболее продуктивным (рис.1). Щелочной ультраосновной магматизм, включая кимберлиты, характерен для Балтийского и Сарматского сегментов, его проявления известны и на Тимане. В пределах Воронежско-Украинского поднятия в девоне наиболее глубинные и наименее дифференцированные разновидности пород образовались в бортах будущего Днепровско-Припятского рифта на начальном этапе рифтогенеза. Это кимберлиты

Приазовья на Украине (Юткина и др., 2005), оливиновые мелилититы и ультраосновные фойдиты Жлобинского поля в Белоруссии (Первов и др., 2004).

В Восточном Приазовье кимберлиты слагают 4 трубки и несколько даек. Для двух трубок определен возраст Rb–Sr методом по слюдам и валовым пробам (383.3 ± 3.8 млн. лет для тр. Новоласпинская и 384.7 ± 3.9 млн. лет для тр. Южная; Юткина и др., 2004).

Наиболее многочисленны и разнообразны по составу проявления кимберлитового магматизма, имеющие промышленную алмазность, расположены в Юго–Восточном Беломорье (табл.2, рис.2). Кимберлиты Терского берега были датированы K–Ar методом по флогопиту в интервале 337–384 млн. лет (Калинкин и др., 1993). Более поздние датировки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (Arzamastsev et al., 2001) сузили временной интервал до $372.6\text{--}375.0 (\pm 2.5)$ млн. лет, а предпринятое нами датирование Rb–Sr методом по фракциям флогопита из кимберлита трубки Ермаковской позволило уточнить возраст кимберлитов как 376.0 ± 0.4 млн. лет.

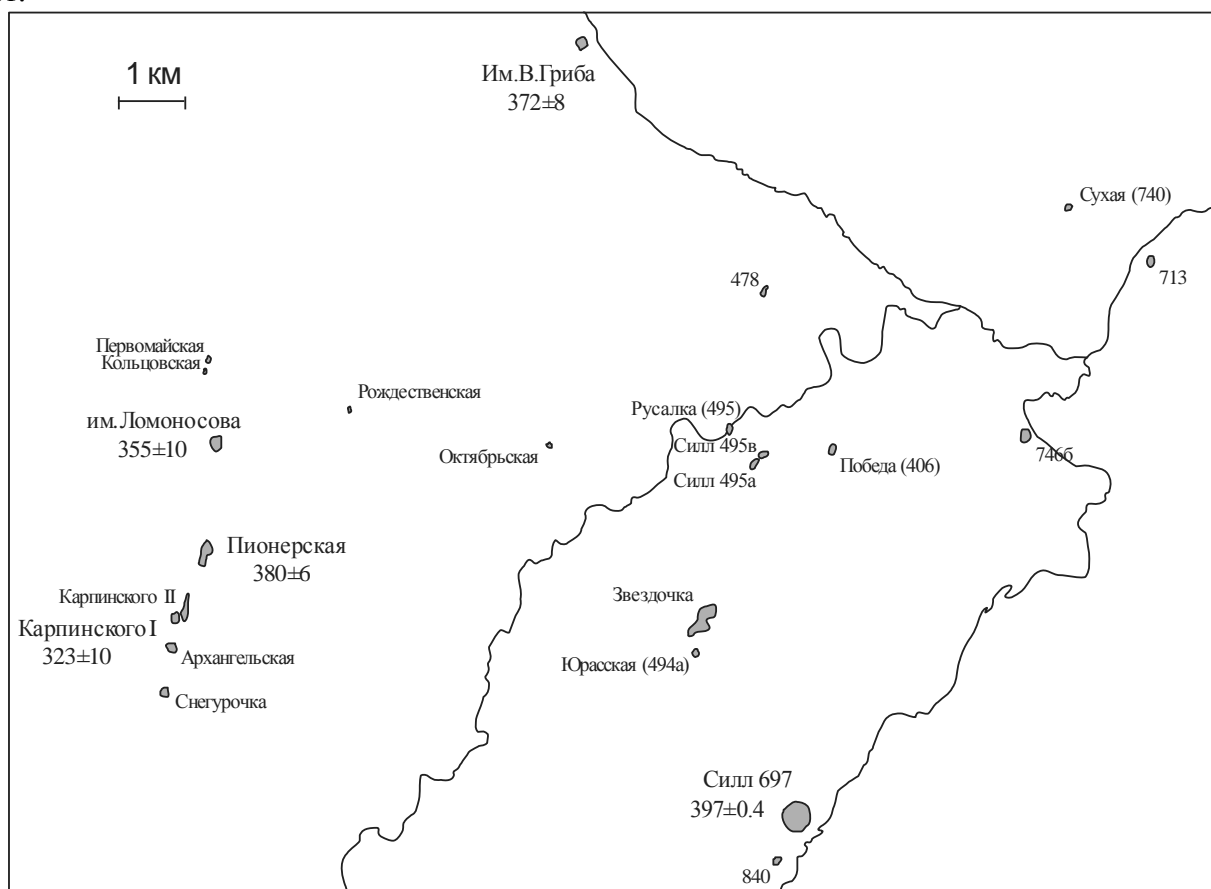


Рис. 2. Схема расположения кимберлитовых тел Зимнего Берега (по материалам АК «Алроса»). Для объектов изотопного датирования приведены оценки возраста. Источники датировок см. в табл.2.

Одна из даек Кандалакшского ареала, которая рассматривается как монтичеллитовый кимберлит, была датирована в 365 ± 16 млн. лет (K–Ar метод по валовой пробе; Beard et al., 1998).

Отдельные кимберлитовые тела Зимнего Берега были датированы Rb–Sr методом по слюде и валовым пробам пород. Так, для массивных кимберлитов глубоких горизонтов (>940 м) трубки Пионерская получена датировка 380 млн. лет (Первов и др., 2005а), а возраст кимберлитов силлов Мела, расположенных в 50 километрах севернее, оценен в 366 млн. лет (Первов и др., 2005б). Для кимберлитов из трубки им.В.Гриба была получена Rb–Sr датировка (изохрона по 5 валовым пробам), отвечающая возрасту 372 ± 8 млн. лет (Шевченко и др., 2004). Для кимберлитов из силла 697 нами было проведено датирование Rb–Sr методом

по валовой пробе и фракциям флогопита; предварительные данные позволяют оценить их возраст как 397 ± 0.4 млн. лет.

Полученные новые геохронологические данные по кимберлитам трубки Ермаковская и силла 697 расширяют известный возрастной интервал формирования кимберлитов Юго-Восточного Беломорья. С учетом наиболее поздних возрастных оценок (323 ± 10 млн. лет), полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом для кимберлитов трубки Карпинская-1 (Махоткин, 2007) и наиболее древней датировки, полученной нами для кимберлитов силла 697 (397 ± 0.4 млн. лет), возрастной интервал формирования ААП охватывает около 54 млн. лет. Эта оценка продолжительности кимберлитовой магматической активности, полученная на основе изотопного датирования, очень хорошо совпадает с оценкой длительности этого процесса по геологическим и палеонтологическим данным (Ларченко и др., 2005). Анализ датировок обширного палеонтологического материала, и характера его нахождения в трубках показал, что их становление было растянуто на период средний девон – ранний карбон; наиболее вероятно оно происходило в позднем девоне – начале раннего карбона, т.е. 345–385 млн. лет назад. Геологические соотношения показывают, что становление трубок происходило в 2 этапа: в среднем девоне и затем в позднем девоне (Ларченко и др., 2005). Таким образом, оценки длительности процесса формирования Архангельской кимберлитовой провинции по геологическим, палеонтологическим и изотопно-геохронологическим данным дают близкие величины порядка 40–50 млн. лет.

Как видно, палеозойский кимберлитовый магматизм ВЕП проявился в период активных орогенических процессов, которые привели к объединению ВЕП (континента Балтики) и Лаврентии, образовали континент Лавразию около 0.4 млрд. лет назад, и, в конечном итоге, сформировали суперконтинент Пангею.

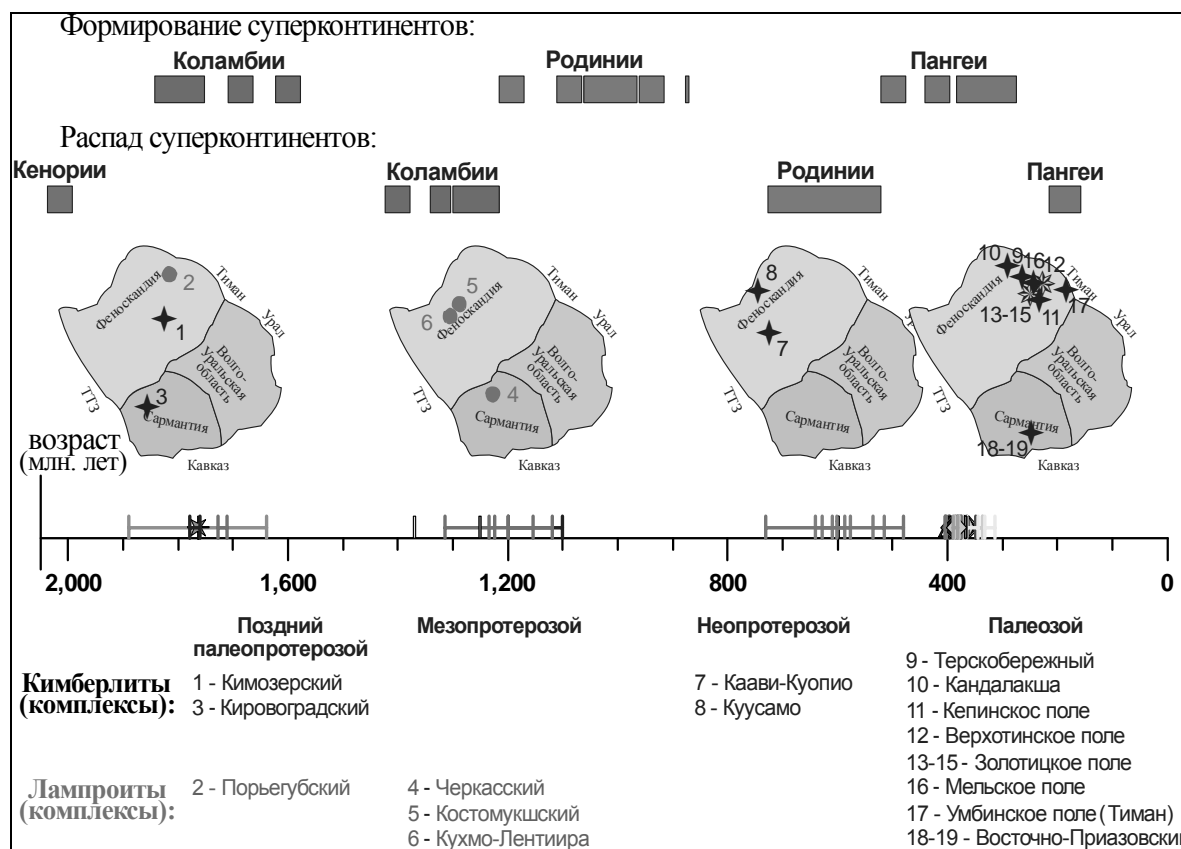


Рис. 3. Возраст проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма ВЕП и основные этапы реорганизации плит (формирования и распада суперконтинентов) в позднем докембрии и палеозое. Этапы формирования и распада суперконтинентов показаны по (Condie, 2002; Pesonen et al., 2003); источники датировок магматических проявлений см. в табл.1 и 2.

Показанная выше (рис.3) приуроченность периодов внутриплитной магматической активности ВЕП как к дивергентным, так и конвергентным событиям суперконтинентальных циклов (эпохам глобальной реорганизации ансамбля литосферных плит, рис.3) является хорошим примером неоднозначных соотношений внутриплитного магматизма и восходящих мантийных потоков (апвеллинга), вызывающих распад суперконтинентов, а также масштабной плюмовой активности (суперплюмов), которая может проявляться и в период роста континентальной коры, т.е. инициироваться субдукционными событиями (Condie, 2001).

Проявления кимберлитового магматизма синхронны (рис.3) как событиям распада суперконтинентов (в среднем мезопротерозое и неопротерозое), так и периодам их формирования непосредственно во время коллизионных событий (в среднем палеозое). Формирование промышленно–алмазоносных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции (ААП) в позднедевонское время отвечает последнему случаю, когда коллизионные процессы активно протекали в мобильных поясах, обрамлявших ВЕП.

Список литературы

1. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия, 1997, № 6, с. 658–662.
2. Богданова С.В. Восточно–Европейский кратон: от палеопротерозойской Нуны (“Nuna”) к мезопротерозойской Родинии (“Rodinia”) / Фундаментальные проблемы геотектоники. Т.1. М.:Геос. 2007. С.88–91
3. Калинин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология, 1993, т. 1, № 2, с.205–214.
4. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. Вариации составов кимберлитов Восточно–Европейской платформы как отражение сублитосферных геодинамических процессов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 5. С. 662–667.
5. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская алмазоносная провинция) // В кн. Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50–летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ, 2005. С. 322–347.
6. Матвеева Е.А., Тевелев Ал.В., Веймарн А.Б.Строение конденсированных разрезов среднего и верхнего девона на Южном Урале и их геодинамическая интерпретация / Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения», 2008, МГУ
7. Махоткин И.Л. Материалы конференции MINEX FORUM Северо–Запад 2007. Май 2007. Петрозаводск
8. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно–ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252–275
9. Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология, 2004. т. 12. № 3.
10. Первов В.А., Богомоллов Е.С., Ларченко В.А., Левский Л.К., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Сергеев С.А., Степанов В.П. Rb–Sr возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) //Докл. АН, 2005а, т. 400, № 1, С. 88–92.
11. Первов В.А., Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Богомоллов Е.С., Кряжев С.А. Кимберлитовые силлы по р. Мела (Зимнебережный алмазоносный район): возраст, состав, петрогенезис // в сб. "Геохимия магматических пород, М.: ГЕОХИ РАН, 2005б, С. 127–129.
12. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // в сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2001. С. 94–98

13. Шевченко С.С, Лохов К.И., Сергеев С.А. и др. Изотопные исследования во ВСЕ–ГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Матер. научно–практ. конф. «Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы–50)». – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 383–387.
14. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др. Кимберлиты Восточного При–азовья (Украина) и геохимические характеристики их источников// Петрология, 2004, Т. 12, № 2, С. 159–175.
15. Юткина Е.В., Кононова В.А., Цымбал С.Н. и др. Изотопно–геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит) // Докл. АН, 2005, т. 402, №1, С. 87–91.
16. Arzamastsev A., Travin A. and Arzamastseva L. Final episode of Paleozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola. Finland, SVEKALAPKO 6th, 2001, p.4.
17. Beard A.D., Downes H., Hegner E., et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998, v. 130, p. 288–303.
18. Bogdanova, S.V., Page, L.M., Skridlaite, G. and Taran, L.N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints. Tectonophysics, 2001. 339(1–2): 39–66.
19. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R. and Orlyuk, M. Riphean rifting and major Paleoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 1996. 268: 1–22.
20. Condie K. C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge: Cambridge Univer. Press, 2001.
21. Condie K.C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity?/ Journal of African Earth Sciences 35 (2002) 179–183
22. Connelly J., Ahall K.–I. Intermittent 1.53–1.13Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent /Precamb. Res., 1998. V. 92, P. 1–20
23. Digonet S., Goulet N., Bourne J., Stevenson R., Archibald D. Petrology of the Ablaviak Aillikite dykes, New Québec: evidence for a Cambrian diamondiferous alkaline province in northeastern North America / Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P. 517–533
24. Elming S.A., Mattsson H. Post Jotnian basic Intrusions in the Fennoscandian Shield, and the break up of Baltica from Laurentia: a palaeomagnetic and AMS study // PRECAMBRIAN RES 2001. V. 108: (3–4) P. 215–236
25. Gee D.G., Fossen H., Henriksen N., Higgins A.K. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland / Episodes, 2008. Vol. 31, N. 1. P. 41–51
26. Gilotti J.A., Nutman A.P., Brueckner H.K., Cuny F., McClelland W.C. Devonian collision along the Northeastern Margin of Laurentia, Greenland Caledonides / 38th Annual Meeting AGU (March 27–29, 2003) Paper N 40–10
27. Jensen S.M., Hansen H., Secher K., Steenfelt A. Schjoth F. Rasmussen T.M. Kimberlites and other ultramafic alkaline rocks in the Sisimiut–Kangerlussuaq region, southern West Greenland // Geology of Greenland Survey Bulletin, 2002, vol. 191, pp. 57–66.
28. Li Z.X., Powell C.McA. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic / Earth–Science Reviews 53. 2001. P. 237–277
29. Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // Tectonophysics. 2003. V.375. P.261– 288
30. Mitchell R.H., Scott Smith B.H., Larsen L.M. Mineralogy of ultramafic dikes from the Sarfartoq, Sisimiut and Maniitsoq areas, West Greenland // in "Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference", Cape Town: Red Roof Design. 1999. Vol. 2. P. 574–583

31. O'Brien H.E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // In: Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.. 1999. V. 2. P. 625–636
32. O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A. Lithospheric mantle in Eastern Finland: a 250 km 3D Transect // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. 2003. P. 1–4
33. Peltonen P., Huhma H., Tyni M., Shimizu N. Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland^ Nature of the continental mantle at an Archaean craton – Proterozoic mobile belt transition/ In: Gurney J.J., Pascoe M.D. and Richardson S.H. (Eds.), Proceeding of the 7th International Kimberlite Conference, 1999, P. 664–675
34. Pesonen L.J., Elming S.–A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics* 375 (2003) 289– 324
35. Pharaoh T.C. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans–European Suture Zone (TESZ): a review. / *Tectonophysics*. 1999. V. 314. P. 17 – 41
36. Puffer J.H. A Late Neoproterozoic Eastern Laurentian Superplume: location, size, chemical composition, and environmental impact // *Amer. J. Science*, 2002, V. 302, P. 1–27.
37. Rey P., Burg J.–P. Casey M. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt / In J.P. Burg, and M. Ford (eds), *Orogeny Through Time*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, № 121, P. 179–200.
38. Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L, Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N, Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic / *Precambrian Research*, 110 (2001), 1–4, 215 – 239

Морфогенетические исследования алмаза и минералов–спутников алмаза (МСА) на территории Архангельской алмазоносной провинции

Посухова Т.В.
МГУ им. М.В. Ломоносова

В статье рассматриваются особенности методики морфогенетических исследований алмаза и МСА для территории Архангельской алмазоносной субпровинции (ААСП) и результаты микротопографических исследований алмаза и минералов–спутников (гранатов, хромшпинелидов, ильменита) из алмазоносных и неалмазоносных тел и вторичных коллекторов ААСП. Описываются типоморфные особенности алмаза и МСА для разных трубок, кустов и полей и для различных генетических типов вторичных промежуточных коллекторов.

1. Разработка методики морфогенетических исследований алмаза и МСА для территории Архангельской алмазоносной субпровинции

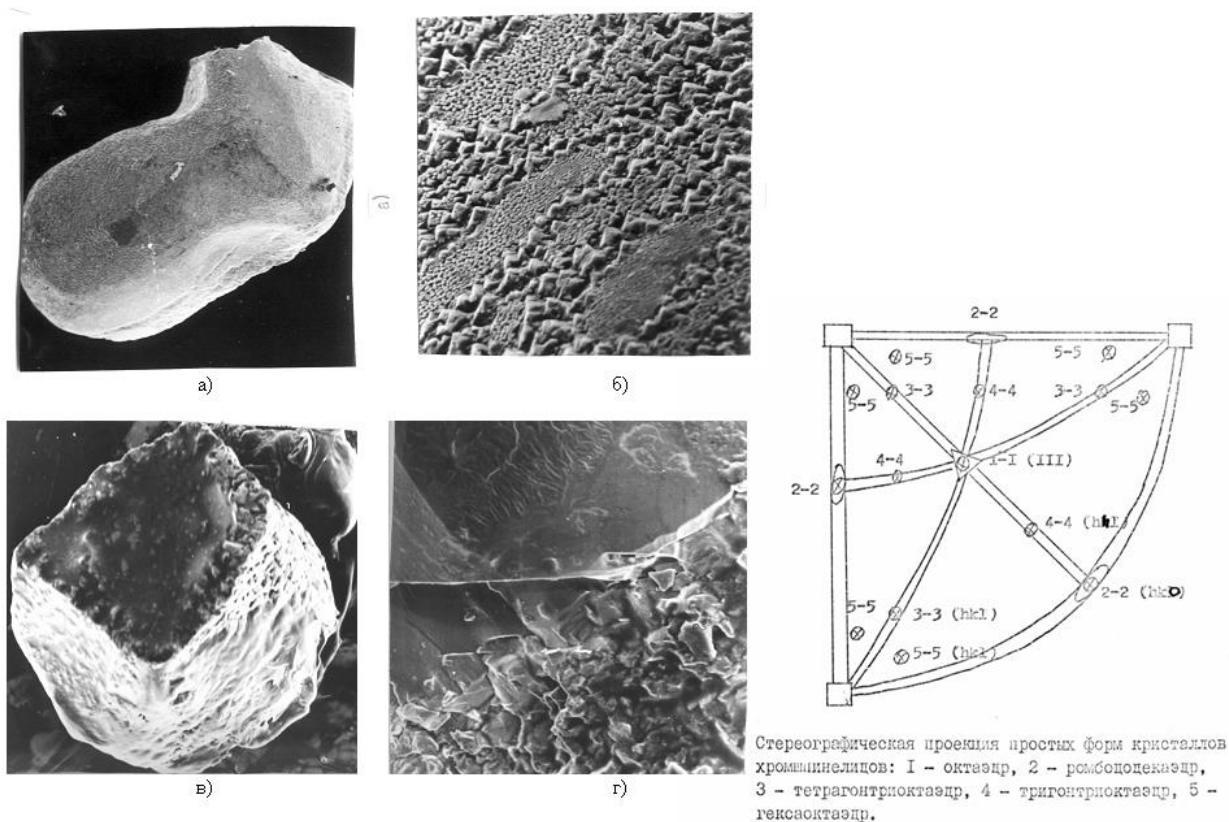
Теоретические основы морфогенетических исследований алмаза были заложены еще в работах А.Е. Ферсмана (1911). Работы в этом направлении были затем успешно продолжены А.А. Кухаренко (1955), М.А. Гневушевым (1961), Ю.Л. Орловым (1963), З.В. Бартошинским (1983), В.Н. Квасничей и др., 1999; Н.Н. Зинчуком и В.И. Коптилем (2003). Изучению важнейших минералов–спутников алмаза (гранатам, пироксенам, хромшпинелидам, ильмениту) тоже всегда уделялось большое внимание. Это позволило изучить мантийный морфогенез этих минералов, выявить этапы и стадии изменения их морфологии в ходе выветривания кимберлитов и при переносе и отложении в континентальных и морских условиях (Харькив и др., 1981, Афанасьев и др., 2001). Главным объектом этих исследований являлись алмазы и их спутники (МСА) из различных объектов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Нами такие исследования были проведены на территории Архангельской алмазоносной субпровинции (ААСП). Объектами исследований являлись кимберлиты месторождения им. М.В. Ломоносова, кимберлиты высоко–алмазоносной трубки им. В. Гриба, слабо– и убого–алмазоносные кимберлиты и родственные им породы Кепинского поля и Верхотинской группы тел, а также разнообразные вторичные ореолы, развитые на этой территории. В ходе опробования этих объектов было установлено [Щербакова, 2005], что они существенно отличаются по распределению алмазов и МСА от объектов ЯАП, изученных ранее:

1. Низкими содержаниями минералов–спутников в кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова и преобладанием в них хромшпинелидов.
2. Хорошей сохранностью кратерных фаций кимберлитов, их незначительным эрозионным срезом.
3. Большой мощностью перекрывающих отложений палеозойского и кайнозойского возраста.
4. Значительной ролью ледников в переносе и переотложении материала на фоне слабой динамической активности современных водотоков.

Отмеченные факторы усложняют изучение алмазов и МСА на территории ААСП, поэтому была разработана специальная методика морфогенетических исследований, которая учитывает специфику распределения алмазов и МСА в изученных объектах, унифицирует покристальное описание морфологии алмаза и МСА, разделяя их по единым простым схемам на небольшое число групп, с последующим широким применением методов РЭМ и математических методов обработки данных по оригинальным программам.

В соответствии с предложенной методикой, исследования начинаются с покристального морфологического описания алмазов и зерен МСА в пробах и разделения их на морфологические группы по упрощенным схемам (Посухова и др., 2005), позволяющим избежать субъективизма при описании проб различными исследователями. Были учтены результаты

экспертной оценки разработанных ранее методик разделения алмазов (Бартошинский, 1983; Кухаренко, 1955; Орлов, 1985; Гневушев, 1961; Коптиль и др. 1999, 2003) и МСА (В.П. Афанасьев, В.С. Соболев) на морфологические типы. Такой анализ показал, что эти сложные и очень детальные схемы не всегда дают воспроизводимые результаты при разборе одних и тех же проб. Особенно большие трудности возникают при обработке проб из кимберлитов и родственных им щелочных ультраосновных пород ААСП, среди которых значительную часть составляют так называемые «низкоспутниковые» разности, отличающиеся низким выходом высокобарных минералов в тяжелой фракции и их мелкими размерами. Наши схемы (Кудрявцева и др., 2005) предусматривают разделение кристаллов алмаза и МСА на небольшое число групп по главным характеристикам: гранулометрия, оптические свойства (цвет, прозрачность), морфология (сохранность, форма – габитусный тип, характер поверхности), особенности внутреннего строения (наличие и характер включений, зональность). Несмотря на небольшое число групп, применение этих схем позволяет выявлять и изучать типоморфные особенности алмазов и МСА из отдельных трубок, кустов и полей (Кудрявцева и др., 2005).



Сложный многогранник хромшпинелида блокового строения с характерной «очковой скульптурой» из кимберлитов месторождения им. М.В. Ломоносова (а,б) и расколотое зерно хромшпинелида из кимберлитов Кепинского поля с равномерно матированной поверхностью и дислоцированной краевой частью. Растровые электронные микрофотографии, увел. 75 – общий вид и 750 – фрагмент поверхности

Рис. 1. Эндемичные кристаллы хромшпинелидов из кимберлитов Архангельской алмазоносной субпровинции

2. Результаты микротопографических исследований алмаза и МСА на территории Архангельской алмазоносной субпровинции

Большое значение в предлагаемой методике отводится результатам электронно-микроскопических исследований (РЭМ) алмаза и МСА. Применение методов РЭМ позволяет, с одной стороны, выявить микротопографические особенности зерен, не видимые при оптических наблюдениях, а, с другой стороны, широко использовать математические методы обработки получаемых изображений.

Применение методов РЭМ позволило, в частности, выявить присутствие в кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова специфических зерен хромшпинелидов (рис 1), которые можно назвать эндемичными, так как в других алмазоносных провинциях они описаны не были. В отличие от вицинальных многогранников из кимберлитов Якутии (Ровша, Илупин, 1970), огранение которых не отвечает рациональным символам, для хромшпинелидов из ААСП (Касимова, Посухова и др., 1986) зафиксированы отражения от граней (111), (110), (221), (331), (321), (531), (931), (511). На всех изученных кристаллах отклонений (порядка $4-6^{\circ}$) от граней с рациональными символами практически нет. К специфическим формам относятся, также оригинальные кристаллы блокового строения со сложной комбинационной огранкой и своеобразным микрорельефом, образованным октаэдрическими микрорезервами второй генерации, образующими на поверхностях, близких по положению к граням [111] «очковую скульптуру». К эндемичной группе принадлежат также равномерно-матированные зерна хромшпинелидов неправильной или округло-овальной формы с геометрически правильным микрорельефом в форме треугольных черепиц, закрытых хлопьевидной бесструктурной рубашкой. Образование такого рельефа объясняется природным травлением поверхностной зоны химически неоднородных кристаллов шпинелидов со структурами распада твердого раствора типа ульвошпинели в магнетите. Кристаллы подобного типа особенно широко представлены в неалмазоносных телах и в ряде вторичных коллекторов района.

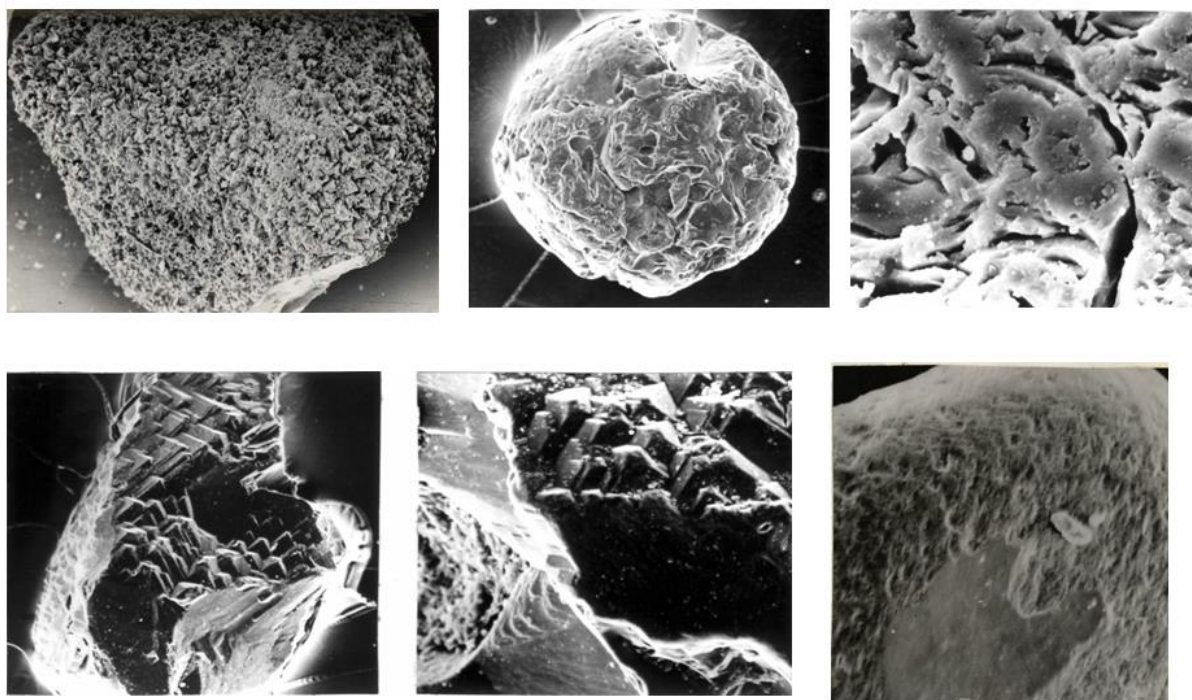


Рис. 2. Разнообразные генетические формы микрорельефа поверхности минералов-спутника алмаза: а – «шипастый» ильменит из пород Кепинского поля, б – метаморфогенные гранаты с формами травления и фасетками, в – регенерированные поверхности сколов пироксенов, механогенный рельеф на поверхности ильменита

Применение РЭМ позволяет также использовать методы микрогониометрии (Посухова и др., 1986), проводить определение коэффициентов извилистости контуров зерен и планиметрический анализ микроструктуры, что особенно важно с генетической точки зрения. Применение методов микрогониометрии позволило, например, выявить сингенетический характер минеральных включений в алмазах и МСА, подчиненность их огранки структуре минерала-хозяина и на основании особенностей их минерального состава реконструировать термодинамические параметры процессов алмазообразования. Было установлено, что в изученных объектах ААСП зарождение, рост и первичная эволюция алмазов и МСА на *мантимальном (протокимберлитовом) этапе морфогенеза* проходили в различных условиях.

В кимберлитах трубки им. В. Гриба зарождение макрокристаллов алмаза и минералов–спутников проходило в литосферной мантии при давлении выше 50 кбар и температурах до 1300⁰С при участии сульфидных расплавов в ультраосновной силикатной среде. Их последующий рост и растворение шло при активном воздействии мантийных флюидов существенно карбонатного состава, ответственных за формирование сложных многогранников алмаза типа О–Д, келифитовых кайм и регенерационных скульптур на поверхности зерен МСА, за образование новой популяции октаэдрических микрокристаллов алмаза.

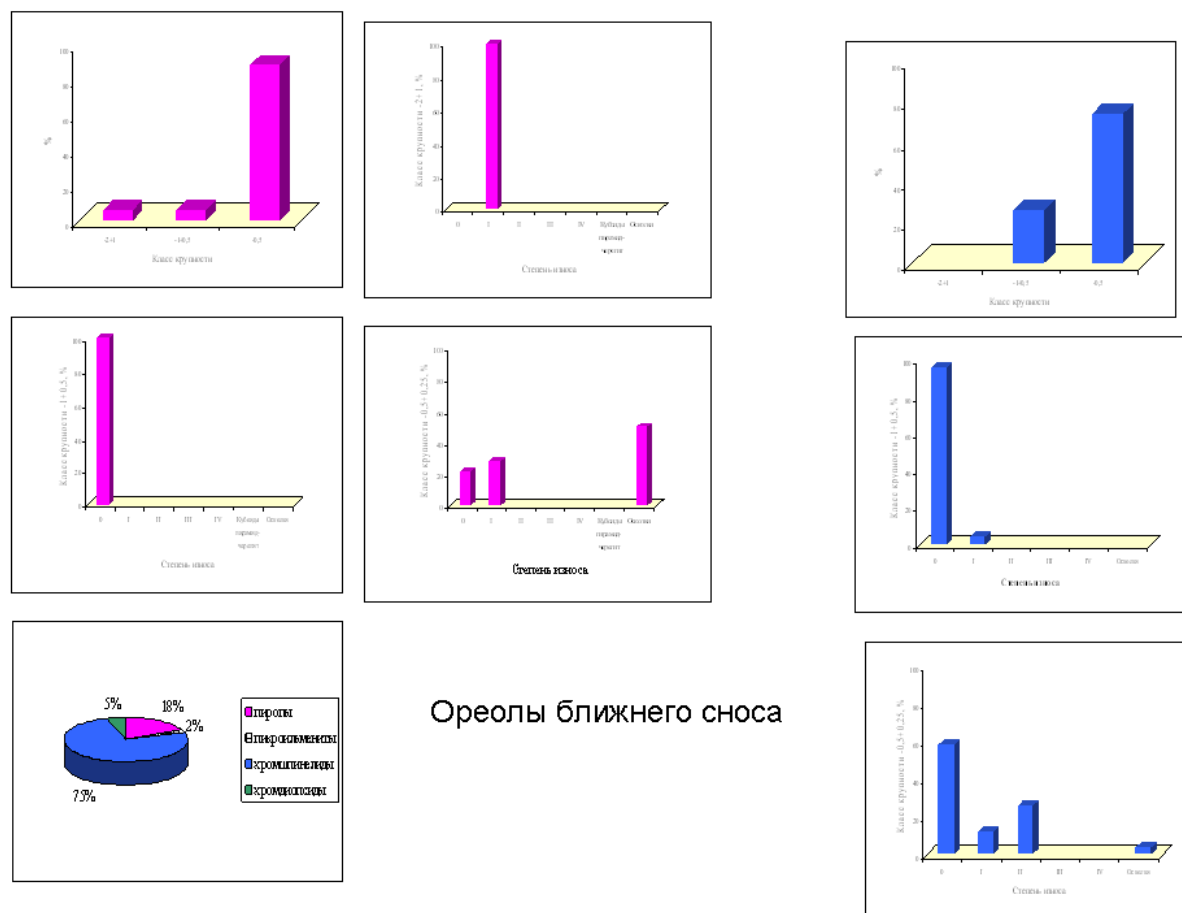


Рис. 3. Характер распределения минералов–спутников алмаза в ореолах ближнего сноса в районе Золотицкого поля

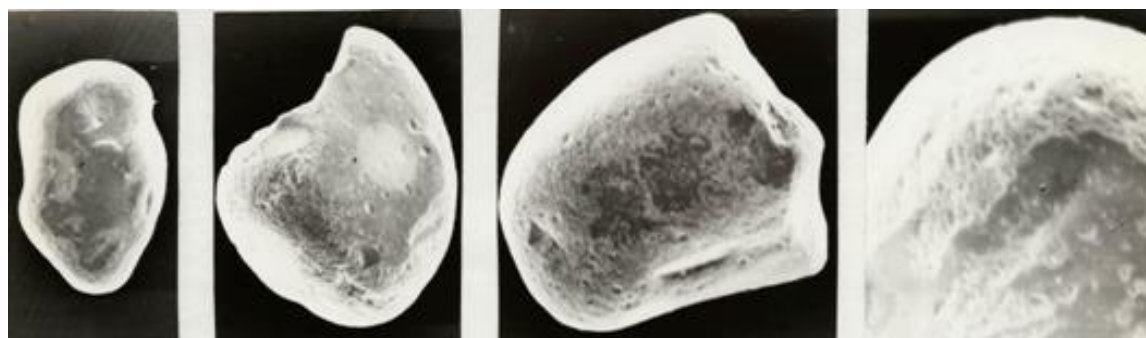


Рис. 4. Зерна ильменита и гранатов с высокой степенью износа из прибрежно–морских ореолов

В кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова зарождение и рост макро– и микро–кристаллов алмаза и минералов–спутников происходило в верхней мантии, без участия сульфидов при давлении около 40 кбар и температурах порядка 1050⁰С в ультраосновной и эклогитовой силикатной среде с последующим растворением (додекаэдройды алмаза,

коробчатые микроалмазы, овализация МСА) под воздействием водно-щелочных мантийных флюидов при $T=600-1125^{\circ}\text{C}$, $P=23-36$ кбар.

Еще один важный аспект применения РЭМ – возможность выявления генетически различных групп зерен МСА на основе микротопографических исследований. В РЭМ выявляются различные генетически важные детали микрорельефа (рис.2). Это формы магматической (шипастый микрорельеф ильменита) или гипергенной (устья каналов травления) коррозии, фасетки и выбоины, образующиеся при ударах в процессе транспортировки, а также специфические формы механогенного истирания в прибрежно-морских условиях, когда индивидуализированные микродетали рельефа сливаются в сплошной муар.

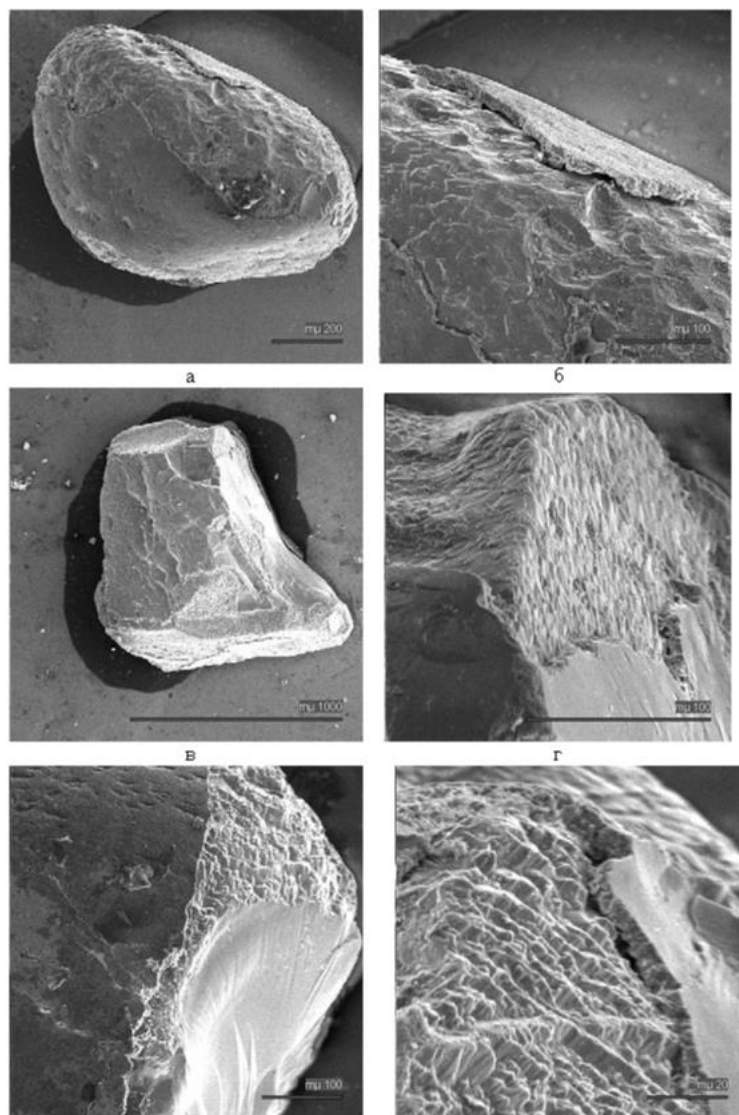


Рис. 5. Характер поверхности зерен ильменита из поздневизейского коллектора р. Падун

Только с применением методов РЭМ возможно изучение фазовых взаимоотношений микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов. Проведенные исследования (Гаранин, Посухова, 1995) показали, что для кимберлитов трубки им. В. Гриба и месторождения им. М.В. Ломоносова характерно присутствие гомогенных выделений высокохромистого пикрохромита при отсутствии (или малой распространенности) титаномагнетитов и магнетита. Отличиями микрокристаллических оксидов из кимберлитов и оливиновых мелилититов Кепинского поля является широкое развитие зональных выделений с последовательной сменой оксидных фаз в ряду: малохромистый хромит → хроммагнетит → Cr-Mg-титаномагнетит → магнезиальный ильменит → Fe-рутил → обогащенный Ti ильменит → Mn ильменит, с преобладанием минералов последних этапов кристаллизации.

3. Типоморфизм алмаза и МСА в объектах Архангельской алмазоносной субпровинции

Развитие морфогенетических исследований неразрывно связано с учением о типоморфизме минералов (Гинзбург, 1981; Лазаренко и др., 1979), основой которого служит не только кристалломорфологический анализ, но и изучение особенностей их состава и физических свойств. Для изученных объектов ААСП были выявлены и изучены следующие характерные морфологические особенности кристаллов алмаза и зерен МСА (Кудрявцева и др., 2005):

– в *кимберлитах трубки им. В. Гриба* – преобладание макрокристаллов (до 8 мм) алмаза в виде сложных многогранников типа О–Д, октаэдрический габитус микрокристаллов алмаза (<0,1 мм), присутствие крупных (>1 см) макрокристов гранатов с келифитовыми каймами, клинопироксенов с регенерационными скульптурами на поверхности зерен, поликристаллических желваков ильменита с ровной гладкой поверхностью;

– в *кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова* – преобладание среди макрокристаллов алмаза (+2 мм) кривогранных додекаэдровидов, коробчатые формы микрокристаллов (менее 0,1 мм) алмаза, присутствие только мелких (<0,5 мм) овализованных ксенокристов граната и специфических эндемичных кристаллов хромшпинелидов блокового строения с характерным «подушкообразным» микрорельефом поверхности;

– в *убого алмазоносных трубках Кепинского поля* – преобладание сильно резорбированных кристаллов алмаза неправильной формы и мелких размеров (<0,5 мм), присутствие мелких зерен ильменита с «шипастым» микрорельефом поверхности и мелких высокотитанистых и высокожелезистых хромшпинелидов со структурами распада твердого раствора;

– в *слабо алмазоносных оливиновых мелилититах Верхотинского куста* – присутствие единичных крупных (+4 мм) обломков и сростков кристаллов алмаза неправильной формы и очень мелких (<0,25 мм) осколков зерен МСА.

Было установлено, что в ряду: месторождение им. В. Гриба → месторождение им. М.В. Ломоносова → диатремы Верхотинского и Кепинского поля, сохранность кристаллов алмаза и зерен МСА снижается, усиливается проявление форм растворения, что обусловлено различиями физико-химических, термодинамических и кинетических параметров в процессе становления кимберлитовых тел.

Выявленные различия позволили установить типоморфные особенности алмаза и МСА на уровне трубок, кустов и полей (Кудрявцева и др., 2005) и провести паспортизацию известных коренных источников, а также типизировать россыпные ореолы на территории ААСП. Неравномерное распределение разных морфогенетических групп алмаза и МСА в разновозрастных и разнофациальных отложениях позволяет выделить на территории ААСП несколько типов вторичных промежуточных коллекторов.

1. *Ореолы ближнего сноса* с повышенными концентрациями и слабым износом МСА (рис. 3) в базальных горизонтах урзугской свиты в районе Золотицкого поля.

2. *Промежуточный палеозойский коллектор бассейновой (дельтовой и морского мелководья) обстановки осадконакопления.* Типоморфные особенности МСА (повышенная степень механического износа зерен при их достаточно больших концентрациях по всему разрезу) указывают на морской характер обработки материала в волноприбойных условиях (рис. 4).

3. *Поздневизейский коллектор (р. Падун)* особенности которого свидетельствуют об интенсивных гипергенных изменений МСА в условиях зрелых кор выветривания (рис. 5):

- незначительный механический износ зёрен гранатов, при явном преобладании мелкого класса (– 0,5 мм); повышенная хромистость пиропов, при преобладании фиолетовых разновидностей;
- явное преобладание кубоидов гранатов (80 %) и наличие зёрен (15 %) с пирамидально-черепитчатой поверхностью, при повышенном количестве зерен с дислокационным типом коррозии (около 12 %). Большинство зерен имеют сильную гипергенную коррозию, уничтожившую признаки докоррозийного износа, а внешний облик зерен сохраняет неправиль-

ную, остроугольную форму, т.е. исходная степень их окатанности была слабая, так как в случае сильного износа из овальных зерен образуются хорошо оформленные кубоиды, а при дислокационной коррозии овальная форма сохраняется;

- высокая степень гипергенных изменений МСА; различная степень механического износа ильменитов и наличие значительного количества зёрен в гранулометрических классах $-2+1$ мм и $-4+2$ мм;
- совместное нахождение в пробах ильменитов различного износа и гранулометрии; наличие явных признаков флювиального переноса;
- весьма неравномерное распределение МСА по латерали; отсутствие в ряде случаев пиропов, при явно аномальных и ураганных концентрациях пикроильменитов;
- аномально высокие (до ураганных) содержания хромитов в бассейне верхнего течения р. Падун.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Кео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. 276с
2. Бартошинский З.В. Минералогическая классификация природных алмазов // Минер.ж., 1983, 5, N5, с. 84–93
3. Гаранин В.К., Посухова Т.В. Типохимизм и последовательность кристаллизации оксидных минералов из связующей массы кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Изв.ВУЗов. Геол. и разведка. 1995, N1, с.43–54
4. Гинзбург А.И., Чернышева Л.В., Куприянова И.И. Типоморфизм минералов. – Москва: Недра, 215 с., 1989
5. Гневушев М.А., Бартошинский З.В., Зинков А.П. и др. Алмазы Якутии. – М.: Недра, 1961
6. Дорохова Г.И., Каплунник Л.Н., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В. Использование растрового электронного микроскопа в практике гониометрических исследований микрокристаллов. Известия ВУЗов сер. «Геология и разведка», N9, 1 986
7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003, 603с
8. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза.– М.: Недра, 1999, 224с
9. 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 кимберлитовой провинции. – М.: Полярный круг, 2005, 624 с.
10. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолиздат. 1955. 427 с.
11. Лазаренко Е.К. Опыт генетической классификации минералов. – Киев: Наукова думка, 1979, 316с.
12. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 263 с.
13. Ровша В.С., Илупин И.П. Хромшпинелиды в кимберлитах Якутии // Геология и геофизика, N2, 1970, с.47–56
14. Ферсман А.Е. Кристаллография алмаза.– М.: Изд-во АН СССР, 1955
15. Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов–спутников из кимберлитов. Киев : Наук.думка. 1989. 183с.
16. Щербакова Т.Е. Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега. – М., РГБ, 2005.

Мантийные ксенолиты из кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега (классификация, генезис, следствия)

Саблуков С.М., Саблукова Л.И.
ИНПК «РУСГЕО», Москва

На основании изучения около 5000 мантийных ксенолитов и содержащих их вулканических пород в Зимнебережном кимберлитовом районе выделены два главных типа мантийного субстрата: гомогенный «дунитовый» и гетерогенный, образованный «эклогит–перидотитовым» и «эклогит–клинопироксенит–перидотитовым» подтипами. Два типа субстрата резко различаются, прежде всего, по присутствию в гетерогенном субстрате ильменитовых гипербазитов. Геохимические особенности кимберлитовых пород позволяют картировать развитие гетерогенного субстрата в центральной части района, а гомогенного субстрата – по периферии района. Подобная закономерность может быть обусловлена геометрией внедрившегося в среднем–позднем девоне астеносферного диапира (интрузива).

Введение

Зимний Берег – уникальный алмазоносный район Мира, где имеется два полных, контрастных по строению и составу ряда позднедевонских кимберлитовых пород (А1–серия и Fe–Ti–серия), дифференцированных от высокоалмазоносных кимберлитов до неалмазоносных мелилититов и пикритов, а также одновозрастные им вулканические трубки толеитовых и субщелочных базальтов [1,7,8,13,16].

Мантийные ксенолиты обнаружены нами в 26–ти из всех 67–ми вулканических объектов Зимнебережного кимберлитового района, изученных в течение 1982–2008 гг. при описании более 35 000 погонных метров керна скважин [9–12,17]. Содержание нодулей низкое, только в 10 трубках они встречаются в количестве более 1 шт./10 пог.м керна. Наибольшее количество нодулей (1–9 шт./10 пог.м керна) встречается в трубках Золотицкого куста (кимберлитах А1–серии), трубках Пачугского куста и в трубке им. В. Гриба (кимберлитах Fe–Ti–серии). В киммелилититах и кимпикритах [6] обеих серий района содержатся лишь единичные нодули, в беспироксеновых щелочных пикритах встречаются единичные включения эклогитоподобных пород и редкие мантийные минералы. В базальтах мантийные нодули и минералы не обнаружены. Коллекция мантийных нодулей насчитывает около 5000 образцов размером от 0,5 до 22 см. Нодули обычно сапонитизированы или серпентинизированы, но в туффизитах на глубине более 250 м часто встречаются свежие образцы. При изучении глубинных включений выполнено более 2000 микрозондовых анализов минералов. Одновременно с изучением глубинных включений проводилось изучение геологического строения и вещественного состава всех вулканических объектов района.

Классификация глубинных включений Зимнего Берега

Для группировки нодулей нами использовались классификационные принципы разных авторов [2,3,4,14,15]. Спектр разновидностей глубинных включений в кимберлитах Зимнего Берега весьма широк: это разнообразные ультрабазиты (включая метасоматиты и комбинированные породы сложного строения и состава), базиты, а также мегакристы. Большинство из известных в Мире типов мантийных ксенолитов присутствуют в кимберлитовых породах Зимнего Берега (рис. 1).

Процессы образования мантийных пород

Непосредственное петрографическое изучение мантийных ксенолитов вместе с изучением особенностей химического состава слагающих их минералов позволяет более объективно и детально выявлять особенности состава и строения различных мантийных пород, а значит, и расшифровывать особенности процессов их образования, преобразований и взаимоотношений.

Признаки магматического происхождения пород. Из ксенолитов ультраосновного состава в трубках Зимнего Берега резко преобладают нодулы *ультрабазитов Mg–Al магматической серии* [4]: разнообразные гранатовые, хромшпинелевые и шпинелевые перидотиты. Эти породы характеризуются аллотриоморфными, гипидиоморфными, протогранулярными, редко мозаично–порфиробластовыми структурами, что указывает на их возможное магматическое происхождение и различную степень метаморфических преобразований. Более того, комплексные породы этого типа (перидотиты и пироксениты) с характерными параллельно–полосчатыми текстурами похожи на фрагменты магматических пород кумулюсного происхождения из расслоенных интрузивов [9–12].



Рис. 1. Классификация глубинных включений в кимберлитовых породах Зимнего Берега

Среди *ультрабазитов Fe–Ti магматической серии* [4] можно выделить две группы пород, различающиеся, вероятно, по особенностям образования. Большая часть этих пород представлена ильменитовыми, гранат–ильменитовыми перидотитами и пироксенитами аллотриоморфной, гипидиоморфной до сидеронитовой, иногда мозаично–порфиробластовой структуры, что (также как и для нодул пород Mg–Al серии) указывает на их возможное магматическое происхождение и различную степень метаморфических преобразований. В целом, эти породы являются более высокотемпературными и высокобарическими, чем гранатовые перидотиты. Это хорошо согласуется с характером взаимоотношений пород этих двух серий в уникальных образцах комплексных пород, в которых зафиксирован процесс активного, «горячего» контактного метасоматического воздействия интрузии ильменит–гранатовых клинопироксенитов на массив гранатовых верлитов с образованием в зоне контакта полосчатых пироп–клинопироксеновых пород с переменным составом минералов –

своеобразных «скарноидов». В данном уникальном случае проявлен процесс высокоградиентного контактового метасоматического замещения. Чаще процесс железо–титанистого метасоматоза проявлен в виде частичных преобразований гранатовых перидотитов (в виде постепенного замещения малинового пирропа оранжевым пирропом или одновременного присутствия малинового и оранжевого пирропа в разных зонах одного образца), вплоть до практически полного замещения гранатовых перидотитов минералами ильменитовой ассоциации с сохранением лишь редких реликтов фиолетового пирропа и энстатита. При полном замещении образуются гранат–ильменитовые перидотиты и пироксениты (по сути – метасоматиты с типичным для ильменитовых перидотитов набором минералов), которые можно считать второй группой ильменитовых пород, образованных в результате метасоматического воздействия магматических ильменитовых перидотитов (первой группы) на гранатовые перидотиты Mg–Al серии (то есть в результате достаточно равномерной, медленной их «пропарки»). Характерным признаком таких пород является агрегатное строение минералов и наличие элементов прожилковых и пойкилитовых структур.

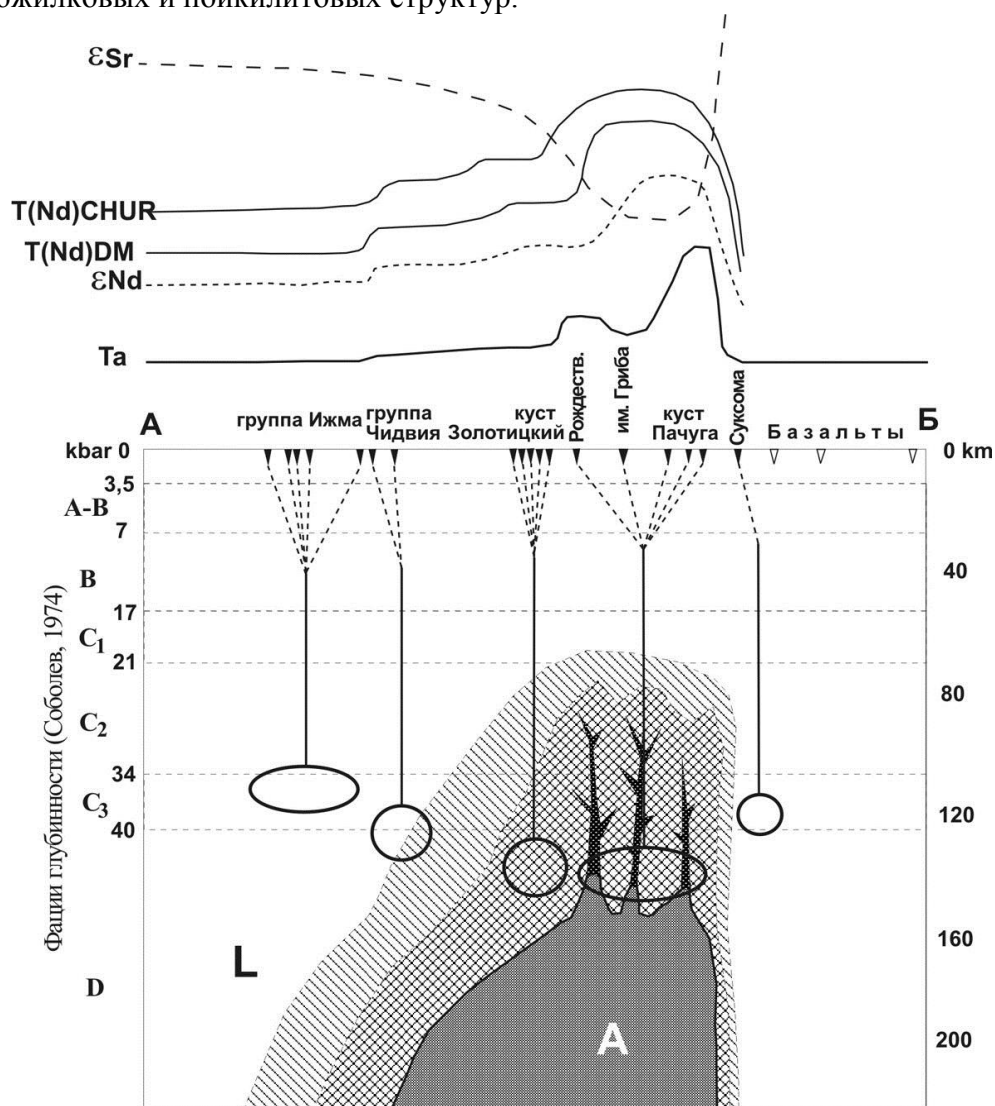


Рис. 2. Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района. Различная штриховка – зоны различной интенсивности метасоматического воздействия астеносферного интрузива (А) на литосферную мантию (L). Овалы – области магмогенерации для разных типов вулканических пород. Вверху – характер изменения некоторых изотопно–геохимических характеристик вулканических пород Зимнебережного района

Мантийный метасоматоз. Широкое развитие разнообразных клинопироксен–флогопитовых, оливин–флогопитовых и флогопитовых пород может указывать на интенсив-

ное проявление процессов мантийного водно–известково–щелочного (калий–кальциевого) метасоматоза в породах материнского глубинного субстрата кимберлитов. Однако, отсутствие видимых признаков замещения этими минералами минералов заведомо первичных мантийных пород, наличие типичных деформированных зёрен и симплектитовых сростаний клинопироксена и флогопита, а также особенности состава минералов таких пород (идентичных по составу соответствующим первичным минералам) указывают на то, что по крайней мере значительная часть таких оливин– и клинопироксен–флогопитовых пород может иметь первично–магматическое, а не метасоматическое происхождение. Такие породы, возможно, могли образоваться из остаточных, обогащённых летучими компонентами расплавов в виде жильных (жилоподобных) тел, аналогично пегматитовым и лампрофировым образованиям (телам) апикальных частей коровых интрузивов. В то же время отчётливые признаки явного водно–известково–щелочного (калий–кальциевого) метасоматоза с развитием, прежде всего мелких выделений флогопита и клинопироксена в «зонах плавления» проявлены очень широко в разных типах пород (и в гранатовых, и в хромшпинелевых перидотитах, и в гранат–ильменитовых перидотитах, и в эклогитах, и даже в клинопироксен–флогопитовых породах). В ксенолитах мантийных пород из кимберлитовых трубок Золотицкого и Пачугского кустов широко проявлены процессы водно–щелочного (калий–натриевого) метасоматоза в виде наложенной амфиболизации – постепенного замещения хромдиопсида и пиропара хромистым паргаситом.

Среди *базитов* наибольшим распространением пользуются эклогитоподобные породы, по составу образующие постепенные переходы с гранулитами. Эти породы слагают, вероятно, нижнекоровые горизонты и частично – верхи мантии. Возможно, с ними связаны и габброиды (оливиновые вебстериты) «чёрной серии». Весьма разнообразны и ксенолиты эклогитов: наряду с наиболее распространёнными эклогитами группы А [15], прослой которых характерны для массивов ультрабазитов, отмечаются также эклогиты группы В, характерные для мигматитизированных гнейсовых комплексов, а также эклогиты группы С и гроспидиты, которые обычно образуют зоны и линзы внутри комплексов альпинотипных метаморфических пород (голубых глаукофановых сланцев). Ксенолиты эклогитов группы С и гроспидиты могут интерпретироваться как фрагменты древней океанической коры, которая была пододвинута под материковую плиту в зоне субдукции [3] (т.е. как фрагмент вещества из зоны субдукции Русской материковой плиты).

Мегакристы. Разнообразие широко распространённых в кимберлитах Зимнего Берега (особенно в кимберлитах Fe–Ti–серии) мегакристов хорошо соответствует разнообразию присутствующих в них типов ксенолитов мантийных пород. Минералы глубинных включений и минералы, встречающиеся в виде отдельных крупных зёрен и сростков зёрен в кимберлитовом цементе, представляют собой, вероятно, продукты разной степени дезинтеграции и плавления соответствующих разнообразных глубинных пород.

В целом, наиболее убедительной является гипотеза А.А. Маракушева [4] о магматическом происхождении большей части включений мантийных пород как фрагментов глубинных расслоенных плутонов (кристаллизация расплава, жильные образования, метасоматиты, скарноиды) при участии мантийных пород метаморфического происхождения, в том числе из зон субдукции.

Типы мантийного субстрата Зимнего Берега

Мантийные ксенолиты в кимберлитовых породах Зимнего Берега чрезвычайно разнообразны по составу, размеру, степени наложенных изменений. Однако встречаются они в строго определённых типах кимберлитовых пород.

В целом, на основании сопоставления состава мантийных ксенолитов с петро–, геохимическими и минералогическими особенностями кимберлитовых пород, можно выделить два типа мантийного субстрата Зимнебережного района, различия между которыми обусловлены как неоднородностью собственно мантийных пород, так и неравномерным воздействием процессов водно–щелочного (калий–натриевого) и водно–известково–щелочного (калий–

кальциевого) мантийного метасоматоза: 1. *гомогенный «дунитовый»* и 2. *гетерогенный «эклогит–перидотитовый»*, который в свою очередь подразделяется на два подтипа: 2А. собственно «эклогит–перидотитовый» и 2Б. «эклогит–клинопироксенит–перидотитовый» [9–12].

1. ГОМОГЕННЫЙ «ДУНИТОВЫЙ» СУБСТРАТ. Набор типов мантийных пород резко сокращён, они имеют почти чисто оливиновый состав, по сути – это дуниты, содержащие клинопироксен, ортопироксен, пироп и хромшпинелид в виде второстепенных или акцессорных минералов. Гипербазиты представлены полным рядом пород по фациям глубинности: от алмаз–пироповой до шпинель–пироксеновой фации. Резко преобладают хромшпинелевые разности, гранатовые гипербазиты находятся в подчинённом количестве, ильменитовые гипербазиты отсутствуют. Породы типичной порфирокластической структуры очень редки. Сильно проявлен мантийный метасоматоз (амфиболизация, флогопитизация), но только в породах гроспидитовой субфации и менее глубинных породах. Базиты представлены в незначительном количестве и почти только эклогитоподобными породами, типичные эклогиты редки. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы А1 серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в кимберлитовых трубках Золотицкого куста (месторождения им. М. Ломоносова): Ломоносовской, Пионерской, Карпинского–1, Карпинского–2, Архангельской и Снегурочке.

2. ГЕТЕРОГЕННЫЙ «ЭКЛОГИТ–ПЕРИДОТИТОВЫЙ» СУБСТРАТ подразделяется на два подтипа:

2А. Собственно «ЭКЛОГИТ–ПЕРИДОТИТОВЫЙ» СУБСТРАТ. Набор типов мантийных пород очень широк. Среди гипербазитов Mg–Al магматической серии резко преобладают гранатовые разности (от алмаз–пироповой фации глубинности до шпинель–пироповой субфации), хромшпинелевые гипербазиты единичны. В отличие от субстрата первого типа здесь широко развиты ильменитовые и пироп–ильменитовые перидотиты и пироксениты, а также эклогиты и мегакристы ильменита и пироба. В большом количестве присутствуют эклогитоподобные породы и гранулиты. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы Fe–Ti серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в кимберлитовых трубках Пачугского куста: Ан–688, Ан–751, Ан–748, Ан–К3а, а также в Ан–734 и Ан–478.

2Б. «ЭКЛОГИТ–КЛИНОПИРОКСЕНИТ–ПЕРИДОТИТОВЫЙ» СУБСТРАТ. Набор типов мантийных пород очень широк. Среди гипербазитов Mg–Al магматической серии резко преобладают гранатовые разности (от алмаз–пироповой фации глубинности до шпинель–пироповой субфации) – это гранатовые дуниты, лерцолиты и клинопироксениты. Хромшпинелевые и шпинелевые перидотиты единичны. Ильменитовые и гранат–ильменитовые перидотиты и пироксениты широко распространены. Очень широко развиты эклогиты групп А, В, С, а также эклогитоподобные породы и гранулиты. В значительном количестве присутствуют мегакристы не только пироба и ильменита, но и диопсида, хромдиопсида, омфацит–жадеита, гросуляра, ортопироксена, оливина, флогопита, рутила, а также многочисленные клинопироксен–флогопитовые «метасоматические породы»; в то же время, признаки метасоматической амфиболизации перидотитов (столь характерные для мантийного субстрата 1–го и 2А типов) – единичны. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы Fe–Ti серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в пока только в трубке им. В.Гриба.

Гомогенный «дунитовый» и гетерогенный «эклогит–перидотитовый» типы мантийного субстрата района резко различаются, прежде всего, по широкому развитию в гетерогенном субстрате разнообразных ильменитовых гипербазитов. Отчётливые геохимические особенности кимберлитовых пород Fe–Ti серии, образовавшихся за счёт плавления гетерогенного мантийного субстрата, позволяет уверенно картировать развитие субстрата этого типа в центральной части Зимнебережного района, а гомогенного мантийного субстрата – по периферии района. Подобная закономерность может быть обусловлена геометрией мантийного диапира, внедрившегося в центральной части района.

Зависимость особенностей вещественного состава кимберлитовых пород от их пространственного расположения

Распределение по площади района характеристик вещественного состава разнообразных кимберлитовых пород имеет удивительно закономерный, симметричный и согласованный характер. Так, наиболее чёткий закономерный характер с элементами симметрии центрального типа имеет распределение по площади района содержания титана и тантала в автолитах вулканических пород [9–12]. Кимберлитовые породы Fe–Ti–серии, развитые в центральной части Зимнебережного района, имеют минералогические, геохимические и Nd–Sr–изотопные характеристики, позволяющие предполагать их астеносферное происхождение [5] (широкое развитие пикроильменита, высокие содержания Ti, Nb, Ta, Nd–Sr–изотопные характеристики, близкие к параметрам BSE). По периферии Зимнебережного района развиты разнообразные кимберлитовые породы Al–серии, источником которых, как предполагается, была древняя обогащённая литосферная мантия [5]. Вещественный состав кимберлитовых пород Al–серии закономерно меняется от периферии района к его центральной части. В этом направлении постепенно увеличивается содержание в породах Ti, Nb, Ta; Nd–Sr–изотопные характеристики постепенно (центростремительно) приближаются к параметрам BSE, постепенно омолаживается модельный возраст обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара – от 1480 до 650 млн. лет. При этом возраст внедрения всех вулканических тел Зимнего Берега по полеофлористическим данным (и единичным радиогеохронологическим данным) примерно одинаковый [8,10] – поздний девон (360–374 млн. лет), что в целом близко модельному возрасту обогащения мантийного источника относительно хондритового резервуара для кимберлитовых пород Fe–Ti–серии Зимнего Берега.

Интересно отметить практически полное совпадение возраста внедрения трубки им. Гриба, определённого по полеофлористическим данным (поздний девон: 360–374 млн. лет) и изотопным характеристикам (Rb–Sr: 372+/-8 млн. лет) с Nd–модельным возрастом обогащения мантийного источника кимберлитов этой трубки ($T_{Nd}(CHUR) = 351$ млн. лет), а также с непосредственным возрастом пород мантийных метасоматических клинопироксен–флогопитовых ксенолитов этой трубки (Rb–Sr: 372–385 млн. лет) и возрастом гранат–ильменитового клинопироксенита из зоны «скарноида» – горячего контакта с гранатовым лерцолитом (Rb–Sr: 361 млн. лет). Это указывает на то, что обогащение лёгкими РЗЭ мантийного источника, образование ильменитсодержащих ультраосновных пород и калиевых метасоматитов мантийного субстрата, а также внедрение кимберлитов трубки им. Гриба были почти синхронными (в геологическом масштабе) и взаимосвязанными событиями. Вероятно, образование трубки им. Гриба и других кимберлитов Fe–Ti–серии района обусловлено внедрением в литосферную мантию в среднем–позднем девоне астеносферного диапира (интрузива). Этот интрузив имел достаточно локальное развитие (десятки километров в диаметре), возможно, частично тектонические контакты, но мог формировать вокруг себя обширные зоны в разной степени переработанных, метасоматизированных пород литосферной мантии, за счёт которых и могли образоваться разнообразные кимберлитовые породы Al–серии района. Постепенное метасоматическое преобразование мантийных пород вплоть до практически полного замещения обычных гранатовых перидотитов гранат–ильменитовыми перидотитами отмечается в мантийных ксенолитах трубки им. Гриба [12].

Изменение модельных возрастов обогащения мантийного источника для разных типов кимберлитовых пород Al–серии района (их «центростремительное омоложение») может являться не следствием разновременных событий обогащения, а следствием постепенного изменения изотопного состава Nd под воздействием молодого астеносферного диапира (интрузива). В соответствии с этим постепенным изменением постепенно меняется и рассчитанный модельный возраст обогащения мантийного источника, что, вероятно, может оказаться артефактом. Метасоматическая «пропарка» астеносферным диапиром окружающих пород литосферной мантии могла приводить к постепенно уменьшающейся (по мере удаления от контакта с диапиром) степени изменения их геохимических и изотопных характеристик, а значит к изменению геохимических и изотопных характеристик образующихся за

счёт их плавления кимберлитов. Модельный разрез верхней мантии Зимнебережного района показан на рис. 2. Вероятно, именно степень астеносферного воздействия на древнюю литосферную мантию, приводящая к усложнению строения и состава мантийных пород в области магмогенерации кимберлитовых расплавов, является одним из основных факторов разнообразия кимберлитовых пород на Зимнем Берегу и в других регионах Мира.

Список литературы

1. Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Журавлев Д.З. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН. 1999. Т.368, N 2. С. 226–229.
2. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия /Под ред. Соболева В.С, Добрецова Н.Л., Соболева Н.В. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
3. Доусон Дж. Б. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
4. Маракушев А.А. Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы //27 МГК. Петрология. Секция С.09. Доклады. Т.9. М.: Наука, 1984. С.153–161.
5. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З. Изотопный состав Sr– и Nd–алмазоносных кимберлитов и мелилититов Архангельского региона // Доклады РАН, 1993, Т.332, N 4, с.491–495
6. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции // Труды НИИГА, 1974, Т.176., Ленинград, Недра, 236 с.
7. Саблуков С.М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Докл. АН СССР. 1990. Т.313. N 4. С.935–939.
8. Саблуков С.М. Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов: Автореф. дисс. ...канд. геол.–мин. наук. Москва, ЦНИГРИ, 1995, 24с.
9. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология, 2000, Т.2, N 5, с.525–554.
10. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М. Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция).// Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» (г. Владивосток). Изд. Института геохимии им. А.П. Виноградова РАН, Иркутск, 2002, С. 134–149.
11. Саблуков С.М., Саблукова Л.И. Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород // Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (Иркутск – Мирный). Изд. Института геохимии им. А.П. Виноградова РАН, Иркутск, 2006, С. 175–190.
12. Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н. (2003) Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Зимний Берег, Россия // Труды III Международного Семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма» (г. Хабаровск). Изд. Института географии РАН, Иркутск, с. 159–187
13. Сеницын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геол. и Геофиз. 1992. №10. С.74–83.
14. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
15. Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W.. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Bull. Geol. Soc. Amer. 1965, 76, 3, p. 483–508.
16. Sablukov S.M. Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province //6–th ICS. Russia. Novosibirsk. 1995. Exstented Abstracts. P.481–483.
17. Sablukova L.I. Mantle nodules in kimberlite rocks of Arkhangelsk.// 6–th ICS. Russia. Novosibirsk. 1995. Exstented Abstracts. P.484–486.

Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция)

¹Самсонов А.В., ¹Носова А.А., ²Третьяченко В.В., ³Ларченко В.А., ¹Ларионова Ю.О.
¹ ИГЕМ РАН, Москва; ² ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Архангельск; ³ «АЛРОСА–Поморье» АК «АЛРОСА», Архангельск

Проведено петрографическое, петрогеохимическое и изотопное изучение пород кристаллического фундамента Архангельской алмазоносной провинции (ААП). По результатам этих работ в составе фундамента ААП выделены два контрастных по возрасту, строению и составу структурно-вещественных домена: Онего–Двинский блок (ОДБ) и Зимнебережная зона (ЗБЗ). Онего–Двинский блок, кора которого была сформирована в неорхее, по набору породных ассоциаций, их петрогеохимическим и изотопным характеристикам является аналогом Беломорского подвижного пояса (БПП) – крупной и детально изученной структуры Балтийского щита, сформированной в ходе интенсивной переработки архейской коры палеопротерозойскими рифтогенными и коллизионно-надвиговыми процессами. Зимнебережная зона сложена ювенильными палеопротерозойскими комплексами и может быть сопоставлена с Умбинским блоком, который входит в состав осевой части Лапландско–Кольского орогена – крупной палеопротерозойской структуры, сформированной при закрытии палеопротерозойского океана в ходе коллизии Карельского и Кольского архейских континентальных блоков (Глебовицкий, 2005). Таким образом, раннедокембрийские тектонические структуры кристаллического фундамента ААП являются восточным продолжением крупного палеопротерозойского коллизионного Лапландско–Кольского орогена Балтийского щита. Зимнебережная зона маркирует осевую шовную часть этого орогена, в то время как Онего–Важский блок, являющийся продолжением БПП, представляет фронтальную зону переработки архейского блока в ходе палеопротерозойской коллизии. Полученные данные по кристаллическому фундаменту ААП свидетельствуют о локализации промышленно алмазоносных кимберлитов этой провинции в палеопротерозойском коллизионном шве, в то время как за пределами этого шва в архейской раме располагаются родственные кимберлитам неалмазоносные пикритовые и мелилититовые трубки взрыва. Это является примером очевидного противоречия «правилу Клиффорда», согласно которому алмазоносные кимберлиты локализованы в максимально древних участках континентальной коры или «архонах». И напротив, данные по ААП хорошо дополняют альтернативную закономерность размещения алмазоносных кимберлитов севера Восточно–Европейской платформы в палеопротерозойских коллизионных швах.

Введение

Вопросы времени и истории формирования раннедокембрийского кристаллического фундамента алмазоносных провинций являются предметом пристального внимания специалистов алмазной геологии, поскольку они имеют как прикладной, так и фундаментальный характер. По опыту многолетних исследований было сформулировано эмпирическое положение о том, что промышленно алмазоносные кимберлиты и лампроиты тяготеют главным образом к наиболее древним архейским блокам, в которых не проявлены постархейские процессы плюмового магматизма, рифтогенеза и коллизии – то есть эндогенной активности, разрушавшей древние литосферные корни и содержащиеся в них алмазы (Clifford, 1966; Helmstaedt, Gurney, 1995). Эта гипотеза сохранной архейской литосферы, известная как «правило Клиффорда», до сих пор служит главным прогнозно–поисковым критерием для выделения площадей, перспективных на алмазоносные кимберлиты и лампроиты, а также является основой при обсуждении фундаментальной проблемы происхождения и сохранности глубинных источников алмазов (Stachel et al., 2005). Так, в большинстве современных моделей алмазы рассматриваются как ксенокристы, вынесенные кимберлитами и лампроитами из глубинных (> 150 км) частей литосферной мантии, которые, согласно геохронологическим данным по минералам–узникам в алмазах, были сформированы в архее и избежали последующей тектономагматической переработки (обзор в работе Stachel et al., 2005).

Однако в последние десятилетия 20–го века появились факты, противоречащие этим эмпирическим закономерностям. И это обусловлено не только массовым открытием новых кимберлитовых и лампроитовых трубок, но и значительным прогрессом в наших знаниях о строении и составе раннедокембрийской коры. Ярким примером этому служит Южно–Африканский кратон – колыбель геологии кимберлитов и полигон для разработки «правила Клиффорда» (Clifford, 1966). Во–первых, здесь фиксируются многочисленные (с палеопротерозоя до фанерозоя) этапы внутриплитной магматической активности, которые предшествовали внедрению алмазоносных кимберлитов (Cawthorn, 2005) и должны были бы частично уничтожить алмазоносные литосферные корни (Helmstaedt, Gurney, 1995). И, во–вторых, промышленно алмазоносная неопротерозойская кимберлитовая трубка Венишиа локализована в сравнительно молодой структуре Южно–Африканского кратона – неоархейском мобильном поясе Лимпопо (Deines et al., 2001). Следующим подобным примером является кратон Кимберли, где мезопротерозойская промышленно алмазоносная лампроитовая трубка Аргайл локализована в палеопротерозойской подвижной зоне Холс–Крик (~2200 млн. лет), которая разделяет архейские блоки Кимберли и Стерт (Джекс и др., 1989). Еще одним случаем значительного отклонения тектонической позиции алмазоносных кимберлитов от «правила Клиффорда» может служить север Восточно–Европейского платформы (ВЕП), который является предметом рассмотрения в данной статье.

1. Локализация кимберлитов в структурах фундамента Севера ВЕН

В северной части ВЕП известны алмазоносные кимберлиты трех возрастов (рис. 1): (1) палеопротерозойские (~1.76 млрд. лет) кимберлиты Кимозера в Центральной Карелии (Ушков, 2001), (2) неопротерозойские (589–626 млн. лет) кимберлиты Каави–Куопио в Восточной Финляндии (O'Brien et al., 2005) и (3) девонские (367–380 млн. лет) кимберлиты Терского Берега Кольского полуострова (Arzamastsev et al., 2001) и девонско–раннекаменноугольные (340–410 млн. лет) Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (ААП) (Ларченко, 2005; Третьяченко, 2008). Причем расположенные среди хорошо изученных раннедокембрийских комплексов Балтийского щита неопротерозойские кимберлиты Восточной Финляндии и девонские кимберлиты Терского Берега приурочены к палеопротерозойским коллизионным зонам (рис. 1).

Что касается самой крупной и промышленно значимой ААП, то позиция ее кимберлитов по отношению к структурам древней коры остается неясной, поскольку представления о строении, составе и возрасте раннедокембрийского кристаллического фундамента, погребенного под платформенным чехлом, весьма противоречивы. При полном отсутствии геохронологических данных, длительное время предполагался архейский возраст кристаллического фундамента провинции, который рассматривался как восточное продолжение Беломорского блока Балтийского щита, или как самостоятельный Кулойский гранулитогнейсовый блок (Крестин и др., 1990; White et al., 1995). Однако, полученные за последние годы данные дают основания предполагать, что алмазоносные кимберлиты ААП приурочены к зоне распространения палеопротерозойских пород. На сегодня это предположение базируется на ряде косвенных аргументов, включая геолого–геофизические данные, результаты изотопно–геохимических и геохронологических исследований коровых ксенолитов и ксеногенных цирконов из кимберлитов, а также изотопно–геохимические особенности самих кимберлитов.

Геофизические данные позволяют выделить в кристаллическом фундаменте ААП субширотную линейную зону градиентных положительных магнитных и плотностных аномалий, в пределах которой сосредоточены все алмазоносные кимберлиты Зимнего Берега. Эта Зимнебережная зона (ЗБЗ), южный борт которой в структурах чехла трассируется Керекко–Кандалакшским грабеном, разделяет блоки с разным рисунком магнитного поля и, возможно, является юго–восточным продолжением крупного палеопротерозойского коллизионного шва – Лапландско–Кольского орогена между Карельским и Кольским архейскими террейнами (Daly et al., 2001) (рис. 1). На палеопротерозойский возраст нижней коры этой

зоны указывают коровые ксенолиты из алмазоносного кимберлита трубки 688 Кепинского поля (Markwick, Downes, 2000), вынесенные из нижней коры (Р от 10 до 14 кбар). По составу эти ксенолиты отвечают толеитовым и известково-щелочным базальтам, имеют островодужные геохимические характеристики и представляют ювенильный палеопротерозойский метамагматический материал с переменным и в целом незначительным вкладом архейского вещества ($T_{Nd}(DM)$ = от 1.99 до 2.32 млрд. лет (Markwick, Downes, 2000). Информацию о ведущей роли ювенильных палеопротерозойских пород в вертикальном разрезе коры ЗБЗ дают также результаты U–Pb изотопного датирования захваченных цирконов, выделенных из порфирированного кимберлита трубки им. В.Гриба (Петров и др., 2006): из 36 изученных зерен только 2 имеют архейские возрасты, в то время как преобладающая часть возрастных определений отвечает интервалу 1.8–2.0 млрд. лет. Косвенные свидетельства в пользу гетерогенности кристаллического фундамента ААП и возможной приуроченности алмазоносных кимберлитов к участкам палеопротерозойской коры дают Sm–Nd изотопные характеристики кимберлитов, которые, вероятно, отражают не только особенности мантийного источника этих пород, но и контаминирующего их корового вещества. Относительно более молодой, возможно, палеопротерозойский возраст коры, вмещающей собственно алмазоносные кимберлиты Золотицкого, Верхотинского и Кепинского полей Зимнего Берега, подчеркивается Sm–Nd изотопно-геохимическими характеристиками этих кимберлитов (ϵNd_{380} от –4 до +3). И, напротив, для неалмазоносных кимберлитовых силлов р.Мелы, щелочных пикритов Чидвинско-Ижмозерского поля и мелилититов Неноксы, расположенных севернее и южнее ЗБЗ, величины ϵNd_{380} варьируют в интервале от –5 до –10 (Кононова и др., 2006), что может указывать на более древний, вероятно архейский, возраст прорываемых ими пород фундамента.

Все эти косвенные свидетельства того, что фундамент Зимнебережного района, в котором сосредоточены алмазоносные кимберлиты, был сформирован в палеопротерозое, дополняются обсуждаемыми в настоящей статье результатами петрографических, петрогеохимических и изотопных исследований пород поверхности фундамента ААП.

2. Методы исследований

Для геохимических исследований отбирались пробы весом 0.1–0.5 кг из керна скважин. После дробления и квартования отбиралась навеска массой 30 г., которая истиралась и использовалась для определения содержаний петрогенных и редких элементов и изотопного анализа. Содержания петрогенных элементов определялись во всех отобранных образцах в ИГЕМ РАН рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA–20R в стеклах, полученных путем сплавления с метаборатом лития. Концентрации редких элементов определялись методом ICP–MS (индукционно-связанная плазма с масс-спектрометрическим окончанием) со вскрытием образцов по методике сплавления с метаборатом лития в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМ-ГРЭ) МПР РФ и в Аналитический сертификационный испытательный центр Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов (АСИЦ ИПТМ) РАН. Sm–Nd изотопные исследования были проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Детальное описание методики химической подготовки образцов и измерений изотопного состава неодима приведено в работе (Ларионова и др., 2007). Для оценки T–P параметров метаморфических преобразований пород исходя из их петрографических особенностей выбирались минеральные фазы, структурные соотношения которых позволяют предположить их равновесное сосуществование. Для расчетов были использованы несколько компьютерных программ: TPF (ИЭМ РАН), GEOPATH (Gerya, Perchuk, 1992), THERMOCALC (Holland, Powell, 1998) и TWEEQU (TWQ 2.2, Berman, 1991).

Таблица 1

Составы пород кристаллического фундамента ААП

домен скв/гл (м)	ЗБЗ, диорит–гранодиоритовые гранитоиды						ЗБЗ, амфиболиты и Би–Амф сланцы				
	570/945.5–979		773/1102–1129				570/945.5–979				
образец	С–84	570–5	773–1	773–2	773–31	773–32	570–1	570–2	570–3	570–4	С–83/1
порода	диорит	гранодиорит	кварцевый диориты			микродиорит	амфиболиты			Би–Амф сланец	
SiO ₂	61.16	67.01	63.90	67.53	65.61	53.74	52.73	52.60	52.98	50.14	48.94
TiO ₂	0.80	0.92	0.78	0.57	0.77	1.28	1.14	1.16	1.16	1.22	0.81
Al ₂ O ₃	15.54	14.01	14.34	13.69	14.07	18.89	15.18	15.09	15.07	14.10	14.08
Fe ₂ O ₃	6.64	6.05	6.04	4.67	5.72	8.77	10.48	10.68	10.56	11.38	10.80
MnO	0.16	0.10	0.11	0.10	0.10	0.13	0.20	0.20	0.19	0.27	0.26
MgO	4.13	2.52	3.82	2.87	3.79	4.56	5.80	5.87	5.65	9.83	12.92
CaO	4.18	2.66	3.84	3.15	3.40	5.27	9.67	9.59	9.64	6.65	5.90
Na ₂ O	3.65	3.90	3.79	3.54	4.19	4.16	3.04	2.96	3.06	1.67	1.81
K ₂ O	3.42	2.60	2.96	3.58	1.99	2.60	1.47	1.54	1.39	4.51	4.31
P ₂ O ₅	0.33	0.24	0.42	0.30	0.35	0.60	0.29	0.30	0.31	0.23	0.17
ППП	1.16	0.56	0.67	0.65	0.78	0.84	0.62	0.64	0.59	0.77	1.14
СУММА	99.78	99.27	99.12	99.10	99.08	99.01	99.29	99.25	99.31	99.10	99.82
Mg#	0.55	0.45	0.56	0.55	0.57	0.51	0.52	0.52	0.51	0.63	0.70
V	98.0		140			261		269		249	152
Cr	55.1	26	152	48	58	22.4	191	270	187	310	278
Co	20.4		20.7			29.3		36.0		36.3	42.7
Ni	10.1	19	89.7	57	67	69.0	118	113	116	126	69.9
Rb	118	100	80.7	78	65	87.0	30	38.0	29	179	210
Sr	589	200	829	605	645	804	203	260	210	129	124
Y	28.4		24.6			28.2		24.6		37.0	34.7
Zr	230	283	169	138	143	136	68	58.9	66	106	78.8
Nb	7.75		10.0			15.5		4.71		9.33	6.54
Cs	1.94		1.98			2.69		1.26		7.29	7.26
Ba	856	965	1025	1692	500	491	392	417	330	526	437
La	82.2		52.4			49.5		15.1		17.1	9.66
Ce	157		92.8			101		31.2		33.7	24.7
Pr	17.1		11.5			12.6		4.29		4.73	3.52
Nd	60.2		47.7			53.4		18.8		22.8	16.3
Sm	8.88		8.64			11.1		4.46		5.61	4.12
Eu	1.92		1.96			2.03		1.27		1.08	1.04
Gd	6.19		6.62			7.88		4.70		5.52	4.58
Tb	0.827		0.980			0.987		0.696		0.908	0.743
Dy	4.51		4.90			5.20		4.62		5.05	4.80
Ho	0.873		0.904			1.05		0.899		1.27	1.05
Er	2.38		2.83			3.15		2.86		4.00	3.04
Tm	0.350		0.376			0.481		0.427		0.605	0.492
Yb	2.27		2.27			2.81		2.97		3.75	3.39
Lu	0.335		0.395			0.279		0.402		0.536	0.558
Hf	5.24		4.30			1.31		1.88		2.89	2.25
Ta	0.412		0.448			1.27		0.387		0.426	0.723
Pb			11.7			17.1		6.11		3.50	
Th	11.5		5.63			6.33		2.36		2.52	2.12
U	0.707		0.553			0.651		0.941		0.952	3.55
La _N /Yb _N	24.4		15.6			11.9		3.43		3.08	1.92
La _N /Sm _N	5.83		3.82			2.81		2.13		1.91	1.47
Gd _N /Yb _N	2.20		2.35			2.26		1.28		1.19	1.09
Eu/Eu*	0.793		0.791			0.663		0.846		0.592	0.735
Лаб.	1	3	2	3	3	2	3	2	3	2	1

Примечания. Оксиды даны в мас. % и пересчитаны на сухой остаток. Элементы приведены в мкг/г. Лаб. – лаборатория и метод определения редких элементов: 1 – ИМГРЭ МПР, ICP–MS; 2 – ИГЕМ РАН, XRF; 3 – АСИЦ ИПТМ РАН, ICP–MS. Пустое поле – элемент не определялся.

Таблица 1 (продолжение)

домен	ЗБЗ, граниты, аплиты, пегматиты					южный борт ЗБЗ, гнейсы		
скв/гл (м)	1200/1002	570/945.5–979				771/867–888		
образец	С–85	570–6	570–9	570–10	570–12	771–1	771–2	771–20
порода	гранит	аплит		пегматит		Сил–Гр–Би гнейсы		
SiO ₂	73.77	77.79	77.87	77.05	82.38	66.64	77.47	74.27
TiO ₂	0.35	0.28	0.25	0.45	0.27	0.81	0.69	0.62
Al ₂ O ₃	13.56	11.81	11.78	10.60	8.03	16.02	10.97	12.87
Fe ₂ O ₃	3.14	1.44	1.53	3.18	3.85	6.05	3.67	4.18
MnO	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.13	0.04	0.04
MgO	0.39	0.32	0.40	1.85	0.21	1.75	1.34	1.24
CaO	1.18	0.62	0.72	1.93	0.88	1.52	0.54	0.68
Na ₂ O	4.20	2.81	3.02	3.03	3.03	4.31	1.51	1.75
K ₂ O	3.32	4.85	4.36	1.85	1.32	2.26	3.69	4.27
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.01	0.01	0.51	0.07	0.07
ППП	0.55	0.46	0.54	0.52	0.44	1.83	1.31	1.64
СУММА	99.81	99.32	99.27	99.37	99.47	98.08	98.56	98.16
Mg#	0.20	0.31	0.34	0.54	0.10	0.36	0.42	0.37
V	8.35	15.6		42.8		83.2		
Cr	15.9	15.5	14	55.1	15	15.4	27	34
Co	5.28	4.31		16.1		16.3		
Ni	9.99	19.7	9	37.9	6	22.0	28	33
Rb	65.9	90.5	88	66.0	27	102	134	149
Sr	214	109	125	200	108	118	105	148
Y	39.5	32.6		2.01		58.9		
Zr	301	201	159	233	325	260	254	238
Nb	4.03	10.6		8.23		18.7		
Cs	0.785	1.45		2.06		1.24		
Ba	1346	1259	1630	468	484	400	695	1181
La	52.1	37.3		3.10		88.0		
Ce	114	91.6		5.11		187		
Pr	13.5	10.7		0.546		21.1		
Nd	51.7	43.0		2.16		87.4		
Sm	9.73	8.70		0.417		15.7		
Eu	1.45	1.19		0.647		1.95		
Gd	7.45	7.11		0.349		13.6		
Tb	1.11	1.00		0.045		1.84		
Dy	6.42	5.61		0.368		10.1		
Ho	1.33	1.16		0.063		1.85		
Er	3.67	3.42		0.239		4.88		
Tm	0.564	0.474		0.049		0.663		
Yb	3.68	3.17		0.429		4.02		
Lu	0.535	0.487		0.105		0.625		
Hf	7.39	6.97		7.81		7.20		
Ta	0.667	2.00		0.402		0.673		
Pb		14.2		10.7		16.7		
Th	10.5	19.4		0.370		29.1		
U	2.16	5.11		1.88		3.93		
La _N /Yb _N	9.56	7.95		4.88		14.8		
La _N /Sm _N	3.37	2.70		4.68		3.52		
Gd _N /Yb _N	1.64	1.81		0.657		2.73		
Eu/Eu*	0.522	0.464		5.18		0.408		
Лаб.	1	2	3	2	3	2	3	3

Таблица 1 (продолжение)

домен	Онего–Двинский блок, плагиогнейсы					Онего–Двинский блок, мафические породы		
скв/гл (м)		M1/139	M2/166	M2/170	M2/176		M1–2/159	M1–2/162.6
образец	C–89	M1/139	M2/166	M2/170	M2/176	C–90	M1–2/159	M1–2/162.6
порода	Амф–Гр–Би плагиогнейсы					Гр гранулит	Гр амфиболиты	
SiO ₂	68.51	72.20	62.08	64.74	65.33	50.29	47.30	47.90
TiO ₂	0.41	0.39	0.61	0.42	0.46	1.20	1.34	1.50
Al ₂ O ₃	15.98	14.09	18.49	18.69	18.54	13.76	15.85	15.30
Fe ₂ O ₃	3.78	3.68	5.35	3.65	3.63	15.74	13.72	13.85
MnO	0.05	0.04	0.11	0.06	0.04	0.24	0.22	0.21
MgO	1.47	1.25	3.22	2.18	1.50	5.88	10.41	9.58
CaO	4.29	3.60	4.05	4.17	3.46	10.25	8.62	8.91
Na ₂ O	4.44	3.74	5.03	5.23	5.72	2.10	1.79	1.93
K ₂ O	0.95	0.89	0.89	0.68	1.15	0.39	0.48	0.54
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.17	0.18	0.18	0.14	0.27	0.29
ППП	0.57	0.64	3.06	2.06	0.84	0.46	1.66	2.05
СУММА	99.85	99.89	99.86	99.83	99.82	99.88	98.36	99.98
Mg#	0.44	0.40	0.54	0.54	0.45	0.43	0.60	0.58
V	43.5	52.5			55.8	267	199	215
Cr	20.3	26.6	28	57	66.5	59.3	514	418
Co	9.19	31.8			12.8	48.9	72.5	59.3
Ni	9.63	36.7	29	29	137	73.7	254	204
Rb	30.8	35.3	11	16	28.6	8.92	8.45	8.43
Sr	475	627	624	628	835	147	217	215
Y	5.92	5.31			5.57	30.7	27.9	26.4
Zr	166	165	132	132	124	120	148	157
Nb	3.19	4.18			2.76	3.78	10.5	11.6
Cs	0.392	0.409			0.709	0.065	0.134	0.165
Ba	314	370	450	584	548	129	158	160
La	14.9	21.8			19.2	10.5	14.1	13.9
Ce	30.8	56.3			39.1	25.2	35.6	37.4
Pr	3.65	5.24			4.62	3.37	4.84	5.12
Nd	13.9	17.5			17.6	15.0	20.9	22.6
Sm	2.41	2.36			2.61	3.82	4.85	5.30
Eu	0.741	0.597			1.29	1.19	1.46	1.62
Gd	1.73	1.38			1.79	4.31	4.77	5.29
Tb	0.222	0.161			0.207	0.748	0.758	0.818
Dy	1.16	0.839			0.969	5.03	4.78	5.00
Ho	0.198	0.162			0.186	1.09	1.00	1.02
Er	0.535	0.460			0.467	3.05	2.77	2.75
Tm	0.066	0.069			0.062	0.468	0.410	0.394
Yb	0.466	0.444			0.355	3.02	2.65	2.48
Lu	0.063	0.066			0.052	0.446	0.401	0.377
Hf	3.93	3.70			2.52	3.19	3.29	3.43
Ta	0.137	0.186			0.078	0.284	0.570	0.619
Pb		8.25			13.2		2.68	3.46
Th	0.276	6.88			0.020	1.42	0.548	0.563
U	0.114	0.083			0.058	0.312	0.165	0.127
La _N /Yb _N	21.6	33.2			36.5	2.35	3.58	3.77
La _N /Sm _N	3.90	5.83			4.63	1.73	1.83	1.65
Gd _N /Yb _N	3.01	2.51			4.07	1.15	1.45	1.72
Eu/Eu*	1.11	1.01			1.82	0.898	0.930	0.934
Лаб.	1	1	3	3	1	1	1	1

Таблица 1 (окончание)

домен	Онего–Двинский блок, мафические породы						Онего–Двинский блок, пегматиты,		
скв/гл (м)	M1/129	M1/130	M2/168	M2/173	M2/174	M2/180	M1/138	M1/140	M2/172
образец	M1/129	M1/130	M2/168	M2/173	M2/174	M2/180	M1/138	M1/140	M2/172
порода	горнблендиты		Би–Амф сланцы			Му–Би сланец	плагнопегматиты		плагноаплит
SiO ₂	46.27	44.28	43.89	55.09	52.55	40.95	72.50	71.26	73.19
TiO ₂	0.81	0.81	1.13	1.19	1.17	2.03	0.37	0.52	0.45
Al ₂ O ₃	11.33	12.41	13.33	14.74	17.87	18.39	14.13	14.38	13.25
Fe ₂ O ₃	16.10	18.75	17.74	13.89	11.90	18.62	2.91	3.58	5.62
MnO	0.35	0.23	0.44	0.13	0.13	0.20	0.01	0.02	0.04
MgO	15.62	15.81	14.05	7.73	7.08	9.42	1.56	1.71	0.35
CaO	8.39	5.89	6.33	1.43	2.63	1.95	3.05	2.97	2.16
Na ₂ O	0.86	0.92	0.92	2.04	3.36	1.30	4.18	4.17	3.92
K ₂ O	0.24	0.77	2.01	3.68	3.03	6.54	1.27	1.38	0.95
P ₂ O ₅	0.04	0.13	0.16	0.07	0.27	0.61	0.01	0.01	0.07
ППП	8.09	6.69	8.45	3.37	4.09	3.48	0.55	0.71	0.72
СУММА	99.79	99.71	99.79	99.78	99.80	99.57	99.82	99.79	99.74
Mg#	0.66	0.63	0.61	0.52	0.54	0.50	0.52	0.49	0.11
V	160	176	164	162		149	36.5		33.5
Cr	1511	1975	644	296		171	55.9	21	37.8
Co	53.2	53.2	62.2	57.3		70.4	14.5		4.64
Ni	471	486	385	176		144	74.1	25	31.3
Rb	3.88	25.3	42.3	135	110	225	51.4	53	13.9
Sr	59.4	67.9	114	179	372	178	792	751	359
Y	13.4	12.7	34.6	19.0		19.0	2.69		29.7
Zr	76.1	92.1	74.8	72.5	109	77.4	204	104	1283
Nb	3.87	3.90	13.4	2.33		11.8	2.46		8.31
Cs	0.094	0.655	1.96	5.34		5.93	0.532		0.079
Ba	10.5	110	434	866	660	3395	771	1011	1220
La	6.47	15.2	43.2	6.03		16.8	7.33		179
Ce	14.5	32.9	145	12.7		44.7	13.9		364
Pr	2.04	4.04	20.7	2.37		5.64	1.40		40.4
Nd	9.45	16.6	88.8	11.4		24.8	4.57		140
Sm	2.52	3.34	16.2	3.21		5.06	0.557		18.6
Eu	0.444	0.693	3.54	1.30		1.35	0.235		4.13
Gd	2.48	2.91	11.6	3.75		4.22	0.302		11.0
Tb	0.372	0.417	1.51	0.600		0.624	0.031		1.22
Dy	2.20	2.30	7.61	3.65		3.71	0.160		5.76
Ho	0.429	0.457	1.38	0.733		0.765	0.031		1.14
Er	1.13	1.23	3.39	1.97		2.17	0.092		3.48
Tm	0.152	0.170	0.450	0.267		0.303	0.014		0.536
Yb	0.916	1.05	2.56	1.49		1.62	0.100		3.59
Lu	0.145	0.170	0.363	0.200		0.194	0.019		0.596
Hf	2.03	2.32	2.31	1.95		2.06	4.66		24.7
Ta	0.209	0.271	0.349	0.117		0.969	0.100		0.309
Pb	3.18	3.66	3.50	6.05		8.58	9.46		9.68
Th	2.13	1.85	0.058	0.015		0.214	1.40		10.0
U	0.341	0.365	0.159	0.037		0.217	0.041		0.798
La _N /Yb _N	4.76	9.76	11.4	2.73		7.00	49.7		33.5
La _N /Sm _N	1.62	2.86	1.67	1.18		2.09	8.29		6.05
Gd _N /Yb _N	2.19	2.24	3.66	2.03		2.11	2.46		2.47
Eu/Eu*	0.544	0.680	0.789	1.15		0.895	1.75		0.884
Лаб.	1	1	1	1	3	1	1	3	1

Таблица 2

Sm–Nd изотопные данные по породам кристаллического фундамента ААП

Привязка образца	Образец	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ *	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2 \sigma$	T**	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ***
Зимнебережная зона										
Скважина 1200, 1002 м.	C–85	гранит	8.57	46.6	0.11106	0.511663	0.000013	1860	1.4	2201
Скважина 570, 945.3–979 м.	C–83/1	биотит–амфиболовый сланец	3.95	15.2	0.15681	0.512224	0.000013	1860	1.5	2473
Скважина 570, 945.3–979 м.	C–84	диорит	8.65	56.7	0.09228	0.511431	0.000013	1860	1.4	2151
Скважина 570, 945.3–979 м.	570–6	аплит	9.93	48.2	0.12454	0.511821	0.000012	1860	1.3	2265
Скважина 773, 1102–1129 м.	773–1	кварцевый диорит	7.66	43.9	0.10557	0.511593	0.000007	1860	1.4	2188
Скважина 773, 1102–1129 м.	773–32	микродиорит из включения	9.01	50.1	0.10884	0.511648	0.000007	1860	1.7	2177
Южный борт Зимнебережной зоны										
Скважина 771, 880 м.	771–1	силлманит–гранат–биотитовый гнейс	11.1	58.2	0.11502	0.511638	0.000009	1860	–0.4	2327
Скважина 770, 1378 м.	770–1	песчаник, рифей	1.43	7.62	0.11331	0.511598	0.000027			2348
Онего–Двинский блок										
Карьер Покровский	C–89	гранат–амфибол–биотитовый плагиогнейс	2.41	15.7	0.09289	0.510891	0.000013	2800	3.4	2835
Карьер Покровский	C–90	гранатовый гранулит	3.87	15.4	0.15179	0.511935	0.000013	2800	2.5	2976
Мятозеро	M1/138	плагиопегматит	0.489	4.25	0.06956	0.510681	0.000011	2700	6.0	2599
Мятозеро	M1/139	гранат–биотитовый плагиогнейс	2.16	16.0	0.08155	0.510739	0.000010	2800	4.5	2767
Мятозеро	M2/172	плагиоаплит	18.6	140	0.07998	0.510785	0.000010	2700	4.4	2683
Мятозеро	M2/176	гранат–биотитовый плагиогнейс	2.72	18.8	0.08764	0.510795	0.000011	2800	3.4	2832

Примечания:

* Погрешность изотопного отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята лучше 0.2 отн.%

T** – возраст (млн.лет), предполагаемый для протолитов пород на основании данных по аналогичным объектам на Балтийском щите (см.текст)

 $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ *** – модельный возраст рассчитан по отношению к DM с параметрами (Goldstein, Jacobsen, 1988)

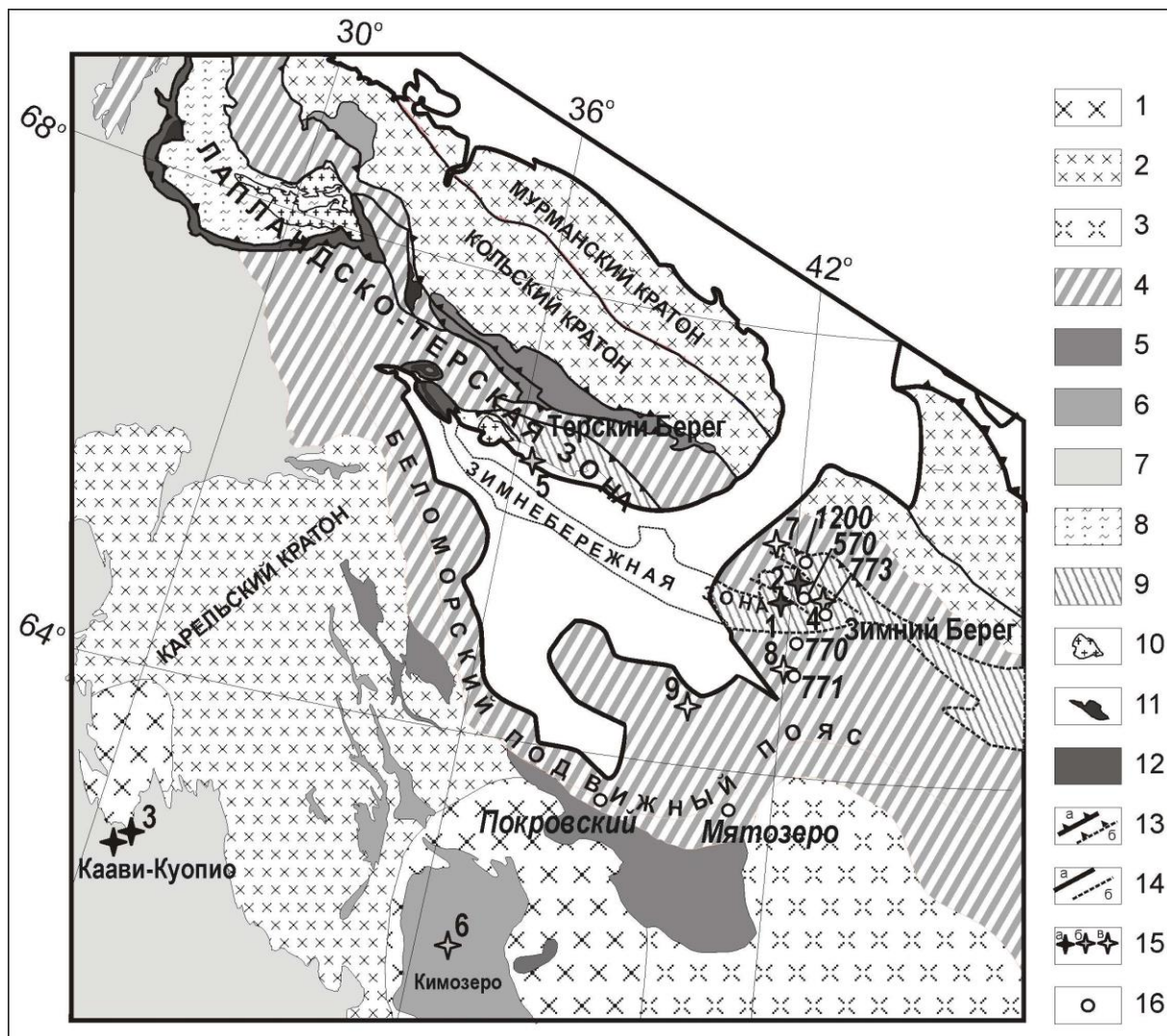


Рис. 1. Тектоническая схема севера Восточно-Европейского кратона. Составлена с использованием данных (Daly et al., 2001; Kostinen et al., 2001; Карта аномального магнитного поля..., 1993).

1–3 – архейские блоки: 1 – мезоархейские, 2 – неоархейские, 3 – неуставленного возраста; 4 – Беломорский подвижный пояс; 5–12 – палеопротерозойские структуры: 5 – начала палеопротерозоя (2,45 млрд. лет); 6 – с установленным многоэтапным развитием (2,45 – 1,75 млрд. лет); 7 – свекофенской области (2,0–1,7 млрд. лет); 8–12 – Лапландско-Терская и Зимнебережная сутурные зоны: 8 – метаосадки (2,0 млрд. лет), 9 – ТТГ ортогнейсы, гранитоиды (2,0 – 1,8 млрд. лет), 10 – эндербиты, чарнокиты (1,91–1,94 млрд. лет), 11 – анортозиты (2,45 и 1,9 млрд. лет), 12 – коллизионный меланж; 13–14 – тектонические нарушения: 13 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые, 14 – прочие: а – установленные, б – предполагаемые; 15 – проявления (поля) кимберлитового и родственного магматизма: а – алмазоносные (1 – Золотицкое, 2 – тр. им. В.Гриба, 3 – Каави-Куопио); б – убого алмазоносные (4 – Кепинское, 5 – тр. Ермаковская, 6 – Кимозеро); в – неалмазоносные (7 – Мельское, 8 – Чидвинско-Ижмозёрское, 9 – Ненокское), 16 – точки опробования (скважины, их номера, карьеры)

3. Состав и возраст раннедокембрийского фундамента ААП

Изучение пород кристаллического фундамента ААП проведено как для Зимнебережной зоны (ЗБЗ), в которой локализованы все известные на сегодня алмазоносные кимберли-

ты, так и южной части провинции – Онего–Двинского блока (ОДБ), где распространены родственные кимберлитам, но неалмазоносные мелиллититы и пикриты (рис. 1).

3.1. Зимнебережная зона

Исследования ЗБЗ проведены по керну скважин 570, 773 и 1200 (рис. 1). Скважина 570, пробуренная в Золотицком кимберлитовом поле, на интервале глубин 945–979 м вскрыла тектонизированные гранитоиды диорит–гранодиоритового состава, амфиболиты и биотит–амфиболовые сланцы, прорванные жилами аплитов и пегматитов. Скважина 773, пробуренная в Кепинском поле кимберлитов, в интервале глубин 1102–1129 м вскрыла под осадками однородный массив среднезернистых гнейсовидных кварцевых диоритов с редкими включениями более мафических микрозернистых диоритов. Скважина 1200, пробуренная в северной части ЗБЗ в пределах Мегорского кимберлитового поля, вскрыла в фундаменте на глубине около 1000 м тектонизированные граниты.

Гранитоиды диорит–гранодиоритового состава, в разной степени деформированные, преобладают в разрезах скважин 570 и 773. Это – средне- и крупнозернистые породы, состоят из кварца, плагиоклаза, биотита (\pm амфибол \pm КПШ), в аксессуарных количествах представлены апатит, циркон и вторичные карбонат, сфен, эпидот. Первичные структуры гранитоидов сильно затушеваны хрупко–пластичными деформациями с образованием зон катаклизмов, между которыми сохраняются менее преобразованные микродомены с реликтами порфирированной структуры. Такой характер тектонической переработки указывает на сдвиговую природу деформаций, которые протекали в условиях эпидот–амфиболитовой фации. Встреченные в гранитоидах меланократовые включения микродиоритов имеют жиле- и линзообразную форму и сложены плагиоклазом (~60%), амфиболом, биотитом и рудным минералом. По химическому составу гранитоиды отвечают диоритам, кварцевым диоритам, тоналитам и гранодиоритам (табл. 1). Для них характерны повышенная магнезиальность ($Mg\#$ от 0.45 до 0.57), высокие концентрации P_2O_5 , Sr, Ba, легких и тяжелых РЗЭ и мультиэлементные спектры с отрицательными аномалиями Eu и высокозарядных элементов. Микродиорит имеет геохимическую специфику, аналогичную вмещающим гранитоидам (табл. 1, рис. 2).

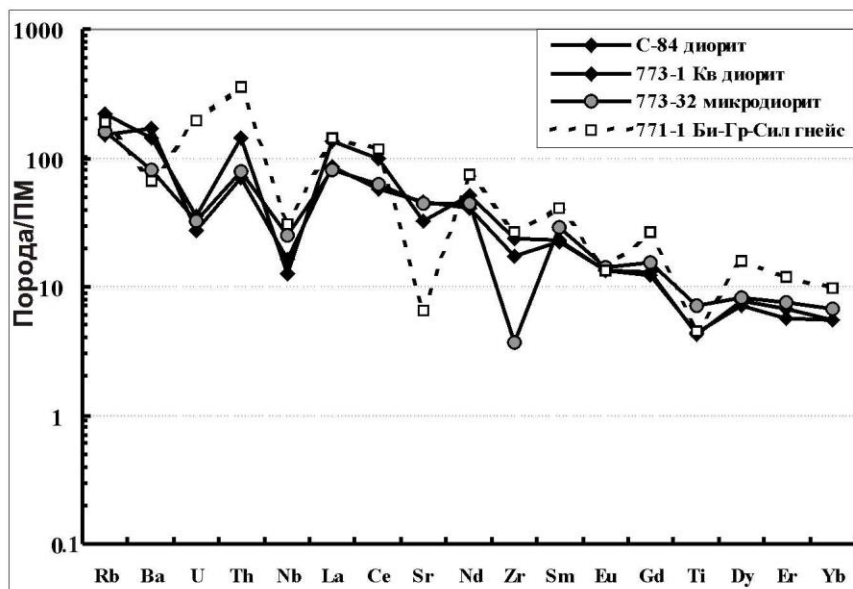


Рис. 2. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для гранитоидов диорит–гранодиоритового состава и силлиманит–гранат–биотитового гнейса Зимнебережной зоны Архангельской провинции

Амфиболиты и биотит–амфиболовые сланцы, вскрытые скважиной 570, представлены в керне телами мощностью до нескольких метров. Амфиболиты сложены роговой об-

манкой (40–60%) и плагиоклазом (45–55 %) с подчиненными количествами (до 5 %) кварца, биотита и эпидота и акцессорными сфеном, рудным минералом и апатитом. Первичные структуры протолитов амфиболитов не сохранились, однако преобладание средне- и крупнозернистых текстурных разностей может указывать на их образование за счет габброидов. Биотит–амфиболовые сланцы связаны с амфиболитами постепенными переходами за счет увеличения количества биотита (до 25 %), который замещает роговую обманку. Такие обогащенные биотитом амфиболиты пространственно приурочены к участкам распространения пегматитовых жил и, возможно, представляют собой продукты метасоматической переработки исходных амфиболитов. По химическому составу амфиболиты отвечают толеитовым базальтам (табл. 1). Мультиэлементные спектры этих пород демонстрируют умеренное обогащение литофильными и легкими редкоземельными элементами, очень слабо фракционированные спектры тяжелых лантаноидов и отчетливые отрицательные аномалии Eu и высокочarged элементов (рис. 3). Биотит–амфиболовые сланцы, по сравнению с амфиболитами, резко обогащены K_2O , Rb и MgO и обеднены CaO , Na_2O и Sr при близких содержаниях остальных петрогенных и редких элементов, включая Cr и Ni, (табл. 1, рис. 3). Такие петрогеохимические особенности биотит–амфиболовых сланцев подтверждают предположение об их образовании за счет метасоматической переработки амфиболитов, приведшей к их биотитизации.

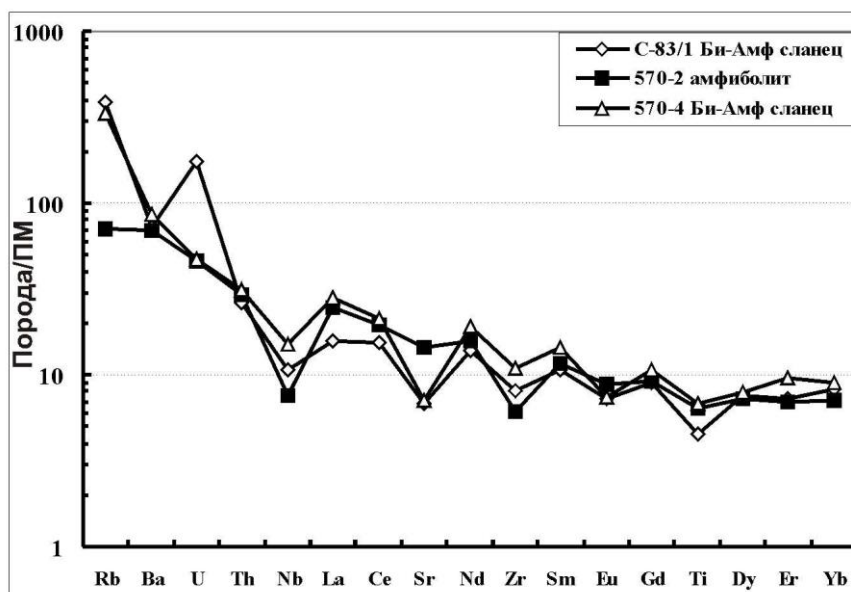


Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для метабазитов Зимнебережной зоны Архангельской провинции

Граниты, аплиты и пегматиты представлены в скважинах 570 и 1200 и, вероятно, являются типичным компонентом фундамента ЗБЗ. Эти породы, как и вмещающие тоналит–гранодиоритовые гнейсы и амфиболиты, претерпели неравномерную тектоническую переработку. В одних участках они сохраняют порфиоровые структуры, а их деформации устанавливаются лишь по преимущественной ориентировке листочков биотита и волнистому и секторальному погасанию зерен кварца. В соседних участках граниты и аплиты могут быть преобразованы в катаклазиты и милониты.

Массивные граниты, вскрытые скважиной 1200, – среднезернистые породы, состоящие из кварца (~35 %), калиевого полевого шпата (~30 %), плагиоклаза (~30 %) и биотита (менее 5 %); апатит, циркон и рудный минерал представляют акцессорные фазы. По содержанию петрогенных элементов проанализированный образец отвечает граниту нормальной щелочности, отличительными особенностями которого являются повышенные концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , Zr, Rb, Ba, Y, PЗЭ, Th, слабо фракционированный спектр тяжелых лантаноидов и интенсивные отрицательные аномалии Eu и Nb (табл. 1, рис. 4). **Жильные аплиты** по мине-

ральному составу и всем геохимическим особенностям являются аналогами рассмотренных выше гранитов (табл. 1, рис. 4). *Пегматиты* представлены крупно-зернистыми кварц-полевошпатовыми (\pm биотит) жилами часто мигматитового облика, которые насыщают отдельные интервалы вмещающих гранитоидов и содержат многочисленные теневые останцы последних. В отличие от гранитов и аплитов, пегматиты – существенно натровые породы, резко обеднены всеми редкоземельными элементами и имеют сильные положительные аномалии высокотоксичных элементов, Sr и Eu (табл. 1, рис. 4).

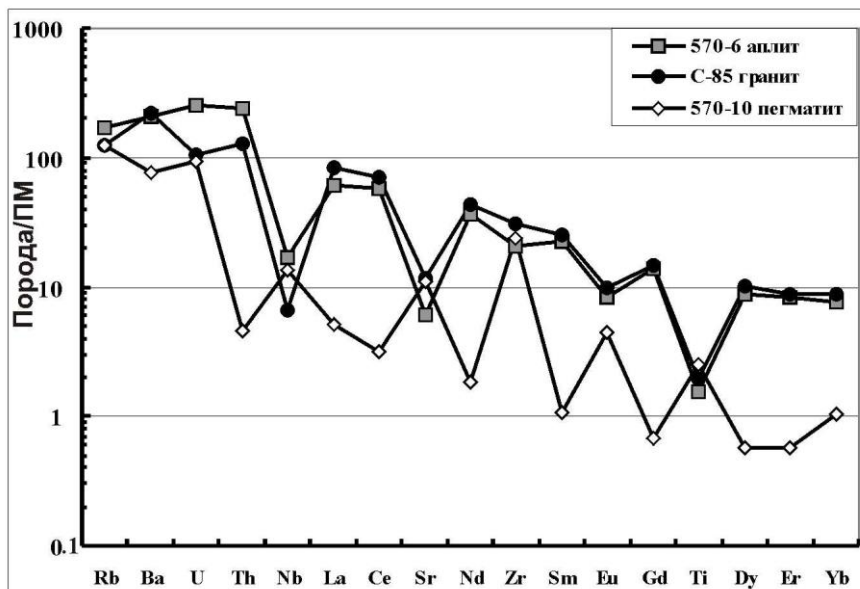


Рис. 4. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для гранита, аплита и пегматита Зимнебережной зоны Архангельской провинции

Для оценки условий метаморфической переработки пород ЗБЗ были проведены микронзондовые исследования минералов из биотит-амфиболового сланца скважины 570 (образец С-83). Амфиболы этой породы представлены магнезиальными актинолитами (mg# 0.72–0.77) с довольно высокими содержаниями глинозема (3.0–5.2%). Слюды являются истонитами, характеризуются mg# 0.67–0.69 и невысокими концентрациями TiO_2 (0.8–1.2 %). Полевые шпаты представлены кислыми андезинами (An 0.34–0.37) и калиевыми полевыми шпатами с 0.97 ортоклазового минала. Эпидоты содержат до 13 % FeO. При отсутствии критических минеральных парагенезисов такая минеральная ассоциация позволяет лишь говорить о метаморфической переработке пород ЗБЗ в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

3.2. Южный борт Зимнебережной зоны

В южном борту ЗБЗ, маркируемом Керецким грабенем, кристаллический фундамент вскрыт скважиной 771 (рис. 1). В интервале глубин 860–892 м эта скважина встретила силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы с очень широкими вариациями количественно-минерального состава: плагиоклаз (20–50 %), кварц (20–40 %), микроклин (от <5 до 40 %), биотит (5 – 10 %), гранат (до 1–10 %), силлиманит (до 5 %), рудный минерал и кордиерит (< 1 %). Все эти минералы слагают гранобластовую ткань породы, на фоне которой выделяются крупные пойкилобласты граната и многочисленные симплектитовые срастания с участием калиевого полевого шпата, плагиоклаза, граната, силлиманита, биотита и рудного минерала. Такие петрографические особенности указывают, что метаморфическая история пород южного борта ЗБЗ контрастно отличалась от таковой для пород внутренней части этой зоны. По химическому составу силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы также неоднородны, варьируя от умеренно кремнекислых натровых до ультракислых калиевых разновидностей и перекрывающая интервал вариаций гранитоидов ЗБЗ (табл. 1). По ряду геохимических особенностей низкокремнистый натровый гнейс (обр. 771–1) также напоминает гранитоиды скважины 773, но

отличается, однако, более низкими концентрациями всех щелочно-земельных элементов (MgO, CaO, Sr, Ba) и элементов группы железа, и более высокими концентрациями Y, Zr, Th и РЗЭ (рис. 2). Такая геохимическая специфика делает маловероятным предположение об образовании силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов за счет каких-либо рассмотренных выше магматических пород ЗБЗ. Более вероятно, что эти гнейсы образовались за счет иного протолита, возможно, глиноземистых осадков.

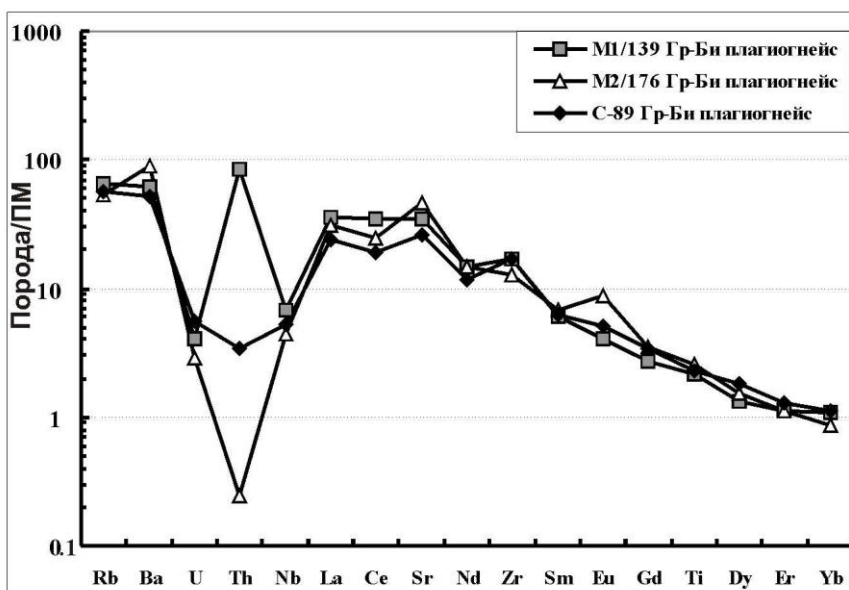


Рис. 5. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для амфибол-гранат-биотитовых плагиогнейсов Онего-Двинского блока Архангельской провинции

3.3. Онего-Двинский блок

Изучение пород Онего-Двинского блока выполнено по образцам из карьера Покровский и по керну куста Мязозерских скважин (рис. 1). В карьере Покровский вскрыты преобладающие по объему гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие крупные линзы гранатовых гранулитов. Мязозерские скважины (M1-1, M1-2 и M2) вскрыли очень неоднородный по составу и возрасту комплекс раннедокембрийских пород, в объеме которого выделяются три вещественные возрастные группы: 1 – гранат-биотитовые гнейсы; 2 – метаморфизованные мафические породы; 3 – жилы огнейсованных аплитов и пегматитов.

Амфибол-гранат-биотитовые плагиогнейсы, представленные на всех изученных участках Онего-Двинского блока, сложены плагиоклазом (40–50%), кварцем (10–20%), биотитом (10%), гранатом (5%), амфиболом (до 10%), калиевым полевым шпатом (3%) и рудным минералом (<1%). Характерна линейно-параллельная текстура за счет чередования прослоечков, в различной степени обогащенных темноцветными минералами, и среднезернистая лепидогранобластовая структура. По составу плагиогнейсы отвечают высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам с умеренными содержаниями и сильно фракционированными спектрами РЗЭ за счет резкого обеднения тяжелыми лантаноидами, и положительными аномалиями Eu, Zr и Sr на мультиэлементных диаграммах (рис. 5). По всем этим геохимическим характеристикам гнейсы являются типичными представителями тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гранитоидов, которые являются главной составляющей Беломорского подвижного пояса (Глебовицкий, 2005), и резко отличаются от близких по содержанию петрогенных элементов гранитоидов ЗБЗ.

Метаморфизованные мафические породы Онего-Двинского блока составляют до 20 объемных % керна скважин на всех изученных участках. Очень неоднородные по минеральному и химическому составу, мафические породы представлены гранатовыми гранулитами,

гранатовыми амфиболитами, горнблендитами, биотит–амфиболовыми и мусковит–биотитовыми сланцами.

Гранатовые гранулиты, вскрытые в карьере Покровский, слагают крупные (до 5 метров мощности) пласто– и линзообразные тела среди преобладающих амфибол–гранат–биотитовых плагиогнейсов. Породы сложены плагиоклазом (30%), амфиболом (30%), гранатом (20%), клинопироксеном (до 15%), кварцем (5%), ильменитом и сфеном (менее 1%). По составу порода отвечает известково–щелочному базальту с низким содержанием MgO (5.9 мас. %), Cr, Ni, повышенной концентрацией Fe₂O₃ и слабо обогащенным мультиэлементным спектром с практически нефракционированным распределением тяжелых РЗЭ и отрицательными аномалиями Eu, Sr Nb и Ti (табл. 1, рис. 6а).

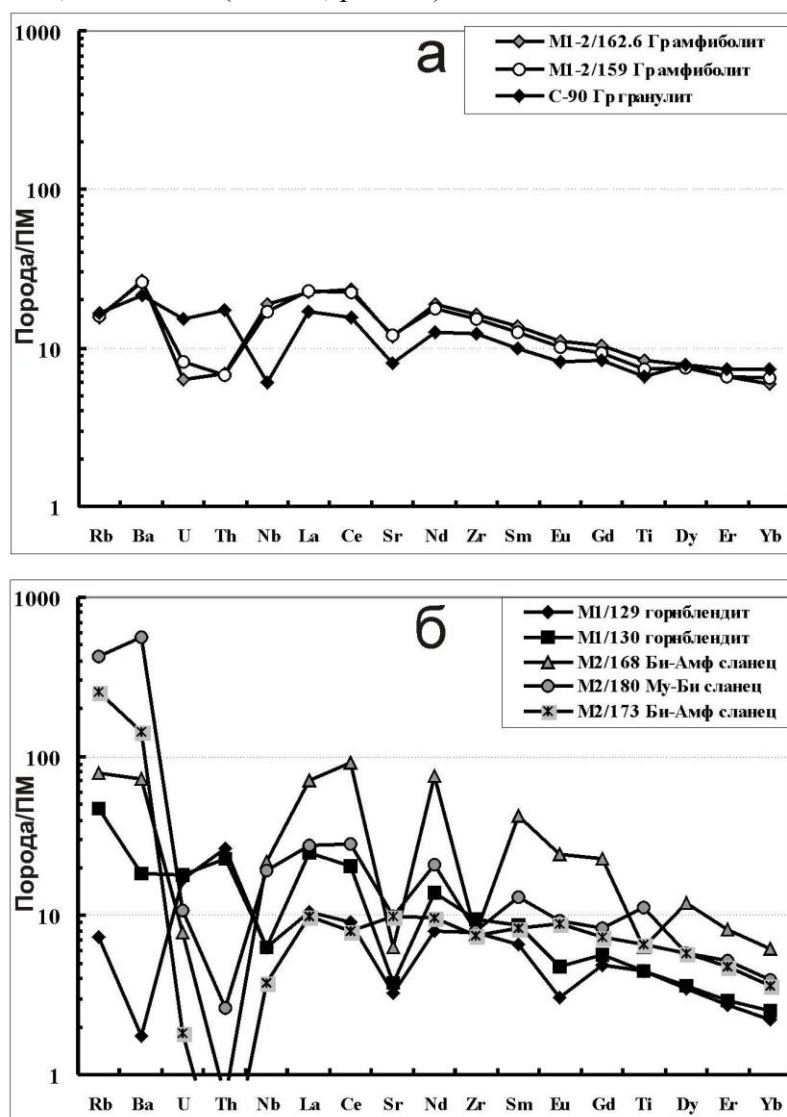


Рис. 6. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для мафических пород Онего–Двинского блока Архангельской провинции

Гранатовые амфиболиты, в разной степени хлоритизированные, слагают большую часть разреза скважины М1–2. В наименее измененных участках у забоя скважины породы сложены гранатом (20 %), плагиоклазом (40 %), амфиболом (40 %), кварцем (5 %), биотитом, ильменитом и сфеном (менее 1 %). По сравнению с гранатовым гранулитом, эти породы сильно обогащены MgO, Cr, Ni и одновременно Nb, P₂O₅, U, Th и легкими РЗЭ (табл. 1, рис. 6а). Это делает маловероятным генетическое родство протолитов этих пород за счет эволюции (дифференциации и/или контаминации) единого базитового расплава, и предполагает геохимические различия их материнских источников.

Горнблендиты, биотит–амфиболовые и мусковит–биотитовые сланцы, вскрытые скважинами М1 и М2, представляют интрузивные тела основного состава мощностью в несколько метров, очень сильно преобразованные и фрагментированные при внедрении пегматитов и аплитов. Наиболее сохранившиеся породы – горнблендиты (образцы М1/129 и М1/130), резко обогащенные MgO, Cr и Ni, слагают небольшие по мощности (до 1 метра) зоны в объеме наиболее крупных тел и представляют, по–видимому, слабо метасоматизированные кумулятивные части этих базитовых интрузивов. Большая же часть этих интрузивов подверглась калиевому метасоматозу и преобразована в биотит–амфиболовые и мусковит–биотитовые сланцы, вероятно, при внедрении поздних жил пегматитов и аплитов. Наиболее очевидно эти метасоматические преобразования базитов проявлены в резком увеличении содержаний K₂O, Rb, Cs, Ba и, в меньшей степени, легких РЗЭ. Случай наиболее интенсивного метасоматоза с подвижностью большинства элементов, включая и тяжелые РЗЭ, демонстрирует образец М2/168, представляющий кумулятивную зону мафического тела на участке, насыщенном жилами аплитов (табл. 1, рис. 6б). Эти изменения сильно затрудняют реконструкцию первичного расплава базитовых интрузивов. Возможным представителем последнего является состав образца М2/173 (табл. 1, рис. 6б), отобранного из небольшого по мощности дайкообразного тела петрографически однородных мелкозернистых биотит–амфиболовых сланцев. Примечательно, что этот и другие образцы metabазитов рассматриваемой группы имеют сильно фракционированное распределение тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N от 2.03 до 3.66). Эта, возможно первично–магматическая, характеристика рассматриваемых базитовых интрузивов указывает, что их материнские расплавы либо формировались на значительных глубинах в равновесии с гранат–содержащим реститом, либо претерпели сильную контаминацию нижнекоровым материалом. По этому геохимическому признаку можно предположить принадлежность рассматриваемых базитов к самым ранним палеопротерозойским интрузивам, внедрение которых предшествовало габбро–норитовому магматизму на уровне ~2.45 млрд. лет (Степанов, Степанова, 2006).

Аплиты и пегматиты широко представлены в кернах Мязозерских скважин М1 и М2. Аплит сильно отличается от его аналога из ЗБЗ: это высоко–глиноземистый трондьемит, резко обогащенный легкими РЗЭ и Zr и со слабой аномалией Eu. Пегматит, напротив, имеет мультиэлементный спектр, близкий к пегматитам из ЗБЗ, отличаясь лишь более фракционированным спектром РЗЭ за счет большего обогащения легкими и обеднения тяжелыми лантаноидами (табл. 1, рис. 7).

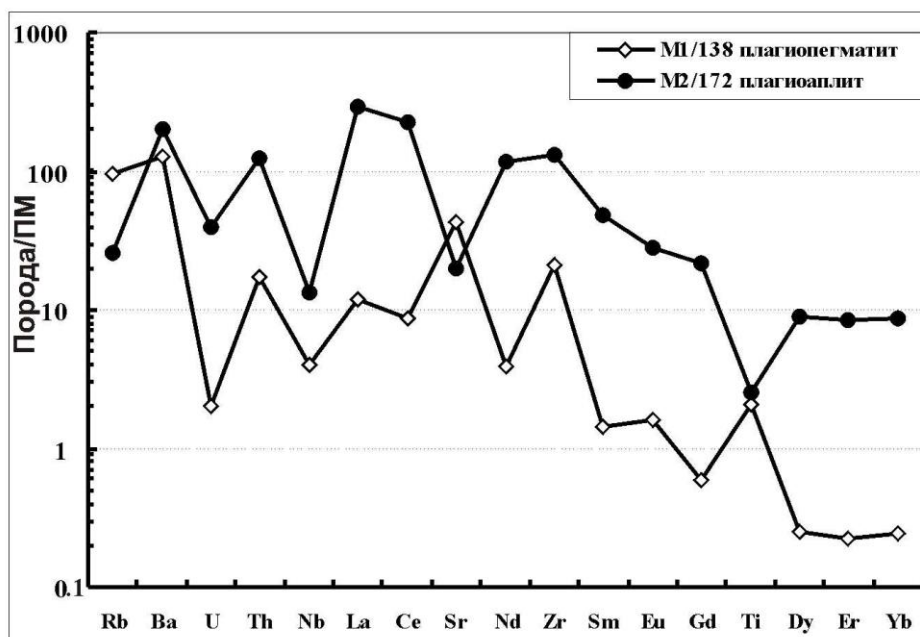


Рис. 7. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann et al., 1988) мультиэлементные спектры для аплита и пегматита Онего–Двинского блока Архангельской провинции

Оценка условий метаморфизма пород Онего–Двинского блока была выполнена для наиболее высоко метаморфизованной породной ассоциации из карьера Покровский.

В гранатовом гранулите гранаты имеют гроссуляр–альмандиновый состав со значительной долей пироповой составляющей (14–18%). Их магниальность в среднем составляет 0.22. Клинопироксены представлены диопсидами с $mg\#$ 0.62–0.68, содержат 0.7–1.1% Na_2O и 2.0–3.5% Al_2O_3 . Доля Al в октаэдрической координации доходит до 0.8. Амфиболы – это ферропаргаситовые роговые обманки с $mg\#$ 0.46–0.54 и содержанием TiO_2 1.8–2.4%. Плаггиоклазы представлены андезинами (An 38–42). *В гранат–биотит–амфиболовом плагиогнейсе* составы гранатов отвечают гроссуляр–альмандинам с 11–15 % пиропового минала; средняя $mg\#$ составляет 0.18. Амфиболы представлены ферропаргаситовой роговой обманкой, довольно железистой ($mg\#$ 0.45). Биотиты в породе высокотитанистые (4.7 – 5.0 % TiO_2) с $mg\#$ 0.44–0.45. Плаггиоклазы имеют состав андезинов (An 33–34), калиевый полевой шпат содержит 96% ортоклазового минала.

Оценки условий кристаллизации минеральных ассоциаций гранатового гранулита и гранат–биотит–амфиболового плагиогнейса дают близкие P–T условия, отвечающие высокотемпературной части гранулитовой фации метаморфизма. Пересечение линий минеральных равновесий гранулита и гнейса, рассчитанных с помощью TWQ, дает величины $P=9.5$ кбар и $T=690$ °C, в общем сходящиеся с оценками по минеральным геотермометрам. Полученные оценки T–P параметров близки к соответствующим оценкам метаморфизма архейских пород Беломорского подвижного пояса (Глебовицкий, 2005).

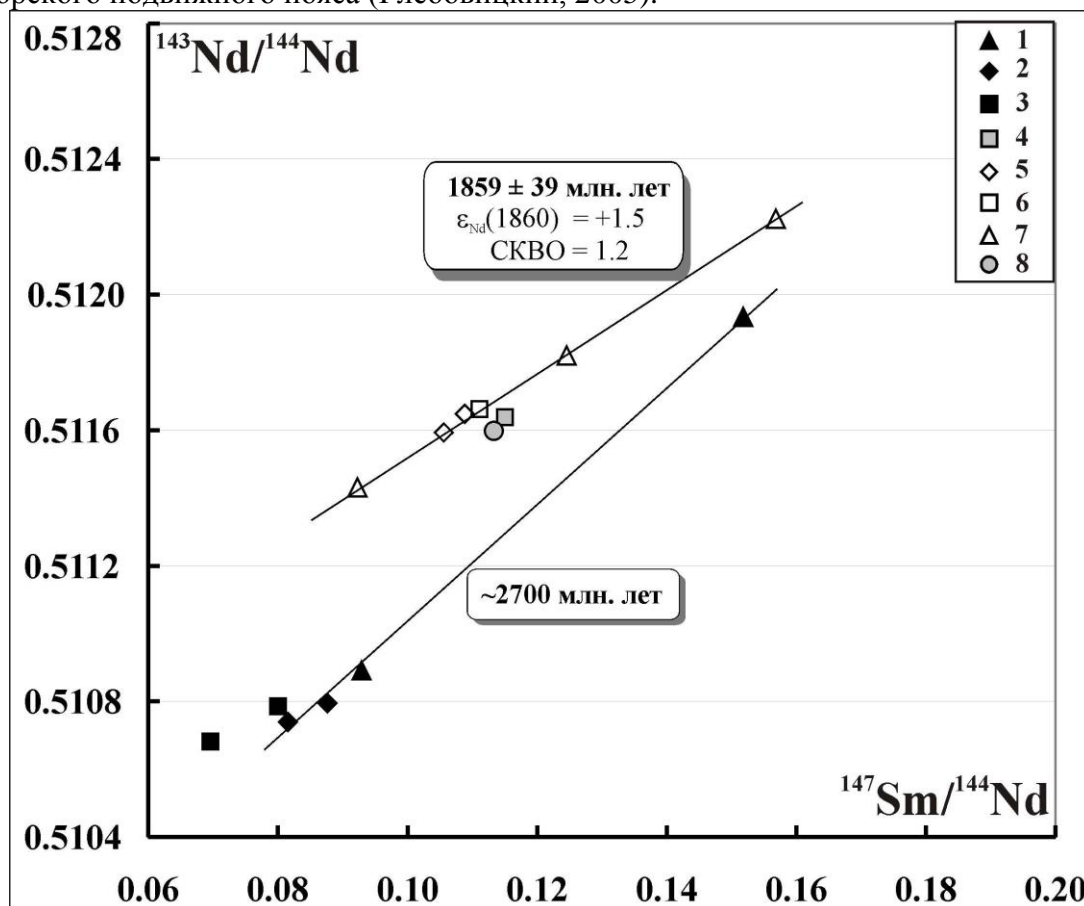


Рис. 8. Sm–Nd изохронная диаграмма для пород кристаллического фундамента ААП. 1–3 – породы Онего–Двинского блока: 1 – карьер Покровский, гранулиты, 2–3 скважины Мязозерской площади: 2 – гнейсы, 3 – граниты и пегматиты; 4–7 – породы Зимнебережной зоны: 4 – скв. 771 Ижмозёрская, силлиманит–гранат–биотитовый гнейс, 5 – скв. 773 Степановка, кварцевый диорит, лампрофир, 6 – скв. 570 Светлая, эпидот–биотит–амфиболовый сланец, кварцевый диорит и гранит, 7 – скв. 1200 Падун, гранит; 8 – скв. 770 Чидвия, позднерифейский песчаник чидвийской свиты Керещского грабена

3.4. Sm–Nd изотопная систематика пород фундамента ААП

В Зимнебережной зоне все изученные породы кристаллического фундамента под Золотицким, Кепинским и Мегорским кимберлитовыми полями имеют палеопротерозойские Sm–Nd модельные возрасты, и на Sm–Nd изохронной диаграмме их фигуративные точки аппроксимируются линией, которая отвечает возрасту 1860 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(1860) = +1.5$ (табл. 2, рис. 8). Эти данные указывают на образование коры Зимнебережной зоны в ходе палеопротерозойского корообразующего события при ведущей роли ювенильных мантийных источников вещества.

В южном борту Зимнебережной зоны силлиманит–гранат–биотитовые гнейсы также имеют палеопротерозойский Sm–Nd модельный возраст, незначительно более древний по сравнению с близкими по составу гранитоидами из внутренних частей ЗБЗ (табл. 2, рис. 8). На ведущую роль ювенильных палеопротерозойских комплексов в составе верхней коры Зимнебережной зоны и ее южного обрамления указывает также Sm–Nd изотопно–геохимические параметры рифейских песчаников Керещского грабена (скв. 770) с их раннепалеопротерозойским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) \sim 2.35$ млрд. лет (табл. 2, рис. 4).

Онего–Двинский блок фундамента по изотопно–геохимическим данным формировался в неоархейское время. Гранат–амфибол–биотитовые плагиогнейсы из разных частей этого блока имеют неоархейские величины Sm–Nd модельных возрастов (табл. 2) и вместе с гранатовым гранулитом аппроксимируются на Sm–Nd изохронной диаграмме линией с возрастом ~ 2.7 млрд. лет (рис. 8).

4. Обсуждение результатов

4.1. Возраст и тектоническая принадлежность пород фундамента ААП

Несмотря на ограниченный объем материала, полученные данные выявили контрастные различия возраста, строения и состава кристаллического фундамента Онего–Двинского блока (ОДБ) и Зимнебережной зоны (ЗБЗ), что указывает на формирование этих структурно–вещественных террейнов в ходе разных тектоно–магматических этапов.

Онего–Двинский блок, кора которого была сформирована в неоархее, по набору породных ассоциаций, их петрогеохимическим и изотопным характеристикам является аналогом Беломорского подвижного пояса (БПП) – крупной и детально изученной структуры Балтийского щита, сформированной в ходе интенсивной переработки архейской коры палеопротерозойскими рифтогенными и коллизионно–надвиговыми процессами (Глебовицкий, 2005).

Наиболее ранние и, вероятно, преобладающие по объему в составе ОВБ ТТГ–гнейсы являются также и главным компонентом БПП, где их формирование связывается со становлением неоархейских тоналит–зеленокаменных поясов в обстановках внутриокеанических островных дуг и активных континентальных окраин (Слабунов и др., 2006). Присутствие разнообразных по составу и возрасту метаморфизованных мафических пород также является характерной чертой БПП, в составе которого выделяется как минимум четыре группы metabазитов разной генетической и возрастной принадлежности (Глебовицкий, 2005; Степанов, Степанова, 2006). Гранатовые гранулиты и гранатовые амфиболиты ОДБ, возможно, представляют сильно метаморфизованные вулканы – тектонические отторженцы неоархейских зеленокаменных поясов, широко представленных в южном крыле БПП. Остальные очень разнородные по составу мафические породы ОВБ, включая горнблендиты, биотит–амфиболовые и мусковит–биотитовые сланцы, могли исходно представлять одну из генераций базитовых интрузивов, масштабное внедрение которых в архейские комплексы БПП происходило с конца неоархея до среднего палеопротерозоя с 2.70 до 2.10 млрд. лет назад. Пегматиты и аплиты, завершающие магматическую активность ОВБ, хорошо коррелируются с поздней (~ 1.8 млрд. лет) интрузивной компонентой в составе БПП. Сопоставимость ОВБ с БПП на уровне породных ассоциаций хорошо дополняется сходством их эндогенной переработки с характерным высокобарическим гранулитовым метаморфизмом, который в БПП фиксируется как в конце неоархея, так и в палеопротерозое (Глебовицкий, 2005).

Зимнебережная зона с ее ювенильной палеопротерозойской корой может быть сопоставлена с Умбинским блоком, который входит в состав осевой части Лапландско–Кольского орогена – крупной палеопротерозойской структуры, сформированной при закрытии палеопротерозойского океана в ходе коллизии Карельского и Кольского архейских континентальных блоков (Глебовицкий, 2005). Как и в Зимнебережной зоне, в Умбинском блоке также доминируют ранние диориты–гранодиориты и поздние граниты и аплиты. Ранние гранитоиды в обоих блоках имеют близкие величины Sm–Nd модельных возрастов (от 2.1 до 2.3 млрд. лет) и сходную геохимическую специфику, включая повышенную магнезиальность, высокие концентрации P₂O₅, Sr, Ba, Y и тяжелых РЗЭ (Kislitsyn et al., 1999; Glebovitsky et al., 2001). Для Умбинского блока образование этих гранитоидов связывается с генерацией субдукционных известково–щелочных андезитовых расплавов в обстановке зрелой островной дуги (Glebovitsky et al., 2001). Следует отметить, однако, что по геохимическим особенностям эти гранитоиды близки к фанерозойским Sr–Ba гранитоидам, которые являются типичными для позднеколлизионных стадий эволюции орогенных поясов (Atherton, Ghani, 2002; Qian et al., 2003). Сходство двух блоков, фиксируемое по гранитоидам, дополняется также присутствием в этих блоках высокоглиноземистых метаосадочных пород с близким минеральным составом и изотопными характеристиками: силлиманит–гранат–биотитовые гнейсы южного фланга Зимнебережной зоны и метаосадочные гнейсы кондалитового комплекса Умбинского блока (Глебовицкий, 2005).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что раннедокембрийские тектонические структуры кристаллического фундамента ААП являются восточным продолжением крупного палеопротерозойского коллизионного Лапландско–Кольского орогена Балтийского щита. Зимнебережная зона сопоставима с Умбинским блоком и маркирует осевую шовную часть этого орогена, в то время как Онего–Двинский блок, являющийся продолжением БПП, представляет фронтальную зону переработки архейского блока в ходе палеопротерозойской коллизии. Предлагаемая схема тектонического районирования фундамента ААП принципиально отличается от всех предложенных ранее. И главное отличие заключается в обосновании принадлежности раннедокембрийских комплексов Зимнебережной зоны к шовной части палеопротерозойского коллизионного Лапландско–Кольского орогена.

4.2. Факторы контроля локализации кимберлитов: архоны или их швы?

Приведенные выше данные для ААП свидетельствуют о локализации промышленно алмазоносных кимберлитов этой провинции в палеопротерозойском коллизионном шве, в то время как за пределами этого шва в архейской раме располагаются родственные кимберлитам неалмазоносные пикритовые и мелилититовые трубки взрыва. Это является примером очевидного противоречия с «правилом Клиффорда».

Важно подчеркнуть, что рассматриваемые данные получены для провинции с промышленно алмазоносными кимберлитами. Это усиливает доказательность приводимых аргументов и позволяет говорить, что приуроченность алмазоносных кимберлитов в северной части Восточно–Европейской платформы к древним коллизионным швам не случайность, а закономерность. Такая гипотеза может иметь не только региональное, но и более широкое, фундаментальное звучание, а редкость доказательных примеров этому, вероятно, отражает уровень изученности проблемы. Действительно, как показывает опыт севера ВЕП, наиболее убедительные доказательства локализации алмазоносных кимберлитов в шовных зонах могут быть получены для щитов, где раннедокембрийская кора детально изучена. Большинство же кимберлитовых провинций Мира локализовано в плитных участках древних платформ, где гораздо меньше данных о возрасте и тектоническом типе древних структур раннедокембрийского фундамента, перекрытого мощным платформенным чехлом. Однако и здесь есть основания предполагать сопряженность части алмазоносных кимберлитов с раннедокембрийскими коллизионными швами, поскольку известно, что локализация кимберлитов контролируется крупными разрывными структурами. Несмотря на то, что заложение этих структур происходило в позднем докембрии или фанерозое, они в большинстве случаев

наследует положение более ранних швов, по которым блоки примитивной литосферы объединялись в первые крупные континентальные массы (Krabbendam, Barr, 2000).

Предлагаемая гипотеза локализации алмазоносных кимберлитов в палеопротерозойских зонах сочленения архейских блоков – в «швах», не противоречит представлениям о сохранении корня архейской литосферы как вероятном источнике алмазов, выносимых кимберлитами, а напротив, предлагает возможный механизм их формирования. Действительно, в зонах палеопротерозойской коллизии тектоническое сдвигание (сдваивание) архейских континентальных блоков могло обеспечивать захоронение фрагментов уже остывшей архейской литосферы на значительных глубинах, т.е. происходило образование холодного литосферного корня – источника алмазов. Однако справедливости ради необходимо отметить, что степень сохранности алмазов в этом случае гораздо ниже, и мы отмечаем здесь наличие в промышленных месторождениях (имени М.В. Ломоносова, имени В. Гриба, Аргайл) доминирование округлых алмазов, потерявших до 40% своего объема за счет мантийного метасоматоза. Поэтому в целом уровень промышленной алмазоносности в них будет несколько ниже, чем при классическом варианте правила Клиффорда.

Наряду с механизмом формирования литосферного источника алмазов, «гипотеза швов» предлагает также и путь сохранной доставки этих алмазов к поверхности по наиболее проницаемым глубинным шовным зонам. Эти швы, заложившиеся в раннем докембрии при формировании первых крупных континентальных масс, на протяжении всей последующей истории были самыми слабыми местами континентальной литосферы, подновлялись в эпохи эндогенной активности и служили наиболее проницаемыми зонами, которые обеспечивали максимально быстрый подъем глубинных кимберлитовых магм и, соответственно, сохранную доставку глубинных ксенокристов алмазов.

Заключение

1. По результатам исследований в составе кристаллического фундамента Архангельской алмазоносной провинции (ААП) выделены два контрастных по возрасту, строению и составу структурно–вещественных домена: Онего–Двинский блок и Зимнебережная зона.

2. Онего–Двинский блок выделяется в фундаменте южной части ААП. В составе этого блока преобладают неоархейские высоко–метаморфизованные ТТГ–гнейсы с адакитовыми геохимическими характеристиками и толеитовые метабазиты. Палеопротерозойские метагабброиды, пегматиты и аплиты имеют подчиненное распространение. По набору породных ассоциаций, их петрогеохимическим и изотопным характеристикам Онего–Двинский блок является аналогом Беломорского подвижного пояса – крупной и детально изученной структуры Балтийского щита, сформированной в ходе интенсивной переработки архейской коры палеопротерозойскими рифтогенными и коллизионно–надвиговыми процессами.

3. Зимнебережная зона располагается в пределах одноименного района ААП, маркируется положительными линейными магнитными и плотностными аномалиями и сложена преимущественно гранитоидами при подчиненном распространении метабазитов и глиноземистых метаосадков. Гранитоиды, сильно преобразованные при хрупко–пластичных сдвиговых дислокациях, по составам отвечают диоритам, гранодиоритам, тоналитам и гранитам и имеют средне–палеопротерозойские Sm–Nd модельные возрасты (от 2.1 до 2.3 млрд. лет). По геохимической специфике эти породы близки к фанерозойским Sr–Ba гранитоидам, которые являются типичными для позднеколлизионных стадий эволюции орогенных поясов. По набору пород и их геохимическим характеристикам Зимнебережная зона с ее ювенильной палеопротерозойской корой может быть сопоставлена с Умбинским блоком, который входит в состав осевой части Лапландско–Кольского орогена – крупной палеопротерозойской структуры, сформированной при закрытии палеопротерозойского океана в ходе коллизии Карельского и Кольского архейских континентальных блоков.

4. Полученные данные свидетельствуют о локализации промышленно алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега в палеопротерозойском коллизионном шве, в то время как за пределами этого шва в архейской раме располагаются родственные кимберлитам неалмазо-

носные пикритовые и мелилититовые трубки взрыва. Это является примером очевидного противоречия «правилу Клиффорда», согласно которому алмазоносные кимберлиты локализованы в максимально древних участках континентальной коры или «архонах». И напротив, данные по ААП хорошо дополняют альтернативную закономерность размещения алмазоносных кимберлитов севера Восточно–Европейской платформы в палеопротерозойских коллизионных швах.

5. Предлагаемая гипотеза локализации алмазоносных кимберлитов в палеопротерозойских зонах сочленения архейских блоков – в «швах» – не противоречит представлениям о сохранных корнях архейской литосферы как вероятном источнике алмазов, выносимых кимберлитами, а напротив, предлагает возможный механизм их формирования. Действительно, в зонах палеопротерозойской коллизии тектоническое скучивание (сдваивание) архейских континентальных блоков могло обеспечивать захоронение фрагментов уже остывшей архейской литосферы на значительных глубинах, т.е. происходило образование холодного литосферного корня – источника алмазов. Наряду с механизмом формирования литосферного источника алмазов, «гипотеза швов» предлагает также и путь сохранной доставки этих алмазов к поверхности по наиболее проницаемым глубинным шовным зонам.

Благодарности

Авторы благодарны В.К. Гаранину за приглашение представить результаты исследований на научных чтениях им. Г.П. Кудрявцевой.

Проведение настоящей работы стало возможным благодаря заинтересованности и поддержке руководства АК АЛРОСА. Работа выполнена при содействии сотрудников лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Исследования проведены при финансовой поддержке АК АЛРОСА–Поморье, Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 08–05–00904–а и программы ФЦП, контракт № 02.515.12.0009.

Список литературы

1. Глебовицкий В.А. (Ред.). Ранний докембрий Балтийского щита // Санкт–Петербург, Наука. 2005. 711 с.
2. Джекс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. Москва. Мир. 1989. 430 С.
3. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих районов суши и моря, масштаб 1: 10 000 000, Погребицкий Ю. Е., Шимараев В.Н., Верба В.В., Верхоеф Дж., Макнаб Р., Кизабет Дж., Йоргенсен, 1993. НПО СЕВМОРГЕО, Россия, Геологическая служба Канады, Канада, Коноко Инкорпорейтед, США.
4. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. Вариации составов кимберлитов Восточно–Европейской платформы как отражение сублитосферных геодинамических процессов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 5. С. 662–667.
5. Крестин Е.М., Быкова Т.А., Минкина Н.Б. Тектоническое районирование и межрегиональная корреляция докембрия центральных и восточных районов Восточно–Европейской платформы // Геология и геохронология докембрия Восточно–Европейской платформы. Л.: Наука. 1990. С. 176–186
6. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко–Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm–Nd и Rb–Sr изотопно–геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
7. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская алмазоносная провинция) // В кн. Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50–летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ. 2005. С. 322–347.

8. Петров О.В., Лохов К.И., Шевченко С.С. и др. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 158–167.
9. Слабунов АИ., Лобач–Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
10. Степанов В.С., Степанова А.В. Раннепротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006, С.
11. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго–Восточного Беломорья. Автореферат дис. канд. геолого–минералогических наук. Москва, 2008, 28 С.
12. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Карельский научный центр РАН, Институт геологии. Петрозаводск. 2001. С.94–98
13. Arzamastsev A., Travin A. and Arzamastseva L. Final episode of Paleozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola. Finland // Abstracts for the 6th workshop of the Svekalapko, an Europrobe project. Institute of Geosciences, Oulu, Finland. 2001. P. 4
14. Atherton M.P., Ghani A.A. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn–collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland // Lithos. 2002. V. 62. P. 65– 85
15. Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
16. Cawthorn R. G. Каапваал Craton, South Africa: Repeated Basic Magmatism, Diamonds and Plumes // AGU Chaparral Conference. The Great Plume Debate: The Origin and Impact of LIPS and Hot Spots. Fort William, UK. 28 August – 1 September 2005. Abstracts.
17. Clifford T.N. Tectono–metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth and Planetary Sci. Lett. 1966. P. 421–434.
18. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans–crustal suture in the Lapland–Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2001. P. 289–314.
19. Deines P., Viljoen F., Harris J. W. Implications of the carbon isotope and mineral inclusion record for the formation of diamonds in the mantle underlying a mobile belt: Venetia, South Africa // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001.VI. 65, P. 813–838.
20. Gerya T.V., Perchuk L.L. GEOPATH – a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC ATrXT computer. // Abstracts for the 29th International Geological Congress, Kyoto. 1992. V. 2. P. 1026.
21. Glebovitsky V., Marker M., Alexeev N., et al. Age, evolution and regional setting of the Paleoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa – Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U–Pb zircon data // Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 247–267.
22. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
23. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // J. Geochem. Explor. 1995. P. 125–144.
24. Holland T.J.B., Powell R. An internally–consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309–344.
25. Kislitsyn R.V., Timmerman M.J., Daly J.S., et al. Isotope data (U–Pb and Sm–Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // Abstracts for the 4th workshop of the Svekalapko, an Europrobe project. Institute of Geosciences, Oulu, Finland. 1999. P. 34.

26. Kostinen, T., Stephens, M.B., Bogachev, V., Nordgulen, O., Wennerstrom, M. & Korhonen, J. 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000. Geological Survey of Finland, Norway and Sweden and North–West Department of Natural Resources of Russia.
27. Krabbendam M., Barr T.D. Proterozoic orogens and the break–up of Gondwana: why did some orogens not rift? // *Jorn. African Earth Sci.*. 2000. V. 31. P. 36–49.
28. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*. 2000. V. 51. P. 135–151.
29. O'Brien H.E., Peltonen P., Vartiainen H. Kimberlites, carbonatites, and alkaline rocks. In: Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T. (Eds.). *Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield* // Elsevier B.V., Amsterdam. 2005. P. 605–644.
30. Qian Q., Chung C.L., Lee T.–Y., Wen D.–J. Mesozoic high–Ba–Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova*. 2003. V. 15. P. 272–278
31. Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. Inclusions in sublithospheric diamonds: Glimpses of deep Earth // *Elements*. 2005. P. 73–78.
32. White S.H., de Boorder H., Smith C.B. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement // *J. Geochem. Explor.* 1995. P. 245–264.

Алмаз (из книги «Драгоценные ступени»)

Тюльпакова О.Н

Постулат: Миром правит страсть

Когда рождается страсть? Когда уже ослеплен блеском Жар-птицы? Когда по телу уже пробежал огонь от близости ее? Кажется, руку протяни – и ты утонешь в блаженстве, станешь Солнцем – величественным, свободным, всесильным.

Сколько сердец воспламенил и сколько душ сжег маленький камушек со странным всплеском воды в имени – бриллиант, т.е. «сверкающий». Так назвали французы ограненный алмаз за умопомрачительную игру, которая открылась людям только в конце XV в. – до этого его почитали лишь за прочность. Действительно, это самый твердый минерал на Земле. И у разных народов произношение, как и понятие, его имени выглядят схоже: «ал-мас» с арабского и «алма» с персидского – твердейший, а у греков «адамас» – непреодолимый, несокрушимый. О красоте лала, яхонтов, топаза, бирюзы, смарагда с древнейших времен уже слагаются мифы, а об алмазе – ни слова. Этот камень не спешил открывать свою тайну, как бы говоря «попробуйте вначале справиться с моей твердостью!», и лишь интриговал прелестной игрой на сколах кристалла. Он будто ждал неистовых натур, которых влечет жажда чуда, которым интуиция способна подсказать, а опыт и мастерство откроют заветную дверь к земной роскоши. Только в 1454 г. шлифовальщик из Брюгге (Бельгия) Людвиг ван Беркем обнаружил, что алмазы полируются, если их тереть друг об друга. В 1476 г. мастер изобрел устройство для огранки алмазов. Камень наконец-то засверкал, и даже бесцветные кристаллы испускали длинные оранжевые и голубые лучи. С тех пор в Бельгии стал формироваться алмазный центр. Именно здесь в 1919 г. Марселем Толковским были открыты правила для вычисления параметров «идеальной» огранки, при которой достигается наиболее яркая игра круглого бриллианта в 58 граней. Сама же форма была создана 1700 г. огранщиком из Венеции Винченцо Перуцци. В XVIIв. Антверпен (Бельгия) уступает первенство Амстердаму (Нидерланды), но затем снова перехватывает инициативу после южноафриканской алмазной лихорадки 1870 г. Его репутация торгового центра укрепила позиции мирового лидера, когда здесь осело много еврейских семей, бежавших в начале XXв. из Восточной Европы. Так, в маленьком государстве, в котором никогда не было своих алмазов, алмазный бизнес занял пятое место среди важнейших отраслей экономики страны, а Антверпен стал всемирным центром.

Можно сказать, открытие Беркема изменило ход истории. Выплеснувшийся блеск кристалла сильнее привлек вожделенные взоры к Индии. Борьба развернулась не шуточная за страну, которая виделась активной и агрессивной Европе лакомым куском пирога, напичканным как изюмом драгоценными камнями, пряностями и другими изысками. Страсть к наживе и власти обернулась целой волной морских экспедиций, кругосветных путешествий. В конце концов, была открыта Америка, а сама Индия стала колонией Британии. Но драгоценности доставались властимущим, простой же народ в поисках лучшей жизни осваивал вновь открытые земли. Так в Южной Африке европейцы появились во время великого переселения 1834 г. Они и предполагать не могли, какой подарок ждет их здесь.

Но отвлечемся немного от истории и обратимся к мистике. В принципе, без мистики нет истории. Как же так, камень взял да и открылся простым фермерам! Ну, а кто сказал, что камень не отвечает человеку взаимной страстью – раз испив сладкий мед обожания, кто удержится от соблазна ещё раз испытать это волнение?! Может камень обладает чисто человеческими слабостями, как тщеславие, упрямство, безрассудство, или наоборот достоинствами – может поддержать в трудные времена, укрепляет в поиске собственного призвания, восхищается и вознаграждает за терпение, труд и талант. В общем, любит жизнь. Ведь ни один минерал, вынесенный магмой из недр земли, так не близок нам как алмаз. Он состоит

из углерода, основного элемента всего живого. При температуре 600–900° алмаз сгорает и, как и мы, превращается в углекислый газ (CO₂). О связи алмаза и плоти повествуют древние легенды об Синдбаде, Александре Македонском. В заметках Марко Поло, путешествовавшего по Монголии и Юго–Восточной Азии в XIII в. приводится схожая история о добыче алмазов в царстве Мутфили: алмазы удается добыть благодаря кускам мяса, разбросанным под горой. Кровавую пищу подхватывают птицы и уносят на гору. Когда пернатых отгоняют, с оставленной приманки собирают приставшие алмазы. Благодаря необычному свойству становиться жирным при растирании между пальцами скупщики отличают алмаз от фальшивок. Странная связь с жирами используется на современных обогатительных фабриках. Барабаны, через которые проходит измельченная порода, по стенкам смазывают жиром, в котором и залипает только алмаз.

В происхождении алмазов тоже много странного. Другие драгоценные камни, кажется, гармонично существуют в своем подземном царстве, которое постоянно штурмует человек. Алмаз же, напротив, надежнее всех спрятан, но он изо всех сил как бы пытается прорваться на поверхность Земли и не иначе как к нам – людям. Кимберлитовые трубки, по которым поступает царь–камень в сопровождении благородной свиты – пироба, шпинели, хромдиоксида и оливина, приурочены к глубочайшим разломам самых древних платформ. «Корни» тел этих каналов уходят в глубины мантии до 200 км, за что их называют сверхглубокими скважинами. Включения в отдельных алмазах свидетельствуют о кристаллизации на глубине до 650 км. Изучение состава включений и характера их распределения в кристалле позволило московским ученым докторам геолого–минералогических наук Галине Кудрявцевой и Виктору Гаранину показать дискретность природного алмазообразования, порционно растягивающегося на 4 млрд. лет вплоть до извержения кимберлитового расплава. Так, временной разрыв формирования включений в некоторых алмазах составляет 1 млрд. лет, а в пределах одной трубки – почти 4 млрд. лет.

Однако обнаружение алмазов в кратерах падения и взрыва метеоритов (астроблемы), в самих метеоритах, в древних метаморфических породах позволяет сделать вывод, что алмаз нас подкарауливает и осаждаёт отовсюду. Мало того, в космической пыли и метеоритах обнаружены кристаллы досолнечного возраста (более 4,5 млрд. лет). Предполагается, что их образование происходило при взрыве сверхновых звезд. А может эти микрокристаллики углерода в межзвездном пространстве – это зерна жизни, которые до поры до времени летают, пока не упадут на какую–нибудь безжизненную планету, но, соединившись с водой и энергией какой–либо звезды, типа солнца, превратят её в зеленый рай, населенный невозможным разнообразием живых существ?!

Даже обычные минералогические исследования алмаза возвращают человека к вечным вопросам. Что такое жизнь? И есть ли Бог? Кажется, сам камень пытается дать подсказку.

Если алмаз – залог вечного и беспредельного существования и развития органической материи, то есть жизни, то объяснима и страсть человека к бриллиантам. Очень часто эта страсть похожа на религию, а все, кто занимается алмазами, воспринимаются как служители культа.

За верную службу благородный камень вознаграждает сполна. Тому много примеров, один из которых – судьба Сесилла Родса, основателя монопольной системы торговли алмазами в лице фирмы «Де Бирс». 18–летний англичанин из семьи приходского священника прибыл в Южную Африку в 1870 г. поправить свое здоровье на хлопковой ферме брата. Не преуспев в фермерстве, братья стали скупать участки на алмазном руднике «Де Бирс». Кстати, рудник назван по имени владельцев–фермеров этих земель братьев де Биров, которые, опасаясь алмазной лихорадки, продали имение синдикату старателей и переселились в более спокойные места. Уже в 1888 г. тридцатипятилетний англичанин стал владельцем 90 % мировой добычи алмазов. Но зачем ему такие богатства? Что за страсть превратила болезненного юношу в одного из богатейших и влиятельных людей мира? Кто бы мог подумать – любовь к Родине! «Если Бог существует, ему будет угодно мое стремление окрасить терри-

торию Африки в британские цвета». На самом деле Сесилл мечтал подчинить Британии весь мир. Правда, в достижении своей цели этот, как свидетельствуют историки, женоненавистник ставку делал на любовь: «Ценность алмазов целиком и полностью зависит от отношений между мужчинами и женщинами и до тех пор, пока они не перестанут влюбляться друг в друга, будущее алмазного бизнеса обеспечено». Не подвел камень своего верного подданного и в годы Великой депрессии. Благодаря структурной реорганизации, проведенной Эрнестом Оппенгеймером, компания «Де Бирс» не только устояла, но и окрепла, стала практически неуязвима. После этого цены на алмазы стали постоянно расти, сделав камень самой твердой валютой. За способность выручать в самых бедственных ситуациях его нарекли также «валютой беженцев». Ставка республики Саха–Якутия на алмазы помогла ей достойно перенести страшные 90–е XX в., когда рушился Советский Союз. Вся страна погружалась в хаос неурегулированных политических и экономических отношений, а в Якутии формировалась новая отрасль – алмазообработка. Локомотивом, мозговым центром экзотической отрасли тогда являлось предприятие «Гуймаада–Даймонд». Эффективность его держалась на здоровом авантюризме, организаторском таланте и дальновидности тогда еще молодых людей, среди которых Георгий Яковлев и Светлана Максимова.

О связи алмаза, патриотизма и успеха говорит и тот факт, что название алмазоносных трубок «кимберлитовые» обязано господину Кимберли, в честь которого переименовали территорию, буквально фонтанировавшую алмазами. Имя министра по делам колонии останется в веках за убеждение, что название Де–Бирс–Нью–Раш (Новая лихорадка де Биров) не достойно населенного пункта во владениях королевы Виктории.

До глубины тронул земные недра подвиг советских людей в середине XX века. Открытие в 50–е годы месторождений алмазов в Якутии стало настоящим подарком для страны, поднимающейся из руин после Второй Мировой войны. Много славных имен засветилось на небосклоне алмазной жатвы, но не многие останутся в памяти людей. Ведь обнаружение коренного месторождения произошло сразу после смерти Сталина, когда началась борьба с культом личности и «выпячивать» заслуги отдельных людей считалось просто неприличным. Но значение вклада некоторых ученых игнорировать невозможно, ибо они олицетворяют вехи в алмазодобыче. И среди них две женщины. Лариса Попугаева – первооткрыватель первой кимберлитовой трубки в СССР, а именно в Якутии, названной «Зарница». А Якутия это не Африка, здесь 9 месяцев зима, комары и медведи. Ее именем наречен алмаз в 29,4 карат и одна из трубок Якутии. В Архангельске одна из трубок носит имя «Галина» в честь известного алмазника Галины Кудрявцевой. Ее консультациями, разработками по экспресс–методу диагностики пород на алмазоносность пользуются во всем мире. А вот имена замечательных огранщиков смоленского «Кристалла» будут известны только узкому кругу специалистов. Но их мастерство и творческие находки закрепились в характеристике качества наших бриллиантов на мировом рынке – «русская огранка».

Надо заметить, профессионалы с иронией относятся к своему делу. «Спрос на алмазы держится на тщеславии», – любил повторять сын сэра Эрнста – Гарри Оппенгеймер, более полувека верховодивший на алмазном рынке. При этом он благодарил бога за то, что процветание фирмы имеет своим главным источником такую вечную человеческую слабость. Скептические отзывы можно услышать и от признанных авторитетов: «Большинство алмазников любят делать деньги!». Возможно, в этих словах звучит кокетство или желание подчеркнуть, что деньги, успех – это лишь показатель мастерства на любом этапе алмазного дела. Дела, в котором рукопожатие служит подписью (гарантией), где раз нарушив слово, становишься изгоем. Этот камень постоянно испытывает нас, как своего партнера, на надежность. Как мы ценим его за чистоту, прочность, игру (энергию) искр, так и он от нас требует искренности, полной самоотдачи. Наиболее очевидно это проявляется при огранке. Так, к раскрою алмаза «Джонкер» в 726 карат, четвертому по величине среди найденных алмазов, Лазар Каплан готовился более года. Ставка была высока – камень, приобретенный за 350 тыс.\$ фирмой «ДеБирс», одним ударом можно было превратить в горсточку мелких осколков. Камень удалось раскроить на 12 частей, причем первые два по величине бриллианта

были проданы почти в 4 раза дороже стоимости камня. А вот при раскрое самого большого алмаза «Куллинан» в 1908 г. рядом с Иосифом Ашером дежурили врач и две медсестры. После завершения работы амстердамский огранщик свалился от нервного напряжения и лечился более трех месяцев. Что ж, игра стоит свеч. Неспроста, ювелирные алмазы, составляющие 20 % от общей добычи, приносят 80 % от общей прибыли. А цена самого камня от рудника к потребителю в среднем возрастает в 600 раз. Понятно, что в таком деле нет мелочей – здесь у всего есть свое название. Мелкие камни называют «меле», а те, что столь совершенной формы, что их не требуется ни раскалывать, ни пилить, только гранить и полировать – «мейкеблз». При оценке бриллиантов учитывается все: вес (Carat weight), цвет (Color), чистота (Clarity), качество огранки (Cut) – 4С, соответствие которым подтверждает сертификат. Но и здесь может проявиться человеческий фактор – искушение завысить цену может оказаться непреодолимым. Простая бумажка способна изменить стоимость бриллианта на тысячи долларов, поэтому сертификат называют «пятым С».

Однако сертификат – это лишь документ соответствия цены камня качеству. Поиски некоего универсального показателя красоты позволили специалистам смоленского «Кристалла» предложить «коэффициент очарования – ШАРМ». Это интегрирующий показатель, включающий в себя искристость камня, дисперсию, рельефность, мерцание и геометрию, но в нем не учитывается цвет. В природе же цветные алмазы – розовые, голубые, сиреневые, зеленоватые – крайне редки и очень дороги, относятся к классу «фэнси». Чаще встречаются камни теплых тонов – от желтого до коньячного.

Тем, кому «не-по-карману» алмаз «чистой воды» или мало чудесной игры и хочется «страстной Кармэн», на помощь приходят облагороженные камни. Уже в древности люди использовали отжиг самоцветов, достигая улучшения чистоты камня и насыщенности или изменения цвета. Алмаз при этом приобретает разные оттенки оливкового, золотисто-зеленого цвета. Облучением в определенном режиме добиваются изменения цвета камня на красный, насыщенно-розовый, лилово-бордовый, голубой.

Алмаз, кажется, сознательно приветствует любую идею, поиск, стремление – главное чтобы до конца, без остатка. И, не дай бог, на этом пути осуществления мечты проявить небрежность, легкомыслие или жадность – будешь жестоко наказан. Камень будто желает видеть, как человек горит, охваченный пламенем страсти, чтобы отразить свет огня игрой граней и сохранить его в вечности. Может, потому так дорожат фамильными украшениями с бриллиантами. В ответ камни хранят исключительную верность законным наследникам.

Специфика свойств и условий образования кристаллов алмаза из трубки им. Карпинского-1 (по данным ИК-спектроскопии)

Хачатрян Г.К.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва)

Трубка им. Карпинского-1 принадлежит месторождению им. М. Ломоносова Архангельской области, промышленное освоение которого началось в 2003 году. В этой трубке, как и в трубках Поморская и Архангельская того же месторождения, среди кристаллов алмаза размером > 1 мм преобладают округлые индивиды ромбододекаэдрического и кубического габитусов. Они обладают аномально высокими концентрациями структурного азота и водорода. По распределению примесных центров эти кристаллы отличаются от алмаза большинства кимберлитовых и лампроитовых трубок других регионов мира (Kaminsky, Khachatryan, 2001), а их генезис во многом остается не ясным. Задачей настоящей работы было исследование вероятных условий образования упомянутой популяции алмаза на основе анализа распределения оптически активных центров в кристаллах.

Методика исследования

Концентрации основных оптически активных центров в кристаллах алмаза определялись с помощью метода ИК-спектроскопии. В кристаллической решетке алмаза азот изоморфно замещает углеродные атомы и обычно присутствует в форме пар (А-центры) и тетраэдров (В-центры) (Соболев, 1978; Bursill Glaisher, 1985). Концентрации азота в этих формах рассчитывались по методике, изложенной в работе (Хачатрян, 2003). Содержание плейтелетс – пластинчатых интерстициальных дефектов (Evans, 1992) и структурного водорода, химически связанного с углеродом алмазной решетки (Соболев, Лисойван, 1972) оценивалось в условных единицах по величине коэффициентов поглощения линий в области 1365 см^{-1} и 3107 см^{-1} (α_{1365} и α_{3107}) соответственно. ИК-спектры записывались на спектрофотометре Specord-M-80, фирмы Карл Цейсс, Йена с использованием линзовой микроосветительной приставки, в диапазоне волновых чисел $4000\text{-}400 \text{ см}^{-1}$ с разрешением $6\text{-}10 \text{ см}^{-1}$.

Характеристика образцов

Для исследования были взяты две случайные выборки кристаллов из трубки им. Карпинского-1, различающихся по крупности. Первая выборка (30 штук) – камни класса крупности $-4+2$ мм, вторая (32 шт.) – мелкие алмазы размером $-1+0,5$ мм. В изученной коллекции соотношение габитусных групп кристаллов соответствовало в целом распространенности основных морфологических разновидностей алмаза в трубке им. Карпинского-1.

Результаты исследований

Было установлено, что все изученные кристаллы выборки класса крупности $-4+2$ мм представлены смешанным спектральным типом IaAB, т.е. в них зафиксированы одновременно А- и В-дефекты. «Безазотных» индивидов типа Па не выявлено. Концентрация примесного азота в кристаллах этой выборки варьирует в значительных пределах. Так, содержание А-центров (NA) достигает 2395 ppm с модой около 1100 ppm, причем высокоазотные кристаллы с $NA > 1000 \text{ ppm}$ составляют более половины от всех образцов. В-центры отмечаются в подчиненных количествах - их концентрация обычно не превышает 40% от суммарного содержания азота. Распределение алмазов по водороду – двумодальное – кристаллы с модальными значениями концентрации этой примеси около 1 усл. ед. и 6 усл. ед., представлены примерно в равной пропорции (на рис. 1 величины $Ln \alpha_{3107} = 0$ и 1,8 соответственно). По содержанию азота в исследованной выборке выделяется одна главная высокоазотная популяция кристаллов (рис. 1), с пониженной долей (около 25 %) В-дефектов.

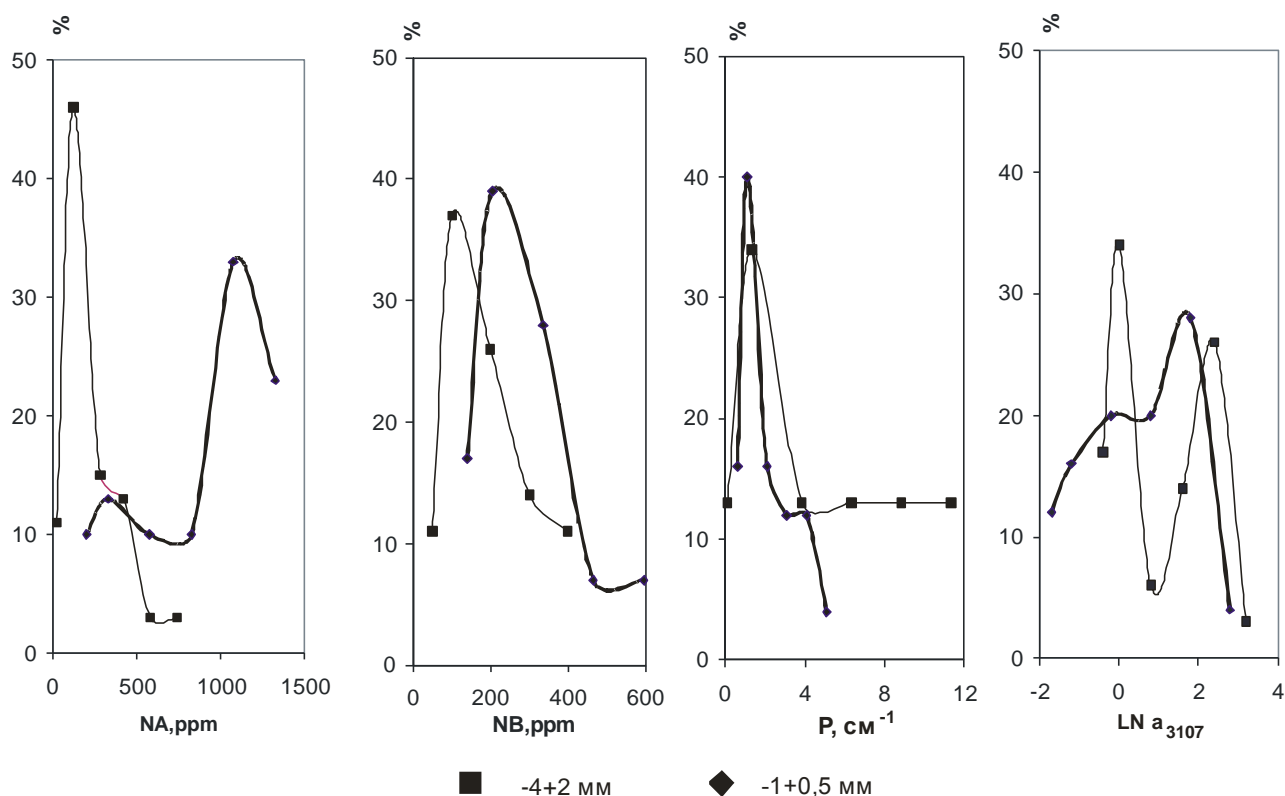


Рис. 1. Распределение кристаллов алмаза трубки им. Карпинского-1 размером $-1+0,5$ мм (1) и $-4+2$ мм (2) по содержанию азота (N) в А- и В- формах, плейтелетс (P) и водорода ($\ln \alpha_{3107}$)

Мелкие ($-1+0,5$ мм) кристаллы алмаза из трубки им. Карпинского-1 существенно отличаются от более крупных по содержанию азота в А-форме (рис.1). Для мелких алмазов типичны низкие концентрации азота, как правило, не превышающие в сумме 250 ppm с модами NA ~ 120 ppm и NB ~ 100 ppm, а также наличие (около 6%) индивидов типа Па. По характеру распределения азота в В-форме, водорода и плейтелетс мелкие кристаллы сходны с более крупными (рис.1). По содержанию водорода среди мелких кристаллов, также как и среди более крупных, отмечается две группы (рис.1) с модами $\ln \alpha_{3107} = 0$ и 2,3, что соответствует концентрациям этой примеси 1 и 10 усл. ед. В выборке кристаллов размером $-1+0,5$ мм выделяется одна главная низкоазотная популяция, составляющая около 70% от общего количества образцов. Азот в кристаллах этой популяции присутствует преимущественно в агрегированной форме (NB в среднем ≈ 46 %).

Обсуждение результатов

Различный характер распределения структурных дефектов в выборках мелких и крупных кристаллов трубки им. Карпинского-1 может указывать на то, что сопоставляемые группы алмаза сформировались в разных условиях. При этом надо полагать, что мелкие и крупные кристаллы образовались в различных глубинных источниках и, следовательно, принадлежат к различным генерациям. Это подтверждается существенными различиями сопоставляемых групп кристаллов по общему содержанию структурного азота. Как известно, алмазы с включениями ультраосновной (У)- и эцлогитовой (Э) ассоциаций систематически отличаются друг от друга по содержанию структурного азота. Обобщение данных по различным месторождениям мира (Stachel, Harris, 1997) показало, что концентрация примеси азота в алмазах У-типа обычно не превышает 500 at.ppm с модой 100-200 at.ppm. Алмазы Э-типа по содержанию азота, меняющемуся от 0 до 1500 at.ppm, имеют бимодальное распре-

ление, с максимумами в интервалах 0-100 и 300-600 ат.ррм. На основании всего этого можно заключить, что крупные (-4+2 мм) кристаллы алмаза трубки им. Карпинского-1, судя по содержанию структурного азота, образовались в эклогитовой среде. Кристаллы размером менее 1 мм по распределению азота могут быть отнесены как ультраосновному, так и к эклогитовому парагенезису. В то же время, включения в алмазах размером < 1мм трубки им. Карпинского-1 (Захарченко и др., 2002) в большинстве своем относятся к ультраосновной ассоциации, что указывает на ультрабазитовую вмещающую среду, в которой образовались мелкие кристаллы. Большое сходство мелких кристаллов алмаза трубки им. Карпинского-1 с алмазом У-типа из трубок Далдыно-Алакитского района Якутии (рис. 2) позволяет говорить о сходстве среды их образования. Примером для сравнения могут служить кристаллы алмаза крупностью -2+1 мм из трубки Краснопресненская в Якутии. Как видно из рисунка 2, по распределению азота мелкие (-1+0,5 мм) кристаллы из трубки им. Карпинского-1 и более крупные индивиды трубки Краснопресненская практически аналогичны. Рисунок 2 кроме того демонстрирует различие двух генераций кристаллов из трубки им. Карпинского-1 по температурам алмазообразования. Если принять время нахождения каждой из генераций в глубинном источнике одинаковым (условно для расчета по уравнению Аррениуса, например, равным 1 млрд. лет), то для мелких кристаллов У-типа температура может быть оценена в 1120-1200 °С, а для крупных индивидов Е-типа - соответственно 1090-1120 °С (Taylor, Milledge 1995).

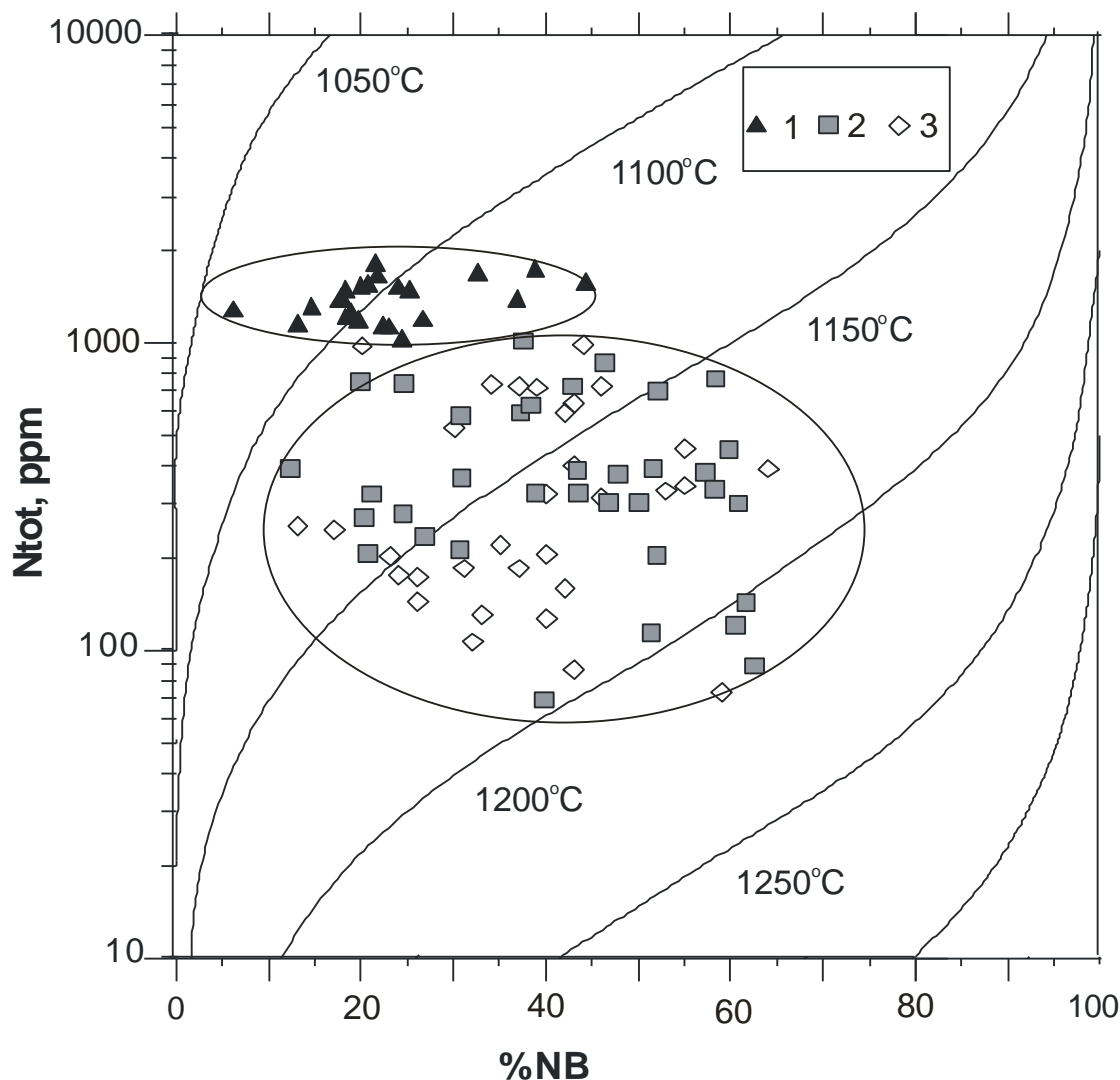


Рис. 2. Распределение азота в алмазах различных генераций из трубки им. Карпинского-1 и в алмазах из трубки Краснопресненская (Якутия)

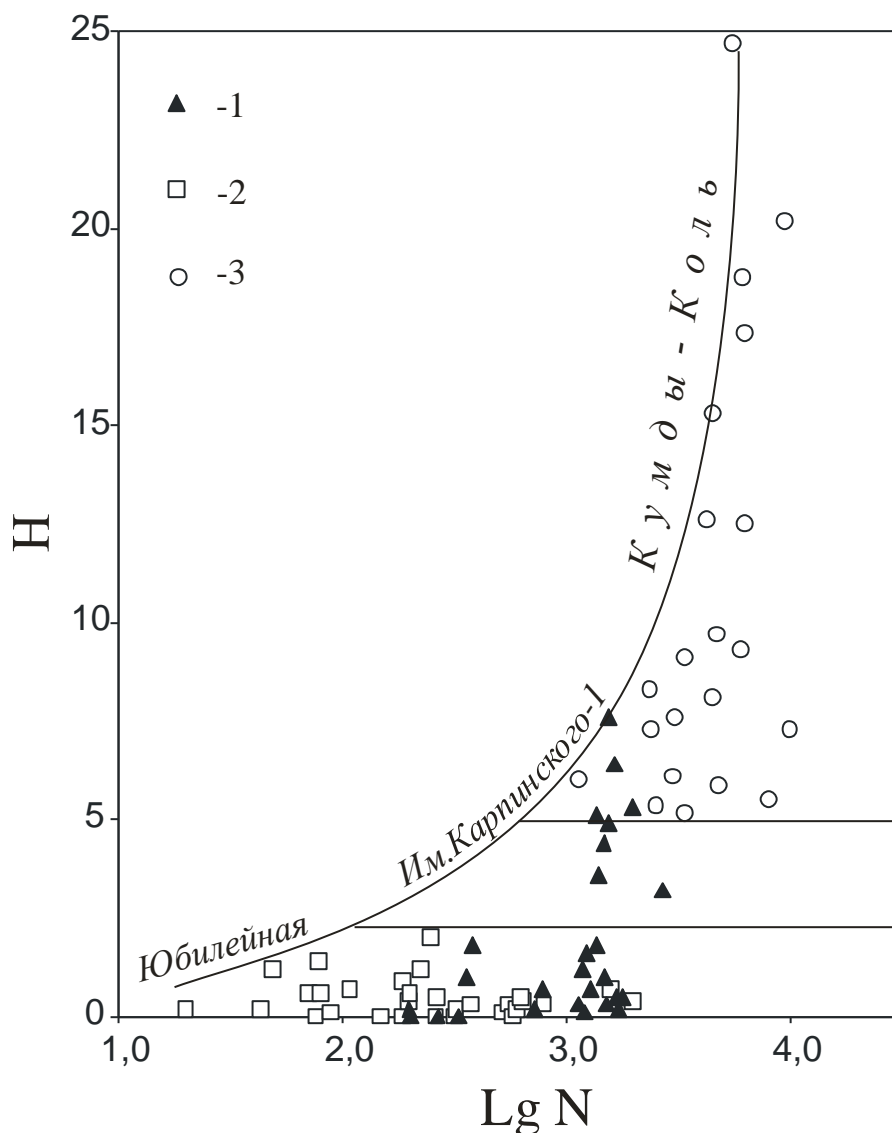


Рис. 3. Содержания азота ($\lg N$) и водорода (H , усл. ед.) в кристаллах алмаза из трубки им. Карпинского-1 (1), из трубки Юбилейная (2), из метаморфических пород Кумды-Коля (3)

Как отмечалось выше, кристаллы обеих генераций алмаза характеризуются двумодальным распределением по содержанию водородных центров. При этом одно из модальных значений соответствует концентрации примеси порядка 1 усл. ед., что весьма характерно для кристаллов алмаза из трубок других регионов, а второе составляет 6-10 усл. ед. и почти на порядок выше «нормы». Как было показано ранее (Блинова, 1987, Kaminsky, Khachatryan, 2004), концентрация водорода в кристаллах прямо коррелирует со скоростью их роста. Исходя из этого, можно предположить, что значительная часть кристаллов обеих генераций алмаза трубки им. Карпинского-1 сформировались при относительно высоких скоростях роста, по-видимому, обусловленных большими пересыщениями среды углеродом.

Из двух рассмотренных генераций алмаза, наибольший практический интерес представляет генерация кристаллов размером более 2 мм, составляющая по массе свыше половины от всех камней трубки им. Карпинского-1 (Захарченко и др., 2002). Как уже отмечалось, кристаллы алмаза этой основной по значимости генерации характеризуются аномально высокой концентрацией водорода, отличаясь по этому параметру от алмазов большинства трубок других регионов. Исключение составляют лишь кристаллы алмаза лампроитовой трубки Аргайл, среднее содержание водорода в которых примерно на порядок превышает таковые в алмазах трубки им. Карпинского-1. Вместе с тем, большинство алмазов трубки Аргайл, в отличие от алмазов основной генерации трубки им. Карпинского-1, низкоазотные (Yakubovsky,

Adriaenssens, 2002). Важной особенностью изученных кристаллов основной генерации является высокое среднее содержание структурного азота (более 1000 ppm). Единичные высокоазотные индивиды часто встречаются среди кристаллов различных кимберлитовых или лампроитовых трубок. Однако трубки с преобладанием высокоазотных разновидностей алмаза над более низкоазотными известны в настоящее время только в Архангельской области (Kaminsky, Khachatryan, 2001). По содержанию азота только алмазы из эклогитовых ксенолитов африканской трубки Ньюлэнд сопоставимы с кристаллами основной генерации трубки им. Карпинского-1 (Menzies et al., 1995). Этот факт дополнительно подтверждает наше заключение об эклогитовой среде формирования последних.

Таким образом, судя по распределению структурных дефектов, условия образования основной генерации алмаза трубки им. Карпинского-1 были очень своеобразны. Из рис. 3 видно, что по соотношению концентраций азота и водорода изученные кристаллы занимают промежуточное положение между кристаллами «мантийного» (трубка Юбилейная, Якутия) и «корового» (метаморфические породы Кумды-Коля, Казахстан) происхождения. Подобное распределение структурных примесей в алмазах основной генерации трубки им. Карпинского-1 отражает относительно высокие скорости роста кристаллов в пересыщенной углеродом системе. При этом температурный режим и состав среды их кристаллизации были типичными для алмазов кимберлитового и лампроитового типов.

Список литературы

1. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза. // Докл. АН СССР-1987, Т.294, № 4, С.868-871.
2. Захарченко О.Д., Махин А.И. Хачатрян Г.К. // Типоморфные свойства алмазов, Атлас. Изд. ЦНИГРИ, Москва, 2002, 104 с.
3. Соболев Е. В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза. // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии, Новосибирск, Наука- 1978, С.245-255.
4. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Примесные центры в алмазах // Тез. VIII отчетн., научн. конференции, Новосибирск, 1971- с. 60-61.
5. Bursill L.A., Glaisher R.W. Agregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond// Amer. Miner.-1985- V.70, P.608-618.
6. Evans, T. Aggregation of nitrogen in diamond. In: The properties of natural and synthetic Diamond (J. Field, ed). Acad. Press, London, 1992, pp.259-290.
7. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data. // Canad. Mineralogist-2001-, V. 39, p.1733-1745.
8. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. The relationship between the distribution of nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth. //Lithos. 2004,v. 77. No 1-4, p.255-271.
9. Menzies A.H., Milledge H. J., Gurney J.J. FTIR-spectroscopy study of diamonds from the Newlands In: Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr., Novosibirsk, August 1995, 576-578.
10. Stachel T., Harris J.W. Singenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana)-a deep peridotite profile with a history of depletion and re-enrichment//Contr. Mineral Petrol, 1997, v. 127, 336-352.
11. Taylor, W.R. & Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. In: Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr., Novosibirsk, August 1995, 620-622.
12. Woods G.S. Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds// Proc. Roy. Soc., London-1986- V.A 407,P. 219-238.
13. Yakubovsky K, Adriaenssens, G.J. Optical characterization of natural Argyle diamonds.// Diamonds and Related Materials, 2002, No 11, p. 125-131.

Классификация и исследование отказов магнитометрического метода поисков кимберлитов

Цыганов В.А.

ФГУП НПП «Аэрогеология», Москва

Для исследования качества и надежности метода при поисках кимберлитов проведен перечень известных действительных или вероятных ситуаций, при которых искомый объект может быть пропущен. Показано, что для магнитометрического метода эти ситуации (отказы метода) могут быть связаны: а) с изменчивостью вещественно–индикационных свойств самих поисковых объектов; б) с неблагоприятными для метода ландшафтно–геологическими обстановками; в) с недостаточными технико–метрологическими характеристиками проводимых полевых наблюдений; г) с различного рода ошибками при проведении геолого–интерпретационных работ; д) с ошибками при проведении полевой заверки горно–буровыми работами перспективных участков и аномалий. Выделение, описание и моделирование конкретных отказов различного классификационного типа, позволяет оценить качество и надежность поисковой технологии, реализованной на конкретных площадях и участках и обосновать специальные технологические решения, повышающие геологическую эффективность работ. Главными факторами, снижающими эффективность магнитометрического метода поисков кимберлитов оказались: невысокая контрастность по петромагнитным параметрам кимберлитовых тел, особенно с высокой алмазонасностью; наличие на значительных по размерам площадях Якутии перекрывающих, экранирующих, сигнал от трубок, трапповых образований; ограниченность в финансовых ресурсах, выделяемых для горно–буровой заверки локальных аномалий, предположительно кимберлитового типа.

Для обнаружения кимберлитовых тел магнитометрическим методом должны обязательно выполняться следующие пять условий (16):

- а) Петромагнитные характеристики пород, слагающих кимберлитовое тело, должны обеспечивать формирование локальной магнитной аномалии, фиксирование и оконтуривание которой вполне может быть проведено при современном уровне развития магнитометрической аппаратуры, в благоприятных для метода ландшафтно–геологических обстановках;
- б) Ландшафтно–геологическая обстановка территории проведения магнитометрических исследований должна быть достаточно благоприятной для отражения объекта поисков в реально существующем поле на принятой поверхности исследования минимально–контрастной аномалией;
- в) Система реализованных полевых наблюдений (расстояние между профилями, шаг наблюдений по профилю) и точность проведенных измерений должны гарантировать отображение необходимым числом точек минимально–контрастной аномалии от тела в измеренном поле;
- г) Технология геологической и прогнозной интерпретации данных, полученных при полевых геофизических съемках, должна гарантировать выделение измеренной аномалии от кимберлитового тела, включение ее в список кимберлитоперспективных, определение правильного пространственного положения аномалообразующего объекта;
- д) Технология заверки выделенной кимберлитоперспективной магнитной аномалии буровыми скважинами или горными выработками, должна обеспечивать подсечение аномалообразующего объекта и его правильную идентификацию.

Обозначенные условия могут рассматриваться, как специфические функциональные модули поискового метода (в данном случае – магнитометрии): вещественно–индикационный (далее индекс «а»), ландшафтно–геологический («б»), технико–метрологический («в»), геолого–интерпретационный («г») и заверочный («д»). **При невыполнении из приведенного перечня хотя бы одного условия, т.е. при отказе хотя бы в одном из модулей поискового метода, очевидно, что объект поисковых работ пропускается.**

а. Отказы в вещественно–индикационном модуле магнитометрического метода при поисках кимберлитов

В эту группу отказов относятся все действительные и возможные ситуации, при которых пропуск магнитометрией кимберлитового тела происходит или может произойти из–за его крайне малой суммарной намагниченности, или точнее **из–за весьма низкого значения магнитного момента тела** – векторной суммы магнитных моментов частиц, из которых тело состоит.

Петромагнитные характеристики кимберлитовых трубок, определяющие интенсивность и морфологические особенности отражения последних в локальной составляющей аномального магнитного поля, зависят от целого ряда факторов, влияющих на повышение и понижение суммарной намагниченности блоков пород, слагающих конкретное тело (фаз, фаций), а также от сорасположения этих блоков в пространстве. Каждый из этих факторов, в зависимости от специфики проявления может оказывать различное по знаку влияние на интенсивность намагничения диатрем, поэтому в случае его положительного влияния на эффективность метода, его можно рассматривать в качестве позитивного, а в случае отрицательного – в качестве негативного. Перечень негативных ситуаций, которые встречаются или могут встречаться в практике поисковых работ, по сути дела и представляет перечень отказов метода в вещественно–индикационном модуле (Таблица 1).

Таблица 1

Перечень вероятных и действительных отказов в вещественно–индикационном модуле магнитометрического метода при поисках кимберлитов

<i>Краткое описание фактора, влияющего на намагниченность кимберлитов</i>	<i>Индекс отказа и его характеристика</i>
<i>Ситуации, обуславливающие возможность отказов, связанные с особенностями строения отдельных разновидностей кимберлитовых пород, слагающих конкретное тело</i>	
Исходные концентрации железа в глубинном кимберлитовом расплаве (флюиде)	<u>а.1. Исходная обедненность расплава (флюида) химическими элементами, входящими в состав ферримагнитных минералов*</u>
Выделение магнетита при серпентинизации оливина с образованием хризотила.	<u>а.2. Низкая степень серпентинизации пород или серпентинизация с образованием лизардита без существенного выделения магнетита.</u>
Присутствие в породе менее контрастных (в сравнении с магнетитом) акцессорных ферримагнитных минералов таких как пикроильменит, хромшпинелид и некоторых других.	<u>а.3. Пониженные концентрации или отсутствие в породе акцессорных ферримагнитных минералов таких как пикроильменит, хромшпинелид и некоторых других; либо их существенная обедненность ферримагнитными миналами.</u>
Участие в строении кимберлитового тела ксеногенного немагнитного материала, «разбавляющего» глубинную составляющую породы, как в кратерной, так и более глубоких фазах или фациях диатремы	<u>а.4. Аномально высокое содержание в фазе, фации, блоке кимберлитовых пород ксеногенного материала, представленного диамагнитными и парамагнитными минералами.</u>
Преобразование ферримагнитных минералов в породе в диа– и парамагнитные наложенными гидротермальными, метасоматическими и корообразовательными процессами	<u>а.5. Уменьшение концентраций и ослабление магнитных свойств для ферримагнитных минералов в результате наложенных гидротермальных, метасоматических и корообразовательных процессов, приводящими, например, к замещению пикроильменита реакционными оболочками.</u>

Продолжение таблицы 1

Влияние Eh среды на образование минералогических форм железа в ряду «оксид–сульфид»	<u>a.6. Замещение магнетита пиритом на различных этапах образования и изменения кимберлитового тела.</u>
Наличие существенной по величине остаточной намагниченности пород обычно для автолитовой, мене – порфировой разновидностей кимберлитов	a.7. Отсутствие или крайне малое распространение в трубке автолитовых и порфириновых разновидностей кимберлитов.
Соотношение векторов остаточной и индуцированной составляющих	a.8. Различная (компенсирующая) направленность остаточной и индуцированной намагниченности пород, (за счет инверсии магнитного поля Земли или самообращения намагниченности кимберлитов
<i>Ситуации, обуславливающие возможность отказов, связанные с особенностями сочетания отдельных разновидностей кимберлитовых пород, слагающих конкретное тело</i>	
Значительный диапазон изменчивости размеров кимберлитовых тел в т.ч. и коммерчески –ценных	<u>a.9. Весьма малые размеры площади поперечного сечения конкретного кимберлитового тела, сложенного магнитоактивной разновидностью пород.</u>
Чередование в объеме диатремы блоков (фаз, фаций) с различными петромагнитными характеристиками	<u>a.10. Весьма малые размеры площади поперечного сечения отдельных магнитоактивных блоков кимберлитовых тел</u>
То же	<u>a.11. Широкое распространение немагнитных разновидностей пород в кратерной части диатремы</u>
То же	<u>a.12. Весьма сложное сочетание магнитоактивных и немагнитных разновидностей кимберлитов, затрудняющих классификацию и количественные оценки аномалий</u>

. * Примечание: В таблице подчеркнуты сплошной линией ситуации, характеризующиеся систематической встречаемостью на практике.

Прокомментируем вероятность встречи некоторых из перечисленных видов отказов, характеризующиеся систематической встречаемостью на практике.

a.1. Исходная обедненность расплава (флюида) химическими элементами, входящими в состав ферромагнитных минералов.

В таблице 2 приведены значения коэффициентов корреляции средних величин магнитной восприимчивости кимберлитовых трубок для одного из полей Якутии со средними содержаниями в трубках химических элементов. Как следует из приведенных данных магнитная восприимчивость конкретных трубок связана весьма мощной положительной корреляционной связью с содержаниями Fe₂O₃, MgO, П.П.П (H₂O). Следовательно, уже внутри одного поля, при определенных содержаниях этих составляющих могут встречаться магнитные так и немагнитные или слабомагнитные диатремы.

Обозначенная тенденция характерна не только для кимберлитовых тел внутри конкретного поля. Она также просматривается при сравнении средних данных между отдельными полями. Так при среднем содержании Fe₂O₃, в кимберлитовых телах Мирнинского поля 3,7% их средняя магнитная восприимчивость равна 5,4*10⁻³ ед. СИ, в то время как для Алакит–Мархинского и Далдынского полей при среднем содержании рассматриваемого оксида 5,5% и 5,7% соответственно, средние значения магнитной восприимчивости равны 16,2*10⁻³ ед. СИ и 14,0*10⁻³ ед. СИ.

Даже в пределах отдельных трубок кимберлитового поля (на примере Далдынского) по материалам ПГО «Якутскгеология» отмечаются весьма значимые различия между фазами внедрения, как по содержаниям Fe₂O₃, (5,3% – I фаза и 7,2% – II фаза) так и по их магнитной восприимчивостью ($9 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, и $31 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, соответственно).

а.2. Низкая степень серпентинизации пород или серпентинизация с образованием лизардита без существенного выделения магнетита.

Д.И. Саврасовым было показано, что магнитная восприимчивость исследованных им кимберлитовых тел Якутии определяется, главным образом, содержанием пылевидного магнетита. Для таких объектов характерно значительно более низкое, но все же аномальное среднее значение магнитной восприимчивости. По данным (3,4,5) магнетит в кимберлитах содержится преимущественно в пылевидной форме. При этом большинство исследователей указывают на формирование магнетита в породе при серпентинизации оливина с образованием хризотила. На явную связь значений магнитной восприимчивости кимберлитов с серпентинизацией породы указывает и коэффициент корреляции между магнитной восприимчивостью и П.П.П (H₂O) (См. табл.2).

С другой стороны, в (17) показано, что не всегда при серпентинизации происходит

Таблица 2. Коэффициент ранговой корреляции магнитной восприимчивости кимберлитовых тел и содержания в них химических элементов по одному из полей Западной Якутии

Компоненты	Число трубок	Значение коэффициента	Уровень значимости (вероятность ошибки)
TiO ₂	32	0,54	0,01
Fe ₂ O ₃	32	0,78	0,001
MgO	32	0,56	0,001
CaO	32	-0,53	0,01
Na ₂ O	32	-0,43	0,02
K ₂ O	32	-0,68	0,001
S	31	-0,58	0,001
CO ₂	32	-0,54	0,01
П.п.п.	32	0,59	0,001

При расчете коэффициентов использованы данные И.П. Илупина и ПГО «Якутскгеология». Для SiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, P₂O₅ значимые значения коэффициентов корреляции не установлены

выделение магнетита. Так, при замещении исходных минералов секториальным лизардитом магнетит не образуется и, напротив, при хризотилизации происходит очищение силикатов от железа с выделением маггемо–магнетита. Работами (3 и 9) показано, что в кимберлитовых породах Якутии из минералов группы серпентина преобладает именно лизардит с переменной примесью хризотила. Изложенное, позволяет предполагать, что при широком развитии серпентинизации в кимберлитах конечным продуктом процесса был лизардит без выделения значительного количества магнетита. В меньшей мере и достаточно неравномерно происходило, по–видимому, образование хризотила с выделением пылевидного магнетита.

На рисунке № 1 приведены данные по изменчивости средней магнитной восприимчивости кимберлитовых трубок по трем кимберлитовым полям Якутии. Анализ этих данных, с одной стороны, указывает на резкое преобладание в каждом из полей относительно понижено намагниченных диатрем (распределение близкое к экспоненциальному), а, с другой стороны, свидетельствует о наличии типоморфизма кимберлитовых полей по среднему значению рассматриваемого параметра.

Мирнинское поле отличается от других рассматриваемых среднепалеозойских кимберлитовых полей минимумом железистости, и, соответственно, минимумом магнитной восприимчивости. Отметим, что по данным ряда исследователей именно в кимберлитах Мало–Ботуобинского района основным носителем магнитных свойств выступает не магнетит, которого для этого здесь крайне мало, а ферримагнитный пикроильменит, реже минералы группы шпинели с существенным содержанием магнитного компонента.

а.3. Пониженные концентрации или отсутствие в породе аксессуарных ферримагнитных минералов таких как пикроильменит, хромшпинелид и некоторых других; либо их существенная обедненность ферримагнитными миналами.

В работах, опубликованных за последнее время, показано, что при отсутствии в трубках некоторых районов достаточного количества магнетита среднее значение их намагниченности определяется либо наличием ферримагнитного ильменита, либо минералов группы шпинели с существенным содержанием магнетитового компонента.(7).

Как уже отмечалось для Мирнинского кимберлитового поля резко аномально повышенных концентраций магнетита в трубках не установлено. Не установлено их и в кимберлитах Накынского поля Якутии и в кимберлитах Архангельской области. В этих случаях средняя магнитная восприимчивость пород отдельных полей измеряется десятками и самыми первыми сотнями $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и эффективность магнитометрического метода при поисках, если и не «скатывается» к нулю (опыт открытия диатрем в Архангельской области), то в значительной мере определяется уже безотказной работой четырех остальных модулей метода (ландшафтно-геологического, технико-метрологического, геолого-интерпретационного и заверочного).

а.6. Замещение магнетита пиритом на различных этапах образования и изменения кимберлитового тела.

По материалам, опубликованным в (4) для кимберлитовых тел Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская) средние значения магнитной восприимчивости измеряются самыми первыми десятками $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Минералы тяжелой фракции здесь представлены зернами пирропа, хромшпинелида, альмандина. Связующая масса пород имеет тонкозернистое строение и хлорит-серпентин-карбонатный состав. Из рудных минералов широким развитием в ней пользуется только пирит. Среднее содержание Fe_2O_3 , в трубке Ботуобинская около 4,2 – 4,7%, в трубке Нюрбинская – 4,5–5,9%.

Отметим, что в таблице №2 (см. выше) между содержанием серы в кимберлитах и их магнитной восприимчивостью показана вполне значимая обратная корреляционная связь. Т.е. слабомагнитные кимберлиты характеризуются повышенными концентрациями серы вообще и сульфидов, в частности.

Завершая рассмотрение группы отказов вещественно-индикационного модуля, связанных с пониженными концентрациями в кимберлитах ферримагнитных минералов, как с весьма высокими значениями петромагнитных составляющих (магнетит), так и с умеренными значениями этих параметров (пикроильменит, хромшпинелид), представляется возможным констатировать, что **высокие значения концентраций этих минеральных видов, и, соответственно, повышенная намагниченность трубок не являются обязательными, устойчивыми характеристиками кимберлитовых тел.**

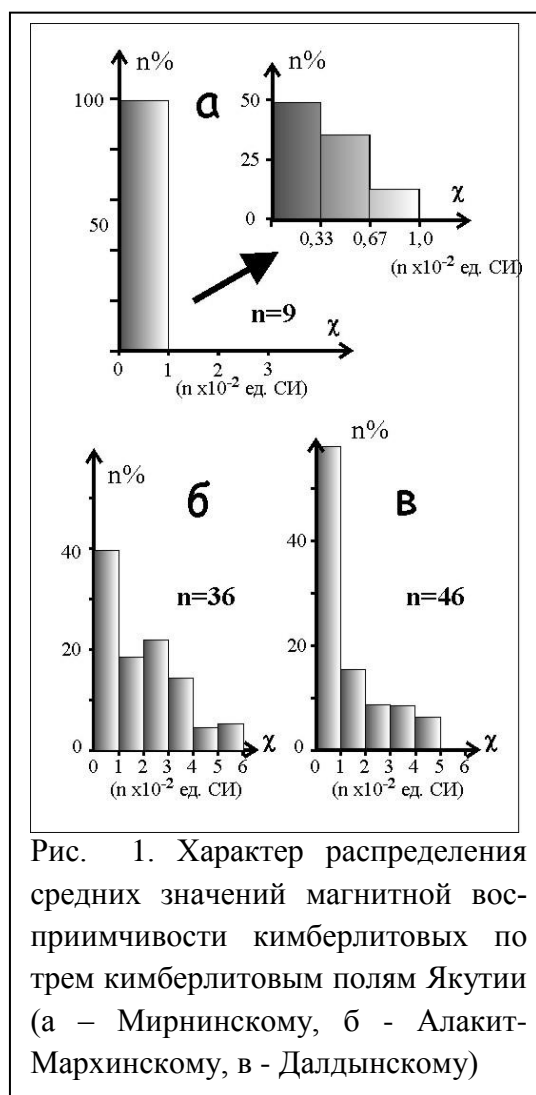


Рис. 1. Характер распределения средних значений магнитной восприимчивости кимберлитовых по трем кимберлитовым полям Якутии (а – Мирнинскому, б - Алакит-Мархинскому, в - Далдынскому)

В этой связи представляется важным оценить корреляционную связь петромагнитных характеристик трубок с их алмазоносностью. На рисунке 2 приведены результаты исследования методом факторного анализа данных по вещественно–индикационным свойствам кимберлитовых тел из главных алмазоносных полей Якутии. Сформулируем основные вы-

воды (в контексте статьи) следующие из приведенного на рисунке графика.

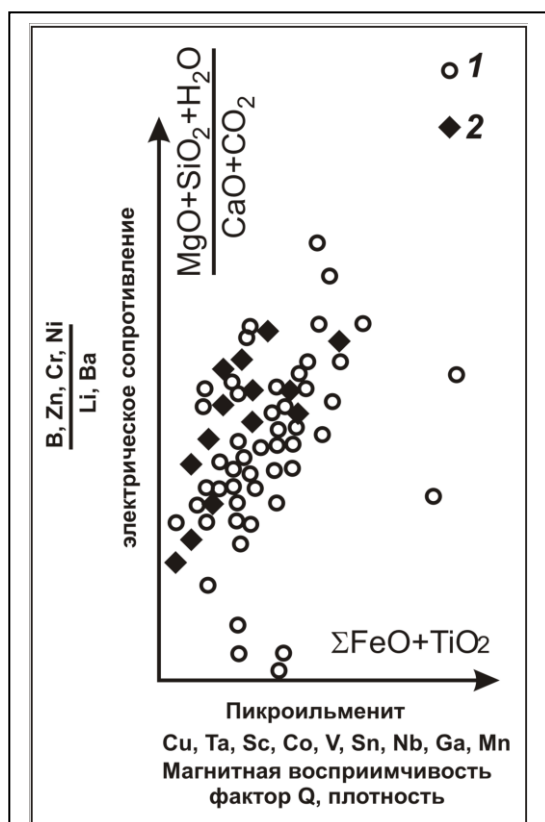


Рис. 2. Главные факторы, определяющие изменчивость петрохимических характеристик кимберлитов Якутии и связь с ними индикационных свойств диатрем (1- не алмазоносные и убого алмазоносные трубки или отдельные фазы; 2 – то же промышленно- или около промышленно алмазоносные)

1. Первым главным фактором, определяющим изменчивость петрохимического состава кимберлитов изученных полей Якутии является отношение двух сумм породообразующих химических компонентов. В числителе это сумма MgO, SiO_2, H_2O , в знаменателе – CaO, CO_2 . Также с увеличением этого параметра в трубках возрастают концентрации ряда микроэлементов – B, Zn, Cr, Ni и уменьшаются для Li и Ba . Трубки с повышенным значением первого фактора отличаются и повышенным значением электрического сопротивления, т.е, как правило, не могут выделяться на фоне вмещающих пород аномалиями повышенной электропроводности. Рассматривая связь первого фактора с алмазоносностью легко видеть ее отсутствие:

2. Вторым главным фактором, определяющим дополнительную, несвязанную с первым, изменчивость химизма исследованных диатрем является суммарная концентрация железа и титана. С этим фактором положительно, практически линейно (функционально) связаны петромагнитные параметры диатрем, концентрации пикроильменита (находки хромшпинелида здесь статистически не представительны).

С этим же фактором отмечается увеличение содержаний в трубках ряда химических микроэлементов (см. Рис.2). Но и с повышением роли второго фактора при фиксированном значении первого, связано снижение алмазоносности трубок. Т.е. при прочих равных (значение первого фактора) повышение железистости и титанистости

диатрем, и как следствие – повышение значений их петромагнитных параметров – приводит к снижению относительной доли алмазоносных трубок в поисковых выборках.

Следовательно, **в среднем, чем выше железистость, титанистость и намагниченность трубок, то тем в среднем ниже их алмазоносность.**

Опубликованные данные (4) по Накынскому кимберлитовому полю (самому богатому в мире по удельной алмазоносности), свидетельствуют, что здесь средняя величина петромагнитных характеристик на порядок ниже, чем в Мирнинском поле и его трубки магнито-разведкой не выделяются (8).

Однако, известно, и что более половины кимберлитовых трубок Якутии и практически все кимберлиты Архангельской области открыты при помощи магнитометрии, а, с другой стороны, уникальные по алмазопродуктивности все диатремы Накынского поля в магнитном поле не выделяются; крайне низкий уровень и размер локальной магнитной аномалии (14 нТл .на земле – 1 точка) был зафиксирован в Мирнинском поле над его самой богатой по содержанию алмазов на тонну трубкой Интернациональная.

Описанные обстоятельства позволяют считать, что среди алмазоносных кимберлитовых полей, при обратной связи «намагниченность – алмазоносность» вполне могут присутствовать повышенно алмазоносные диатремы, не выделяющиеся при современных технологических приемах проведения и интерпретации данных магнитометрических съемок. В частности об этом свидетельствуют многочисленные ореолы (более десятка) индикаторных минералов кимберлитов (вплоть до ореолов обломков кимберлитовых пород) в Мало-Ботуобинском районе вообще, и в Мирнинском кимберлитовом поле в частности. Имеются даже промышленные россыпи алмазов (лог Глубокий), которые по сей день не получили привязки к коренному источнику.

Исследование отказов любого из модулей поискового метода не является самоцелью. Задачей этого исследования является не только выявление «слабых мест», но и попытка найти какие-либо решения, минимизирующие влияние этих отказов на эффективность поисковой практики.

На рисунке 3 приведен график, иллюстрирующий связь алмазоносности кимберлитовых тел промышленно алмазоносных полей Якутии с содержанием в этих трубках серы. Все данные по сере здесь даны по материалам Иосифа Петровича Илупина, частично опубликованных в открытой печати, а частично переданных автору настоящей статьи в рабочем порядке.

Данные, приведенные на графике хорошо укладываются в намечаемые выше в рамках настоящей статьи тенденции:

- Между магнитной восприимчивостью кимберлитов и содержаниями в них серы установлена статистически значимая обратная корреляционная связь (см. табл. 2);
- Между намагниченностью кимберлитов и содержанием в них алмазов также намечается обратная корреляция (см. рис. 2);
- Между содержанием алмазов в трубках и содержанием в них серы (Рис.3.) отчетливо просматривается положительная корреляция.

Следовательно, **высокоалмазоносные, но немагнитные или слабомагнитные кимберлитовые тела характеризуются повышенными концентрациями серы.**

Сделанный вывод применительно к практике поисковых работ на алмазы в первую очередь требует уточнения по минералогическим формам серы в алмазоносных кимберлитах, он требует уточнения по изотопии серы в промышленных и непромышленных трубках, он требует существенно большей статистики с выходом за пределы якутских алмазоносных полей (13). Однако, к сожалению, геохимия, изотопия серы в кимберлитах изучены совершенно недостаточно, очень слабо изучена и минералогия содержащих серу минералов кимберлитов.

Но, с другой стороны, в пользу сульфидного аспекта поисковых немагнитных или слабомагнитных кимберлитовых тел повышенной алмазоносности геофизическим методом вызванной поляризации имеются следующие весьма веские аргументы:

1. Выше со ссылкой на (4) уже упоминалось о факте широкого распространения пирита в связующей массе кимберлитовых пород одного из самых богатых по продуктивности Накынского поля Якутии. По устному сообщению главного геолога компании «АЛРОСА» тяжелая фракция этих трубок в цехе доводки на обогатительной фабрике представлена в основном алмазами и пиритом. В работах В.К. Гаранина и Г.В. Кудрявцевой (1, 2) имеются

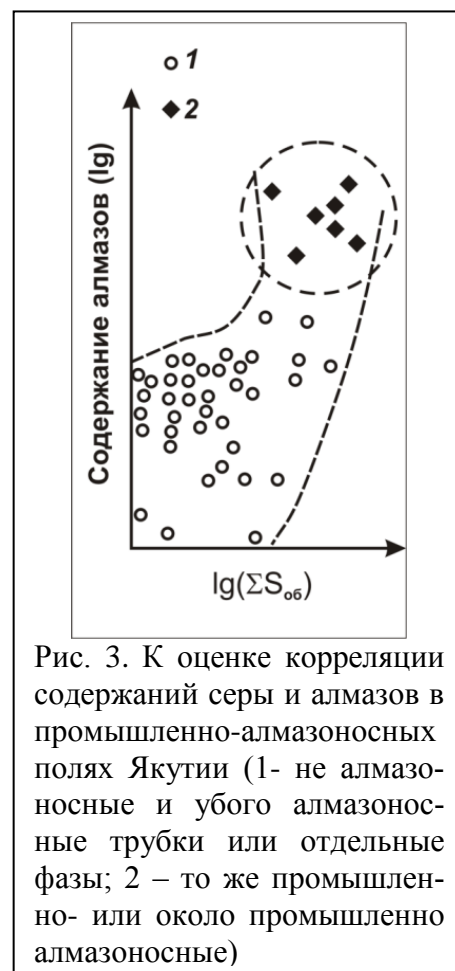


Рис. 3. К оценке корреляции содержаний серы и алмазов в промышленно-алмазоносных полях Якутии (1- не алмазоносные и убого алмазоносные трубки или отдельные фазы; 2 – то же промышленно- или около промышленно алмазоносные)

многочисленные ссылки на включения сульфидов в самих алмазах и других минералах кимберлитов.

2. По сообщению бывшего главного геофизика Иреляхской геофизической (ныне Ботуобинской) экспедиции ПГО «Якутскгеология» Б.С. Парасотки в начале 80-х годов опытно-методические работы методом вызванной поляризации проводились на трубках Мирнинского поля. В результате весьма контрастный аномальный эффект был получен от трубки Интернациональная (наиболее продуктивное тело в поле); менее контрастный – от трубки Мир (средняя продуктивность); малоконтрастный от трубки Таежная (0,3 карата/тонну); не было выделено аномалии от трубки Амакинская (0,01 карата/тонну). Не смотря на эти результаты метод ВП не был включен в типовой прогнозно-поисковый комплекс, т.к. «не выделял все кимберлитовые тела», а также выделял достаточное количество аномалий не связанных с кимберлитами, классификация которых была невозможна по измерительным возможностям аппаратуры того времени.

3. В 1995 году автором настоящей статьи были организованы и проведены опытно-методические работы методом ВП на кимберлитовых телах Далдыно-Алакитского района Якутии. Работы проводились лучшей на то время аппаратурой ВП производства компании Zongle Engineering (США), специалистами этой компании при финансовой и методической поддержке компании RTZ Minig & Exploration (Англия). С российской стороны участвовали специалисты компании АЛРОСА. Исследования выполнялись в модификации CR-IP (комплексного сопротивления – вызванной поляризации) для изучения истинной поляризации кимберлитов и вмещающих пород. В результате проведенного исследования оказалось, что аномалии вызванной поляризации при измерениях с дневной поверхности методом CR-IP получены для всех алмазоносных объектов (трубка Краснопресненская, алмазоносные фазы трубок Сытыканская и Дальняя), для не промышленных объектов аномалии не установлены. Также удалось установить, особые спектральные характеристики сигнала вызванной поляризации, по которым алмазоносные кимберлиты отличаются от других поляризующихся объектов, установленных при исследованиях;

Завершая рассмотрение отказов магнитометрического метода при поисках алмазоносных кимберлитов в вещественно-индикационном модуле, связанных с пониженной намагниченностью отдельных составляющих компонентов трубок, представляется возможным констатировать *ограниченность метода в отношении трубок повышенной алмазоносности и возможность замены его на современные технологические решения на основе метода вызванной поляризации.*

Сделанный вывод казалось бы, противоречит имеющемуся историческому опыту алмазопоисковых работ, в соответствии с которым известно, что от трубок Мир, Удачная и ряда других алмазных «монстров» в наблюдаемом магнитном поле фиксируются аномалии, измеряемые даже в воздухе десятками и даже первыми сотнями нТл. И это действительно так и это весьма крупные по размерам трубки, но содержания алмазов в них в разы уступает небольшим и слабомагнитным диатремам, таким как Интернациональная, Айхал, Ботуобинская, Нюрбинская. Однако, в своей докторской диссертации Е.В. Францесон давно показала, что главная алмазоносная фаза (наиболее глубинная (?)) в промышленных месторождениях относительно ограничена по объему, она маложелезистая и слабомагнитная. Но она может формировать, как самостоятельные геологические тела – небольшие и высокоалмазоносные; и она может «смешиваться» с иными по глубинному уровню продуцентами мантийного магматизма (в нашем случае более железистыми и менее алмазоносными), приводя, в конечном счете к прорыву на поверхность больших контаминированных масс глубинного материала, в той или иной мере усредненных по свойствам и алмазоносности.

Тогда следующим аспектом исследования отказов при поисках магнитометрическим методом становятся отказы, связанные с внутренней неоднородностью в строении диатрем, различным пространственным сорасположением магнитных и немагнитных фаз, с общей морфологией самого кимберлитового тела.

а.12. Весьма сложное сочетание магнитоактивных и немагнитных разновидностей кимберлитов, затрудняющих классификацию и количественные оценки аномалий

Традиционно (10 и др.), при выделении, классификации и количественной оценке локальных магнитных аномалий, рекомендуемых в качестве перспективных на обнаружение кимберлитовых тел, рассматриваются аномалии т.н. «трубочного типа». Главной особенностью предполагаемых источников этих аномалий является значительная протяженность на глубину при небольшой площади сечения на горизонтальной поверхности. При этом наиболее характерным типом источника здесь принимается вертикальный цилиндр. В левой части рисунка 4 приведен модельный вид такой аномалии, главным параметром которой (при стандартизированной морфологии) обычно рассматривается интенсивность в эпицентре ΔT_{\max} . Ширина аномалии обычно принимается близкой к диаметру поискового объекта (цилиндра-трубки).

Однако, как показал простой анализ имеющихся данных по разведанным кимберлитовым телам, они практически никогда не имеют форму цилиндра. В самом простом случае (11) эти объекты имеют морфологию усеченного конуса со средним углом между образующей и горизонтальной поверхностью в $82-84^\circ$. Но самое главное это то, что практически никогда намагниченность кимберлитовых тел не бывает однородной по всему объему.

Ранее (14,15) при исследовании надежности магнитометрического метода поисков кимберлитов для Мало-Ботуобинского района, нами были собраны статистические данные по особенностям отражения в магнитном поле реальных кимберлитовых тел в сравнении с теоретическим видом магнитных аномалий трубочного типа.

На рисунке 4 (правая часть) эти данные приведены в обобщенном виде ΔT_f и в сравнении с теоретическим видом кривой ΔT_t . Для каждой фактически измеренной аномалии от трубки было проведено сечение через эпицентр. Далее, значение поля в эпицентре было принято за единицу, а остальные значения показаны на рисунке в долях от максимального. То же было проведено и с размерами аномалий по пересечению. За единицу был принят радиус кимберлитового тела и для каждой точки графика удаление от эпицентра оценивалось в долях этой единицы.

Сравнивая приведенные данные можно увидеть между ними принципиальное различие. Оно заключается в том, для теоретической кривой сечение аномалии по ее близкому к максимальному значению (уровень 0,6 или 0,8 от максимума) практически совпадает с сечением кимберлитового тела. Т.е. площадь аномалии в области околосредних значений близка к площади кимберлитового тела. Анализируя же фактические данные по спаду интенсивностей аномалий при удалении от эпицентра, можно для ситуации «худшего случая» принять зависимость линейного типа, «интенсивность сигнала – радиус аномального контура» которая показана на рисунке толстой линией ΔT_a . Аналитически эта зависимость может быть записана следующими уравнением:

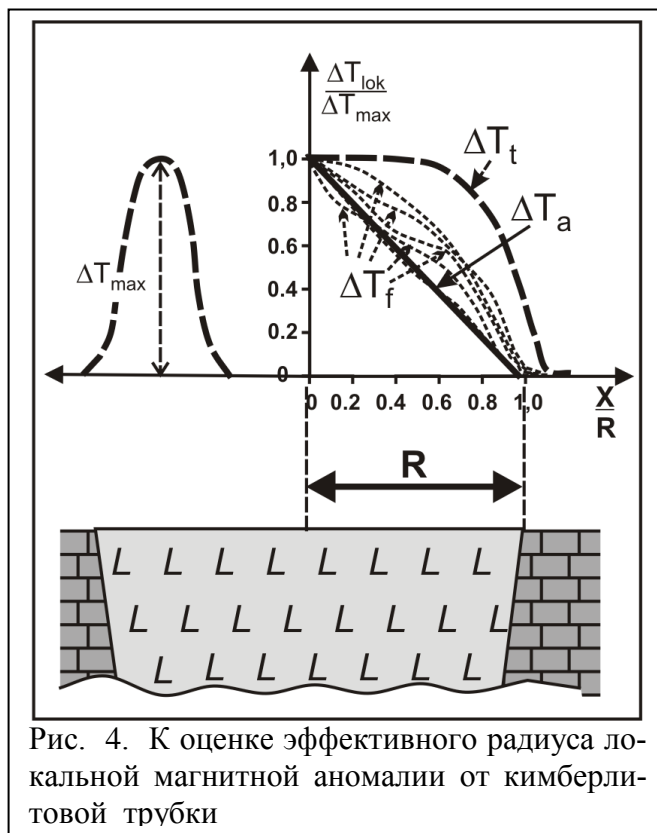


Рис. 4. К оценке эффективного радиуса локальной магнитной аномалии от кимберлитовой трубки

$$R_{ан} = R_{об} \left(1 - \frac{\Delta T_{min}}{\Delta T_{max}}\right) \quad [1]$$

где $R_{ан}$ – радиус аномалии, выделяемой при полученной точности съемки и характерной для района работ амплитуды помех, $R_{об}$ – радиус объекта поисков, ΔT_{min} – уровень локальной составляющей поля, по которому проводится оконтуривание аномалии, ΔT_{max} – интенсивность локальной составляющей поля в эпицентре аномалии над трубкой. Так, например, если аномалия в эпицентре имеет интенсивность в 25 нТл, а ее оконтуривание проводится по изолинии 10 нТл, то радиус аномалии будет составлять 0,6 от радиуса поискового объекта, а площадь сечения в сравнении с трубкой уменьшится почти в три раза.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что **площадь сечения локальной магнитной аномалии от кимберлитовой трубки существенно отличается от площади сечения последней на поверхности эрозионного среза и зависит от соотношения интенсивности аномалии в эпицентре и минимального уровня, с которого выделяется аномалия.** Этот вывод особенно важен для трубок, кимберлиты которых слабо намагничены, и должен учитываться при проектировании. Основным методом предотвращения отказов этого типа является уменьшение расстояния между маршрутами и точками наблюдения, а также специальные технологии обработки и интерпретации данных, направленные на выделение полезного сигнала на фоне помех.

в. Отказы в ландшафтно–геологическом модуле магнитометрического метода при поисках кимберлитов

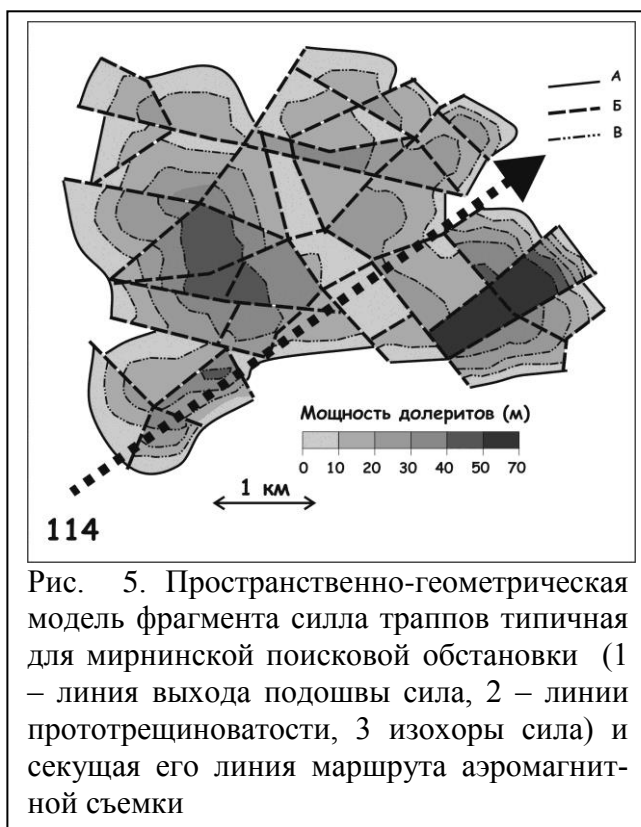


Рис. 5. Пространственно-геометрическая модель фрагмента силла траппов типичная для мирнинской поисковой обстановки (1 – линия выхода подошвы силла, 2 – линии прототрещиноватости, 3 изохоры силла) и секущая его линия маршрута аэромагнитной съемки

К этой группе отказов в любой паре «объект – метод» отнесены любые реальные и возможные ситуации, при которых пропуск поискового объекта, даже обладающего некоторым измеримым уровнем контрастности индикационного параметра, происходит или может происходить **из-за неблагоприятной ландшафтно-геологической обстановки на участке его залегания.** Применительно к магнитометрическому методу поисков кимберлитов эти отказы перечислены в таблице 3.

в.2. Аномально высокая дифференциация локальной составляющей аномального магнитного поля, обусловленная существенной изменчивостью морфологии подошвы силла, связанная с прототектонической трещиноватостью.

Обобщение существующих материалов геологических съемок (ПГО «Якутскгеология») и проведение собственных исследований (14,15) позволило выделить три типа поисковых обстановки применительно к

проведению алмазописковых работ на площадях распространения трапповых комплексов. Первая из них, наиболее сложная, широко распространена в зонах крупных тектонических нарушений, по которым происходило внедрение трапповой магмы в осадочный чехол – **актарандинский тип поисковой обстановки.** Для этого типа характерны внушительные мощности интрузий (сотни и многие сотни метров), широкий диапазон продуктов кристаллизационной дифференциации, значительная весьма неупорядоченная изменчивость магнитной восприимчивости и остаточного намагничения пород, весьма разнообразная ориен-

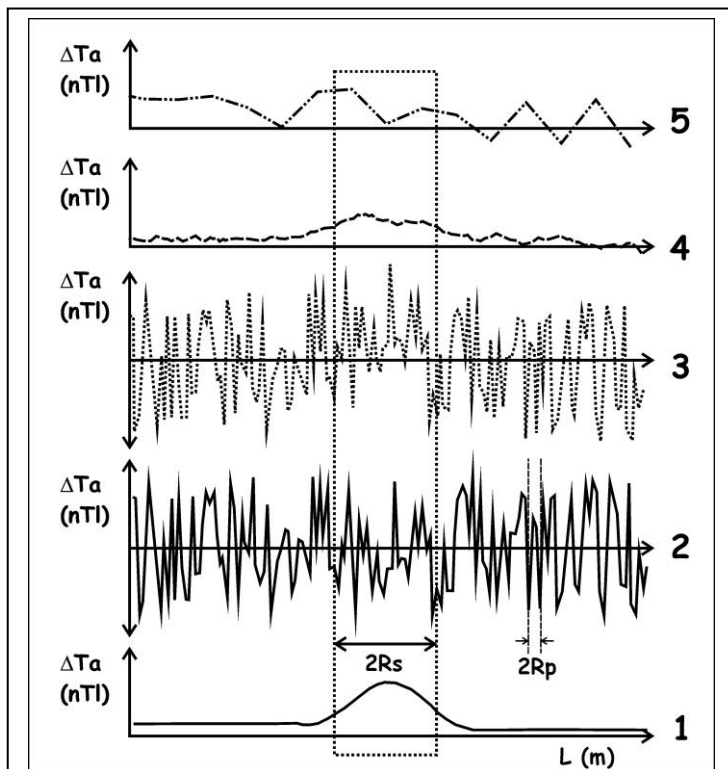


Рис. 6. К выделению аномалий от малоcontrastных «трубчатых» тел на фоне аномалий-помех (графики: 1 – аномалия от кимберлитового тела; 2 – поле аномалий –помех; 3 – график суммарного поля от трубки и аномалий – помех, 4 – результаты фильтрации суммарного поля измеренного с шагом меньшим, чем R_p ; 5 – график суммарного поля при измерении с шагом меньшим, чем R_s , но существенно большим, чем R_p

перспективной локальной аномалии.

Прокомментируем некоторые из наиболее характерных отказов в ландшафтно-геологическом модуле для магнитометрического метода.

Наименее сложная для моделирования ситуация характерна для площадей распространения траппов в радиусе нескольких десятков километров от г. Мирный – **мирнинская поисковая обстановка**.

Трапповые силлы на этой территории относительно маломощны (десятки, редко до 100 м), без явных признаков кристаллизационной дифференциации, устойчивы (в масштабе соизмеримым с аэросъемками) по петрофизическим свойствам. Проведенное для этой ситуации исследование факторов, определяющих дифференциацию магнитного поля над траппами в материалах аэрогеофизической съемки (геологическое картирование, петрофизические исследования) позволили установить широкое распространение нескольких систем трещиноватости (Рис.5). Амплитуда смещений по этим трещинам измеряется самыми первыми метрами и резко затухает во вмещающих породах.

Позднее оказалось, что ориентировка направлений этих систем практически одинакова для всей восточной части Мало-Ботуобинского района. Это обстоятельство позволило рассматривать выделенные малоамплитудные трещины, как внутреннюю прототектоническую трещиноватость силлов.

тация вектора остаточного намагничивания. В таких обстановках магнитометрия не может решать поисковую задачу. Вторая поисковая обстановка развита на территориях, распространения существенных по мощности (многие десятки и самые первые сотни метров) дифференцированных интрузий преимущественно пластовой морфологии – силлов. Такие разрезы широко распространены на территории Алакит-Мархинского кимберлитового поля, что позволяет далее говорить о соответствующей **айхальской поисковой обстановке**.

Значительная мощность трапповых интрузий, приводит здесь также к отчетливой проявленности следов кристаллизационной дифференциации пород, но здесь изменчивость петромагнитных параметров вполне закономерна по разрезу силлов, а вектор остаточного намагничивания достаточно устойчив по ориентации. В этих условиях на небольших по размеру площадях и с использованием данных параметрического бурения возможно моделирование магнитного поля от образования – помехи (траппового тела) с последующей редукцией наблюдаемого поля и выделением

Перечень вероятных и действительных отказов в ландшафтно–геологическом модуле магнитометрического метода при поисках кимберлитов

<i>Краткое описание фактора, определяющего ландшафтно–геологическую обстановку</i>	<i>Индекс отказа и его характеристика</i>
<i>Явления, обуславливающие эффект статистического экранирования сигнала от поискового объекта</i>	
Наличие в перекрывающем разрезе высокомагнитных магматических образований, как правило, силлов, реже другой формы тел трапповой формации	<p>b.1. Аномально высокая дифференциация локальной составляющей аномального магнитного поля, обусловленная существенной изменчивостью морфологических особенностей кровли сила под влиянием современных и древних эрозионных процессов</p> <p>b.2. То же обусловленная <u>существенной изменчивостью морфологии подошвы сила, связанная с протектонической трещиноватостью*</u>.</p> <p>b.3. То же обусловленная существенной изменчивостью петромагнитных характеристик сила в связи с процессами кристаллизационной дифференциации.</p> <p>b.4. То же обусловленная <u>существенной изменчивостью геолого– петромагнитных особенностей строения верхней части трапповых интрузий (зоны дезинтеграции, глыбовых элювиально–делювиальных развалов, локальные участки аккумуляции магнитоактивных минералов траппов, высвободившихся при выветривании и т.д.)– для наземных магнитных съемок.</u></p>
Наличие в перекрывающем разрезе средне– и слабомагнитных осадочных образований.	<p>b.5. <u>Малоконтрастная, но высокочастотная дифференциация локальной составляющей аномального магнитного поля, обусловленная существенной фациальной изменчивостью осадочных пород, особенно континентального генезиса – для наземных магнитных съемок.</u></p> <p>b.6. То же, обусловленная существенной изменчивостью геолого–петромагнитных особенностей строения верхней части осадочных толщ в зоне современного и древнего корообразования.</p>
Наличие во вмещающих кимберлиты породах других достаточно контрастных аномальных источников.	b.7. Суперпозиция аномальных эффектов от кимберлитового тела и магнитоактивных пород, залегающих в зоне активного динамического влияния кимберлитовмещающих разломов (дайки траппов среднепалеозойского возраста, кальцит–магнетитовые брекчии и т.д.).
<i>Явления, обуславливающие эффект физического экранирования сигнала от поискового объекта</i>	
Наличие в пределах поискового участка захороняющих трубки пород значительной мощности	b.8. <u>Существенное ослабление сигнала от поискового объекта с ростом мощности захороняющих образований</u>

* Примечание: В таблице подчеркнуты сплошной линией ситуации, характеризующиеся систематической встречаемостью на практике.

Проведенное вычисление аномального магнитного поля в точки реального аэромаршрута (на Рис. 5 – маршрут 114) от трехмерной модели сила при постоянных значениях петромагнитных характеристик позволило получить (Рис.6) весьма близкую конфигурацию

графиков для фактически измеренного поля (линия 1 на рисунке) и поля от построенной модели (линия 2). Раздельный учет вклада в дифференциацию поля изменчивости подошвы тела (линия 3) и его современной эрозионной поверхности (линия 4) отчетливо показывает, что главным фактором здесь является первый.

Таблица 4

Ландшафтно–геологические обстановки центральной части Мало–Ботуобинского района и характер дифференциации локальной составляющей магнитного поля

Ландшафтно–геологические обстановки	Закон распределения вариаций	Антилогарифм среднего логарифмов (нТл)	Стандартный множитель	Минимально–аномальный уровень для 99,86% (нТл)– ΔT_{min}
Элювиально–автономные, реже транс–элювиальные ландшафты на площадях приповерхностного залегания нижнепалеозойских образований	Логнорм.	1.78	1.68	8.4
Транс–элювиальные ландшафты на площадях приповерхностного залегания верхнепалеозойских пород по обрамлению трапповых массивов	Логнорм.	3.7	1.86	23.8
Элювиально–автономные и транс–элювиальные ландшафты на площадях приповерхностного залегания пород оруктахской свиты	Логнорм.	2.1	1.75	11.2
То же на площадях приповерхностного залегания пород вакунайкинской свиты	Логнорм.	1.92	1.64	8.5
Субаквальные и супераквальные ландшафты на площадях развития четвертичных отложений аллювиального и пролювиального генезиса	Логнорм.	3.0	1.88	20.0

Таким образом, проведенные исследования не только выявили основную причину дифференциации магнитного поля на высотах аэромагнитной съемки для территорий развития мирнинской, да и айхальской поисковых обстановок – наличие прототектонической делимости в силлах с небольшими вертикальными амплитудами в подошве (первые десятки метров), но и позволили наметить технологию редукции магнитных полей на площадях распространения траппов с выделением остаточных перспективных аномалий. При заверке одной такой аномалии недалеко от Мирного бурением была вскрыта кальцит–магнетитовая брекчия.

б.5. Малококонтрастная, но высокочастотная дифференциация локальной составляющей аномального магнитного поля, обусловленная существенной фациальной изменчивостью осадочных пород, особенно континентального генезиса – для наземных магнитных съемок.

Отмеченная выше низкая магнитная восприимчивость особо ценных кимберлитовых тел (десятки $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) на фоне вмещающих карбонатных пород (единицы $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), обуславливает возможность отражения таких трубок малококонтрастными аномалиями интенсивностью в единицы – самые первые десятки нТл. В этом случае особо важными факторами становятся состав и фациальная изменчивость осадочных комплексов пород, захороняющих кимберлитовые тела. В таблице № 4 на примере Мало–Ботуобинского района при-

ведены основные характеристики локальной составляющей магнитного поля, полученные по результатам обработки данных наземных магнитных съемок.

С учетом приведенной выше формулы (см. [1]), легко видеть, что эффективные размеры малококонтрастных аномалий на фоне помех резко уменьшаются и для подсечения требуют применения сверхдетальных поисковых сеток. В отдельных случаях такие аномалии могут полностью перекрываться помехой.

Для изучения значений радиуса автокорреляции (полуширины) аномалий – помех в различных ландшафтно–геологических обстановках проведены специальные практические непрерывные наблюдения по линиям профилей (с шагом 1 м). В результате оказалось, что значение этого параметра (R_p) измеряются обычно первыми метрами при средней ширине аномалии– помехи от 3 м (при наличии в разрезе обломков долеритов) до 5–7 метров (в других обстановках).

Как видно из полученных значений и сравнения их с параметрами аномалий от кимберлитовых тел (см. рис.4 при R от 50 до 500 м), **радиус автокорреляции аномалий–помех практически всегда во много раз меньше, чем радиус автокорреляции аномалий от трубок.** Природа этого соотношения вполне очевидна, она определяется различными глубинами залегания трубок и перекрывающих их отложений, а также различным характером распределения в них магнитных минералов.

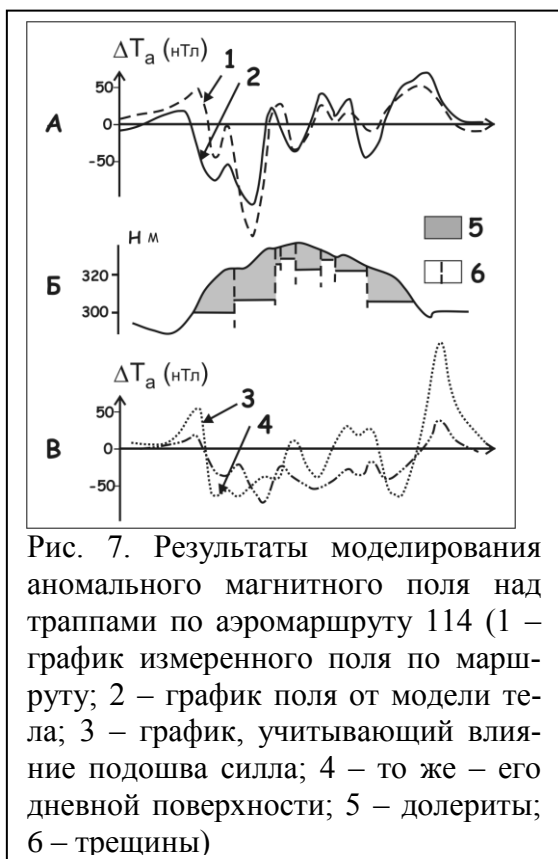


Рис. 7. Результаты моделирования аномального магнитного поля над траппами по аэромаршруту 114 (1 – график измеренного поля по маршруту; 2 – график поля от модели тела; 3 – график, учитывающий влияние подошва силла; 4 – то же – его дневной поверхности; 5 – долериты; 6 – трещины)

график суммарного поля от трубки и аномалий – помех, 4 – результаты фильтрации суммарного поля измеренного с шагом меньшим, чем R_p ; 5 – график суммарного поля при измерении с шагом меньшим, чем R_s , но существенно большим, чем R_p .

Как видно из сопоставляемых данных из результатов проведенных наблюдений при весьма малом шаге (график «3») вполне удастся выделить аномалию от трубки (график «4»). При величине же шага наблюдений, ориентированном только на подсечение тела (график «5») Никак шансов на выделение поискового объекта не остается. В рассмотренном примере уровень амплитуды помех принят явно большим, чем интенсивность аномалии от трубки.

Предлагаемая технология не могла быть использована несколько десятилетий назад – пик применения площадной наземной магнитометрии на кимберлиты. Каждое измерение в то время требовало значительных затрат труда, да и точность измерений была ограничена.

Но, современные наземные магнитометры, кардинально отличаются от магнитометров предыдущего поколения по точности и производительности измерений. Современные полевые магнитометры позволяют проводить высокоточные измерения непрерывно по линии профиля, а цифровая форма накопления информации, в свою очередь, весьма упрощает процесс последующего выделения кимберлитоперспективных магнитных аномалий.

с–d. Отказы в технико–метрологическом и геолого–интерпретационном модулях

К первой из перечисленных группы отказов – отказов в технико–метрологическом модуле относятся все действительные и возможные ситуации при которых пропуск объекта поисков даже при его достаточной суммарной намагниченности и в относительно благоприятной ландшафтно–геологической обстановке происходит или может произойти из–за редкой сети или низкой точности наблюдений. Ранее отказы этой группы были одними из главных факторов, определяющих качество и надежность работ методом на алмазы. Однако, в настоящее время, благодаря успехам в геофизическом и геодезическом приборостроении, вероятность многих из них практически сведена к нулю.

Практически единственным вероятным отказом здесь является возможность неподсечения поискового объекта минимально–промышленного значения из–за его небольших размеров или специфической морфологии. Эта проблема является общей для многих поисковых методов и рассмотрена нами ранее (16). Там же приведены рекомендации по построению систем наблюдений предельно минимизирующих вероятность такого отказа.

К отказам в геолого–интерпретационном модуле магнитометрии при поисках месторождений алмазов отнесены все действительные и возможные ситуации при которых пропуск объекта поисков уже зафиксированного в результатах полевых геофизических наблюдений происходит или может произойти на этапах интерпретации этих данных и прогнозирования.

Как правило такие отказы могут проявляться в виде:

- невыделения аномалий от поискового объекта на этапе первичной обработки данных;
- отнесения выделенной аномалии от поискового объекта на этапе классификации к группе аномалий малоперспективных или бесперспективных на кимберлиты;
- ошибок в определении местоположения аномалообразующего объекта.

Существует достаточно большая группа причин, приводящая к отказам метода в геолого–интерпретационном модуле. В таблице №5 приведены наиболее типичные из них и подчеркнуты те, которые, на наш взгляд, имеют наиболее актуальное значение в настоящее время.

d.5. Априорные ограничения на основе директивных внегеологических соображений, предъявляемые к количеству и местоположению аномалий, выделяемых под заверку в качестве кимберлитоперспективных.

Известная тенденция к снижению интенсивности выделяемых локальных аномалий от предполагаемых трубок, по сравнению с аномалиями контрастными, практически автоматически приводит к значительному увеличению общего количества выделяемых аномалий, увеличению в этом количестве доли «ложных аномалий», т.е. не связанных с кимберлитами. Такая «результативность» поисков иногда вызывает субъективное желание уменьшить любыми путями число выделяемых аномалий под горно–буровые работы, иногда это желание вызвано ограниченностью объемов горно–буровых работ. Тогда в угоду этому желанию или ограниченности в возможностях из списка рекомендуемых под заверку исключается достаточное большое количество аномалий, часто под самыми случайными предложениями (малая контрастность, наличие или отсутствие, например кольцевых структур, космических линейментов и пр.). В большинстве подобных ситуаций риск пропуска при прогнозной классификации всех минимально–контрастных аномалий без горно–буровых работ остается достаточно большим.

Ранее (8), было показано, что для уменьшения числа «ложных аномалий» на больших по размерам поисковых площадях существует только один путь–это последовательное и обоснованное сокращение площадей на которых ведутся поиски. Именно последовательное и обоснованное. Такие технологии принято называть стадийными технологиями поисков. Применительно к месторождениям алмазов последовательность промежуточных для стадий поисковых объектов «кимберлитовое поле» – «куст трубок» – «трубка» была давно описана

и предложена в замену т.н. «сокращенной» схемы поисков (6). Совсем недавно, используя этот подход и уточненную модель куста кимберлитовых трубок специалистами ЦНИГРИ были открыты трубки К3б и К8 на территории Архангельской области.

Таблица 5

Перечень вероятных и действительных отказов в геолого–интерпретационном модуле магнитометрического метода при поисках кимберлитов

<i>Наименование этапа интерпретационных работ</i>	<i>Индекс отказа и его характеристика</i>
Этап выделения всех локальных аномалий в измеренном поле, удовлетворяющих критериям минимальной аномальности	d.1. Несоответствие минимального уровня контрастности выделенных аномалий реальным характеристикам воспроизводимости результатов наблюдений, обуславливающее возможность пропусков малококонтрастных объектов.
	d.2. Применение статистических приемов выделения и классификации аномалий с использованием несоответствующих действительности значений априорных вероятностей принадлежности сигнала объекту или помехе и предполагаемых цен "ложной тревоги" и "пропуска" поисковых объектов (12).
	d.3. Невыделение локальных отрицательных аномалий, обуславливающее возможность пропуска трубок с обратным намагничением.
Этап классификации аномалий при сопоставлении с априорными данными	d.4. Отказ в одном из модулей других методов исследований, результаты которых используются для классификации локальных магнитных аномалий.
Этап классификации аномалий по перспективности на обнаружение кимберлитовых тел	d.5. <u>Априорные ограничения на основе директивных внегеологических соображений, предъявляемые к количеству и местоположению аномалий, выделяемых под заверку в качестве кимберлитоперспективных.</u>
Этап разработки проекта по заверке выделенной аномалии горно–буровыми работами	d.6. Смещение аномалии относительно центра поискового объекта при косом намагничении.
	d.7. Ошибки в оконтуривании аномалии, обусловленные различным намагничением отдельных частей поискового объекта.
	d.8. Ошибки в определении глубины залегания верхней кромки объекта, связанные с количественными расчетами.

е. Отказы в заверочном модуле магнитометрического метода поисков кимберлитов

К отказам заверочного модуля в рассматриваемом случае относятся все действительные и возможные ситуации, при которых пропуск объекта поисков даже при его отражении в измеренном поле и при наличии рекомендаций под заверку горно–буровыми работами происходит или может произойти, либо **из–за низкого качества заверочных исследований, либо попросту из–за непроведения этих работ на выделенном аномальном объекте.**

Из перечисленных отказов большинство достаточно полно освещены в литературе (Тархов) или очевидны по смыслу. Кратко остановимся только на одном из них.

Несмотря на кажущийся нонсенс с выделением отказов обозначенной группы– зачем проводить магнитометрию на алмазы, если не заверять или плохо заверять выделенные аномалии – она часто пользуются наибольшим распространением в практике поисковых работ. Здесь достаточно привести пример, что из двух тысяч локальных аномалий, выделенных и

рекомендованных к заверке за полувековой период работ одной из алмазопроисловых экспедиций в Якутии, только 30% оказались удовлетворительно исследованы на завершающем этапе работ. Для них была проведена доказательная идентификация аномалообразующего объекта и единицы, из которых оказались кимберлитовыми телами. Для остальных аномалий геологическая природа либо не определялась, либо аномалообразующий объект не был вскрыт, либо работы проводились без каппаметрии образцов или керна и без специального каротажа скважин.

Современная передовая отечественная и зарубежная практика поисков кимберлитовых тел магнитометрическим методом предполагает необходимым выполнение следующей последовательности работ при заверке локальных аномалий:

- Детализация выделенной на профиле аномалии серией параллельных и секущих профилей, достаточной для уверенного оконтуривания аномалии и определения ее эпицентра;
- Проведение количественного моделирования путем решения обратной задачи магнитометрии и построением 3D модели аномалообразующего источника;
- Проведение буровых работ серий скважин через вероятное местоположение аномалообразующего источника с выходом в фоновую область и с переуглубкой, обеспечивающей изучение объекта не измененного гипергенными процессами на необходимую для дальнейшего моделирования глубину;
- Проведение ГИС по скважинам и отбор образцов для изучения петромагнитных характеристик;
- Построение петромагнитной модели по изученному скважинами пространству с решением прямой задачи магниторазведки;
- Сопоставление локальной составляющей аномального магнитного поля, измеренного с поверхности с аномальным полем, полученным при решении прямой задачи;
- Принятие решения об окончании или продолжении заверочных работ.

Заключение

Более половины из 1200 кимберлитовых тел Якутии и практически все (около 100) кимберлитовые тела Архангельской области обнаружены при помощи магнитометрии. Однако, не смотря на этот факт, проведенные и кратко описанные выше исследования по анализу качества и надежности магнитометрического метода при поисках кимберлитов позволили обнаружить целый ряд вероятных и действительных ситуаций, при которых коренные месторождения алмазов им пропусаются или могут пропускаться.

Прежде всего, оказалась, что повышенная намагниченность кимберлитовых тел, а тем более, аномально высокая намагниченность не является генетически неотъемлемым свойством алмазоносной породы в, первую очередь породы повышенно алмазоносной. Этот тезис прекрасно подтверждается феноменом Накынского (Средне–Мархинского) кимберлитового поля, высокоалмазоносные объекты которого не нашли отражения в материалах современных магнитных съемок. Далее удалось обозначить неблагоприятные ландшафтно–геологические обстановки применения метода, которые включили в себя не только выделяемые и ранее области развития траппов, но и значительные области перекрытия вероятных тел верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Значительный потенциал не обнаруженных объектов, по–видимому, кроется в ошибках на этапе интерпретаций данных и особенно заверки аномалий.

С другой стороны, проведенное исследование проблемы именно с позиций теории надежности систем, именно с позиции выделения и классификации и исследования причин вероятных и действительных отказов, позволило наметить, а местами и обосновать элементы новой технологии поисков промышленных месторождений в современных условиях. Так для поисков высокоалмазоносных, но слабомагнитных объектов показана возможная эффективность непрерывных магнитометрических наблюдений по линиям профилей, с последующей классификаций по перспективности, выделенных на фоне помех локальных аномалий, с ис-

пользованием метода вызванной поляризации. Это представляется важным для поисков высокоалмазоносных слабомагнитных объектов, как в районах действующих алмазодобывающих предприятий, так и на новых площадях.

Для повышения эффективности метода на площадях распространения траппов определены основные параметры, определяющие дифференциацию магнитного поля, и предложены приемы моделирования для выделения аномалий от трубок на фоне такого рода помех. Описывая результаты проделанной работы, на настоящем этапе, вряд ли возможно утверждать, что в ней обозначены все «слабые стороны» магнитометрического метода и для всех из них найдены или намечены конструктивные позитивные решения для поисков месторождений алмазов. В этой связи, хотелось бы привлечь своих коллег геологов и геофизиков – алмазников к публикации в научной печати, как положительных, так и отрицательных примеров из истории поисков месторождений алмазов с разбором ситуаций на основе предложенных выше модулей геологической эффективности поисковых методов: вещественно-индикационного, ландшафтно-геологического, технико-метрологического, геолого-интерпретационного и заверочного.

Список литературы

1. Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Сульфидные включения в минералах из кимберлитов. Часть 1 и 2. М: Из-во МГУ, 1988, 48с.,176 с.
2. Гаранин В. К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М. Из-во МГУ, 1991, 240с.
3. Зинчук Н.Н., Постмагматические минералы кимберлитов. М. Недра 2000. 538 с.
4. Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т., Гарат М.Н Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002. – 695 с.
5. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов М.: Недра, 1978. 350 с.
6. Кривцов А.И. Методологические основы локального прогноза рудных месторождений. Советская геология. 1987, № 9, с.12–19
7. Кудрявцева Г.П. Ферримagnetизм природных оксидов. – М.: Недра, 1088. – 232 с.: ил..
8. Контарович Р.С., Цыганов. В.А. Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов. «Геофизика», – 2000. – № 4 – С. 52–57.
9. Маршинцев В.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. – Новосибирск: Наука, 1986. 240 с.
10. Миков Б.Д. Гравиразведка и магниторазведка при поисках объектов трубчатой формы. – М. Недра, 1985. – 92 с.
11. Милашев В.А Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. 268с.
12. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. 341 с.
13. Рождественская В.А, Рудерман Е.Н., Цыганов В.А О сульфидном аспекте поисков кимберлитовых тел // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1985. – № 12. – С. 36–41.
14. Цыганов В.А, Могилевский В.Е. К вопросу о геологических причинах дифференциации аномального магнитного поля на площадях распространения траппов // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. – Красноярск, 1983. –С. 198–200.
15. Цыганов В.А; Могилевский В.Е. Куликов. Н.Ф. Возможности аэромагнитной съемки при поисках кимберлитовых тел на площадях распространения траппов. в сб. «Новые разработки по созданию эффективных методов рудной геофизики» Труды ЦНИГРИ вып. 222, М. 1988, с. 92–97.
16. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем. – М.: Недра, 1994. – 299 с.: ил.
17. Штейнберг Д.С. Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. Академия наук СССР институт геологии и геохимии М. Наука 1977 г. 312 с. ил.

К вопросу о сапонитизации кимберлитов

Шпилевая Д.В.

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (ЗАО)

Изучение проб кимберлитовых пород трубки Архангельская показало наличие в них большого количества сапонита и незначительного содержания серпентина, что натолкнуло на мысль о генезисе образования такой обширной сапонитизации в существующей обстановке и обосновать существование нового морфогенетического процесса, который не связан с конкретным геологическим событием, а определяется характером геологического разреза и реализуется в условиях промывного режима грунтовых вод в проницаемой среде на протяжении длительного времени.

Сапонит в составе кимберлитовых пород впервые упоминается Э.А. Шамшиной (1979), проводившей детальные исследования кор выветривания кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. По её мнению, среди продуктов выветривания серпентина наиболее широко развиты минералы группы монтмориллонита, среди которых ранее других образуется сапонит [3].

Как важнейший минерал измененного кимберлита трубки Финш (Южная Африка) исследователь А. Руотсал отметил другой минерал из группы монтмориллонита – смектит. Затем, другими исследователями, этот минерал отмечался в основной массе кимберлитов разных районов Африки обычно в приповерхностных горизонтах трубок, но иногда упоминается и на глубинах 100 метров и более. Некоторые авторы полагают, что минералы группы монтмориллонита могут быть не только гипергенными, но и позднемагматическими.

В то время как сапонитизация кимберлитов обычно не характерна, например, для кимберлитов Якутии, среди пород щелочно–ультраосновного состава Архангельской алмазоносной провинции масштабы её проявления повсеместны. При этом монтмориллонит (сапонит) практически полностью замещает в кимберлитах серпентин на глубину 300 и более метров, а такой важнейший минерал кимберлитов как оливин, по которому происходит развитие серпентина, в неизменном виде встречается очень редко и на существенных глубинах.

С целью оценки масштабов сапонитизации кимберлитов и поиска ответа на вопрос о её природе нами проведены целенаправленные исследования, результаты которых вкратце мы попытаемся показать в настоящей работе.

Как известно, первые диатремы раннегерцинских щелочно–ультраосновных магматитов на Зимнем Берегу Белого моря были открыты в начале 80–х годов прошлого столетия. К настоящему времени здесь выявлено и локализовано более 70 тел щелочно–ультраосновных пород (кимберлиты, оливиновые мелилититы и базальты, из которых 7 кимберлитовых тел (11%) относятся к промышленным объектам. Район проявления магматизма с учетом его структурной позиции и особенностей геологического строения был обозначен как Архангельская алмазоносная провинция (ААП) уже к середине 80–х годов прошлого столетия.

По характеру пространственного размещения магматических объектов на Зимнем Берегу (Зимнебережный алмазоносный район) геологами традиционно выделяются так называемые «поля» с весьма неопределенными границами – Золотицкое, Кепинское, Верхотинское, Мельское, Ижмозерское, Турьинское, Полтинское, Пинежское (рис.1). При этом, все известные промышленно–алмазоносные тела локализованы в центральной части ААП (Золотицкое и Верхотинское поля) и генетически связаны с кимберлитами (месторождения им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба). Трубки и силлы кимберлитов, оливиновых мелилититов и базальтов других полей являются слабоалмазоносными и неалмазоносными.

Месторождение им. М.В. Ломоносова – одно из крупнейших в мире коренных месторождений алмазов, объединяет 6 из 10 кимберлитовых трубок Золотицкого поля. Разработка этого месторождения началась в сентябре 2003 года с трубки Архангельская, локализованной в его южной части, а в июне 2005 г была запущена горно–обогатительная фабрика для добычи алмазов.

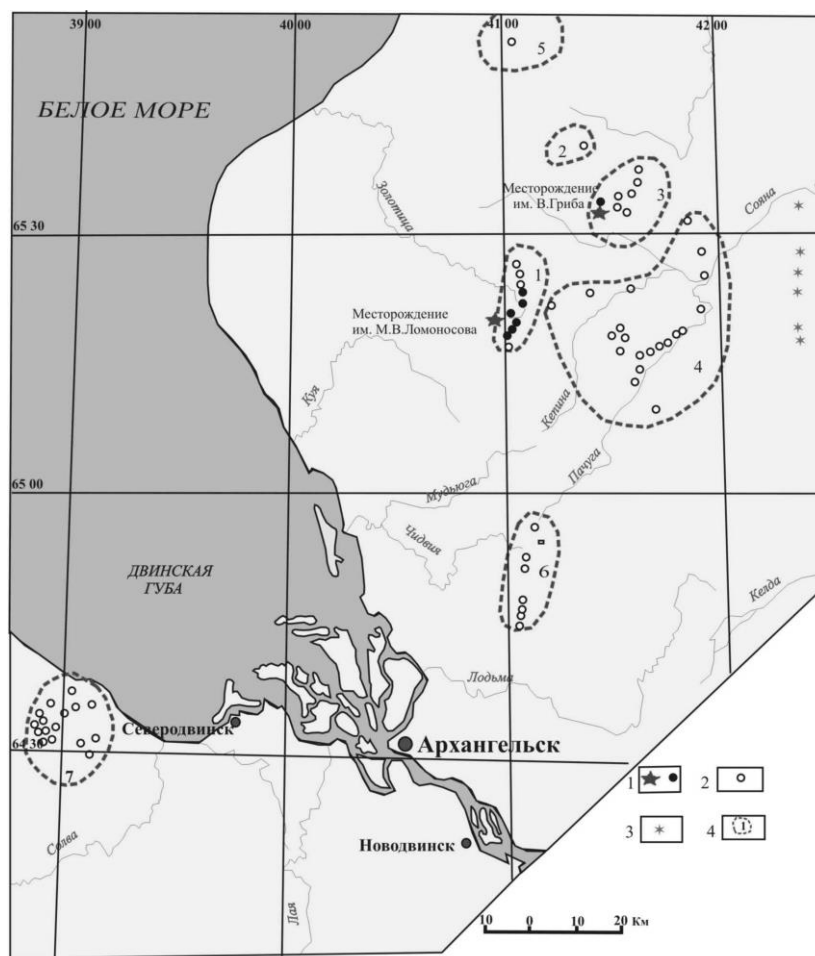


Рис. 1. Схема районирования проявлений раннегерцинского щелочно–ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции (по Третьяченко В.В.). Масштаб 1: 1 000 000: 1, 2 – трубки взрыва, субинтрузивные тела: 1 – промышленно–алмазоносные трубки месторождения им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба, 2 – прочие тела кимберлитов, пикритов и оливиновых мелилититов; 3 – трубки базальтов; 4 – кимберлитовые поля: 1 – Золотицкое, 2 – Мегорское, 3 – Верхотинское, 4 – Кетинское, 5 – Мельское, 6 – Чидвинское, 7 – Ненокское

Вмещающими кимберлитовые трубки являются слаболитифицированные песчано–глинистые породы вендского комплекса суммарной мощностью 900 м; перекрыты они рыхлыми образованиями среднекаменноугольного и неоген–четвертичного возрастов суммарной мощностью от 28 до 54,5 м.

При этом, инженерно–геологические условия месторождения характеризуются как весьма сложные для его отработки открытым способом. Расчетным путем было доказано, что при глубине отработки более 400 м угол погашения карьера по четвертичным породам будет варьировать от 15 до 27°, по дочетвертичным – 30 – 35°. Основными типами разрушения уступов были обозначены глубокие оползни–блоки, оползни раздавливания, оплывание песчаных грунтов и пород, осыпание легкорасслаивающихся пород мезенской и усть–пинежской свит, а также контактные оползни по ослабленным прослоям слаболитифицированных пород и другие.

Так, в районе трубки Архангельская комплекс образований четвертичного возраста представлен разнозернистыми песками с прослоями и линзами суглинков, супесей и глин, а породы среднекаменноугольного возраста состоят из слабосцементированных тонко- и мелкозернистых песчаников. Рудовмещающий массив пород падунской, мезенской и частично усть-пинежской свит венда сложен не дислоцированной, слабо трещиноватой, практически горизонтально залегающей, переслаивающейся толщей слабо литифицированных пород средней крепости, представленных преимущественно песчаниками (60–80 %), алевролитами (около 20 %) и аргиллитами (5 %). Алевролиты и аргиллиты в массиве обычно находятся в тонком переслаивании, образуя прослои до 20–50 см, а в верхних частях свиты до 20 м. На глубинах свыше 270 м от поверхности в разрезах вмещающих пород доминируют алевролиты и аргиллиты (70–80 %).

Гидрогеологические и гидрологические условия разработки месторождения по количеству водоносных комплексов и горизонтов, распространению поверхностных водотоков и болот также характеризуются как сложные.

Основными обводненными комплексами на месторождении являются:

1. Четвертичные отложения (Q);
2. Среднекаменноугольные отложения (C_{2ur});
3. Вмещающие породы падунской свиты венда (Vpd);
4. Вмещающие породы мезенской (Vmz) и усть-пинежской (Vup) свит венда.

Воды двух верхних комплексов пресные, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава с минерализацией до 0,45 г/л. Нижние комплексы и рудные тела (обводненные комплексы пород кратерной фации (nD₃-C₁) и жерловой фации (I₂D₃) рудного тела) содержат хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 24 г/л. Невыдержанность водоносных горизонтов и комплексов по площади и глубине, отсутствие в их толще надежных водоупоров позволяет рассматривать их как единую гидравлическую систему.

Трубки месторождения представлены типичными воронками взрыва с четко выраженным раструбом в верхней части и характеризуются довольно сходным, но в то же время сложным внутренним строением.

Кратерные части сохранились в тр. Пионерская, им. Карпинского-1 и Архангельская. Выполнены они толщей продуктивных осадочно-туфогенных пород (туфы, туффиты, туффопесчанники и туфоалевролиты) суммарной мощностью от 72,7 до 131,1 м. Для трубок им. Ломоносова, им. Карпинского-2 и Поморская породы кратерной фации не установлены.

Жерловые части трубок выполнены одной или несколькими разновидностями туффитовых брекчий, что в большинстве случаев определяется стадийностью образования трубок. Жерла двухфазных трубок сложены преимущественно двумя разновидностями туффитовых брекчий, представляющих различные фазы становления жерла, образующих крутопадающие столбообразные тела: первая фаза – ксенотуфобрекчии; вторая фаза – лапиллиевые автолитовые брекчии. Лапиллиевые автолитовые брекчии на больших глубинах постепенно переходят в микрокристаллический порфиновый кимберлит. В частности, в трубке Пионерская эта порода вскрыта на глубине около 900–950 м.

Характерной особенностью кимберлитов месторождения является низкий выход тяжелой фракции (до 5 кг/тн), увеличивающийся в ряду: автолитовая брекчия – туфо-, ксенотуфобрекчия – туфы и туффиты. Содержание кимберлитовых минералов спутников определяется в 0,02–0,14 кг/тн, представлены они мелкими зернами хромшпинелидов, хромдиоксида, пирропа, оливина и других, при явном преобладании первых. Минеральный состав легкой фракции характеризуется повышенным выходом сапонита, серпентина, карбонатов, гидрослюд и др. Во всех разновидностях пород, за исключением автолитовых брекчий, в большом количестве присутствует ксеногенный кварц.

Детальное изучение морфологии индикаторных минералов, в первую очередь пирропа и пикроильменита, из осадочных коллекторов ААП позволило известному исследователю, доктору геолого-минералогических наук В.П. Афанасьеву [1] обнаружить новый тип экзогенных изменений, отличающийся от ранее (2001) им выделенных четырех основных типов:

гипергенных, связанных с развитием коры выветривания латеритного типа; **диагенетических**, обусловленных физико–химическим уравниванием «свежего» осадка и превращения его в горную породу; **метасоматических** на контакте осадочного коллектора индикаторных минералов или кимберлита с магматическими породами, в частности с интрузиями дифференцированных траппов; **в условиях метанеза** при процессах складкообразования.

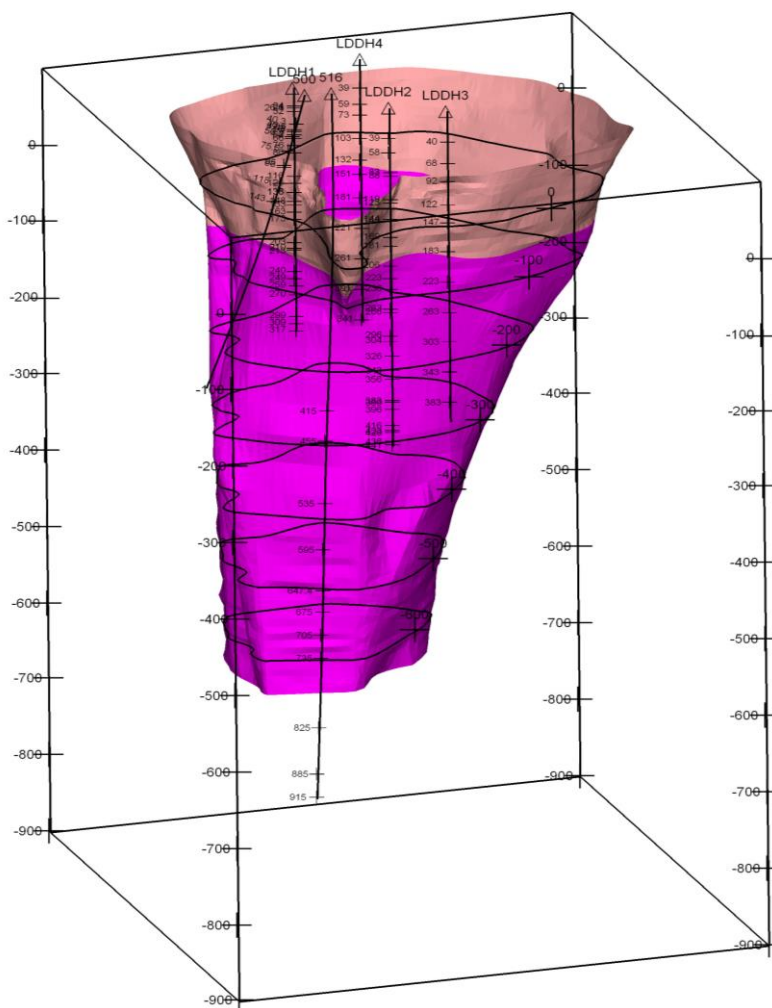


Рис. 2. Схема опробования кимберлитовых пород трубки Архангельская

При этом авторы полагали, что данными типами изменений практически исчерпывается все разнообразие экзогенеза индикаторных минералов, так как иные типы изменений, не вписывающиеся в указанные, ими не встречались.

В этой связи, попытка увязать новый тип изменений, отличающийся от известных по морфологии, с каким либо геологическим событием или обстановкой успеха не имела – не удалось найти в геологической истории или строении территорий что-либо специфическое, с чем можно было бы связать эти изменения. То есть, авторами предполагается существованием в ААП обстановок, резко отличных от таковых в других районах проявления кимберлитового магматизма, например, в Акутской алмазоносной провинции.

В этой связи, мы задались вопросом не связаны ли выдающиеся масштабы сапонитизации кимберлитов ААП с упомянутыми выше типами экзогенных изменений морфологии индикаторных минералов.

В поисках ответа на вопрос о столь специфическом явлении как сапонитизация кимберлитов нами были изучены кимберлиты трубки Архангельская (туфогенная кратерная часть, кимберлит которой пересыщен кварцевым песком из вмещающих отложений и напоминает по облику рыхлый песчаник, и жерловая часть, в которой кимберлит менее насыщен

кварцевым песком и имеет типичную кимберлитовую структуру). Схема опробования приведена на рис. 2.

Таблица 1

Состав пород трубки Архангельская со скважины LDDH-1 по данным рентгенофазового анализа и ИК-спектроскопии

№	Н, м	Возраст	Метод	Содержание минералов в образцах породы, масс. %					
				кварц	доломит	смектит	кальцит	серпентин	прочие
1	24	урзугский	РФ	52,5	17,4	–	0,3	–	п.ш.–29,8
			ИК	1	2				
2	26	Кратер.ф. Верхняя пачка Туф.–осад.пор	РФ	78,7	20,7		0,6		п.ш.–сл.
			ИК	1	2				
3	56	Кратер.ф. Верхняя пачка Туф.–осад.пор.	РФ	86		10,5			гетит, слюда, п.ш. – до 3,3
			ИК	1		2			
4	66	Кратер.ф. Верхняя пачка Туф.–осад.пор.	РФ	32,5	55,2	10,4	1,9		
			ИК	1	2	3			
5	76	Кратер.ф.Средняя пачка Осад.–туф. пор.	РФ	6,5	9,5	83,9			
			ИК	2	3	1			
6	86	Кратер.ф.Средняя пачка Осад.–туф. пор.	РФ	2,1	1,3	96,4	–	–	–
			ИК	2	3	1			
7	126	Кратер.ф.Средняя пачка Осад.–туф. пор.	РФ	90	3	4	1,5		слюда, тальк–1,5 гемат.–сл.
			ИК	1	3	2			
8	136	Кратер.ф.Средняя пачка Осад.–туф. пор.	РФ	93					слюда – 7,0
			ИК	1		2			
9	138	Кратер.ф.Нижняя пачка Туф.–осад.пор.	РФ	94–97					слюда – до 5
			ИК	1		2			
10	148	Кратер.ф.Нижняя пачка Туф.–осад.пор.	РФ	92		следы		1,7	слюда, п.ш., гематит– до 6,3
			ИК	1		2			
11	163	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	6,3		93,7			
			ИК	2		1		3	
12	173	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	1,5	1,2	94	0,7		тальк, слюда, п.ш. – 2,6
			ИК	2		1			
13	203	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ		–	~98			~2
			ИК			1		2	
14	213	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	0,7		97	1,3	следы	тальк и гематит– до 1, сл. слюды
			ИК			1		2	
15	249	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	1,8		87,9	6,5		арагонит(?)9,8
			ИК	3		1		2	
16	259	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	2,2		90,1	1	3	тальк, амфиб, слюда – до 3,7
			ИК	2		1		3	
17	299	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	0,8		87,2	0,3	11,1	амфибол, гематит–до 0,6
			ИК			1		2	
18	309	Жерловая фация. Автолитовые брекчии	РФ	1,2		85	0,7	11	слюда 1,2
			ИК			1		2	

В результате был выполнен рентгенофазовый анализ и ИК-спектроскопия более чем 100 образцов кимберлитовых пород из керна пяти скважин в интервале глубин 39–455 м, в т.ч. по одной скважине до 915 м. По 42 образцам рентгенофазовый анализ выполнен на рентгеновском дифрактометре ДРОН-4, излучение CuK_α с графитовым монохроматором. Для диагностики глинистых минералов проводилось насыщение образцов этиленгликолем и отжиг при 600 °С в течение 1 часа. Для отдельных образцов с целью дополнительной диагностики сняты ИК-спектры на спектрометре Specort 75 с запрессовкой таблеток образцов в KBr. Результаты исследований для одной скважины представлены в таблице 1.

Из полученных данных обратим внимание на следующее. Резкая смена минерального состава пород, в первую очередь появление огромного количества кварца, происходит на интервале 144–151 м; именно здесь проходит граница между жерловой и кратерной фациями кимберлитового тела. В кратерной части происходит резкое разубоживание кимберлитового материала ксеногенным материалом вмещающих пород. Серпентин, являющийся характернейшим минералом кимберлитов и как правило доминирующий в кимберлитовом матриксе, в незначительном количестве присутствует только в жерловой фации, в кратерной он исчезает. Зато по всему разрезу развит смектит, наиболее вероятно – сапонит, учитывая магниезальный характер кимберлита. Как мы уже отмечали, присутствие сапонита достаточно необычно для кимберлитов вообще, но характерно именно для кимберлитов ААП. Поэтому мы пришли к выводу, что сапонитизацию кимберлитов и специфические изменения индикаторных минералов и кимберлитов трубки Архангельская возможно увязать с воздействием одного и того же морфогенетического фактора.

Скорее всего, этот морфогенетический фактор относительно слабый, должен действовать длительное время, и не связан с какими либо яркими геологическими событиями типа развития складчатости, интенсивного ареального магматизма или иных специфических факторов. Тем более что никаких подобных событий для данной территории после формирования кимберлитов не наблюдается.

Если искать характер морфогенетического фактора по аналогии его проявлений на минералах с другими известными факторами, то оказывается, что наиболее близкие изменения осуществляются в гидротермальных условиях. В работе В.П. Афанасьева и др. [1] при характеристике постмагматических изменений пиропов в кимберлитовом теле и в условиях метасоматоза под воздействием интрузий дифференцированных траппов показаны гранаты и пикроильмениты, по морфологии очень похожие на описанные в ААП [1, 2]. Автор считает, что невозможно себе представить, что на протяжении долгого времени вся территория ААП, и осадочные коллекторы, и кимберлиты, прорабатывались термальными растворами – мы нигде в разрезах не видим проявлений масштабной гидротермальной деятельности и отсутствуют региональные долго действующие геологические факторы, способные обеспечить эту деятельность. Следовательно, фактор морфогенеза близок к гидротермальному, но не связан с конкретными геологическими событиями.

Возникшая неопределенность обусловила целесообразность сопоставления геологического строения ААП с теми регионами, в которых описанная форма изменений минералов отсутствует, например с Якутской алмазоносной провинцией. Такое сопоставление показывает, что основным различием является характер кимберлитовмещающих пород – в Якутии это терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, непроницаемые для грунтовых вод.

В ААП кимберлиты прорывают рифейские и девонские отложения, главным образом песчаные, слабо литифицированные и потому хорошо проницаемые для грунтовых вод. Туфогенные кратерные части кимберлитовых тел ААП выполнены смесью кварцевого песка с кимберлитовым материалом и макроскопически выглядят как рыхлый песчаник. Кроме того, бурение показывает, что на глубину более 200 м от поверхности туфогенные образования сильно окислены и имеют ржавый цвет, что свидетельствует об аэрации кислородом воздуха, который может доноситься на такую глубину будучи растворенным в грунтовых водах.

При переходе в жерловую часть кимберлитовых тел резко падает количество песчаного материала, кимберлит выветрелый и вязкий, цвет меняется на серый, зеленовато–серый, голубовато–серый, т.е. типичный кимберлитовый цвет, свидетельствующий о восстановленном характере среды.

В Якутии, обычно маломощные платформенные осадки лежат на водоупоре и уже в их основании формируется застойный режим грунтовых вод с восстановительным режимом и щелочной реакцией, которые не способствуют изменениям индикаторных минералов и приводят к кристаллизации аутигенных минералов с восстановленной формой железа – пирит и сидерит, которые совершенно не характерны как аутигенные для кимберлитов и осадочных коллекторов индикаторных минералов Архангельской провинции [1].

Таким образом, одним из основных отличий ААП от других алмазоносных регионов является характер разреза кимберлитовмещающих пород и обусловленный им промывной режим грунтовых вод на большую глубину. Кроме того, это фактор, постоянно действующий на протяжении сотен миллионов лет и не связанный ни с какими характерными геологическими событиями. Поэтому можно предположить, что именно грунтовые воды в условиях промывного режима на протяжении, по меньшей мере, 340 млн. лет после окончания развития латеритной коры выветривания, являются тем морфогенетическим фактором, который ответственен как за изменения кимберлитов, так и их индикаторных минералов.

Благодаря дипольному характеру молекулы, вода является универсальным и довольно сильным растворителем; фактически вода всегда содержит растворенные вещества. Однако скорость реакции экспоненциально зависит от температуры: с повышением температуры скорость реакции быстро возрастает. Поэтому результаты деятельности термальных вод видны уже через короткие промежутки времени, например в зонах скарнирования. Но грунтовые воды также можно рассматривать в рамках гидротермальных, но низкотемпературных моделей; роль температуры в данном случае играет длительность процесса. В условиях ААП постоянно действующий промывной режим грунтовых вод обеспечивает вынос продуктов разложения минералов, что создает благоприятные условия для продолжения реакции. Рассмотрение описанной ситуации в ААП в рамках низкотемпературной гидротермальной модели позволяет понять, почему результаты растворения очень напоминают результаты гидротермальных изменений индикаторных минералов в Якутии.

Таким образом, мы приходим к выводу, что основным морфогенетическим фактором, ответственным за описанные формы изменений индикаторных минералов ААП, является постоянно действующий в континентальных условиях промывной режим грунтовых вод, обусловленный высокой проницаемостью разреза на большую глубину. Соответственно, если разрез кимберлитовмещающих пород является непроницаемым для грунтовых вод, подобные изменения минералов не реализуются, что мы и наблюдаем в действительности в других алмазоносных провинциях, например в Африке, Латинской Америке, на Сибирской платформе, на Сино–Корейской платформе и других. Следовательно, ответственным за появление специфических изменений описанного типа на индикаторных минералах кимберлитов является в данном случае не геологический процесс, типа латеритизации, скарнирования, горообразования или иной, а характер геологического разреза. Это раскрывает новые стороны процессов морфогенеза минералов в природе, на которые до сих пор не обращали внимание.

Необходимо отметить, что в связи с данным морфогенетическим фактором изменениям подвержены не только описанные индикаторные минералы. Рентгеноструктурные исследования, проведенные для туфогенной и кратерной фаций трубки Архангельская, показали, что типичный для кимберлитов серпентин присутствует только в собственно кимберлите жерловой фации наряду с сапонитом, тогда как в туфовой части присутствует только сапонит. Такое взаимоотношение позволяет предполагать, что серпентин, доминировавший в кимберлите трубки в начальные периоды ее существования, под длительным действием грунтовых вод был редуцирован в сапонит вследствие гидратации (сопоставим идеализированные формулы: серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$; сапонит $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$).

Заключение

Накопленный к настоящему времени обширный материал по морфологии и морфогенезу индикаторных минералов кимберлитов ААП позволил нам с В.П. Афанасьевым обосновать существование нового морфогенетического процесса, который не связан с конкретным геологическим событием, а определяется характером геологического разреза и реализуется в условиях промывного режима грунтовых вод в проницаемой среде на протяжении длительного времени. Появление сапонита в кратерных частях кимберлитовых тел также обусловлено этим процессом: сапонит развивается по серпентину при длительной промывке грунтовыми водами. Промывной гидравлический режим необходим для реализации любых типов коррозии минералов. Но при тех или иных геологических процессах к обычным грунтовыми водам добавляются дополнительные действующие факторы, обуславливающие характеристичность происходящих изменений: в гипергенных условиях к грунтовыми водам добавляются органические кислоты с высокими комплексообразующими и поверхностно-активными свойствами, в условиях метасоматоза – температура и давление, в условиях метатекстур – температура и давление плюс какие-то активные компоненты. Обоснованный нами процесс морфогенеза не имеет специфических дополнительных факторов, это деятельность грунтовыми водами при температуре поверхности земли, но реализуется этот процесс непрерывно на протяжении длительного времени.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2001, 275с.
2. Афанасьев В.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н. Эффект коррозионного растрескивания минералов. – Известия ВУЗ, геология и разведка, 2000, №3, с. 43–52.
3. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты – Недра, Москва, 1990

Воспоминания о Галине Петровне Кудрявцевой

Некоторые аспекты научного творчества Г.П. Кудрявцевой

Галина Петровна была необыкновенно стремительной женщиной во всех отношениях. В научной работе это ее качество выразилось в широком охвате не только минералогической проблематики, представляющей ее основную специализацию, но и проблем химии, физики и материаловедения. Начинала она с физики минералов, с исследования их ферримагнитных свойств, и реализовалась написанием монографии «Ферримагнетизм минералов» (1984).

В дальнейшем тематика ее исследований распространилась на всестороннее изучение алмазных месторождений, которое проводилось Галиной Петровной в творческом содружестве с супругом В.К. Гараниным. Оно проводилось в очень широком плане с охватом не только геолого-минералогического, но и практического аспекта, касающегося как поисков месторождений алмаза, так и проблем их рациональной эксплуатации. Полностью охватить их в кратком сообщении невозможно. Поэтому ниже рассматриваются только некоторые аспекты собственно минералогических исследований и особенно в плане их влияния на современное состояние алмазной проблематики.

Сам по себе подход к изучению месторождений алмаза наглядно выражен в названии монографии Г.П. Кудрявцевой и ее коллег с кафедры минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова «Алмаз и алмазоносные породы» (1991). Путем к выяснению их генетических взаимоотношений является изучение минеральных включений в алмазе, которому Г.П. Кудрявцева и В.К. Гаранин уделяли большое внимание, чему особенно способствовало создание ими в 70-80-е годы прошлого столетия первоклассно оборудованной алмазной лаборатории на кафедре минералогии Геологического факультета. Спецификой этих исследований было изучение минеральных включений совместно с исследованием внутреннего строения кристаллов алмаза (структуры алмаз в алмазе и др.), позволившего сделать вывод о дискретности природного алмазообразования. Все эти исследования гармонично вписываются в мировой опыт исследования минеральных включений в алмазе, позволивший подразделить его на генетические типы – перидотитовый (I), пироксенитовый (II) и эклогитовый (III) соответственно с магматическими средами, в которых происходило зарождение и эволюция алмаза в мантийных глубинах (типы II и III нередко объединяются в один эклогитовый тип). Различие эклогитового и перидотитового парагенезисов минералов во включениях в алмазах прослеживается как по составу силикатных и оксидных минералов, так и по составу сульфидов. В эклогитовом парагенезисе пирротин практически не содержит никеля, а в перидотитовом парагенезисе он образует твердый раствор с пентландитом.

Следующим крупным шагом на пути генетической интерпретации месторождений алмаза явилось обнаружение в алмазных кристаллах так называемых совмещенных эклогитовых и перидотитовых парагенезисов (II + III) → (I) (стрелкой обозначен переход от внутренних частей кристаллов к внешним). Галина Петровна находилась в ряду первых открывателей этой уникальной последовательности парагенезисов минералов, образующих включения в алмазе, конкретизирующих строение материнских для алмаза мантийных магматических очагов. Это были очаги, расслоенные на эклогитовые (верхние) и пироп-перидотитовые (нижние) магмы, так что алмаз, начинавший кристаллизоваться в эклогитовой магме, мог опускаться с пересечением фазовой границы и продолжать кристаллизоваться в нижней перидотитовой магме до восходящей интрузии ее в земную кору.

Изложенные генетические выводы основаны на тщательных минералогических исследованиях, систематически проводимых на месторождениях алмаза всего мира. И здесь важно подчеркнуть, что в наше время эти выводы, основанные на реальных наблюдениях природных систем, подменяются, в связи с распространяющейся тенденцией всеобщего внедрения результатов экспериментальных исследований, нелепыми представлениями об образовании алмаза в силикатно-карбонатных расплавах вплоть до карбонатитовых, генетически связанных со щелочными магматическими комплексами. Эта, безусловно ошибочная, тенденция обусловлена непониманием генетической сложности месторождений алмаза, в кото-

рых сочетается его глубинное (мантийное) образование в перидотитовых и эклогитовых магмах с последующими разнообразными преобразованиями в земной коре. Эти преобразования начинались уже в ходе подъема алмазоносных перидотитовых и эклогитовых магм из мантийных очагов и интрузий их в земную кору. Они выражаются в небольшой округлости некоторых октаэдрических кристаллов алмаза перидотитов и эклогитов, которые в неизменном виде характеризуются четким остроугольным характером вершин и граней. Округлость отражает перенос кристаллов алмаза из глубин мантии в земную кору во флюидных магмах, воздействующих на кристаллы за пределами термодинамической устойчивости алмаза. Однако главные коровые преобразования перидотитового и эклогитового алмаза в ходе формирования его месторождений происходили много позднее, причем не в одну, а в нескольких стадиях. Богатые алмазом перидотиты и эклогиты входили в образование древнейших эвгеосинклиналей Земли, вплетаясь в складчатость и орогенно-платформенное развитие. В орогенную стадию алмазоносные перидотиты и эклогиты подвергались метаморфическим преобразованиям, в том числе карбонатизации, а в платформенном развитии замещались флюидными силикатно-карбонатными кимберлитовыми и лампроитовыми магмами. И в то и в другом случае алмаз проявлял высокую устойчивость и наследовался метаморфическими породами и кимберлитовыми магмами, но в различной степени преобразованном состоянии с вторичными минеральными включениями, в том числе кальцита и других карбонатов.

В то же время в алмазе сохраняются и первичные включения и сростки его с минералами материнских пород, по которым его перидотитовая и эклогитовая природа обычно еще распознается. Вторичные преобразования алмаза выражаются в развитии в нем анизотропии (волнистого погасания под микроскопом), в образовании кайм шестоватых кристаллов с гладкими гранями, в вытеснении октаэдрических кристаллов довольно неправильными кубоидами, развитием кавернозной структуры и обособлением мельчайших зерен с превращением кристаллического алмаза в алмазную пыль, рассеянную в метаморфических, кимберлитовых и лампроитовых породах. В число разнообразных вторичных включений преобразованного алмаза входит и кальцит-абиссафобный минерал, переходящий с повышением давления в арагонит. По странному недоразумению преобразованный в углероде земной коры алмаз стал приниматься за первичный мантийный. К обоснованию этого привлекается ничего не говорящий экспериментальный синтез алмаза при громадных температуре и давлении, далеких от параметров его образования в природных условиях. Экспериментальное воспроизведение природных флюидных систем алмазной фации глубинности далеко от реального осуществления. Поэтому главную роль в понимании генезиса месторождений алмаза продолжает играть эмпирический подход, в котором важнейшую роль играет разграничение признаков первичного происхождения алмаза и наложенных процессов. Морфология его кристаллов и их внутреннее строение имеют в этом отношении важнейшее значение.

Морфологии кристаллов алмаза и его индикаторных минералов посвящены важные исследования Г.П. Кудрявцевой, результатом которых была ее очередная монография «Морфогенез алмаза и его минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской алмазоносной провинции» (2005), представляющая крупный вклад в их генетическую систематику.

Таким образом, даже очень краткий перечень только некоторых аспектов научных достижений Галины Петровны отражает их актуальность, тесную связь с современным состоянием проблемы генезиса месторождений алмаза.

Все, что создавала и созидала Галина Петровна Кудрявцева, не только не потерялось, но и успешно развивается ее школой алмазников-минералогов Геологического факультета МГУ. Также с блеском, как и при ее жизни, защищаются кандидатские диссертации по алмазной тематике, выпускаются новые книги, активно ведется работа совместно с практиками-геологами по поиску алмазоносных кимберлитов. И в этом огромная роль принадлежит Виктору Константиновичу Гаранину, доктору геолого-минералогических наук, нынешнему руководителю алмазной лаборатории, и их сыну, Константину Викторовичу Гаранину, молодому талантливому ученому Геологического факультета.

Очевидно, что эта красивая талантливая женщина передала эстафету в надежные руки.

Академик, профессор МГУ им. М.В. Ломоносова
А.А. Маракушев

О Гале Кудрявцевой

Впервые я встретил в этой жизни Галину Петровну (Галю) Кудрявцеву в 1971 г., когда заведующий кафедрой геохимии, академик А.П. Виноградов пригласил меня читать лекции по геохимии в нашем университете (МГУ им. М.В. Ломоносова) и в качестве первого опыта привлек меня принимать экзамен у студентов отделения геохимии. Галя четко и достаточно полно ответила на те вопросы, которые достались ей в билете. У меня не возникло никаких к ней «специальных» вопросов, и я предложил Александру Павловичу поставить Гале «отлично». Но только значительно позже, когда у меня уже накопился собственный опыт общения со студентами, я понял, что они бывают разными. Подавляющее (к сожалению) большинство из них приходят сдать, получить оценку (лучше «отлично») и больше по стараться с этим профессором не встречаться. Но немногие из них сдают экзамен так, что он превращается в беседу. Я могу не согласиться со студентом, но он может мне пояснить, почему он так думает. Мы приведем взаимные аргументы (профессор, конечно, всегда окажется прав). Именно с такими студентами хочется работать, именно такие выпускники нашего университета (а у меня уже 37-летний опыт) остаются в науке, становятся кандидатами и докторами наук и даже выше.

Так вот Галя в моей практике оказалась таким первым студентом. Я в те годы, конечно, мало что понимал, и не решался предсказывать судьбу моих студентов, но дальнейшая жизнь Галины Петровны меня кое-чему научила. Ее настоящий интерес к науке (в данном случае минералогии), умение учиться и работать, исследовательская активность сделали ее личностью, привели к тому, что за свою, к несчастью, короткую жизнь она успела организовать маленький научный центр, в котором растут и работают ее ученики, получить огромный (без преувеличения!) новый минералогический материал, решить целый ряд научных задач, связанных с проблемой происхождения алмазов и вмещающих их кимберлитов, а также (что очень важно для любого ученого) показать, как научные данные и, казалось бы, абстрактные характеристики минералов, могут быть успешно использованы в практической работе.

Большая трагедия, когда такие активные и яркие люди уходят из жизни. Как много они могли бы еще сделать, но Стрела Времени не умалима. Остается только помнить, пока мы сами живы, о таких людях и, хотя бы иногда, напоминать о них молодым поколениям.

А.А. Ярошевский

Unum cum virtute multorum¹

Мои записки (воспоминания) не претендуют на то, чтобы дать характеристику Галине Петровне Кудрявцевой, как большому ученому, одной из известных исследователей алмазных провинций. Она в этом не нуждается, т.к. многочисленные труды, связь, поддержка и деловые контакты со специалистами в этой области говорят сами за себя.

Трудно писать о человеке, с которым ты общался и за ростом которого наблюдал более 35 лет. Трудно, т.к. невозможно передать на бумаге то настроение, которое возникало каждый раз при встречах, беседах на профессиональные темы (Галочка любила рассказывать мне о новостях и планах на ближайшее будущее в научных исследованиях, о результатах и изысканиях), о жизни, о наших коллегах и друзьях.

Около 50 лет, работая в МГУ, я была связана непосредственно с молодежью (студентами, аспирантами). Это и практические, и семинарские занятия по минералогии, индивидуальные собеседования с дипломниками, аспирантами, т.к. общение с огромным количеством молодых людей, готовящихся стать геологами. И среди всего этого множества людей Галя сильно выделялась. Это – талантище! Всесторонне образованный человек высокого интеллекта, обладающий острым умом. Она не читала, а фотографировала текст, писала с чистого листа (не редактируя) статьи, главы в книгах, рецензии на научные статьи и диссертации составлялись мгновенно.

Она – генератор идей и не только, а творец-исполнитель. Ее идеи реализовывались! Никакие преграды не пугали и не останавливали, ей было подвластно все, что задумывалось и даже больше.

Ее поддерживали и к ней обращались наши академики – Н.П. Лаверов, В.И. Смирнов, А.А. Маракушев, Н.В. Белов, А.Д. Щеглов, В.С. Урусов. Они общались на высоком профессиональном уровне.

Хочется вспомнить о поездке в г. Мирный. Галина Петровна великолепно организовала эту поездку. В ней участвовали профессор Г.А. Крутов, академик А.А. Маракушев, Галина Петровна и я. Нас встретил в Мирном бывший в то время геологом НПО «Якуталмаз» А.И. Боткунов, который боготворил Галину Петровну как ученого и внимательно слушал, когда она рассказывала о кимберлитовой проблематике. Ее просьбы выполнялись А. И. Боткуновым мгновенно. Нам показали отвалы некоторых трубок, геологические материалы в камералках, горно-обоганительную фабрику и россыпи алмазов в лаборатории отборки материала. Также мы побывали в карьере трубки Удачная, расположенной в 500 км к северу от г. Мирного, где мы увидели кимберлиты с хризолитовыми образованиями и гранаты. Со стороны Галины Петровны мы все время ощущали внимание и заботу. Казалось тогда, что она может работать 24 часа в сутки (иногда так и было). Мне думается, что жизненная позиция Галочки соответствует строчкам из стихотворения Н.А. Заболоцкого «Не позволяй душе лениться чтоб воду в ступе не толочь, душа обязана трудиться и день и ночь, и день и ночь». Она однолюб – отдавала всю себя науке и даже в трудный перестроечный период не изменила геологии, хотя научный путь ее был тернистым. На своем пути Галина Петровна нередко сталкивалась с недоброжелателями и не только сохраняла спокойное достоинство при этом, но и оказывала содействие и если необходимо, помощь этим людям в решении их неблагоприятных ситуаций.

Высокие слова в ее адрес, научные почести и полное признание пришли поздно и не от родного факультета, а совсем от других организаций и даже стран. Надо сказать, сейчас уже после смерти Галочки ее семья (муж и сын В.К. и К.В. Гаранины) получает различные награды от МГУ и даже других стран. Галина Петровна – не только большой ученый, она супруга и близкий друг своему мужу и мать, воспитавшая двух сыновей. Вместе с мужем Виктором Константиновичем своих мальчиков они собственным примером: трудолюбием,

¹ Один с достоинствами многих (лат.)

самостоятельностью в выборе жизненных решений, трогательным отношением и уважением к старшему поколению. Сердце матери не выдержало потери одного из них.

Галина Петровна никогда никому не отказывала, если к ней обращались за консультациями, сколько диссертаций помогла она написать и защитить. Много! Ее великодушие, доброжелательность, участливость и сопричастность ко всем бедам испытали на себе многие. Она вообще не могла видеть страдания и переживания других. Откладывала все свои дела, даже срочные и спешила на помощь. Это испытали на себе многие: в частности (несколько примеров) профессора Г.А. Крутов, А.П. Соловов, Г.А. Голодковская, академик В.И. Смирнов, я уже не упоминаю студентов, аспирантов. К автору настоящих строк Галочка относилась очень трогательно с большим уважением и любовью. Я повседневно чувствовала ее заботу о себе и моральную и физическую, и даже иногда материальную. Мне кажется, она разделяла свою любовь ко мне со своей мамой Марией Васильевной. И я бесконечно благодарна этой девочке за те встречи, беседы и откровения, которые она дарила мне. Надо сказать, что она не чуралась обратиться ко мне за советом, консультацией и с просьбой в том числе и по профессиональным вопросам, хотя она уже давно переросла своих учителей. Ей чужды были апломб, зазнайство, злопамятство.

Галочка в моей памяти навсегда останется необычайно веселой девочкой с очаровательной улыбкой и добрыми, добрыми глазками.

Светлой памяти и низкий поклон!

Г.И. Бочарова

Миллионный карат поморских алмазов

13 февраля 2008 года на фабрике № 1 Ломоносовского горно–обогатительного комбината акционерного общества «Севералмаз» добыт миллионный карат алмазов месторождения имени М.В. Ломоносова.

Первое в нашей стране коренное месторождение этого драгоценного камня – кимберлитовая трубка «Зарница» было найдено в 1954 году в Якутии, а созданный в 1957 году трест «Якуталмаз» (ныне АК «АЛРОСА») вывел Советский Союз в число ведущих алмазодобывающих держав мира.

И только в марте 1980 года в 100 км к северу от г. Архангельска была открыта первая трубка месторождения, получившего имя основоположника российской науки Михаила Ломоносова – трубка «Поморская».

С открытием месторождения алмазов имени Ломоносова Архангельская область стала второй по значимости алмазоносной провинцией России.

С целью подготовки к освоению новой сырьевой базы алмазодобывающей промышленности в 1989 г. в Архангельске был открыт научно–производственный комплексный отдел института Якутнипроалмаз.

На его базе в 1990 г. Главным управлением драгоценных металлов и алмазов при Совете Министров СССР образовано малое государственное предприятие «Поморалмаз», а в 1992 г. в соответствии с Постановлением Правительства Российской Федерации «О промышленном освоении месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова в Архангельской области и создании комплекса производств по добыче, сортировке, гранению алмазов и изготовлению алмазного инструмента» создано акционерное общество «Севералмаз».

27 августа 1992 года акционерное общество «Севералмаз» было зарегистрировано в мэрии г. Архангельска.

В 1994 году получена лицензия на доразведку, опытно–промышленные работы и добычу алмазов на месторождении им. М.В. Ломоносова сроком на 25 лет.

За 16 лет работы акционерное общество «Севералмаз» в полном соответствии с условиями лицензионного соглашения выполнило огромный комплекс геологоразведочных, научно–исследовательских и проектно–изыскательских работ, опытные и опытно–промышленные работы. Решены экологические вопросы освоения месторождения.

В апреле 2008 года первая промышленная партия беломорских алмазов поступила в продажу. Впервые в российской истории продаж алмазного сырья от 10,8 карат и ниже лоты были представлены для просмотра одновременно для российских и иностранных компаний для последующей реализации на внутренний и внешний рынок.

Но путь к этому событию был не простой. Много приходилось делать впервые в алмазной промышленности.

На первом этапе освоения месторождения, в 1995–1998 гг. не смотря на сложности с финансированием на трубке им. Ломоносова были выполнены опытные работы по скважинной гидродобыче, а на трубке им. Карпинского–1 опытно–промышленные работы по выбуриванию кимберлитов скважинами большого диаметра. Бурением была пройдена скважина диаметром 4 м и глубиной 246 м, получено 8 тыс. карат алмазов.

Результаты выполненных ОАО «Севералмаз» испытаний геотехнологических методов разработки убедительно доказали нецелесообразность их применения для промышленной разработки месторождения им. М.В. Ломоносова по техническим и экономическим причинам и позволили окончательно обосновать целесообразность традиционного комбинированного способа отработки запасов с первоочередным этапом открытых горных работ. Были получены новые данные по месторождению, важные результаты по обогащению кимберлитов, более 8 тыс. карат алмазов, которые позволили сделать оценку кристаллов и изготовить пробные партии бриллиантов.

Важнейшей вехой в истории компании была успешная защита обоснований инвестиций в строительство комбината в Экспертном совете при Правительстве РФ в 1997 году. На

основании рекомендаций Экспертного совета Распоряжением Правительства Российской Федерации и решением Комитета Министерства природных ресурсов Российской Федерации в 1998 г. были рассекречены сведения о балансовых запасах алмазов месторождения.

В 1998–1999 гг. акционерное общество «Севералмаз» работало с корпорацией Де Бирс, которая выполнило аудит запасов месторождения, провела техническую проверку принятых решений по его разработке и получило результаты, в целом совпадающие с оценкой специалистов общества.

На втором этапе освоения месторождения (1999–2005) был разработан проект горно–обогатительного комбината мощностью 5,6 млн. тонн руды в год, в котором принимали участие более 30 ведущих российских проектных и научно–исследовательских организаций.

Проект рассчитан на 25 лет с момента начала реализации, прошел в 2002 году государственную экспертизу, для него составлена рабочая документация и получены необходимые разрешения и согласования.

В соответствии с заключением государственной экспертизы, учитывая исключительную сложность месторождения, в рамках проекта выделена первая очередь комбината производительностью один миллион тонн руды в год с целью получения в промышленных масштабах данных для оценки возможного воздействия производства на окружающую среду и оптимизации принятых ранее проектных решений по добыче и переработки руды.

В 2005 г. первая очередь горно–обогатительного комбината мощностью один миллион тонн руды в год введена в эксплуатацию.

В 2007 году акционерное общество «Севералмаз» отметило пятнадцатилетие со дня основания. Юбилейный год подтвердил, что ОАО «Севералмаз» уверенно идет по пути планомерного динамичного развития. Досрочно выполнен план по вскрышным работам, добыче, обработке руды и основной продукции.

Годовая производительность Ломоносовского ГОКа по горной массе на карьере трубки Архангельская в 2007 году составила 4 898 тыс. м³, при плане 4 560 тыс. м³ (107%). В том числе, добыто 1 048 тыс. тонн (524 тыс. м³) товарной руды при плане 1 миллион тонн (500 тыс. м³) (105 %). Объем вскрышных работ составил 4 374 тыс. кубометров, при плановых показателях в 4 060 тыс. м³ (107 %).

Глубина карьера трубки Архангельская на 31 декабря 2007 г. достигла 77 метров, размеры по поверхности 900 х 700 метров.

Обогатительной фабрикой в 2007 году обработано 1022 тыс. тонн руды при плане 960 тыс. т руды (106, 5 %). При проектной производительности 120 т/час, фактическая производительность составила 142 т/час. План по основной продукции выполнен на 108 %. Показатель извлечения по фабрике составил 94,19 % при запланированном 93,5 % (100,7% плана по классу +1 мм).

В целом, по сравнению с 2006 годом произошел рост объемов горных работ на 57 %, добычи руды на 22 %, обработки руды на 20 % и получения основной продукции на 40 %. За счет повышения производительности труда и более эффективного использования материальных ресурсов, затраты на добычу и обогащение одной тонны руды снижены на 14 % по сравнению с 2006 г.

В канун нового, 2008 года Министерство экономического развития и торговли РФ выдало Обществу Генеральную лицензию на экспорт алмазов, а представительство ОАО «Севералмаз» в г. Москве преобразовано в филиал Общества – Сбытовую организацию «Севералмаз».

Общество располагает высококвалифицированными специалистами и самостоятельно выполняет весь комплекс работ по отработке запасов месторождения и получения алмазной продукции, включая проведение вскрышных работ, добычу и обогащение руды, а также всех сопутствующих работ, связанных с основными технологическими процессами.

У ОАО «Севералмаз» появились свои ветераны – сотрудники, отработавшие в компании 10 лет, свои традиции, свое лицо. Компания стала полноправным участником алмазно–бриллиантового комплекса России.

Достигнутые ОАО «Севералмаз» успехи в освоении месторождения имени М.В. Ломоносова – результат деятельности не только сотрудников компании, но и большого коллектива ученых, проектировщиков, строителей – всех, кто верил в этот проект и принимал участие в его реализации. В процессе разведки месторождения и подготовке его к промышленной эксплуатации были использованы инновационные решения, позволившие сократить сроки проведения работ, повысить качество и достоверность получаемых результатов.

Мне довелось работать со многими замечательными людьми – энергия и энтузиазм которых двигали проект вперед. Неуемная энергия и вера в победу выделяли среди нас Галину Петровну Кудрявцеву. С удовольствием вспоминаю события уже десятилетней давности, когда мы вместе работали над обобщением материалов по новым технологиям разведки месторождений в Архангельской алмазоносной провинции. День и ночь смешались в феерию творческого поиска, виноградные улитки, привезенные из какой-то жаркой страны, расплозились по ее московской квартире. Мы улиток отлавливали, вкушали необходимый нам белок и думали, обсуждали, формулировали. В кратчайший срок, прежде всего благодаря энтузиазму и профессионализму Галины Петровны, удалось решить, казалось не разрешимую задачу.

Г.П. Кудрявцева и В.К. Гаранин много сил и времени отдали изучению Архангельской алмазоносной провинции. В миллионном карате беломорских алмазов, добытых на месторождении имени М.В. Ломоносова, есть и их заслуга и это очередная победа и Галины Петровны.

Первый вице-президент по производству ОАО «Севералмаз», к.т.н.
Е.П. Валуев

В память о Галине

В 1982 году мне посчастливилось заочно познакомиться с Галиной (да, именно посчастливилось, несколько позже я в этом убедилась). Лето того года, во время полевого сезона, мой муж Веричев Елисей Михайлович, посвятил не только работе, но и приобщению нашего сына Михаила к полевым условиям. Тогда Миша впервые летал на вертолете, был на буровой, и тогда же приобщился к рыбалке. Ох, сколько было впечатлений у пятилетнего ребенка. Особенно в своих рассказах он выделял «знакомство с тетей Галей – заядлой рыбачкой». Что ни слово – то тетя Галя, порой у меня это вызывало некоторое раздражение, а может это была банальная ревность.

Подобное повторилось и на следующий год. У них были посиделки у костра, и рыбалка, и походы в лес, а по окончании полевого сезона разговоров – не переслушаешь. Правда, уже чаще из детских уст имя тети Гали стало звучать как-то по-особенному – Галина Петровна.

Однажды я, с некоторой иронией, сказала: «Что же это за Галина Петровна? Она скоро станет членом нашей семьи». На что сын ответил: «Да мама, тебе неплохо бы с ней познакомиться. Знаешь как с ней интересно?!».

Незадолго до встречи Нового 1984 года, я занималась подготовкой к празднику, Елисей вместе с детьми смотрел телевизор в соседней комнате. И вдруг слышу: «Мама, скорее иди сюда. Ты хотела познакомиться с Галиной Петровной, вот знакомься...». Я примчалась, и увидела на экране телевизора молоденькую и очень привлекательную женщину (там показывали какую-то лабораторию МГУ). Репортаж длился минут 7 – 10, но этого хватило, чтоб запомнить это молодое лицо с веселыми глазами на фоне чего-то серьезного.

Через два месяца, наконец, я познакомилась с этой умнейшей женщиной. Это было у нас дома. Галина вместе со своим мужем, Виктором Гараниным, будучи в командировке в Архангельске, пришли к нам в гости. Эта встреча была настолько теплая, что казалось - мы знакомы уже много лет. Мне было так легко с ними общаться, я совсем не чувствовала себя лишней и гордилась тем, что нахожусь в кругу таких умных людей – ГЕОЛОГОВ с большой буквы, всецело посвятивших себя самой интересной науке – геологии.

С Галиной всегда было легко и интересно. Мы могли говорить с ней на любые темы. Приезжая в гости к Галине и Виктору ни у нас, ни у наших детей, не было ни какой скованности, напряженности в общении. Мы стали действительно очень близкими людьми.

Я много раз наблюдала за тем, как она могла в одну секунду переключиться на серьезный лад. Она с головой, моментально, погружалась в работу, как только этого требовали обстоятельства. А еще у нее очень интересно проходили беседы с моим мужем. Они умело убеждали друг друга в том или ином вопросе. И не смотря на свой статус ученого, доктора наук, от нее можно было услышать такие фразы как: «Елисей, а как ты относишься к этой идее?», «Елисей подскажи мне...» и т.д. Это с ее подачи мы с Виктором Гараниным смогли убедить моего мужа Елисея работать над диссертацией и защищаться в «храме наук» в МГУ. Галина была его научным руководителем.

Наши встречи для меня всегда были «праздником души». А встречи были довольно частыми. Я всегда чувствовала ее гостепреимство и открытость.

Как-то мы с мужем возвращаясь из отпуска, были на Байкале, остановились у Галины и Виктора. Устроили настоящий праздник по случаю моего дня рождения. С таким юмором и шутками прошло веселье!!! И Галка предложила нам поездку в Загорск, Абрамцево. Это было не забываемо, отпуск после отпуска. Но праздники праздниками, а работать надо. Она тогда сказала: «Вы уж тут без меня справляйтесь, а мне надо поработать». И, как всегда полностью, отдала себя своему любимому делу. Это была очередная научная статья.

Все это как будто было вчера. И вот все резко оборвалось. Тогда я сказала: «Сколько же Галка не успела доделать, домыслить, а сколько было планов...»

В.Н. Веричева

В память о Галине Петровне Кудрявцевой

Открытие новой крупной алмазоносной провинции в Европейской части страны, разведка и подготовка к промышленному освоению в короткие сроки месторождения им. Ломоносова являются большой заслугой геологов ПГО «Архангельскгеология» Мингео РСФСР и ПГО «Невскгеология» Всесоюзного геологоразведочного объединения «Союзгеологоразведка». Качество проведенных работ и «Отчета о результатах разведки кимберлитовых трубок месторождения им. Ломоносова в 1983-1987 г.г. с подсчетом запасов алмазов, по состоянию на 01.03.87г» считать отличным. За этой выдержкой из Протокола №10203 заседания Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР - история, большая история.

В первых числах сентября 1983 года по поручению руководства Мингео РСФСР мне впервые довелось посетить Архангельскую землю и получить представление о состоянии геологоразведочных работ на алмазы в этом крае. Тогда я еще не знал, что через несколько месяцев предстоит крутой поворот судьбы в моей профессиональной деятельности - с 01 марта 2004 года, по предложению Мингео СССР, я был зачислен в штат работников ПГО «Архангельскгеология» в качестве главного геолога Юрасской геологоразведочной экспедиции.

Главной задачей экспедиции являлась разведка шести выявленных кимберлитовых трубок, но в решении её принимали участие и другие подразделения ПГО «Архангельскгеология», а также были образованы Северный отдел комплексных исследований ЦНИГРИ и экспедиция № 17 ПГО «Архангельскгеология». Кроме того, на договорной основе привлекались для решения тех или иных задач десятки научно-исследовательских институтов, лабораторий, организаций и т.п. И это было понятно и обосновано – на то время отсутствовали опытные кадры, которые могли бы профессионально решать специфические задачи алмазной геологии. Очень многие направления исследований приходилось начинать «с белого листа».

Не прошло и двух месяцев работы в новом качестве и на новом месте. Захожу по служебным делам в кабинет главного геолога ПГО «Архангельскгеология» Владимира Павловича Гриба, которого там нет, но вижу, глазам не веря, Галину Петровну Кудрявцеву, Виктора Константиновича Гаранина и Елену Рудольфовну Васильеву. Основатели и сотрудники Проблемной лаборатории месторождений алмазов Геологического факультета Московского государственного университета с которыми ещё по работе в Ботуобинской ГРЭ ПНО «Якутскгеология» начали складываться творческие отношения, стояли передо мной. В.П. Гриб, узнав, что нас уже связывают отношения по Якутии, сказал «Вот, Владимир Васильевич, тебе и специалисты в помощь, ставь задачи, организовывай сотрудничество, получай результаты!».

Всю белую ночь просидели мы в моей новой, ещё без мебели архангельской квартире, обсуждая задачи для совместного решения, оценивая перспективы и, естественно, возможности Лаборатории. И началось...

Такого массивного и целенаправленного опробования кимберлитов для их изучения на основе типоморфизма морфологии, химизма и некоторых физических свойств минералов в практике алмазной геологии ещё не было. Энергия и энтузиазм, с которыми Галина Петровна подхватила порученную работу, казались неподвластными обычному человеку.

Располагая уже в то время такими непривычными для советского специалиста приборами как микронзондовый анализатор, растровый электронный микроскоп, а также компьютерной системой для обработки анализов, сотрудники Лаборатории, под научным руководством Галины Петровны, передавали нам высококачественную информацию, оценить значимость которой ещё в полной мере не можем и в настоящее время – она остается актуальной и продолжает работать.

К сожалению, заданные темпы разведки месторождения, масса других рутинных дел и тому подобное не позволили геологическому руководству ПГО «Архангельскгеология»

вовремя сделать должную оценку исследованиям Лаборатории. Только сейчас мы начинаем понимать, сколь большую и знаковую работу проводила Галина Петровна при изучении кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции и как научный руководитель, и как Исследователь.

Уходят люди, но остается история, а пока есть свидетели истории – есть память. Память, которая всегда будет благодарна!

Директор филиала АК «АЛРОСА» в г. Архангельске «АЛРОСА-Поморье»
В.В. Вержак

Памяти Галины Петровны Кудрявцевой

С Галиной Петровной Кудрявцевой я познакомилась в 1972 году, еще будучи студенткой 3 курса кафедры минералогии МГУ, а с 1979 года начала работать в Проблемной лаборатории месторождений алмаза под ее непосредственным руководством. Таким образом, я узнала Галину Петровну и как замечательного педагога, и как талантливого ученого и как замечательного человека. В этой своей заметке я постараюсь хоть немного донести до читателей те светлые чувства, которые остались у всех сотрудников Геологического факультета МГУ, близко общавшихся с Галиной Петровной.

Конечно, Галина Петровна была, в первую очередь, очень талантливым ученым. Но надо сказать, что для получения тех грандиозных научных результатов, которые широко известны и в России и в Мире, одного таланта было мало. Галина Петровна была великая труженица. Она всю жизнь руководствовалась девизом Юрия Олеши: «Ни дня без строчки». Именно сочетание светлого аналитического ума и безграничной трудоспособности позволили ей заниматься самыми разными научными проблемами и везде получать новые результаты. Особый талант Галины Петровны – выявлять самые актуальные на данном этапе проблемы и предлагать самые эффективные методы их решения. Именно это ее умение выразилось в том энтузиазме, с каким она занималась и проблемами геологии и поисков кимберлитов, и технологической минералогией и минералогическим материаловедением и геммологией. Она умела заряжать своим энтузиазмом окружающих и вовлекать в исследования самый широкий круг лучших специалистов в этой области знаний, таких как А.Д. Харьков, А.И. Боткунов, В.В. Вержак, А.М. Веричев и многих других.

О чем еще хочется рассказать – так это о том, что Галина Петровна была замечательным популяризатором геологических знаний. Она обладала даром всех талантливых людей – умела рассказать очень просто об очень сложных вещах. Этот ее талант мы впервые прочувствовали на себе во время ее первых лекций, посвященных новым в то время методам: электронно–зондовому анализу и термометрии минералов. Она рассказывала об очень непростых физических основах этих сложных методов очень доходчиво, очень содержательно и очень наглядно. Также наглядно она потом рассказывала и о тех новых результатах, которые они, вместе с Леонард Васильевичем Колесниковым, получили при изучении магнитных свойств различных минералов и которые явились основой ее кандидатской и докторской диссертаций. Я особенно благодарна Галине за этот ее талант, так как до сих пор пользуюсь ее работами при проведении занятий по термометрии минералов со студентами 3 и 4 курса нашей кафедры.

Ну и конечно, нельзя не вспомнить, что Галина Петровна была очень отзывчивым человеком. При этом она не просто проявляла сочувствие, она всегда помогала людям действительно. Только благодаря ее усилиям удалось сделать сложнейшую операцию нашему уважаемому профессору – Г.А. Крутову по поводу перелома шейки бедра. В итоге он не только встал, но и смог руководить семинаром для аспирантов, на котором делился своими уникальными знаниями с новым поколением молодых ученых. Кроме того, примером для многих женщин–ученых, в том числе и для меня, была удивительная способность Галины Петровны совмещать кипучую трудовую активность с заботами о семье. Никогда никакие бытовые проблемы не мешали ей быть внимательной матерью, женой и дочерью и при этом ни на минуту не сбавлять темп ее научных исследований.

Именно поэтому Галина Петровна Кудрявцева навсегда останется в нашей памяти живой, энергичной, жизнелюбивой оптимисткой и мы и наши дети, знавшие ее, будем брать с нее пример очень достойно прожитой жизни.

Доцент кафедры минералогии Геологического факультета МГУ Т.В. Посухова

Галина Петровна Кудрявцева

Мы никогда не работали вместе с Галиной Петровной, мы шли параллельным курсом, иногда изучая одни и те же объекты и решая одни и те же задачи, но по-своему.

Разносторонность научных интересов и небывалая работоспособность Галины Петровны просто поражала, а с другой стороны показывала – значит это не страшно, значит и так можно жить и трудиться (даже скорее – только так и нужно жить и трудиться), и на всё может хватить сил – главное иметь желание, ничего не бояться и не жалеть себя.

Галина Петровна ушла, но оставила целую школу своих учеников и последователей, а для нас – оставила пример самоотверженного служения людям, науке и своему призванию. Тридцать лет вольного или невольного почти «соревновательного» движения по пути постижения законов природы так приучили нас выкладываться на все сто процентов, что по-другому уже и не получается, ведь эта мысль никуда не уходит: «А как бы оценила твою работу Галина Петровна?»

Сергей и Людмила Салуковы

Несколько слов о Г. П. Кудрявцевой

Научные достижения в области геологии и минералогии алмазов связаны с работами большого числа энтузиастов, которые не только использовали свои глубокие знания предмета, но были людьми коммуникабельными, умеющими привлечь специалистов из разных институтов и производственных организаций к разработке проблемы. К ярким представителям таких энтузиастов принадлежала Галина Петровна Кудрявцева. Хочу отметить то, что мне ближе всего известно. Галина Петровна поддерживала дружеские научные контакты с одним из известных минералогов-алмазников Алексеем Демьяновичем Харьковским, работавшим в ЦНИГРИ и филиале этого института в АЛРОСА. Союз был плодотворным. После кончины этих замечательных людей, союз их коллег не распался, а продолжал совместные исследования. В частности, мне регулярно коллеги Галины Петровны передают алмазы из принадлежащих им коллекций и из коллекций тех производственных организаций, которые доверяли Галине Петровне, будучи уверенными в высоком качестве и надежности исследований. С Галиной Петровной было приятно общаться. Она была яркой, многогранной личностью (можно вспомнить множество ее геологических «граней» не только в алмазной геологии), обладающей широким кругозором, редкой увлеченностью наукой, громадной работоспособностью.

Старший научный сотрудник ЦНИГРИ Г.К. Хачатрян

Воспоминания о Галине Петровне Кудрявцевой

С Галиной Петровной Кудрявцевой я был знаком вначале (80–е годы) заочно по ее публикациям посвященным проблемам магнетизма минералов и горных пород и сульфидным включениям в кимберлитах. В то время я работал главным геологом аэрогеофизической партии в Якутии и расшифровка природы неоднородностей магнитных полей над траппами и от трубок были важнейшими задачами, которые нужно было решать. Однако в существующей опубликованной литературе, в отчетах по опытно–методическим работам по обозначенной проблеме была значительная путаница. Не останавливаясь на ее описании, отмечу, что только работа Галины Петровны (ее докторская диссертация) *«Ферромагнетизм природных оксидов»* (1988) позволила мне расставить все точки над *i* и найти решение задач, связанных с поисками кимберлитов под траппами.

Второй важнейшей проблемой, которую я пытался решить и аргументы к решению которой, на фоне существующей неопределенности в научном мире, я также нашел в работах Галины Петровны. Это были работы, связанные с корреляцией содержания серы и алмазов в кимберлитах Якутии. В ее работах (с соавторами): *Сульфидные включения в оливине из кимберлитовой трубки «Удачная»* (1979), *Первично–магматическая сульфидная минерализация в кимберлитах* (1984), *Генезис сульфидной минерализации в кимберлитах* (1984), *Сульфидная минерализация в кимберлитах Якутии* (1986), *Сульфидные включения в минералах из кимберлитов* (1988) я нашел практически все, что было необходимо для обоснования новой технологии поисков алмазоносных трубок.

Два приведенных примера далеко не исчерпывают мой практический и теоретический опыт работ с публикациями Г.П. Кудрявцевой. И этот опыт дает мне великолепный пример работы т. н. «академической науки» для конкретной производственной поисковой практики. В ее (с соавторами) работах обычно затрагиваются и фундаментально (академически) исследуются именно те аспекты алмазной геологии, в которых остро нуждается повседневная работа по поискам месторождений алмазов. Мне не кажется, что разбираясь с природой магнетизма, сульфидной вкрапленностью в кимберлитах и алмазах Галина Петровна преследовала сугубо производственные задачи. Но геологические явления обозначались, изучались с применением самых современных лабораторно–аналитических методов, и в итоге получался результат, который мог использоваться для последующего решения самого широкого спектра практических задач.

Лично и близко я познакомился с Г.П. Кудрявцевой около 15 лет назад. И меня поразила ее душевная теплота, отсутствие какой–либо заносчивости, чванливости. С ней было очень легко работать. Зная круг наших знаний и проблем, зная проблематику, связанную с поисками алмазных месторождений, мы разговаривали на «сокращенном» языке, так как говорят дети, фиксируя внимание друг друга, только на основных определяющих моментах. И это была прекрасная русская женщина со всей широтой, глубиной и неопределенностью своего характера.

Галины Петровны нет. Но она оставила после себя уникальную школу исследования для самых различных целей месторождений алмазов. Эта школа известна и признана в России и за рубежом. На ее работы ссылались, ссылаются и будут ссылаться в алмазном мире. Это и Лаборатория месторождений алмазов в Московском Государственном Университете им. М.В. Ломоносова, это выпестованная ей школа геологов – алмазников Архангельской области, где практически каждый Главный геолог алмазопромышленного предприятия ее кандидат наук, это студенты и аспиранты, которые начинали учиться у Галины Петровны, а сейчас продолжают обучение у ее коллег и последователей.

И еще. Гегель писал: «Любовь – это отрицание единичного» Именно в этом ключе я могу подойти к оценке жизни и научного творчества Галины Петровны Кудрявцевой и Виктора Константиновича Гаранина, ее мужа, коллеги, соратника, соавтора более половины

работ. Мне кажется, что на нем сегодня лежит ответственность за продолжение и развитие тех великолепных научных заделов, решений, исследований, которые они вели вместе с Галиной Петровной.

Доктор г.-м.н., Академик РАЕН

Нач. лаборатории надежности геолого-поисковых систем ФГУНПП «Аэрогеология»

(в начале и середине 90-х годов Руководитель

Службы геологической экспертизы АЛРОСА)

В.А. Цыганов

О Галине Петровне Кудрявцевой

Сколько помню Галину Петровну, она всегда мне что–нибудь дарила.

Однажды, я ещё была школьницей, папа, вернувшись из командировки в Москву, привез сказочно красивую фарфоровую статуэтку балерины и сказал «Галина Петровна передала тебе эту красивую вещь и верит, что ты найдешь себе достойное занятие в жизни». Я до сих пор бережно берегу этот, ставший уже бесценным, подарок.

А ещё как–то, в студенческие годы, она подарила мне изящное и легкое летнее платье. Вот, говорит, увидела, и не удержалась, сразу представила тебя в этом платье, ты же у нас стройняшка.

Позже, узнав Галину Петровну поближе, бывая у неё дома, или на факультете, в Архангельске или среди общих знакомых, мне всегда нравилось, как она непринужденно и щедро одаривала многих и многих – она дарила ДОБРОТУ. Память о ней, как о сказочной, доброй фее, останется на всю жизнь.

Д.В. Шпилевая

*Фотографии, документы
Галина Петровна Кудрявцева*

Кудрявцева Галина Петровна

08.03.47-26.02.2006

В 1965 г. поступила и в 1970 г. окончила с красным дипломом Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова по специальности «минералог-геохимик». 1970-1973 гг. – аспирантка кафедры минералогии. С 1973 г. по 2005 г. на кафедре минералогии Геологического факультета, работая последовательно младшим научным сотрудником, научным сотрудником, ведущим научным сотрудником.

В 1973 г. защитила канд. дисс. на тему: «Минералогия ферришпинелидов Ковдорского массива (Кольский полуостров)», а в 1984 г. защитила докторскую диссертацию на тему: «Магнитные свойства природных ферритов-окислов».

Области исследований: физика минералов, минералогия и генезис природных ферри-магнитных минералов, минералогия алмаза и минералов из кимберлитов и лампроитов, минералогия и петрология ультраосновных щелочных пород. Научные исследования тесно связаны с разработкой и внедрением в практику геолого-разведочных работ современных физических методов. Ею были разработаны и предложены магнитные экспресс-методы изучения природных ферримагнетиков. Также были разработаны и предложены экспресс-методы изучения минералов-спутников алмаза. Занималась исследованиями зависимостей структура-свойства ильменита, магнетита, титаномагнетита, хромшпинелидов, граната, оливина и клинопироксена и разработала вместе со своими сотрудниками и учениками химико-генетические классификации этих минералов, единственные на сегодня в России. На их основе разработала и предложила новую технологию опережающего минералогического опробования кимберлитов и лампроитов и оценки их алмазоносности. Занимается вопросами генезиса алмаза, мантийных перидотитов, пироксенитов и эклогитов и проблемами дискретности природного алмазообразования. Ею были обнаружены и исследованы новые типы глубинных мантийных пород, в том числе и алмазоносных, и определены термодинамические параметры их образования. Широко известны работы Г.П. Кудрявцевой, посвященные морфологии, внутреннего строения и физических свойств алмаза. Ею и ее учениками изучены представительные коллекции алмаза из многих месторождений России, а также Бразилии.

Разработала новую технологию поисков и оценки алмазоносности кимберлитов и лампроитов, в основе которой положены не только типоморфные особенности минералов мантийных пород, в том числе и алмазоносных, но и особенности состава рудных минералов из собственно связующей массы кимберлитовых и лампроитовых пород. Это приоритетное новое направление, разработанное пока только в России. В этой технологии заложены параметры глубины очага и скорости подъема расплава к поверхности и показано, что реальная алмазоносность объекта может существенно отличаться от потенциальной по многим факторам сложной эволюции зарождения алмаза, его накопления и растворения. Занималась вопросами латеральной зональности алмазоносных провинций и вертикальной зональности кимберлитовых тел.

В последнее время ею обосновано новое направление в разработке алмазных месторождений – утилизация отходов алмазодобычи с производством широкого ассортимента полезных продуктов, что имеет огромный экономический эффект.

На протяжении многих лет руководила и была научным руководителем целого ряда госбюджетных тем, программ и грантов по линии Министерства природных ресурсов и Министерства науки и образования России. На протяжении более чем 35 лет была научным руководителем хоздоговорных работ на объектах Якутской и Архангельской алмазоносных провинций. Тесно сотрудничала с АК «АЛРОСА», «СЕВЕРАЛМАЗ», АРХАНГЕЛЬСК-ГЕОЛДОБЫЧА» и др.

На протяжении 1989 – 1993 гг. была консультантом ряда крупнейших западных горнорудных компаний: ВНР (Австралия), бразильских и канадских, по алмазным проектам в

России, на северо-западной территории Канады и в горнорудной области Минно-де-Жерайс в Бразилии.

В 1993-1997 гг. являлась генеральным директором австралийской горнорудной компании «САЙБЕР РЕСУРСИЗ» занимающейся инвестиционными горнорудными проектами в России, Казахстане и др. странах СНГ.

Посетила целый ряд месторождений алмаза, золота, платины и др. в Канаде, Америке, Мексике, Бразилии, Австралии, Южной Африке, Китае, Японии, Австрии, Германии, Болгарии, Чехословакии. Читала лекции по методам исследований минералов, минералогии алмаза и его минералов-спутников, общим вопросам образования кимберлитов, лампроитов в Канаде, Америке, Бразилии, Мексике, Германии, Австрии, Болгарии, Чехословакии.

Опубликовала более 400 работ, из них 14 монографий, учебников и учебных пособий. Пионерская работа Г.П. Кудрявцевой «Ферримагнетизм природных оксидов» (1988) получила широкую известность во всем Мире. Ею оформлено новое направление в изучении природных минералов и в физике минералов- минералогия, кристаллохимия и свойства ферримагнитных минералов. Одна из известных монографий Г.П. Кудрявцевой и В.К. Гаранина «Включения в алмазе и алмазоносные породы» (240 с.), опубликованная в 1991 г., в которой впервые в мире была выдвинута идея дискретности природного алмазообразования и показано широкое проявление дискретности и полигенности природного алмаза. В 1999 г. вышла монография «Архангельская алмазоносная провинция» (524 с.), соавтором и руководителем авторского коллектива которой является Г.П. Кудрявцева. Это первый капитальный труд, посвященный новой крупнейшей алмазоносной провинции России и мира. В 2002 г. вышла в свет новая коллективная монография «Новые технологии разведки алмазных месторождений» (600 с.), в подготовке которой Г.П. Кудрявцева принимала самое активное участие. В 2005 г. под ее руководством вышла в свет новая монография: «Атлас: Морфогенез алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных им пород Архангельской алмазоносной провинции» (600 с.). Соавтор 15 свидетельств на изобретения и патентов.

Лауреат конкурса научных работ молодых ученых МГУ им. М.В. Ломоносова (1974, 1976, 1979) и премий Минвуза СССР (1975, 1981, 1983, 1985, 1987).

Имеет золотую медаль Академии наук СССР за лучшую научную работу молодого ученого (1978 г.)

В 1999 г. в составе коллектива ученых и производственников получила звание Лауреата Премии Правительства РФ в области науки и техники за разработку и освоение экологически безопасных технологий оценочных, геологоразведочных и добычных работ с использованием скважин большого диаметра в Архангельской алмазоносной провинции.

В 2004 г. награждена Европейской академией естественных наук орденом Екатерины Великой за выдающиеся научные достижения.

Подготовила 16 кандидатов геолого-минералогических наук и около 50 минералогов-специалистов. Являлась членом Ученого Совета по защитах кандидатских и докторских диссертаций (МГУ и МГРА).

Среди ее учеников (кандидатов наук) первооткрыватели алмазных месторождений, заслуженные геологи России, главные геологи и ведущие специалисты крупных российских компаний, работающих в области поисков, разведки и освоения алмазных месторождений.

163045, г. Архангельск, Кузнечихинский промузел, проезд 4, строение 7, д. 36. Тел. (818-2) 27-61-25, факс 29-76-84,

УТВЕРЖДАЮ
Председатель НТС
«АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА»

**В.В. Вержак**
«02» Март 2007 г.

Протокол № 1/03-2007
заседания геологической секции НТС
«АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА»

1.03.2007 г.

г. Архангельск

Присутствовали:

члены НТС:

Минченко Г.В. заместитель председателя НТС, главный геолог;

Ларченко В.А. начальник геологического отдела – секретарь;

От Геофизической партии: Сотников В.И. главный геофизик, Рогова Л.Л. – ведущий геофизик; Ежина Е.Н. – геофизик 1 кат.

От Зимнебережной партии: Степанов В.П. начальник отряда, Гунин А.П. ведущий геолог, Лисицын А.Я. ведущий геолог; Буюн А.Н. ведущий геолог;

От Карельского участка: Дубровин Д.В. ведущий геолог;

От Тематического отряда: Андросов Е.А. начальник отряда;

От УИП: Бортник С.Л. начальник участка;

Приглашенный. Безбородов С.М. вице президент-главный геолог ОАО «Севералмаз».

Рассматривали:

Вклад доктора геолого-минералогических наук Кудрявцевой Галины Петровны в изучение кимберлитовых и родственных им пород Зимнебережного алмазоносного района Архангельской алмазоносной провинции.

Слушали:

Выступление директора филиала «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА».

Отметили:

1. Кудрявцева Г.П. приступила к изучению кимберлитовых и родственных им пород Зимнебережного алмазоносного района с момента его открытия и посвятила значительную часть своей жизни изучению кимберлитов, слагающих их минералов и алмазов.

2. Как результат ее многолетней продуктивной деятельности мы имеем большое количество выполненных аналитических исследований, составляющих базу наших знаний о Зимнебережном алмазоносном районе.

3. Эти аналитические исследования послужили основой для многочисленных публикаций в печати, выпущенных книг и монографий о геологии Зимнебережного алмазоносного района.

4. Как выдающийся ученый, она создала целую школу по минералогическому изучению кимберлитов, оставила после себя плеяду учеников, продолжающих в настоящее время плодотворное изучение кимберлитов всего мира.

5. Заслуги Г.П. Кудрявцевой были оценены Правительством РФ, она является лауреатом Государственной премии.

Обсуждение:

Вержак В.В.

1. Учитывая вклад и заслуги Кудрявцевой Г.П. в изучении Архангельской алмазоносной провинции и в её память предлагаю присвоить трубке 478 личное имя «Галина».

2. Обратиться с ходатайством к руководству ОАО «Севералмаз», владельцу лицензии на Кепинскую площадь, об увековечивании вклада Кудрявцевой Г.П. в историю геологического изучения Архангельской алмазоносной провинции и присвоении трубке 478, личного имени «Галина».

После обмена мнения между членами НТС, единогласно решили согласиться с обоснованным предложением директора филиала В.В. Вержака.

НТС постановляет:

Обратиться с ходатайством к и.о. Президента ОАО «Севералмаз» о присвоении трубке 478, открытой в феврале 2006 г. личного имени «Галина» в честь выдающего вклада доктора геолого-минералогических наук Кудрявцевой Галины Петровны в изучение кимберлитов и родственных им пород Зимнебережного алмазоносного района.

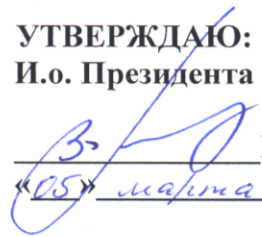
Главный геолог



Г.В. Минченко

Секретарь:

В. А. Ларченко

УТВЕРЖДАЮ:
И.о. Президента

Е.П. Валуйев
«05» марта 2006г.

«05» марта 2007г.

ПРОТОКОЛ № 43
ЗАСЕДАНИЯ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО СОВЕТА

Присутствовали:

Председатель НТС: Валуйев В.П.
Секретарь НТС: Уваров С.А.
Члены НТС: Солопов С.В., Безбородов С.М., Заостровцев В.Н., Калашников В.Я.,
Белый В.Н., Ченцов В.С, Иванов И.Н, Заостровский А.Б., Иванов А.К.

Повестка дня:

Вклад доктора геолого-минералогических наук Кудрявцевой Галины Петровны в изучение кимберлитовых и родственных им пород Зимнебережного алмазоносного района Архангельской алмазоносной провинции.

Слушали:

Вице-президента, главного геолога Безбородова С.М.

Отметили:

1. Кудрявцева Г.П. приступила к изучению кимберлитовых и родственных им пород Зимнебережного алмазоносного района с момента его открытия и посвятила значительную часть свой жизни изучению кимберлитов, слагающих их минералов и алмазов.
2. Как результат ее многолетней продуктивной деятельности мы имеем большое количество выполненных аналитических исследований, составляющих базу наших знаний о Зимнебережном алмазоносном районе.
3. Эти аналитические исследования послужили основой для многочисленных публикаций в печати, выпущенных книг и монографий о геологии Зимнебережного алмазоносного района.
4. Как выдающийся ученый, она создала целую школу по минералогическому изучению кимберлитов, оставила после себя плеяду учеников, продолжающих в настоящее время плодотворное изучение кимберлитов всего мира.
5. Заслуги Г.П. Кудрявцевой были оценены Правительством РФ, она является лауреатом Государственной премии.

Решили:

Учитывая вклад и заслуги Кудрявцевой Г.П. в изучении Архангельской алмазоносной провинции увековечить вклад Кудрявцевой Г.П. в историю геологического изучения Архангельской алмазоносной провинции, и в её память присвоить трубке 478 личное имя «Галина».

Секретарь НТС**Уваров С.А.**

МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ПОЧЕТНАЯ ГРАМОТА

Деканат и Совет Научного студенческого общества
Геологического факультета Московского ордена Ленина
и ордена Трудового Красного Знамени государственного
университета имени М. В. Ломоносова

награждают настоящей грамотой

за лучшую курсовую работу студента

4 курса

КУДРЯВЦЕВУ Г.



Декан Геологического факультета
Московского университета

Председатель
Совета Научного студенческого общества

21 апреля 19 69г.

г. Москва



КОПИЯ

ДИПЛОМ

ПРЕЗИДИУМ АКАДЕМИИ НАУК СОЮЗА
СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ
РЕСПУБЛИК

постановлением от 11 января 1979 года присудил

КАНДИДАТУ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Галине Петровне
КУДРЯВЦЕВОЙ

МЕДАЛЬ АКАДЕМИИ НАУК СССР

с премией в размере 200 рублей

для молодых ученых

ЗА ЦИКЛ РАБОТ ПО ТЕМЕ

«РАЗРАБОТКА МЕТОДИК ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА, СТРУКТУРЫ И СВОЙСТВ
ПРИРОДНЫХ ФЕРРИТОВ-ОКИСЛОВ И ВНЕДРЕНИЕ ИХ В ПРАКТИКУ»

ПРЕЗИДЕНТ
АКАДЕМИИ НАУК СССР
академик

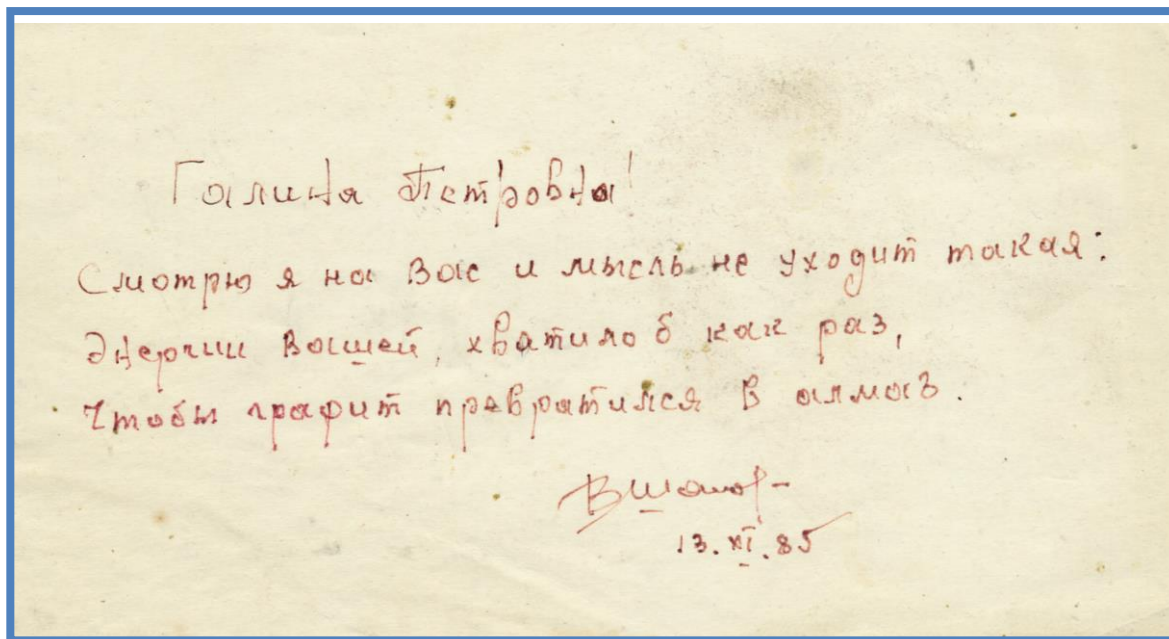
А. П. АЛЕКСАНДРОВ

ГЛАВНЫЙ УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ
ПРЕЗИДИУМА АКАДЕМИИ НАУК СССР
член-корреспондент АН СССР

Г. К. СЕРЯВИН

№ 19

г. Москва



Посвящение Г.П. Кудрявцевой от слушателя курсов повышения квалификации на геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова для преподавателей Вузov геологических специальностей СССР



1952 г. Гале Кудрявцевой 8 лет. Со студентами МГГРИ



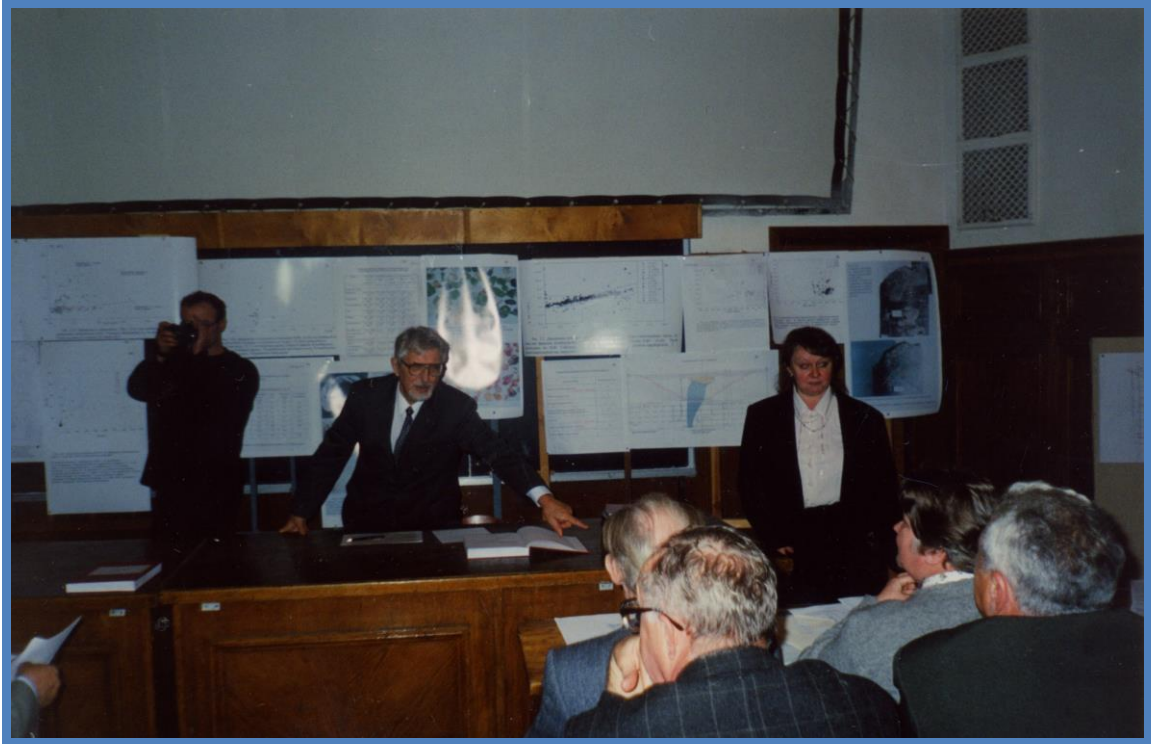
1952 г. Гале Кудрявцевой 9 лет



1977 г. А.А. Маракушев, Г.А. Крутов, А.И. Боткунов, Г.П. Кудрявцева, Г.И. Бочарова,
А.Д. Харькив в г. Мирный



1976 г. Г.А. Крутов, Г.П. Кудрявцева, В.К. Гаранин и С.В. Гаранин в Измайловском парке в
г. Москве



2002 г. В.И. Старостин и Г.П. Кудрявцева на защите кандидатской диссертации Е.М. Веричевым в МГУ им. М.В. Ломоносова



2002 г. Г.В. Казурова, Г.И. Бочарова, Г.П. Кудрявцева, И.А. Киселева, С.К. Ряховская (сидят слева направо). Стоят Т.К. Иванова и В.К. Гаранин. На праздновании юбилейного дня рождения Г.И. Бочаровой на кафедре минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

Научное издание

**Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных чтений им. Г.П. Кудрявцевой.
М.: Изд. Институт прикладной минералогии, 2008. – 213 с.**

Подписано в печать 01.12.2008
Формат 60x90/8. Гарнитура Times New Roman
Тираж 150 экз.

Отпечатано с оригинала макета в отделе оперативной печати
Института прикладной минералогии