

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

**Сборник публикаций
по результатам III и IV ежегодных научных чтений
имени Г.П. Кудрявцевой**

ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Москва 2010

**Сборник публикаций по результатам III и IV ежегодных научных чтений им.
Г.П. Кудрявцевой. М.: Изд. Институт прикладной минералогии, 2010. – 268 с.**

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

Компьютерная верстка: Гаранин К.В., Кязимов В.О.

Сдано в набор 01.12.2010. Подписано в печать 15.12.2010

Тираж 250 экз.



Оглавление

<i>Программа III чтений</i>	5
<i>Программа IV чтений</i>	6
<i>В.К. Гаранин.</i> Предисловие	7
<i>Афанасьев В.П.</i> Полигенез и топоминералогия алмазов Сибирской платформы	16
<i>Бовкун А.В., Анашкин С.М., Гаранин В.К., Шмаков И.И.</i> Микрористаллические оксиды из связующей массы кимберлитов трубок Марсфонтейн (ЮАР) и Камачия (Ангола)	20
<i>Викторов М.А.</i> К проблеме анализа современных классификаций алмаза	37
<i>Гунин А.П., Вержак В.В., Минченко Г.В., Сотников В.И.</i> Геология, морфология и вещественный состав новых кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции	50
<i>Дьяконов Д.Б., Гаранин В.К., Гаранин К.В., Бушуева Е.Б., Еналиева М.А., Япаскурт В.О., Криулина Г.Ю.</i> Поиск новых месторождений алмаза на территории западной Либерии	63
<i>Копчиков М.Б., Криулина Г.Ю.</i> Поисково-прогнозные и оценочные критерии месторождений алмаза Европейской части России	85
<i>Криулина Г.В., Васильев Е.А., Гаранин В.К.</i> Структурные дефекты в алмазах Архангельской и Якутской алмазоносных провинций	93
<i>Криулина Г.Ю., Ермакова Е.С., Гасанов М.Д., Седова Е.А., Солодова Ю.П., Самосоров Г.Г.</i> Минералогия алмаза из месторождений Урала	103
<i>Литвин Ю.А.</i> Физико-химические условия образования природного алмаза и гетерогенного вещества включений в нем	112
<i>Писарев П.А., Гаранин В.К., Серов И.В., Гаранин К.В.</i> Особенности состава индикаторных минералов-спутников алмаза из трубок Верхнемунского поля Якутии, оценка их алмазоносности и поля в целом	133
<i>Самсонов П.А.</i> Петрофизические свойства кимберлитов и родственных им пород	154
<i>Сергеев В.И.</i> Создание искусственных противодиффузионных противомиграционных экранов для защиты водных ресурсов от загрязнения	174
<i>Спицын Б.В., Буйлов Л.Л., Алексенко А.Е.</i> Четвертый источник алмаза	178
<i>Третьяченко В.В., Бовкун А.В., Бортник С.Л., Веричев Е.М., Гаранин К.В., Гунин А.П., Никитина К.В., Третьяченко Н.Г.</i> Типоморфизм индикаторных минералов кимберлитов из отложений урзугской свиты центральной части Зимнебережного алмазоносного района	198
<i>Третьяченко В.В., Бовкун А.В., Гаранин К.В.</i> Формационные особенности раннегерцинских щелочно-ультраосновных и основных вулканических комплексов и критерии алмазоносности кимберлитов Юго-Восточного Беломорья (Северо-Восток Архангельской области)	219
<i>Шелков П.Н., Гаранин К.В.</i> Геология щелочно-ультраосновных магматических пород Ханкайского массива северного Приморья	253
<i>Галина Петровна Кудрявцева.</i> Фотографии	263
<i>Требования к статьям</i>	266

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

Открытие научных чтений

А.А. Ульянов

*Зам. зав. кафедрой минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор,
доктор геол.-мин. наук*

Вступительное слово Председателя Организационного комитета чтений

В.К. Гаранин

Профессор Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, доктор геол.-мин. наук

1. Защита водных ресурсов в районах размещения отходов промышленности

В.И. Сергеев

Профессор Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, доктор геол.-мин. наук

2. Топоминаралоги́я алмаза Сибирской платформы

В.П.Афанасьев

Ведущий научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН, доктор геол.-мин. наук

3. Синтез алмаза в области термодинамической метастабильности

Б.В. Спицын

Профессор, доктор химических наук

4. Современные классификации алмаза: проблемы и пути их совершенствования

М.А. Викторов

Старший преподаватель Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

5. Алмаз Архангельской алмазоносной провинции: обобщение, генетические и практические следствия

М.Б. Копчиков

Старший преподаватель Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, кандидат геол.-мин. наук

6. Формационный анализ раннегерцинских вулканических комплексов юго-восточного Беломорья и их парагенетическая связь с ореолами ИМК ранне-среднекаменноугольных коллекторов

В.В. Третьяченко

Заведующий лабораторией НИГП АК «АЛРОСА» ЗАО, кандидат геол.-мин. наук

7. Новая кимберлитовая трубка 7466 Кепинского кимберлитового поля Зимнебережного алмазоносного района

А.П. Гунин

Главный геолог Зимнебережной партии компании АЛРОСА-Поморье

8. Сравнительная характеристика минералогии алмаза из месторождений Урала

Г.Ю. Криулина

Научный сотрудник Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

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

Открытие научных чтений

А.А. Ульянов

*Зам. зав. кафедрой минералогии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор,
доктор геол.-мин. наук*

Вступительное слово Председателя Организационного комитета чтений

В.К. Гаранин

Профессор, доктор геол.-мин. наук

1. Физико-химические условия образования природного алмаза и гетерогенного вещества включений в нем

Ю.А. Литвин

Ведущий научный сотрудник ИЭМ РАН, доктор геол.-мин. наук

2. Мантийные ксенолиты трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия) - реликты слабо метасоматизированной литосферной мантии

С.М. Саблуков

Генеральный директор РусГео ООО, кандидат геол.-мин. наук

3. Микрористаллические оксиды из связующей массы кимберлитов трубок Марсфонтейн (ЮАР), Камачия, Катока и поля Лунда-Норте (Ангола)

С.М. Анашкин

Студент 4-го курса Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

4. Поиск новых месторождений алмаза на территории западной Либерии

К.В. Гаранин

Научный сотрудник Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, кандидат геол.-мин. наук

5. Типоморфизм индикаторных минералов кимберлитов из разновозрастных коллекторов Зимнебережного района

К.В. Никитина

Бакалавр Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

6. Петрофизические и магнитные свойства кимберлитов из некоторых провинций Мира

П.А. Самсонов

Аспирант Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

7. Сравнительная характеристика алмазов из месторождений Архангельской и Якутской алмазоносных провинций

Г.В. Криулина

Научный сотрудник Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

8. Щелочно-ультраосновные магматические породы Ханкайского массива северного Приморья: проблемы генезиса, методики поисков и оценки алмазоносности

П.Н. Шелков

Генеральный директор Геопоиск ООО

9. Результаты исследования особенностей химического состава минералов-спутников алмаза из трубок Верхнемунского поля в сравнении с данными илихового ореола Чимидикян-Тюнгского междуречья (Якутия)

П.А. Писарев

Научный сотрудник Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

10. Выявление зональности в прерудных метасоматитах месторождения Советское (Енисейский Кряж) на основе изучения акцессорных минералов и органического вещества

С.М. Кузнецова

Научный сотрудник ЦНИГРИ

Предисловие

Ученики Галины Петровны Кудрявцевой

Как не печально, но прошло уже почти 5 лет с того дня, когда не стало Галины Петровны Кудрявцевой. Время лечит раны, жизнь продолжается. В 2008 г. был выпущен сборник научных трудов по результатам первых двух ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. Данный сборник содержит публикации по результатам III и IV чтений, прошедших соответственно в 2009 и 2010 гг.

В своем предыдущем предисловии к сборнику по результатам I и II чтений я постарался донести до читателя некоторые из основных моментов жизни Галины Петровны, начиная с детских лет и кончая этапами ее жизненного пути уже как известного ученого-минералога, доктора геолого-минералогических наук. Еще раз отметим, что она была блестящим ученым, великолепным педагогом, трудолюбивым человеком и энергичным организатором. Вся ее трудовая деятельность была неразрывно связана с Московским государственным университетом, она постоянно была окружена студентами и сотрудниками, которые выполняли научные работы под ее руководством. В самом начале ее научного пути под ее руководством была небольшая лаборатория, в которой был всего один сотрудник – Виктор Константинович Гаранин, ее муж, соратник и подчиненный, автор данного предисловия. С этого начального этапа и пошло формирование научной школы алмазников-минералогов Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Вот об этой стороне деятельности Галины Петровны и будет изложено в этом предисловии. Мы расскажем о первых и молодых учениках (аспирантах и соискателях), начиная с Людмилы Сошкиной (70-е гг. XX в.) и кончая Анжеликой Бовкун (2000 г.). Следующий этап подготовки соискателей научных степеней, начиная с 2001 г., был связан с производственниками, маститыми геологами, нашими учениками, товарищами и друзьями, но это другая история, и о ней мы надеемся рассказать в предисловии следующего сборника.

Итак, наши исследования кимберлитовых пород, в том числе их минералогии, начались с ильменита. У нас в лаборатории от Леонарда Васильевича Колесникова, первого руководителя лаборатории термомагнитного анализа и ее первого учителя, осталась небольшая коллекция желваков ильменита из алмазоносной трубки Мир (Якутия). Как оказалось, этот ильменит обладает ферримагнитными свойствами при комнатной температуре. Это было новое явление и интересное направление в изучении зависимости состав-структура-свойства ильменита, и мы с энтузиазмом принялись за изучение этого минерала из кимберлитов. На начальном этапе исследований этого минерала нас интересовали особенности состава ильменита из кимберлитов и карбонатитов. Следует напомнить читателю, что кандидатская диссертация Галины Петровны была посвящена ферришпинелидам и называлась «Фазовый состав и магнитные свойства ферришпинелидов Ковдорского массива (Кольский полуостров)». Она была защищена в 1973 г. Вместе с ферришпинелидами в разнообразных породах Ковдорского массива, как известно, широко распространен ильменит. Вот на этом мы и построили дальнейшие исследования, т.е. на сравнении состава и свойств ильменита из кимберлитов и карбонатитов. Это уже была тема моей кандидатской диссертации, которая была защищена в 1978 г. К этому времени, а это была примерно середина 70-х гг., у нас установились тесные связи с алмазной лабораторией ЦНИГРИ Министерства геологии СССР в г. Мирном (зав. лабораторией А.Д. Харьков), Ботубинской геологоразведочной экспедицией этого же министерства (главный геолог И.Я. Богатых), Геологическим отделом ПГО «Якуталмаз» (главный геолог А.И. Боткунов). Мы изучали концентраты ильменита из кимберлитовых тел Мало-Ботубинского поля (трубки Мир, Интернациональная, Дачная и др.), связанных с ними россыпью алмазов и поисковых участков, перспективных для обнаружения новых месторождений алмаза. У нас был научно-производственный договор с лабораторией ЦНИГРИ, и нам требовался новый специалист, т.к. фронт работ резко расширился. Первым сотрудником лаборатории, работающим по договору с Ботубинской геологоразведочной экспедицией, стала выпускница кафедры минералогии Людмила Тимофеевна Сошкина. Пришла она к нам, если память мне не

изменяет, в 1972 г. Она закончила кафедру минералогии на два года позже нас, занималась сульфидами, арсенидами никеля и кобальта. Курировали ее Раиса Александровна Виноградова, преподаватель нашей кафедры, и наш учитель, профессор Георгий Алексеевич Крутов. Он и предложил нам привлечь ее в наш коллектив. Мы согласились принять ее на работу и не ошиблись. Это была очень привлекательная, спокойная, трудолюбивая девушка, она уже была замужем и имела двух маленьких дочек. Ее муж, Саша Сошкин, тоже геолог, окончивший Геологический факультет МГУ, работал в ВИМСе Мингео СССР, занимался урановой тематикой. За детьми присматривала ее мама, а жили они в частном доме недалеко от г. Пушкина. Ездить ей на работу надо было в Москву, на дорогу тратя немало времени. Но, тем не менее, она работала, не жалуясь на житейские трудности, которых у нее немало.

Мы дружили с этими ребятами семьями, нередко проводили вместе праздники, все было и трудно и замечательно. Она была удивительно цепким человеком, быстро схватывала все новое, неплохо продвигалась вперед в направлении изучения ильменита и других минералов из кимберлитов. В середине 70-х гг. у нас появился первый в СССР автоматизированный микроанализатор JXA-50A фирмы «Джеол» (Япония), и дела наши продвигались совсем неплохо. У Люды стал накапливаться очень интересный материал по ильмениту, не только из концентратов обогащения кимберлитов, но и из глубинных мантийных пород, содержащихся в составе кимберлитовых трубок Якутии.

Мы не только активно работали, но и часто отдыхали вместе, иногда немного хулиганили. Так с Сашей и очень большой компанией наших друзей вместе с японскими инженерами иногда ходили в баню. Любили Центральную баню недалеко от универсама «Детский мир». Пребывали там по несколько часов, выходили из нее поздно, слегка подвыпивши, а ведь Саше надо было еще ехать в свою деревню, где ему доставалось на орехи. Иногда в праздники устраивали шашлыки в лесу, а зимой играли в хоккей вместе с детьми. Удивительно, ведь было тяжело работать, да и просто жить, но, тем не менее, как-то все проходило весело и легко. Наверно потому, что мы были молодыми. Как уже было отмечено, работа у Люды шла неплохо. Она была прикрепленным к кафедре соискателем, руководителем у нее был Георгий Павлович Барсанов, а консультантом Галина Петровна Кудрявцева. Были выбраны тема работы, направление исследований, проведены все необходимые аналитические работы, начался этап обобщения, написания самой диссертационной работы. Конечно, ей было очень тяжело: дети, семья, большие расстояния от дома до работы, все это очень давило на психологическое состояние, но она работала, а не стонала и паниковала. Но в какой-то момент уже практически в конце пути, в лаборатории как-то вечером она сказала нам, что все, не может и не хочет никакой диссертации, так как начались сложности в семье. Удивительное дело, но с этим состоянием в семье, когда жена выходит на защиту диссертации, я сталкивался несколько раз впоследствии, и до сих пор удивляюсь эгоизму некоторых мужчин, которые ревностно относятся к успеху своих жен. И здесь все так и произошло, так как Саша взбунтовался, что Люда мало уделяет внимание семье и детям, и без диссертации можно прожить и т.д. Пришлось срочно принимать неординарные меры. Как-то пригласили Сашу в лабораторию, крепко выпили, поговорили по душам, попросили его потерпеть, рассказали, в чем заключается ее работа и т.д. Саша немного остыл и, слава богу, вытерпел оставшееся до защиты диссертации время.

Это была первая в нашей лаборатории большая научная работа, выполненная нашим сотрудником, на ней мы отработывали нашу технологию подготовки диссертантов, еще не понимая и не зная, что этим нам придется заниматься всю жизнь. Это было страшно интересно, ведь подготовить специалиста, кандидата наук – это не так просто, но нам удавалось это сделать, и тогда это была большая заслуга именно Галины Петровны. Здесь она уже выступала в качестве организатора науки, нового направления на кафедре минералогии, а ей ведь всего-то было тридцати пять лет. Отчетливо помню защиту Люды в 1983 г., она была необыкновенно хороша, в каком-то легком красивом платье, с вьющимися роскошными русыми волосами на голове, очень строгая, четкая. Защита прошла блестяще и Люда стала кандидатом геолого-минералогических наук. Тогда уже она была вполне

сложившимся специалистом в области минералогии алмазных месторождений. Мы в то время работали вместе с Валентином Петровичем Афанасьевым, научным сотрудником алмазной лаборатории ЦНИГРИ. Сейчас это известный специалист, и Люда, если бы она, к сожалению, так рано не ушла из этой жизни, могла бы сейчас составить ему достойную конкуренцию. К сожалению, спустя некоторое время после защиты, Сошкины уехали в Монголию, и Люда больше уже не занималась вопросами алмазной минералогии, а вскоре тяжело заболела и ушла из этой жизни. Такова жизнь, это реалии, это была первая наша большая потеря, все надо было начинать сначала.

Но к этому времени в 1984 г. Галина защитила докторскую диссертацию «Состав, структура и магнитные свойства природных ферритов-окислов». Ей было в то время 37 лет. У нас уже был достаточно большой коллектив молодых сотрудников, были договора с производственными организациями, и мы с успехом работали в алмазной геологии. Некоторые из наших студентов по окончании распределялись в геологоразведочные экспедиции, в том числе и в Якутию. Среди них был Виктор Бабенко. Он окончил нашу кафедру минералогии, выполнял курсовые и дипломные работы у нас в лаборатории. По окончании Геологического факультета был распределен в г. Мирный, работал у Валентина Петровича Афанасьева в алмазной лаборатории ЦНИГРИ, занимался применением статистических методов для обработки электронно-зондовых анализов индикаторных минералов кимберлитов. Здесь важно отметить очень важное обстоятельство, затрагивающее корень, основу развития науки в университетах. Молодые ребята, будучи студентами уже с первого курса начинают заниматься научной работой. Кто-то с большим, кто-то с меньшим интересом, но, тем не менее, параллельно с учебной с первого курса начинается вхождение в науку. Здесь уже они выбирают направление научной деятельности, руководителя, и это, в конечном итоге, часто определяет направление их деятельности на всю оставшуюся жизнь. На этом этапе очень важно найти «своего» научного руководителя, не только талантливого, но и человеческого, порядочного. Если такой союз состоялся, то он уже на многие годы, можно даже сказать на всю жизнь. Большинство из наших с ней учеников оставались с нами, несмотря на все сложности жизни, что конечно очень приятно. Чувствуешь какую-то гордость за все, что сделано в этой жизни.

И вот второй ее ученик Виктор Бабенко, будучи сотрудником Алмазной лаборатории ЦНИГРИ, стал готовить диссертацию уже на более современном уровне по сравнению с Л.Т. Сошкиной. У него был большой аналитический материал по индикаторным минералам кимберлитов, не только одного района, а нескольких, и включал в себя уже статистическую обработку современными методами статистики, с использованием кластерного и дискриминантного анализа. Защита прошла прекрасно, тема диссертации «Количественные основы совершенствования шлихоминералогического метода поисков месторождений алмаза (на примере западной Якутии)» вызвала большой интерес у специалистов в области алмазной геологии. Это был первый Галин ученик, она была научным руководителем работы В.В. Бабенко. Виктор стал кандидатом геолого-минералогических наук в 1988 г., продолжал успешно трудиться в Якутии, но в 90-е годы след его затерялся, т.к. он ушел в банковский бизнес. К сожалению, алмазная минералогия потеряла этого талантливого молодого человека навсегда.

Вторым кандидатом наук, у которого Галина Петровна была научным руководителем, стал Александр Николаевич Крот. Он окончил кафедру полезных ископаемых нашего факультета, и после окончания кафедры сразу пришел к нам на работу для выполнения работы по договорам с научными и производственными организациями. Очень трудолюбивый, усидчивый и целеустремленный парень, но с достаточно сложным характером. Конечно, на договорных работах приходилось заниматься всем – наукой и производственной деятельностью, а он это не очень любил, т.к. с самого начала у него сложилось очень интересное научное направление – генезис минеральных включений в индикаторных минералах кимберлитов. Надо сказать, что, если бы не перестройка, крушение иллюзий и т.д., сейчас он был бы ученым-алмазником высокого уровня и большого

масштаба, т.к. это направление именно сейчас с применением новой современной аппаратуры, развивается бурными темпами. У нас были уникальные коллекции минералов из кимберлитов с разнообразными включениями (минеральными и флюидными), была современная аппаратура, а у Саши было огромное желание стать кандидатом наук. Да еще и такой руководитель как Галина Петровна. Здесь все сошлось, и работу он сделал неплохую, хотя она была бы еще лучше, если бы не обычные житейские моменты. На каком-то этапе, уже в конце подготовки диссертации, Саше показалось, что мы его придерживаем. Он не понимал одну важную истину, что руководитель только тогда выпустит на защиту диссертации ученика, когда полностью уверен, что работа выполнена до конца. Если есть какие-то сомнения, то руководитель будет стремиться все противоречия и недостатки снять до защиты. Ведь специалисты, члены Ученого Совета, это опытные люди и, как только они почувствуют слабинку работы, они, если так можно сказать, «влепят» по первое число и кандидату и его руководителю. Мы это уже знали и проходили. Самое неприятное, что Саша не верил нам, а слушал всех и вся, и еще более укреплялся во мнении, что мы не даем ему защищаться. Мы это поняли быстро, и предложили ему защищать диссертацию в том виде, в котором она была, но с условием, что он должен покинуть нашу лабораторию. Саша защитил диссертацию в 1989 г., но перед этим, незадолго перед защитой диссертации, ушел в ГЕОХИ, защита прошла успешно, но, самое интересное, что все-таки члены Ученого Совета нащупали слабые места работы и достаточно основательно потрепали и ему и руководителю нервы в процессе защиты. Где-то спустя уже месяц после защиты Саша пришел к нам в лабораторию и принес нам свои извинения за непонимание ситуации. К этому времени он понял, наконец, что же мы хотели, но было уже поздно, мы с ним расстались. Больше Александр Николаевич Крот никогда не работал в алмазной геологии, а занимался вопросами минералогии метеоритов сначала в СССР, а затем в Америке, куда он вскоре переехал с семьей. Сейчас он живет на Гавайских островах, там и работает, я его не видел уже достаточно долго, и надеюсь, что с ним и его семьей все в порядке, хотя большим ученым он так и не стал, а все задатки к этому у него были.

Большие трудности мы испытывали со следующим нашим учеником – Касимовой Рейханией. Очень трудная судьба у этой девушки. Она родом из Азербайджана, выросла в религиозной семье, прекрасно училась на кафедре кристаллографии, которую окончила с красным дипломом, но в аспирантуру на кафедру кристаллографии ее не брали именно по религиозным причинам. Ситуацию выправила Галина, которая взяла ее к себе в целевую аспирантуру на кафедру минералогии. У нас уже были большие работы в Архангельском регионе, где в конце 70-х гг. были открыты первые в Европе алмазоносные кимберлитовые трубки. В предисловии к предыдущему сборнику по результатам научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой было отмечено, что работа в Архангельском регионе – это наш огромный успех, это как подарок свыше, ведь участвовать в большом деле, в данном случае в поиске и разведке алмазных месторождений, дано не каждому. В лаборатории к этому времени был сформирован целый отряд молодежи для выполнения научных работ по хоздоговорной тематике. Наташа Щепина занималась силикатными минералами кимберлитов, Таня Лаверова – пикроильменитом, Олег Михайличенко – собственно кимберлитовыми минералами, а все что касается шпинелидов из кимберлитов, мы отдали Рейхании. Это был большой материал, характеризующий около двух десятков кимберлитовых тел. Тем не менее изучен он был Рейханией досконально, и в 1991 г. она успешно защитила диссертацию по типоморфизму шпинелидов из диатрем Архангельской алмазоносной провинции. Руководителем ее была, конечно, Галина Петровна Кудрявцева. Судьба у этой девушки, сейчас уже серьезной взрослой женщины, необычайно трудна. Она – мать четверых детей, и вынуждена была одна их воспитывать, мотаясь по съемным квартирам. Трудно представить как она все это пережила в непростые последние 20 лет. Все дети живы и здоровы, сейчас уже большие. Рена часто приходит к нам в лабораторию и не прерывает с нами связи. Дай Бог ей и ее детям доброго здоровья.

Среди наших учеников были и иностранные аспиранты. Очень забавно происходила работа с аспирантом Эззатом Мохаммедом Халилем. Он был из Египта, аспирантом кафедры петрографии у академика А.А. Маракушева. Надо сказать, что к этому времени (а это начало 90-х годов XX в.) у нас установились очень теплые и дружеские отношения с Алексеем Александровичем, они и по сей день такие. Великий и очень теплый человек, которого мы с Галей всегда очень любили. Так вот Алексей Александрович пришел к Галине и попросил ее курировать Эззата по минералогии в работе, которую он выполнял. Конечно, Галина не возражала, и всячески помогала Эззату в выполнении кандидатской диссертации. Трудность была только в одном, что аспирант не просто плохо знал русский язык, он еще был слаб в общих вопросах минералогии и петрологии горных пород. Конечно, работа была выполнена в срок благодаря двум таким руководителям, но как проходила защита! Это надо было видеть. Эззат мило и широко улыбался, показывал слайды, и пытался показать жестами, что ему все понятно, а значит должно быть ясно и членам ученого совета. Как сейчас помню, Леонид Львович Перчук, человек с большим чувством юмора и председатель Ученого Совета, в своем выступлении сказал, что ему не все понятно из этой солидной большой работы, но такие руководители, как Алексей Александрович и Галина Петровна нам должны все объяснить. И что здесь началось, каждый из руководителей примерно по 15 минут рассказывали, как это важно изучать геологическое строение и минералого-петрологические особенности нефелин-сиенитового комплекса Гебел Абу-Хрук в Египте, и какая это выдающаяся работа, и какая перспектива у этой работы и т.д. Работа была принята на ура, это был бенефис этих двух потрясающих людей, знатоков минералогии и петрологии горных пород. Все на мгновение забыли, что это работа аспиранта из Египта и с восторгом проголосовали за работу мирового уровня А.А. Маракушева и Г.П. Кудрявцевой. Это было в 1994 г. И такие случаи иногда случаются в жизни Ученых Советов. Сейчас, когда это все вспоминаешь, ощущаешь что-то теплое, дружеское, а не реальное действие, связанное с подготовкой кандидатских диссертаций иностранным аспирантам.

Непреренно хочется вспомнить наших друзей и учеников из Болгарии. На нашем факультете в одно время в середине 90-х гг. XX в. было несколько аспирантов из Болгарии. И все они почему-то были нашими друзьями, мы их опекали, и помогали им всячески как могли. Это были отличные ребята, умные, веселые, обаятельные, практически всегда слегка под градусом. У одного из них, Радостина Паздерова, Галина Петровна была научным руководителем, и много сделала для его обучения новым современным методам минералогического анализа. У нас с ним были прекрасные отношения, он принимал нас в 90-е и последующие годы в Болгарии, где активно занимался бизнесом в области камнецветного сырья. Защищал он работу по типоморфным особенностям магнетита из некоторых месторождений Болгарии в 1996 г. Защитил прекрасно, долгое время после защиты мы были на связи и только к 2005 г. его след затерялся. Надеюсь, что у него все в порядке.

Очень интересна судьба у следующего ученика Галины Петровны – доктора геолого-минералогических наук Андрея Викторовича Боброва. На автореферате кандидатской диссертации его рукой написано: «Галине Петровне, моему учителю, открывшему мне путь в геологию». Конечно в этих словах чувствуешь огромное уважение к своему руководителю.

Андрей посетил Геологический факультет, когда еще учился в школе. У нас существуют Дни открытых дверей, когда на факультет приходят ученики школ, знакомятся с факультетами, выбирают из них тот, где бы они хотели учиться. Вот и Андрей также пришел на наш факультет в День открытых дверей и знакомясь с лабораториями факультета, заглянул в нашу лабораторию. Ему так понравилось у нас, что он объявил, что будет учиться на кафедре минералогии в этой лаборатории. И, что удивительно, так и было. Он поступил учиться на нашу кафедру минералогии, учился прекрасно, курсовые выполнял у нас, затем у профессора Э.М. Спиридонова. Все шло к тому, что он должен был поступать в аспирантуру, но на кафедре к нему относились настороженно и прохладно. И тогда Галина Петровна обратилась к А.А. Маракушеву с просьбой взять Андрея к себе в аспирантуру. Алексей Александрович не возражал, и Андрей поступил в целевую аспирантуру к академику

Алексею Александровичу Маракушеву на кафедре петрологии. А вторым руководителем у него была Галина Петровна. Образовался очень интересный творческий тандем академика и молодого аспиранта. Андрей перенял очень много полезного от Алексея Александровича. В свою очередь и Андрей, всегда активно помогал А.А. Маракушеву. Он был принят в дом Алексея Александровича, к нему тепло относятся и супруга Алексея Александровича, Надежда Александровна. Все развивалось прекрасно и в 1997 г. Андрей успешно защитил кандидатскую диссертацию, после чего продолжил работать на кафедре петрологии в должности доцента. Сейчас Андрей уже доктор геолого-минералогических наук, известный специалист в области экспериментальной минералогии и петрологии. У него чудесная семья, прекрасная дочка, в которой он души не чает, остается пожелать, чтобы его карьера и дальше развивалась успешно.

И, наконец, еще об одном нашем молодом даровании Анжелике Валериевне Бовкун. Она поступила на Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 1987 г. Наша лаборатория к этому времени активно работала и в Якутии и в Архангельском регионе. Курсовые и дипломные работы Анжела, тогда еще Дегтярева, выполняла в нашей лаборатории. Она занималась минералогией алмазов Тимана и россыпей Якутии. Это была очень привлекательная девочка, умница, трудолюбивая, спокойная с лучезарной улыбкой. С ней было легко работать. Училась она легко, но как-то мы пропустили тот момент, когда надо было задуматься о будущем этого молодого специалиста. На защите диплома «Минералогия алмаза из россыпей севера Якутии и Тимана» (руководитель Г.П. Кудрявцева) доцент нашей кафедры Олег Васильевич Кононов спросил Анжелу, а куда она пойдет после окончания университета. Этот вопрос нас несколько обескуражил, тем более, что Олег Васильевич продолжил эту тему тем, что высказал убеждение, что Анжела должна быть в аспирантуре. Защищалась она прекрасно, и было видно, что это сильная и способная студентка. И мы задумались, а почему бы и нет и стали в этом направлении работать. Она была принята в целевую аспирантуру на нашу кафедру сразу после окончания МГУ в 1992 г. Тематика ее работы была связана с исследованием алмазов, руководителем была Г.П. Кудрявцева, но, как это часто бывает в жизни, Анжела скоро ушла в декретный отпуск. Вышла из него она в 1996 г., снова восстановилась в аспирантуру, но коллекций алмазов для изучения к тому времени у нас уже не было, поэтому пришлось менять тему исследований. И здесь мы с ее помощью подошли к развитию нового направления в изучении кимберлитов – минералогии оксидных минералов. Надо сказать, что данное направление мы развивали постепенно, начиная с 80-х годов. Этим у нас занимался Олег Анатольевич Михайличенко, все шло прекрасно, но, к сожалению, Олег подался в бизнес и скоро ушел от нас, а был очень сильным начальником партии, разносторонним интеллигентным человеком, коммуникабельным и способным. Направление заглохло, и с помощью Анжелы мы попытались реанимировать его, и «попали в яблочко». Она не только разобралась в том, что было сделано до нее, но и продолжила исследования оксидных минералов с удвоенной энергией. Хотя это было очень трудно сделать. Ведь после алмазов заниматься микроминералогией кимберлитов дело весьма неблагоприятное. Работала она упорно. С 1998 г. она уже была зачислена в нашу лабораторию инженером, продолжая работу над диссертацией. Так получалось, что больше работать с ней приходилось мне, и я чувствовал как с ней легко работать, хотя были некоторые трудности, связанные с обработкой больших массивов данных. Тем не менее в 2000 г. Анжелика Валериевна прекрасно защитила кандидатскую диссертацию, продолжила работать в нашей лаборатории где и трудится в настоящее время в качестве старшего научного сотрудника. Ее любят на нашей кафедре, она все такая же красивая и обаятельная. Уже выросла ее дочь Екатерина, в жизни Анжелы начался новый этап, есть перспектива сделать докторскую диссертацию. Надо сказать, что Анжела вообще-то домашний человек, ее больше тянет заниматься домом, это она любит. Наука ее интересует, как мне кажется, несколько в меньшей степени. И если она найдет баланс в этих направлениях ее деятельности, то все будет прекрасно, всем нам этого сильно хочется.

Таково краткое описание некоторых событий из этапа жизни Галины Петровны, связанного с подготовкой молодых кандидатов наук. Прекрасный был этап, мы были молодыми, и наши ученики также были молодыми, талантливыми, красивыми и увлеченными. Мы вместе прошли огромный отрезок жизни, это было незабываемое время роста лаборатории, новых достижений и новых перспектив несмотря на все те трудности, которые были связаны с развалом страны в 90-е годы XXв.

Завершая это предисловие, хотелось бы отметить следующее. Все молодые люди, о которых шла речь, прежде всего сами хотели дальше учиться, они были способными молодыми людьми. Это очень важно. Конечно, важно было и то, что еще будучи студентами, они учились и нередко выполняли научные и производственные работы в области алмазной тематики, т.е. у них был ко времени окончания университета некий научный задел. Следующий важный аспект – у них был материал для исследований. И, исключительно важно, у них был руководитель, которому они верили, и у которого они хотели делать свою научную работу. Подготовка диссертационной работы – это не только ежедневный труд, это и постоянное общение руководителя и ученика, это взаимный рост научных знаний и полное доверие друг к другу. Очень важный момент в подготовке диссертационной работы – это тренировка доклада (презентации). Мы с Галиной всегда уделяли этому вопросу самое серьезное внимание. Здесь для нас примером был американский президент Джон Кеннеди. Перед ответственными пресс-конференциями он всегда проигрывал сценарий пресс-конференции в кругу своих близких друзей. Мы это взяли на вооружение и всех своих аспирантов и соискателей перед предзащитой и защитой прогоняли с докладом в узком кругу, задавая любые вопросы научного плана. Также важно интересоваться личной жизнью аспиранта и помогать ему в преодолении всех трудностей, которые на первый взгляд могут быть напрямую не связаны с выполнением диссертационной работы. Аспирант (или соискатель) очень тонко чувствует доброе отношение руководителя к себе, а уважительное и доброе отношение к молодому человеку ничего, кроме пользы не приносит.

С 2000 г. в жизни Галины Петровны Кудрявцевой начался новый этап в подготовке кандидатов наук. Он связан, прежде всего, с теми специалистами, которые работали на производстве и были сами в определенной степени лидерами. С такими людьми работать сложно, но не менее интересно, но это уже тема для следующего предисловия.

Профессор,
доктор геол.-мин. наук,
ведущий научный сотрудник кафедры минералогии
Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

В.К. Гаранин

Научные публикации

Полигенез и топоминералогия алмазов Сибирской платформы

Афанасьев В.П.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Алмазы Сибирской платформы рассмотрены с точки зрения их полигенеза. Выделены пять парастерезисов алмазов, соответствующих разным типам коренных источников разного возраста – фанерозойским и докембрийским, из них только для двух – кимберлитовых и импактных - известен тип коренного источника, тогда как три остальных связываются с неизвестными источниками. Алмазы выделенных парастерезисов различаются по распределению в пределах Сибирской платформы, что подчеркивает их происхождение из разных типов источников.

Россыпи алмазов широко развиты в современных аллювиальных отложениях и древних осадочных коллекторах Сибирской платформы. Некоторые из них, главным образом по северо-востоку платформы, имеют промышленное значение и эксплуатируются. Вместе с тем, известные здесь многочисленные кимберлитовые тела преимущественно мезозойского возраста либо убого алмазоносны, либо вовсе не содержат алмазов. Индикаторные минералы кимберлитов, ассоциирующие в россыпях с алмазами, по минералогическим критериям алмазоносности Н.В.Соболева также соответствуют слабоалмазоносным или неалмазоносным коренным источникам. Возникает противоречие между высокой россыпной и крайне низкой коренной алмазоносностью данного региона.

Многолетние усилия по решению этой проблемы привели к установлению факта, что алмазы из россыпей как Сибирской платформы, так и других алмазоносных регионов, обладают намного более широким спектром типоморфных особенностей, чем алмазы из известных кимберлитов [2]. Более того, некоторые группы алмазов вообще не характерны для фанерозойских кимберлитов Сибирской платформы, либо встречаются в них в незначительных количествах. Это позволяет сделать вывод, что в россыпях Сибирской платформы, наряду с типичными кимберлитовыми, присутствуют алмазы из неизвестных пока типов коренных источников.

Детальное изучение типоморфных особенностей алмазов из россыпей Сибирской платформы позволило выделить здесь пять парастерезисов, связанных, вероятно, с разными типами коренных источников. (Под парастерезисом понимается закономерное пространственное сообщество минералов, как, например, индикаторные минералы кимберлитов, алмазы из кимберлитов, различающиеся по генетическим особенностям, но связанные вместе кимберлитовым процессом. Отличается от парагенезиса, который подразумевает генетическое родство минералов.)

Парастерезис 1 (кимберлитовый) включает алмазы, соответствующие алмазам из фанерозойских кимберлитов. Характеризуется резким преобладанием алмазов I разновидности по классификации Ю.Л.Орлова [5], представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитуса, образующими непрерывный ряд, ромбододекаэдроиды с “шагренью” и полосами пластической деформации, присутствием в незначительных количествах серых кубоидов III разновидности, поликристаллических образований VIII разновидности и очень редко встречающихся кубоидов II разновидности. В данной группе резко преобладают алмазы ультраосновных парагенезисов с мантийным изотопным составом углерода ($\sigma^{13}\text{C} = -(3-7\text{‰})$), эклогитовые играют подчиненную роль как в кимберлитах, так и в россыпях и имеют более широкий диапазон изотопного состава углерода.

Парастерезис 2 (предположительно лампроитового генезиса) включает типичные округлые (скрытоламинарные) алмазы ромбододекаэдрического габитуса т.н. «бразильского» или «уральского» типов с повышенным количеством алмазов эклогитовых

парагенезисов, наряду с ультраосновными, часто с повышенным износом. В известных кимберлитовых телах фанерозойского возраста Сибирской платформы доля подобных кристаллов не превышает 15 %. По литературным данным такие алмазы характерны для докембрийских россыпей Индии, Бразилии, Южной Африки (Витватерсранд), а также россыпей Сьерра-Леоне, Алжирской Сахары, Австралии и многих других регионов [4]. Именно такие алмазы преобладают в россыпях Урала и Присяянья. Два достоверно установленных алмаза в бассейне реки Джеконда (Центрально-Алданский район) также относятся к этому типу. В качестве минералогического фона они распространены по всей территории Сибирской платформы. Тяготение максимальных концентраций таких алмазов к выступам докембрия и повышенный механический износ, недостижимый в фанерозойских условиях развития россыпей, позволяет предполагать, что эти алмазы связаны с докембрийскими коренными источниками и их появление в более молодых отложениях обусловлено размывом докембрийских прибрежно-морских коллекторов. Тип коренного источника может быть лампроитовым, по аналогии с докембрийскими лампроитами Присяянья, индийской протерозойской лампроитовой трубкой Маджгаван.

Парастерезис 3 (неизвестный тип коренного источника) включает желто-оранжевые кубоиды II разновидности по Ю.Л. Орлову с изотопным составом «промежуточного» типа ($\sigma^{13}\text{C} = -13,6 \text{ ‰}$), в небольшом количестве встречающиеся в кимберлитах, однако широко распространенные в россыпях северо-востока Сибирской платформы.

Парастерезис 4 (неизвестный тип коренного источника) включает алмазы V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову, полностью отсутствующие в кимберлитах. К V разновидности относятся темно-серые, иногда почти черные алмазы, по габитусу соответствующие ряду октаэдр-ромбододекаэдр. Их цвет обусловлен массой мелких включений (преимущественно графита), находящихся во внешней зоне кристаллов в виде хлопьев или точечных образований. Вследствие высокой дефектности, кристаллы часто имеют признаки магматической коррозии в форме шрамов, щелей травления, каверн, из-за которых они производят впечатление трещиноватых, лауэграммы показывают мозаично-блоковое строение кристаллов. К VII разновидности относятся сложно деформированные двойники и сростки кристаллов, по поверхности агрегатов имеющие форму ромбододекаэдров. Кристаллы полупрозрачны из-за включений графита и микротрещин, широко развиты каналы травления и шрамы как в субиндивидах, так и по границам между ними. Общей особенностью V и VII разновидностей алмазов является аномально легкий изотопный состав углерода (среднее соответственно $-22,21 \text{ ‰}$ и $-0,88 \text{ ‰}$). Фактически алмазы V и VII разновидности относятся к одной генетической разновидности [1]. Кроме того, эти алмазы в россыпях отличаются, как правило, максимальным механическим износом по сравнению с другими алмазами. Их геологическая позиция (тяготение к Анабарскому щиту), высокий механический износ позволяют предполагать эндемичный характер этих алмазов и их происхождение из неизвестного типа коренного источника докембрийского возраста.

Парастерезис 5 (импактный) включает т.н. «якутиты» - микрокристаллические образования в виде бесформенных, нередко пластинчатых зерен желтоватого, темно-бурого до стально-серого цвета, своим внешним видом напоминающие шлак. Важнейшей особенностью якутитов является наличие в их структуре лонсдейлитовой фазы - высокобарической гексагональной модификации углерода, характерной для алмазов из метеоритных кратеров. Сравнение по широкому комплексу типоморфных признаков якутитов с алмазами Попигайской астроблемы (размер кристаллов, текстурированность, наличие лонсдейлита, особенности люминесценции, изотопный состав углерода) показало их полное сходство [3]. Это дает основание связать происхождение якутитов с Попигайской астроблемой. Якутиты широко распространены в современных и неоген-нижнечетвертичных россыпях Анабарского, Нижнеоленекского, Среднеоленекского и Верхнеоленекского районов и отсутствуют в более древних отложениях, т.е. по возрасту они соответствуют

Попагайской астроблеме. Необходимо отметить, что местами якутиты образуют повышенные концентрации. Они установлены в отложениях высоких террас рек Анабар, Уджа, Оленек, Лена и в неоген-четвертичных железистых галечниках, где их содержание достигает 11 % по количеству от всех найденных алмазов и 4 % по весу, в бассейнах рек Келимер и Некабыт - соответственно 15 % и 3 %, а алмазы реки Арга-Сала и второй террасы реки Оленек выше устья реки Кютюнгде представлены исключительно якутитом.

Таким образом, в россыпях Сибирской платформы существуют по меньшей мере три группы алмазов, тип источника которых неизвестен.

Распределение выделенных типов алмазов в пределах платформы крайне неравномерное. Алмазы 2, 3, 4 и 5 парастерезисов (из предположительно лампроитов, неизвестных источников и якутиты) доминируют в россыпях северо-востока, тогда как доля кимберлитовых алмазов составляет меньше половины, местами они отсутствуют полностью. Лишь на одной площади - в раннекарбонных отложениях Кютюнгдинского грабена кимберлитовые алмазы резко преобладают. Это дало основание для прогноза здесь среднепалеозойского кимберлитового поля. В центральной части провинции ведущая роль переходит к кимберлитовым алмазам, связанным преимущественно со среднепалеозойскими кимберлитами. На юге Сибирской платформы главную роль играют округлые алмазы 2 парастерезиса, предположительно связанные с лампроитами типа ингашинских.

Анализируя распределение выделенных групп алмазов по разновозрастным коллекторам можно видеть, что в раннекарбонных отложениях Кютюнгдинского грабена на северо-востоке платформы отсутствуют алмазы из неизвестных типов источников типов 2 и 3 парастерезисов, а также якутиты, однако они широко представлены в четвертичных отложениях этой же территории. Вероятно, в раннем карбоне источник этих алмазов еще «не работал». В этой связи необходимо отметить стерильность раннекарбонных гравелитов в отношении минералов метаморфических пород земной коры. В массовом количестве алмазы из неизвестных типов коренных источников в сопровождении метаморфической «экзотики» появляются в триасе (Западное Верхоянье). Это дает основание полагать, что поступление алмазов в россыпи связано с воздыманием Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия и обнажением на поверхности докембрийских пород, в том числе россыпей алмазов в древних прибрежно-морских отложениях, послуживших основным поставщиком алмазов в мезозойские и более молодые россыпи. Следовательно, можно предполагать, что неизвестные коренные источники алмазов описанных групп имеют докембрийский возраст и найти их можно только в пределах щита, что практически крайне сложно.

Таким образом, формирование полигенной смеси алмазов из источников разного типа и разного возраста в россыпях северо-востока Сибирской платформы тесным образом связано с развитием Анабарской антеклизы, Оленекского поднятия, возможно Нижнеленского погребенного в настоящее время выступа. Кроме того, приведенные данные по полигенезу алмазов показывают, что при прогнозировании кимберлитов в районах северо-востока Сибирской платформы нельзя ориентироваться на суммарную продуктивность россыпей, необходимо выделять алмазы кимберлитового типа и осуществлять прогноз только по ним, тогда как остальные алмазы следует рассматривать с точки зрения россыпной алмазоносности.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горяйнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова). – Вестник Воронежского гос. университета, 2000, №5 (10), с.79-97.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы. – Докл. АН, 1998, т.361, №3, с.366-369.

3. Вишневский С.А., Афанасьев В.П., Аргунов К.П., Пальчик Н.А. Импактные алмазы - их особенности, происхождение и значение. - Новосибирск. Изд. СО РАН, НИЦ ОИГТМ. 1997. 53 с. (рус.-англ.).
4. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М., Недра, 1976, 134 с.
5. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е издание. М.: Наука. 1984. 264 с.

Микрокристаллические оксиды из связующей массы кимберлитов трубок Марсфонтейн (ЮАР) и Камачия (Ангола)

¹Бовкун А.В., ¹Анашкин С.М., ¹Гаранин В.К., ²Шмаков И.И.

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ²JSC Southern Era, ДР Конго

Детально изучены количественные соотношения, химический и фазовый составы микрокристаллических (<100 мкм) оксидов (шпинелидов, ильменита, перовскита, рутила) из связующей массы кимберлитовых пород высокоалмазоносной трубки Марсфонтейн (ЮАР) и низкоалмазоносной трубки Камачия (северо-восточная Ангола). Установлено, что особенности оксидной минерализации изученных пород коррелируют с различной степенью их алмазоносности. Таким образом, разработанные ранее для Якутской и Архангельской провинций косвенные критерии экспресс-оценки алмазоносности кимберлитов могут успешно применяться для других кимберлитовых провинций Мира, в том числе и Африканского континента.

Введение

Исследование микрокристаллических (<100 мкм) оксидных минералов из связующей массы кимберлитов Якутской и Архангельской алмазоносных провинций показало, что они являются чуткими индикаторами условий зарождения, эволюции и становления кимберлитовых пород, поэтому особенности их химического, фазового составов и количественного соотношения могут использоваться в качестве косвенных критериев оценки потенциальной и реальной алмазоносности кимберлитов (Бовкун, 2000; Гаранин и др., 2009).

Целью данной работы являлось установление возможности использования выявленных ранее закономерностей взаимосвязи особенностей микрокристаллических оксидов с алмазоносностью применительно к кимберлитам Африки. В связи с этим были изучены микрокристаллические оксиды из связующей массы разных по уровню алмазоносности кимберлитовых пород Африканского континента: высокоалмазоносной трубки Марсфонтейн (ЮАР) и низкоалмазоносной трубки Камачия (северо-восточная Ангола) (рис. 1).

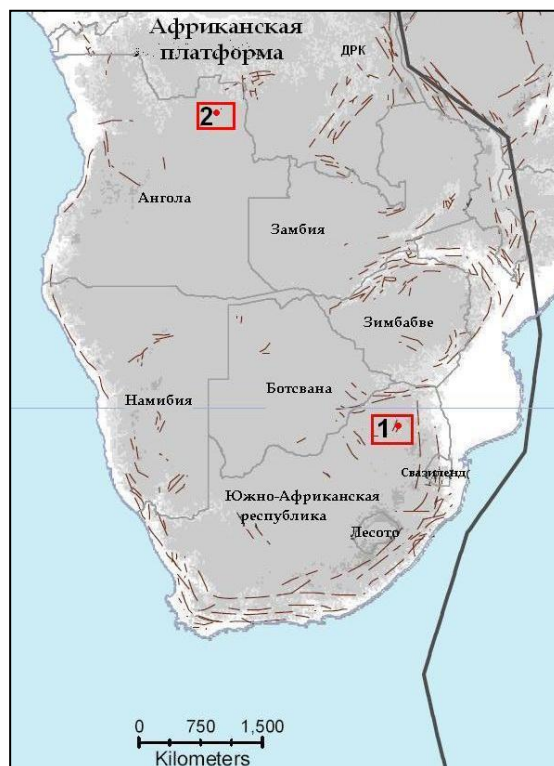


Рис. 1. Схема южной части Африки с местоположением исследуемых объектов: 1 – трубка Марсфонтейн; 2 – трубка Камачия

Краткая геологическая характеристика изученных кимберлитовых тел

Кимберлитовая трубка Марсфонтейн (M-1) – одно из наиболее высокоалмазоносных тел Южной Африки. Она расположена в районе Мокопан (Подгиетерсрус) в пределах Каапвальского кратона и является частью куста трубок и трещиноватых структур Клипспрингер, протягивающихся на восток-северо-восток (рис. 2). Трубка была открыта в 1997 году, имела малые размеры (40х90 м) и поэтому была отработана за пару лет (McCarthy, Allan, 2007). Алмазоносность кимберлитов достигала 4,5 карат/т, с глубиной уменьшаясь до 3 карат/т (Ruffini, 1998).

Трубка Марсфонтейн сложена кимберлитами позднеюрского возраста, внедрившимися в породы фундамента и вышележащие породы группы Карру (McCarthy, Allan, 2007). В плиоцене область локализации трубки была эродирована, эродированный материал перенесен в южном направлении. По оценкам специалистов непосредственно к югу от кимберлитового куста Клипспрингер может быть сосредоточено около 9 млн. т гравийного материала со средним содержанием алмазов 0,2 карат на 100 т породы.

Трубка сложена кимберлитами гипабиссальной фации, имеющими возраст около 148±4 млн.лет, относящимися к Группе II (McCarthy, Allan, 2007). Согласно Р. Митчелу (Mitchell, 1986), это слюдистые кимберлиты, для которых характерно отсутствие макро- и мегакристов Mg-ильменита, Ti-пиропа, субкальциевого клинопироксена, циркона и обилие среди первичных минералов оливина, флогопита и тетраферрифлогопита.

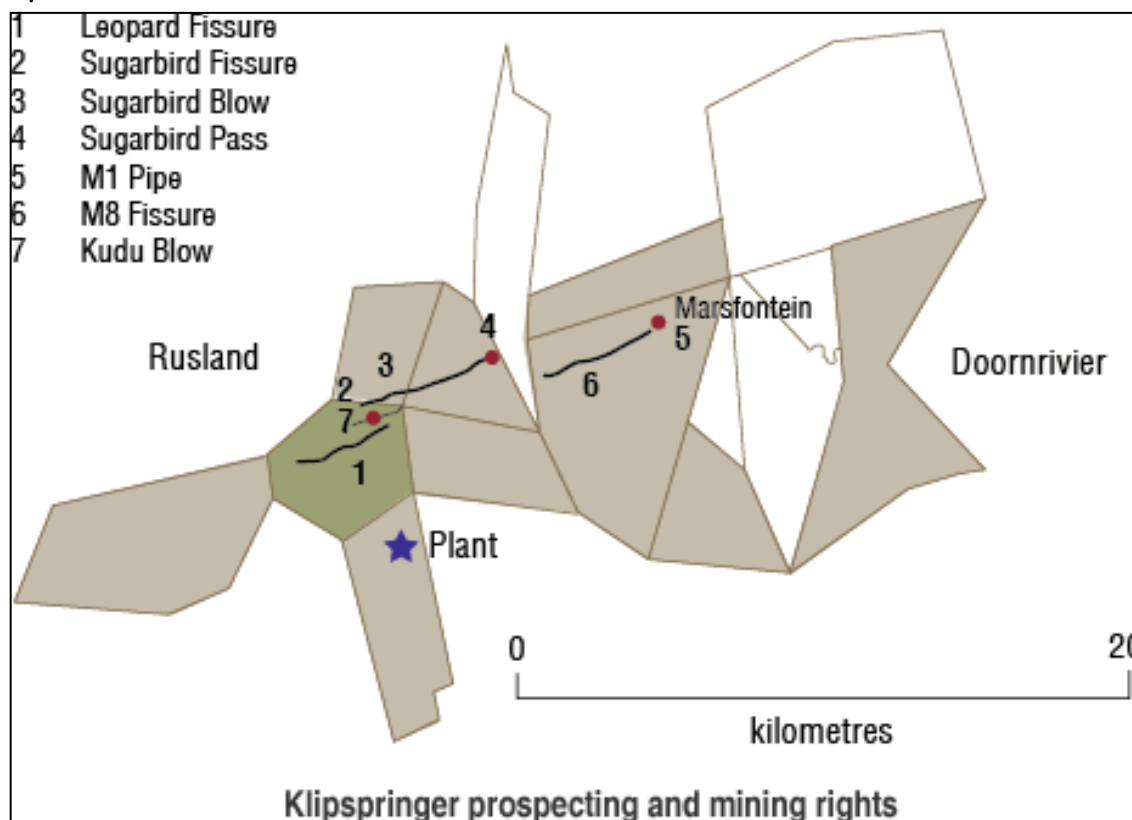


Рис. 2. Схема куста трубок и трещиноватых структур Клипспрингер (1, 2, 6 – разломы; 3-5, 7 – кимберлитовые тела) (McCarthy, Allan, 2007)

Кимберлитовая трубка Камачия находится на северо-востоке Анголы в пределах провинции Лунда-Норте, расположенной в Ангольском секторе докембрийской Африканской платформы (юго-западный склон щита Касса) (Носыко, Ротман, 2003). Кимберлитовые тела провинции контролируются региональной зоной разломов Лукапа (рис. 3) и группируются в четыре кимберлитовых поля (рис. 4). Возраст кимберлитов по изотопным датировкам определяется как меловой (Харькив и др., 1998).

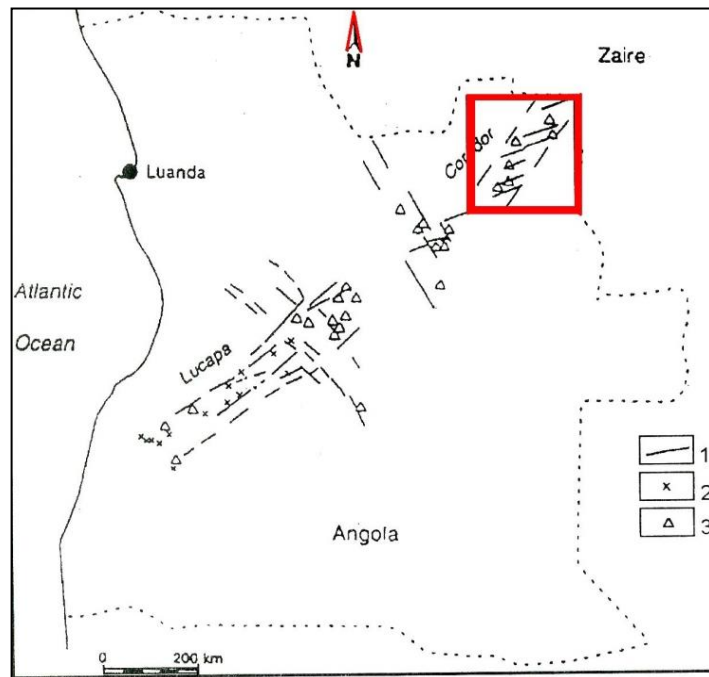


Рис. 3. Зона разломов Лукапа и позиция основных кимберлитовых проявлений: 1 – разломы; 2 – карбонатиты; 3 – кимберлиты (Носыко, Ротман, 2003)

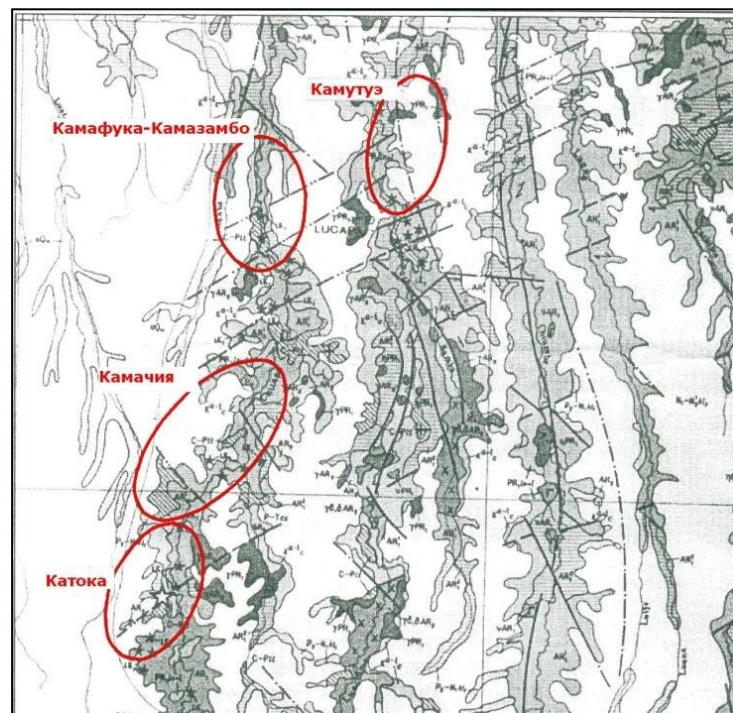


Рис. 4. Схема расположения основных кимберлитовых полей в северо-восточной части Анголы (Носыко, Ротман, 2003)

Трубка Камачия является самым крупным и относительно богатым алмазами телом одноименного поля. Кимберлиты поля Камачия группируются в зону меридионального направления длиной 10 км и шириной 0,2-0,8 км. Отдельные трубки локализованы в узлах пересечения разломов субмеридионального и северо-восточного направлений. Оси трубок ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях.

В плане трубка имеет почти округлую форму и размер 650x450 м. На глубине 150 м морфология трубки резко усложняется: ее площадь значительно (почти в 2 раза)

уменьшается, трубка распадается на два жерла - основное в южной части и гораздо меньшее по площади - в северной.

Внутреннее строение трубки характеризуется наличием двух фаций пород: жерловой и кратерной (рис. 5) (Харькив и др., 1998). Жерловая фация представлена массивными кимберлитами, которые почти полностью выполняют ствольные части обоих жерл с глубины 150 м. В северном теле преобладают трещиноватые кимберлиты. Кратерные фации слагают воронкообразное асимметричное тело, занимающее на поверхности более 90 % площади трубки. Среди них различают эффузивно-осадочные образования и брекчиевидные туфы кимберлитов.

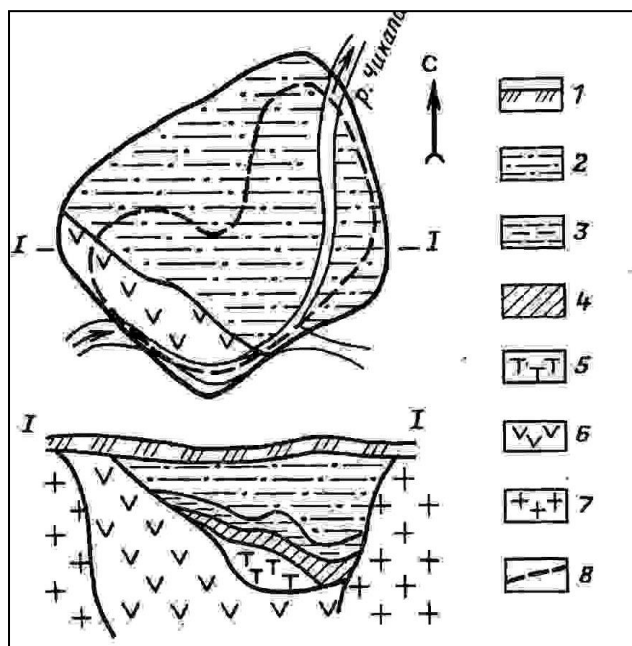


Рис. 5. План и разрез кимберлитовой трубки Камачия: 1 – перекрывающие глинисто-песчаные отложения формации Калахари; 2-3 – туфопесчаники: 2 – мелко-, 3 – тонкозернистые; 4 – туфоалевролиты; 5 – кимберлитовые туфы; 6 – массивные кимберлиты; 7 – гнейсы; 8 – контур трубки на глубине 100 м (Харькив и др., 1998)

В пределах кратера отдельные разности пород образуют не выдержанные по мощности линзовидные тела. Непосредственно на массивных кимберлитах с выклиниванием в северо-западном направлении залегают трещиноватые кимберлиты. Выше на них располагаются туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, а самый верхний горизонт представлен крупнообломочными брекчиевидными туфами. Мощности линзовидных слоев отдельных разностей пород достигают десятков метров.

Содержание алмаза в кимберлитах трубки согласно данным А.Д. Харькива с соавторами (1998) в среднем составляет около $0,37 \text{ кар/м}^3$.

Петрографические особенности пород

Для трубки *Марсфонтейн* изучены два образца порфировых кимберлитов (обр. MF-1 и MF-2), представляющих собой плотный массивный кимберлит гипабиссальной фации темно-серого цвета с крупнопорфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены многочисленными округлыми зернами серпентинизированного оливина I генерации размером 0,3-10 мм (15%) и таблитчатыми кристаллами флогопита размером до 5 мм (15-25%), а также единичными зернами граната (8 мм) и клинопироксена (10 мм) (рис. 6). Связующая масса породы имеет тонкозернистое строение, сложена флогопит-серпентин-карбонатным агрегатом с небольшим содержанием рудных минералов (2-3 об.%). Изученные образцы отличаются содержанием вкрапленников флогопита (15-20 и 20-25%, соответственно) и степенью серпентинизации породы.

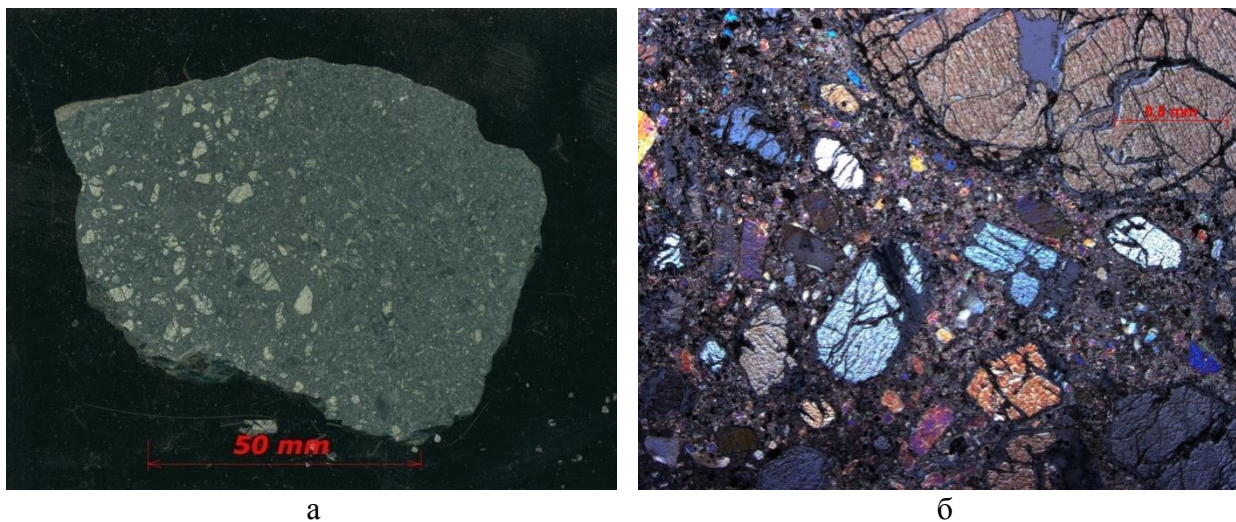


Рис. 6. Общий вид порфирового кимберлита трубки Марсфонтейн: а – штуф; б – прозрачно-полированный шлиф при скрещенных николях

Образец из трубки *Камачия* представлен сильно измененным крупнообломочным вулканокластическим кимберлитом (обр. Km 42-51). Около 50 об.% породы составляют округлые и угловатые обломки осадочных и метаморфизованных пород размером от 0,55 до 30 мм (в среднем 5-10 мм) (рис. 7). Присутствуют редкие обломки ксенозерен клинопироксена и граната (2-3 мм). Цементирующая масса сложена серпентин-карбонатным материалом с порфировыми вкрапленниками, представленными псевдоморфозами серпентина по оливину (до 1 мм) и редкими табличками флогопита (до 0,5 мм).

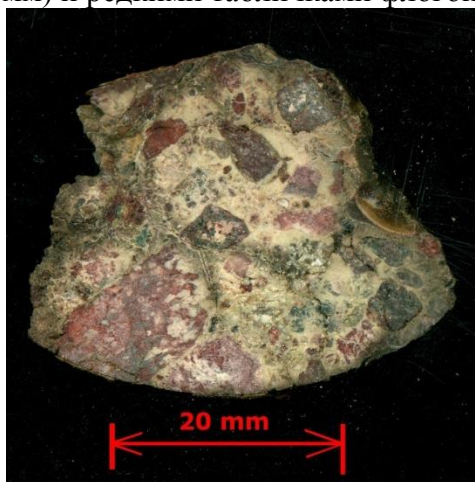


Рис. 7. Общий вид образца вулканокластического кимберлита из трубки Камачия

Химический и фазовый составы микрокристаллических оксидов

Изображения в отраженных электронах и электронно-зондовые анализы микрокристаллических оксидов получены на базе растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, объединяющей энергодисперсионный «INCA-Energy 350» и волновой дифракционный «INCA-Wave 500» спектрометры в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Трубка Марсфонтейн. Связующая масса изученных порфировых кимберлитов имеет флогопит-серпентин-карбонатный состав. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом. В породе в большом количестве наблюдаются выделения барита, присутствуют многочисленные идиоморфные зерна апатита размером от 3 до 50 мкм (рис. 8б), редкие выделения сфалерита и галенита размером 20-50 мкм. В образце с более высокой степенью

серпентинизации (обр. MF-2) отмечается большое количество пылевидного практически беспримесного магнетита (рис. 8а).

Флогопит составляет около 15 об.% связующей массы породы и образует таблитчатые и чешуйчатые зерна размером от 0,01 до 0,5 мм (реже до 1 мм), часто содержащие в качестве включений идиоморфные зерна хромшпинелидов. Для зерен флогопита характерно сложное зональное строение (рис. 9). Центральные участки зерен содержат 24,1-24,7 мас.% MgO; 12,5-13,8 мас.% Al₂O₃; 3,2-4,6 мас.% FeO_{сумм}; 1,6-2,2 мас.% TiO₂; 0,7-1,8 мас.% Cr₂O₃; 10,3-10,7 мас.% K₂O. В промежуточных зонах несколько увеличивается количество титана и суммарного железа (до 2,7 мас.% TiO₂ и 5,9 мас.% FeO_{сумм}). Состав внешних зон характеризуется резким увеличением содержания суммарного железа и уменьшением содержания алюминия (25,4-26,7 мас.% MgO; 0-1,7 мас.% Al₂O₃; 15,7-18 мас.% FeO_{сумм}; 0-0,4 мас.% TiO₂; 0 мас.% Cr₂O₃; 8,2-9,6 мас.% K₂O) и соответствует тетраферрифлогопиту. Таким образом, для флогопита кимберлитов трубки Марсфонтейн характерен тетраферрифлогопитовый тренд изменения составов, обычно присущий слюдам из слюдястых кимберлитов (Mitchell, 1986).

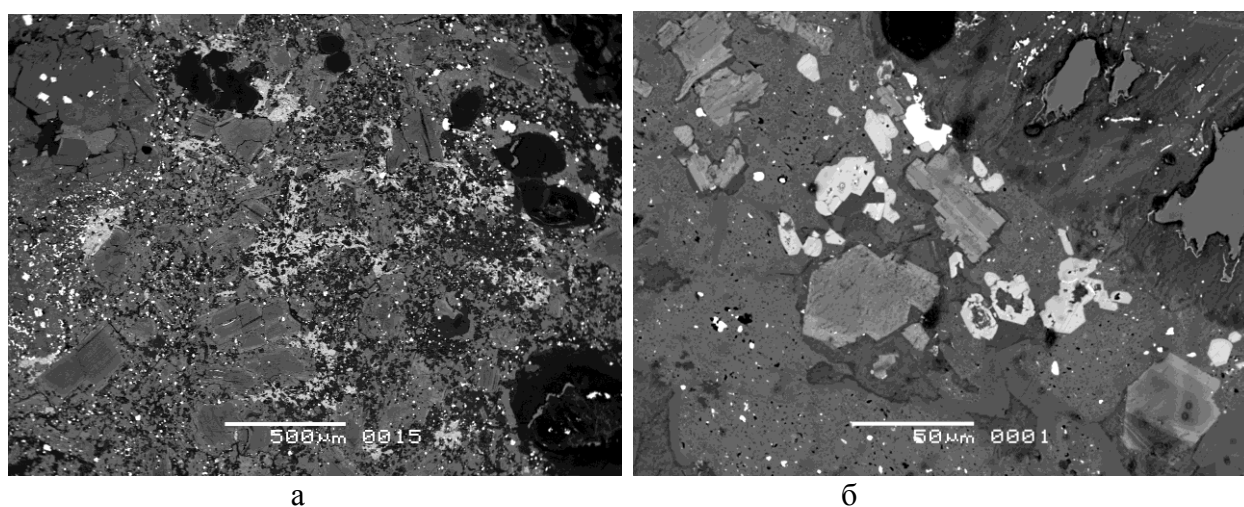


Рис. 8. Связующая масса порфирового кимберлита трубки Марсфонтейн: а – общий вид (обр. MF-2), б - зональные выделения флогопита и идиоморфные зерна апатита (светло-серое) (обр. MF-1). Изображения в отраженных электронах

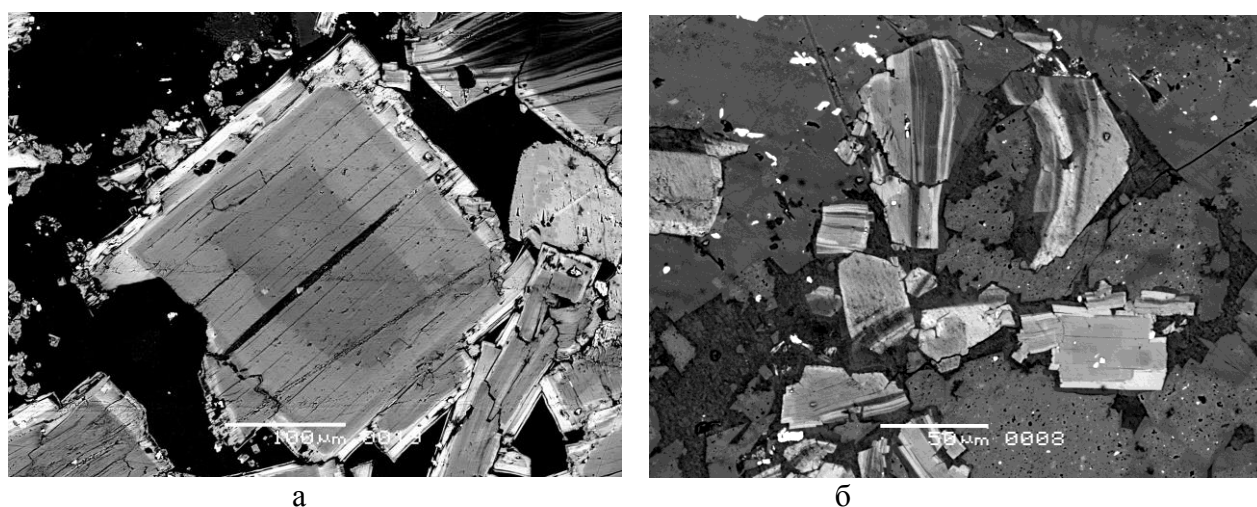


Рис. 9. Зональные зерна флогопита в связующей массе порфирового кимберлита трубки Марсфонтейн (а - обр. MF-2; б - MF-1). Изображения в отраженных электронах

В образце MF-2 встречено округлое «каплеобразное» образование размером 1,5×2 мм, сложенное ксеноморфными выделениями неоднородного по составу флогопита (рис. 10).

Состав центральных, промежуточных и внешних зон слагающего его флогопита соответствует составу зональных зерен флогопита в связующей массе породы.

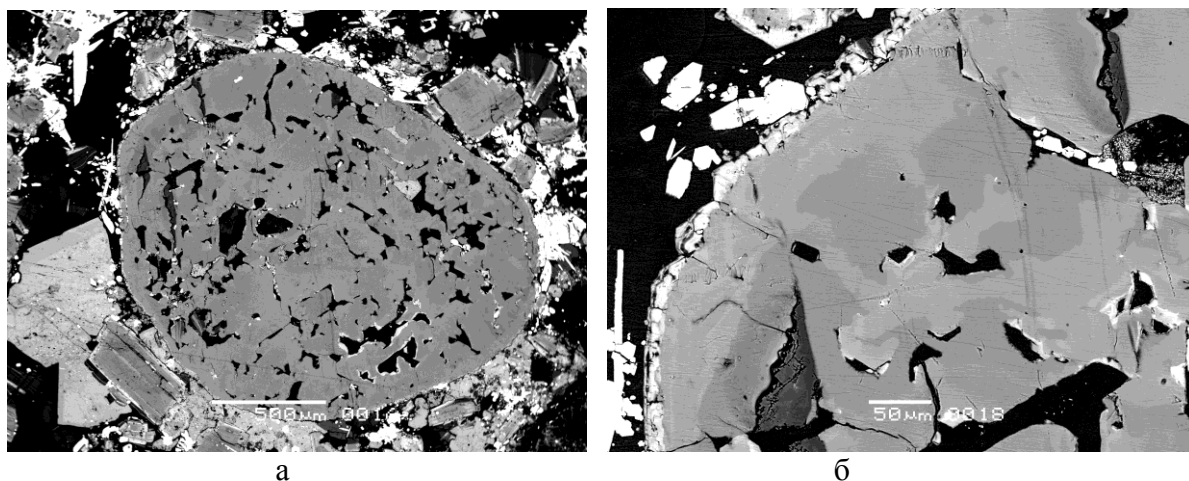


Рис. 10. Округлое флогопитовое образование в порфировом кимберлите трубки Марсфонтейн (обр. MF-2): а - общий вид; б – фрагмент, демонстрирующий неоднородность состава флогопита. Изображения в отраженных электронах

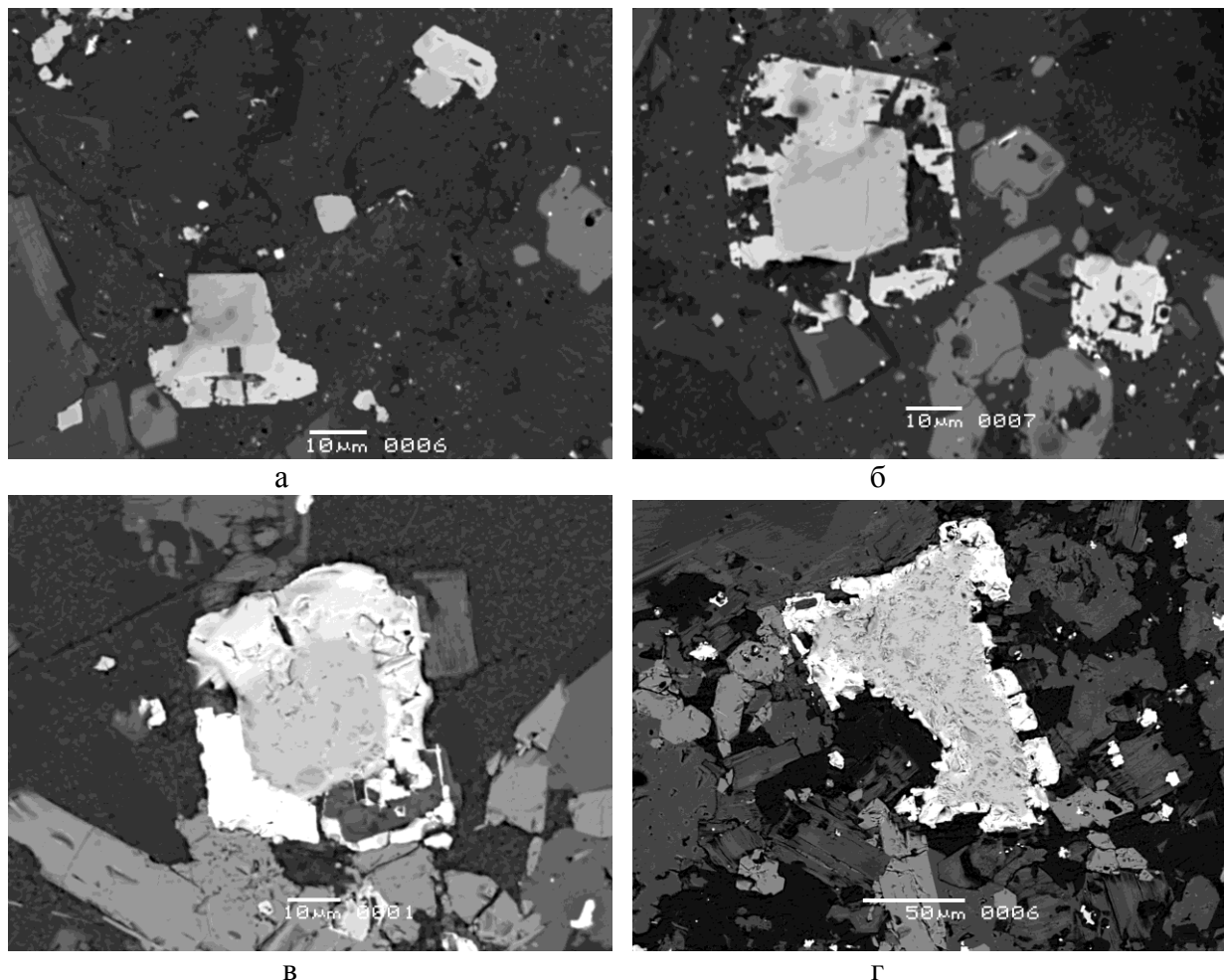


Рис. 11. Хромшпинелиды в связующей массе порфирового кимберлита трубки Марсфонтейн: а-в – микрокристаллические выделения; г – ксеногенное зерно с титаномагнетитовой каймой. Изображения в отраженных электронах

Микрокристаллические оксидные минералы составляют около 2-3 об. % связующей массы породы и представлены примерно в равной мере хромшпинелидами и титаномагнетитом, гораздо реже – перовскитом (до 20 % всех оксидных фаз). Встречены единичные зерна марганцовистого ильменита. Пикроильменит не обнаружен.

Хромшпинелиды образуют хорошо ограненные, идиоморфные выделения размером 10-30 мкм (реже до 50-70 мкм), встречаются в виде самостоятельных зерен и зерен с каймами титаномагнетита непосредственно в матрице породы (рис. 11) и как многочисленные включения без кайм в микрофенокристах флогопита (рис. 12).

Составы хромшпинелидов самостоятельных зерен и в ядрах зональных образований с каймами титаномагнетита схожи и соответствуют Ti-содержащему пикрохромиту с очень высокими содержаниями хрома и магния, низкими – титана и окисного железа и переменным количеством алюминия (50,8-61,5 мас.% Cr₂O₃; 10-13,7 мас.% MgO; 2,8-8,1 мас.% Al₂O₃; 1,4-4,3 мас.% TiO₂; 0-0,9 мас.% MnO; 2,8-10,7 мас.% Fe₂O₃) (рис. 13). Выделения пикрохромитов с наиболее высоким содержанием хрома часто, но не всегда окружены титаномагнетитовыми каймами.

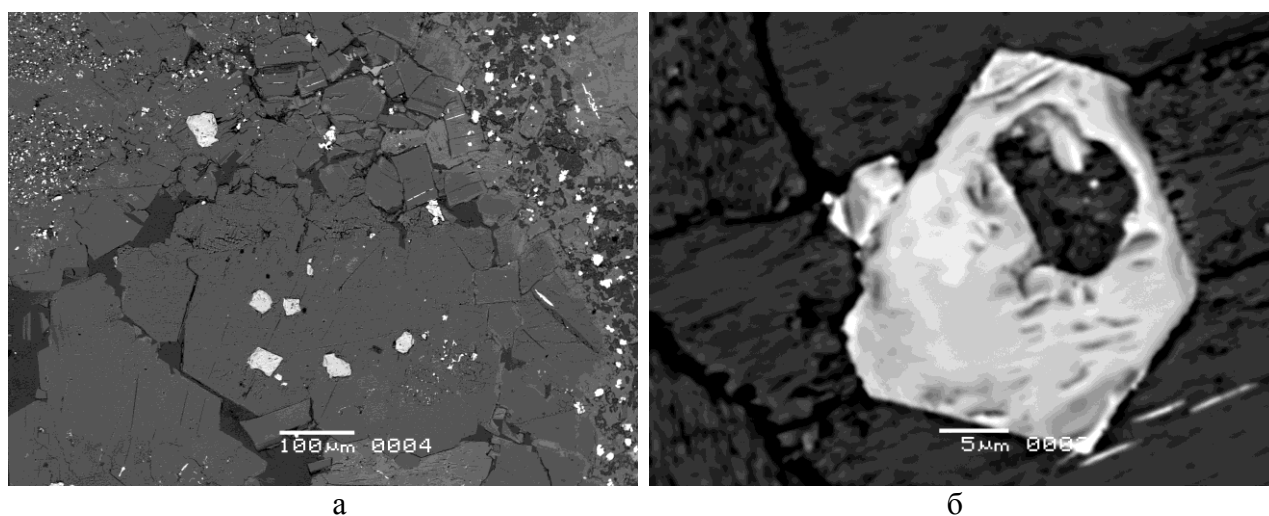


Рис. 12. Включения хромшпинелидов во флогопите порфирового кимберлита трубки Марсфонтейн (обр. MF-2). Изображения в отраженных электронах

Пикрохромит, образующий включения в фенозернах флогопита, отличается более высокими содержаниями алюминия и магния и малым количеством примесей титана и трехвалентного железа (53,7-55,7 мас.% Cr₂O₃; 12,7-15,1 мас.% MgO; 10,5-12,7 мас.% Al₂O₃; 1,2-1,9 мас.% TiO₂; 0-0,8 мас.% MnO; 3,2-5,3 мас.% Fe₂O₃).

В образце MF-2 встречено зерно ксеногенной хромшпинели, окруженное титаномагнетитовой каймой (рис. 11 г). От описанных выше хромшпинелидов собственно кимберлитового происхождения его отличают не только более крупный размер (130 мкм) и неправильная форма, но и крайне низкое содержание титана и окисного железа при очень высоком содержании хрома (62,2 мас.% Cr₂O₃; 13,2 мас.% MgO; 8,9 мас.% Al₂O₃; 0,39 мас.% TiO₂; 0 мас.% MnO; 1,7 мас.% Fe₂O₃).

Титаномагнетит образует сплошные, прерывистые и ажурные каймы вокруг хромшпинелидов шириной 5-10 мкм (рис. 11) и многочисленные самостоятельные зерна. Его состав характеризуется повышенными содержаниями магния и титана, малым количеством хрома и присутствием примеси марганца (5,2-8,3 мас.% MgO; 0-2,5 мас.% Cr₂O₃; 0,3-2,2 мас.% Al₂O₃; 5,6-11 мас.% TiO₂; 0,4-1,9 мас.% MnO) (рис. 13). Единичные зерна этого минерала содержат до 9 мас.% Cr₂O₃. Состав титаномагнетита в каймах вокруг хромшпинелидов и самостоятельных зерен схож.

Перовскит слагает идиоморфные зерна различного размера (от 10 до 70 мкм), имеющие сложное зональное строение (рис. 14).

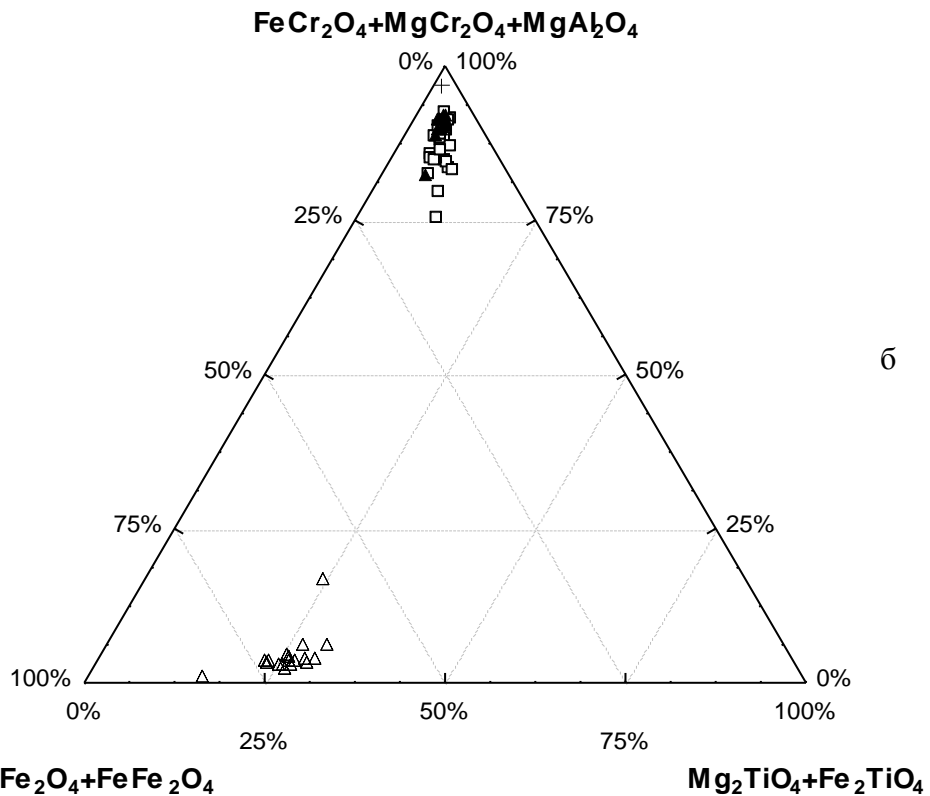
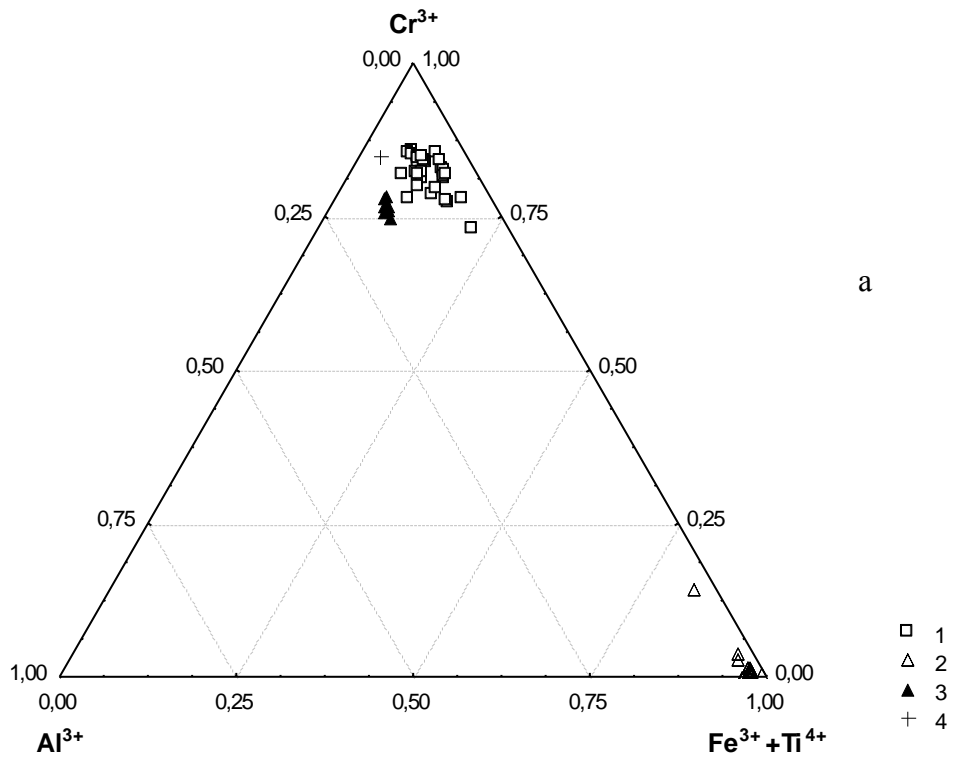


Рис. 13. Диаграммы составов в основных элементах (а) и миналах (б) для микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитовых пород трубки Марсфонтейн. Условные обозначения: 1 – хромшпинелиды гомогенных зерен и ядер с каймами титаномагнетита; 2 – титаномагнетит из кайм вокруг хромшпинелидов и гомогенных зерен; 3 – включения во флогопите; 4 – зерно ксеногенного хромшпинелида

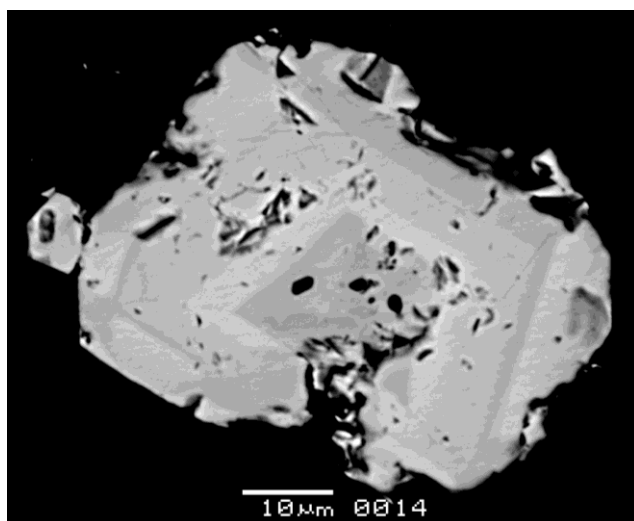
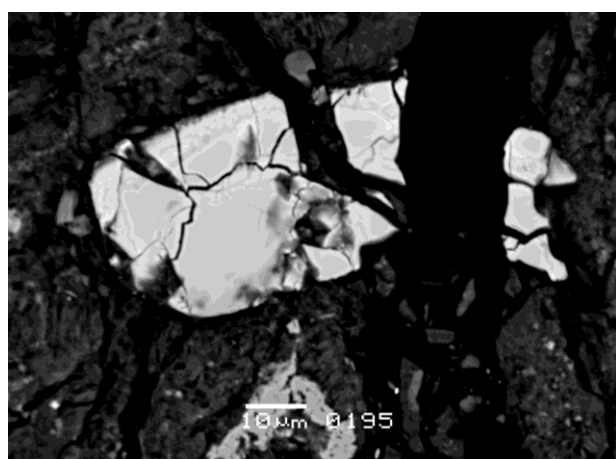
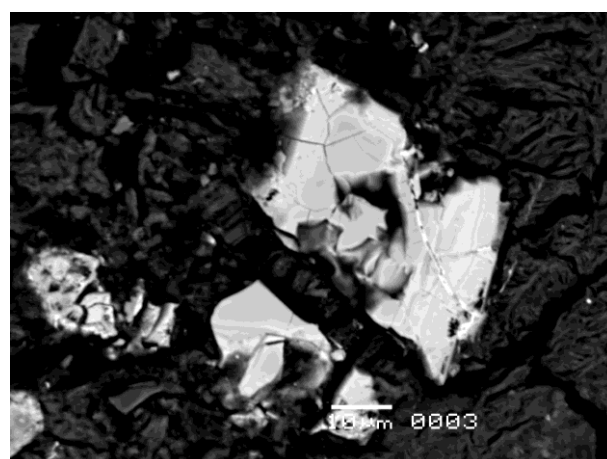


Рис. 14. Зональное зерно перовскита в связующей массе порфирированного кимберлита трубки Марсфонтейн. Изображение в отраженных электронах

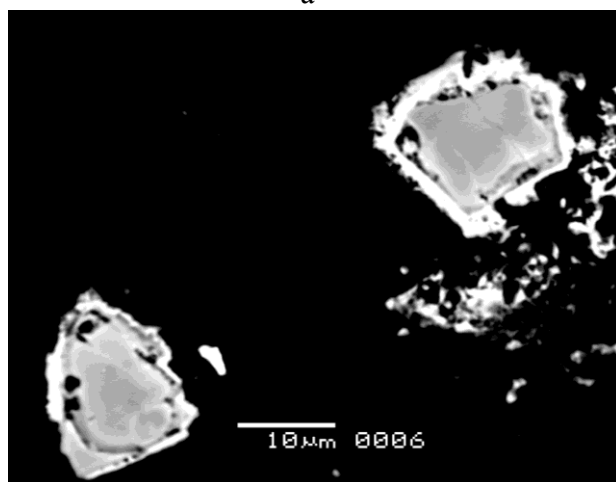
Трубка Камачия. Связующая масса породы имеет серпентин–карбонатный состав. Карбонат представлен кальцитом. Присутствуют многочисленные идиоморфные зерна апатита (до 50 мкм) и практически беспримесного магнетита (от 50 мкм до 2 мм), встречаются единичные зерна циркона.



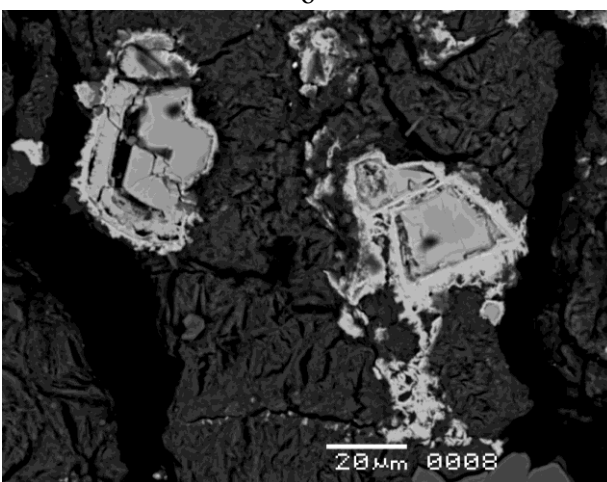
а



б



в



г

Рис. 15. Зональные выделения с ядрами хромшпинелидов и каймами ферришпинелидов в связующей массе кимберлитовой брекчии трубки Камачия. Изображения в отраженных электронах

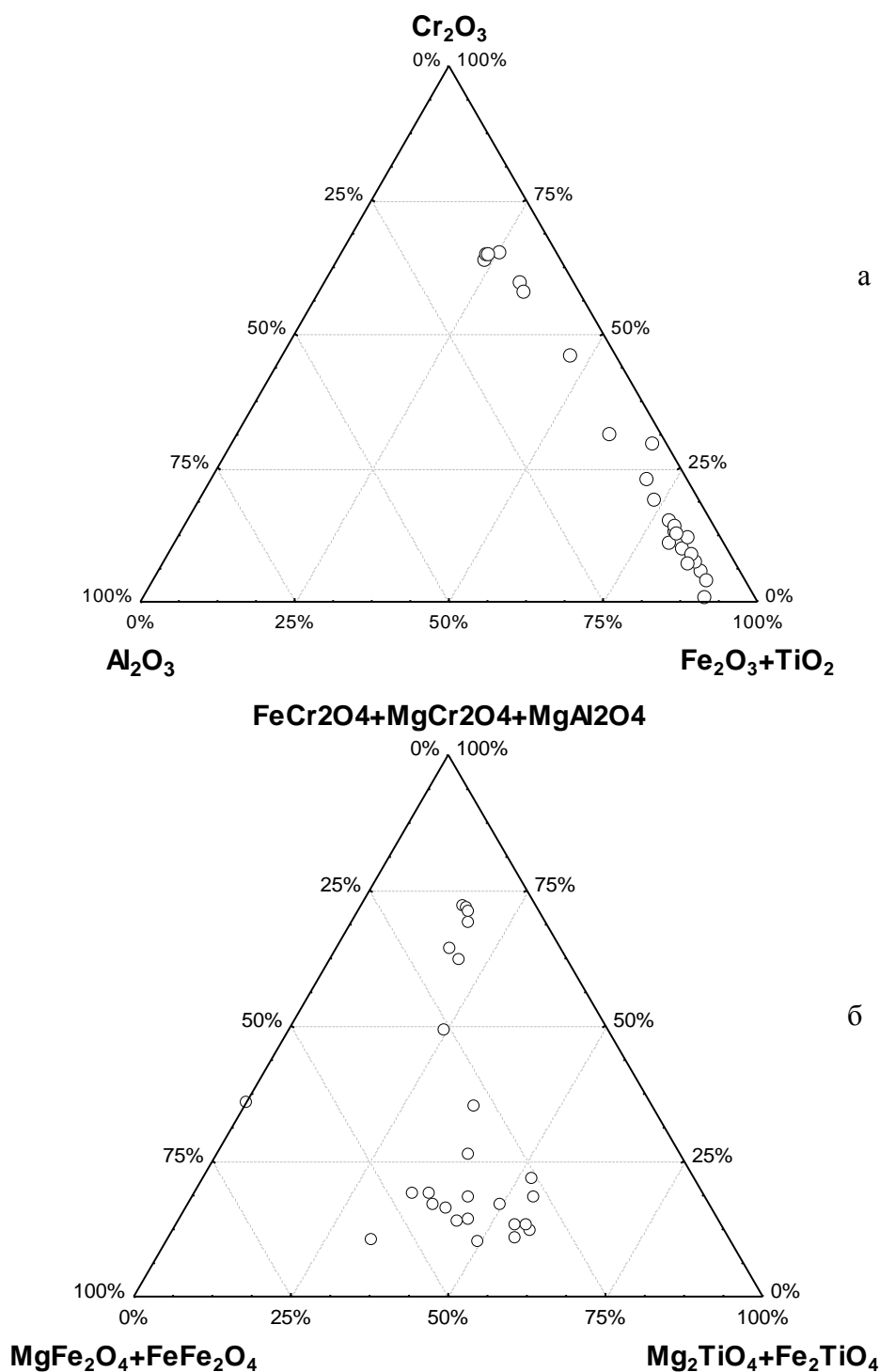


Рис. 16. Диаграммы составов в основных элементах (а) и миналах (б) для микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитовых пород трубки Камачия

Микрокристаллические оксидные минералы составляют около 1-2 об.% связующей массы породы. Среди них преобладают высокотитанистые разновидности ферришпинелидов (Cr-содержащие магноульвешпинели и магнотитаномагнетиты), составляющие до 40% всех оксидных фаз, и пикроильменит. В подчиненном количестве присутствуют хромшпинелиды и рутил. Перовскит не обнаружен.

Хромшпинелиды сравнительно редки (не более 10-15% всех микрооксидных фаз). Они образуют идиоморфные зерна размером от 2 до 50 мкм, по краям которых развиты

ферришпинелиды. В одних случаях каймы ферришпинелидов тесно примыкают к хромшпинелевым ядрам (рис. 15 а, б), в других – отделены от них тонким слоем карбонатно-силикатного материала (имеют футлярообразное строение) (рис. 15 в, г).

Хромшпинелиды центральных частей таких зональных образований широко варьируют по составу. Обычно они представлены высокохромистым (42,1-43,0 мас.% Cr_2O_3 ; 10,6-11,3 мас.% MgO ; 6,1-8,1 мас.% Al_2O_3 ; 6,8-7,2 мас.% TiO_2 ; 0-0,7 мас.% MnO ; 8,8-9,7 мас.% Fe_2O_3) и среднехромистым (37,8-38,6 мас.% Cr_2O_3 ; 10,6-10,7 мас.% MgO ; 5,7-5,8 мас.% Al_2O_3 ; 7,2-8,3 мас.% TiO_2 ; 0,5 мас.% MnO ; 13,5-13,6 мас.% Fe_2O_3) пикрохромитом, реже - низкохромистым пикроферрихромитом (29,3 мас.% Cr_2O_3 ; 10,6 мас.% MgO ; 4,7 мас.% Al_2O_3 ; 10,0 мас.% TiO_2 ; 0,8 мас.% MnO ; 20,1 мас.% Fe_2O_3) и магнезиально-хромовой ульвешпинелью (13,3-19,0 мас.% Cr_2O_3 ; 13,1-13,3 мас.% MgO ; 3,9-5,0 мас.% Al_2O_3 ; 14,7-15,9 мас.% TiO_2 ; 0,6-1,1 мас.% MnO ; 21,7-25,8 мас.% Fe_2O_3) (рис. 16).

Кроме кайм вокруг хромшпинелидов, *ферришпинелиды* образуют многочисленные самостоятельные зерна размером 10-50 мкм и совместно с рутилом слагают реакционные каймы вокруг ксенозерен пикроильменита (рис. 17-18). Реже встречаются ферришпинелид-рутиловые и ферришпинелид-пикроильменит-рутиловые сростки (рис. 19).

Состав ферришпинелей в целом характеризуется высокими содержаниями магния и титана, повышенным количеством примесей хрома и алюминия (4,1-10,5 мас.% Cr_2O_3 ; 9,9-13,9 мас.% MgO ; 3,4-4,9 мас.% Al_2O_3 ; 12,7-22,6 мас.% TiO_2 ; 0,5-1,2 мас.% MnO) (рис. 16) и обычно соответствует Cr-содержащей магноульвешпинели, реже – Cr-содержащему магнотитаномagnetиту. Встречаются редкие зерна магнотитаномagnetита с очень низким содержанием хрома (0,5 мас.% Cr_2O_3).

Наиболее высокие содержания титана (19,7-22,6 мас.% TiO_2) присущи ферришпинелидам, ассоциирующим с рутилом и пикроильменитом. Это Cr-содержащие магноульвешпинели, в составе которых сумма ульвешпинелевого минала и его магнезиального аналога (50-56,2 мол.% $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Mg}_2\text{TiO}_4$) преобладает над количеством магнетитового минала (25,6-39,7 мол.% FeFe_2O_4). В ферришпинелидах самостоятельных зерен и кайм вокруг хромшпинелидов содержание титана более низкое (12,7-20,2 мас.% TiO_2), сумма ульвешпинелевого минала и его магнезиального аналога составляет 32,2-49 мол.% $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Mg}_2\text{TiO}_4$, количество магнетитового минала равно 32,7-56,4 мол.% FeFe_2O_4 .

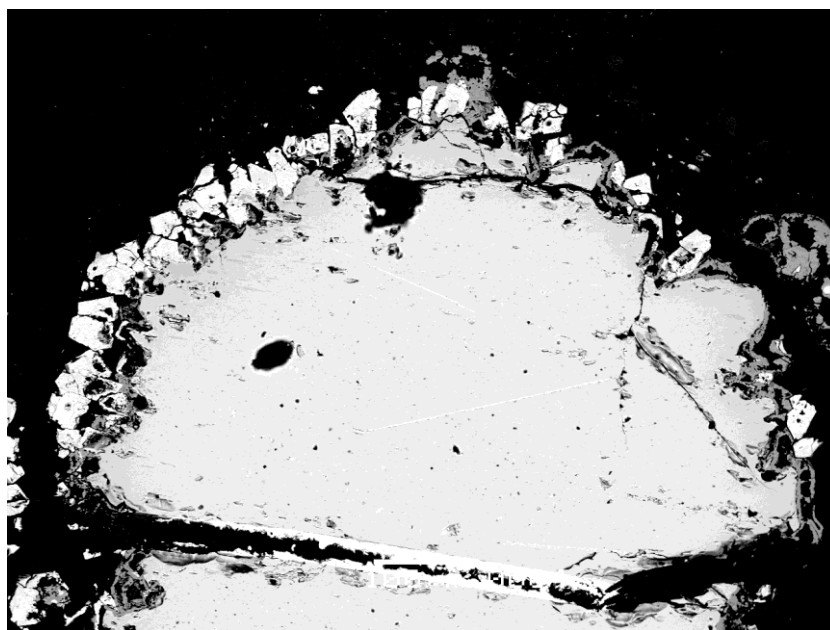


Рис. 17. Фрагмент крупного ксенозерна пикроильменита с ферришпинелид-рутиловой каймой в связующей массе кимберлитовой брекчии трубки Камачия. Изображение в отраженных электронах

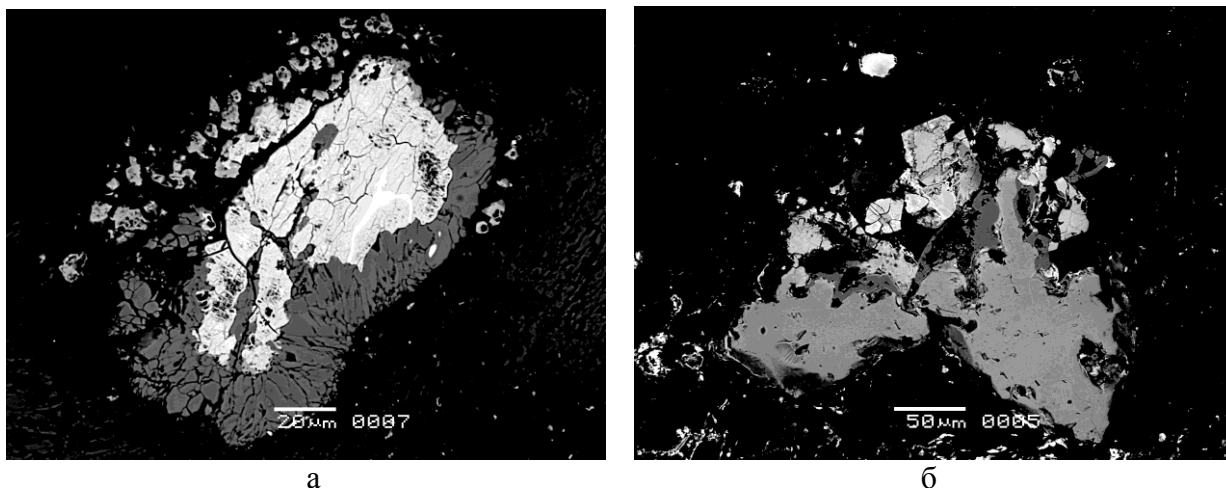


Рис. 18. Зерна пикроильменита с ферришпинелид-рутиловой каймой в связующей массе кимберлитовой брекчии трубки Камачия (светло-серое – ферришпинелид, серое – пикроильменит, темно-серое – рутил). Изображения в отраженных электронах

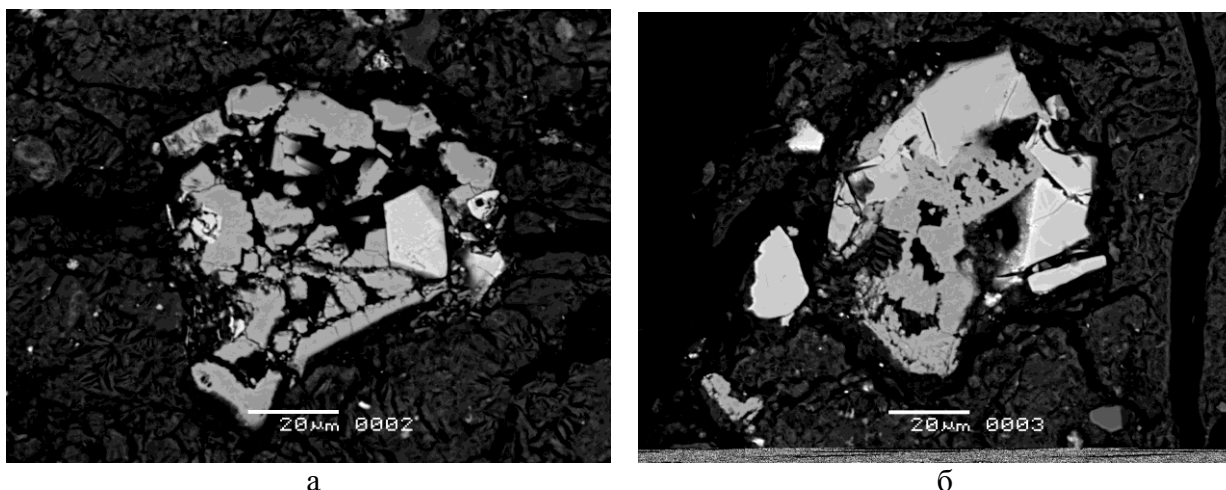


Рис. 19. Ферришпинелид-рутиловый (а) и ферришпинелид-пикроильменит-рутиловый (б) сростки в связующей массе кимберлитовой брекчии трубки Камачия (светло-серое – ферришпинелид, серое – пикроильменит, темно-серое – рутил). Изображения в отраженных электронах

Пикроильменит в связующей массе данной породы встречается в виде мелких (5-70 мкм) и средних по размеру (100-200 мкм) выделений, а также крупных ксенозерен (1-3 мм).

Крупные ксенозерна (1-3 мм) пикроильменита имеют ксеноморфные, реже округлые очертания и резорбированные края. Состав таких зерен характеризуется умеренным содержанием магния, низким содержанием хрома и отсутствием марганца (8,7-9,0 мас.% MgO; 0,3-0,6 мас.% Cr₂O₃; 0,4-0,9 мас.% Al₂O₃; 44,5-48,9 мас.% TiO₂; 6,4-8,8 мас.% Fe₂O₃) (рис. 20). К краю отдельных зерен содержания магния и марганца возрастают (до 11,4 мас.% MgO и 0,4 мас.% MnO). По краю ксенозерен обычно развиты реакционные каймы, внутренняя часть которых представлена рутилом, внешняя – мелкими зернами Cr-содержащей магноульвешпинели (рис. 17).

Выделения пикроильменита размером от 100 до 200 мкм обычно интенсивно резорбированы и также окружены рутил-магноульвешпинелевыми каймами (рис. 18). От более крупных ксенозерен этого минерала они отличаются, главным образом, повышенным содержанием магния и титана и более низким содержанием трехвалентного железа (13,4 мас.% MgO; 0,9 мас.% Cr₂O₃; 0,9 мас.% Al₂O₃; 50,4 мас.% TiO₂; 0,4 мас.% MnO; 4,7 мас.% Fe₂O₃).

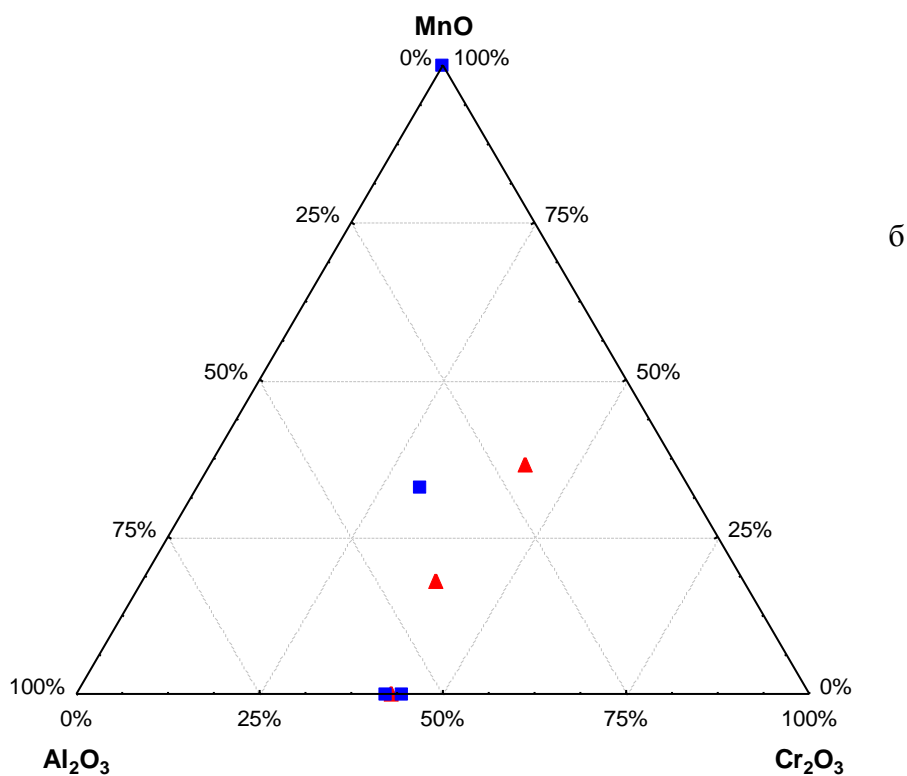
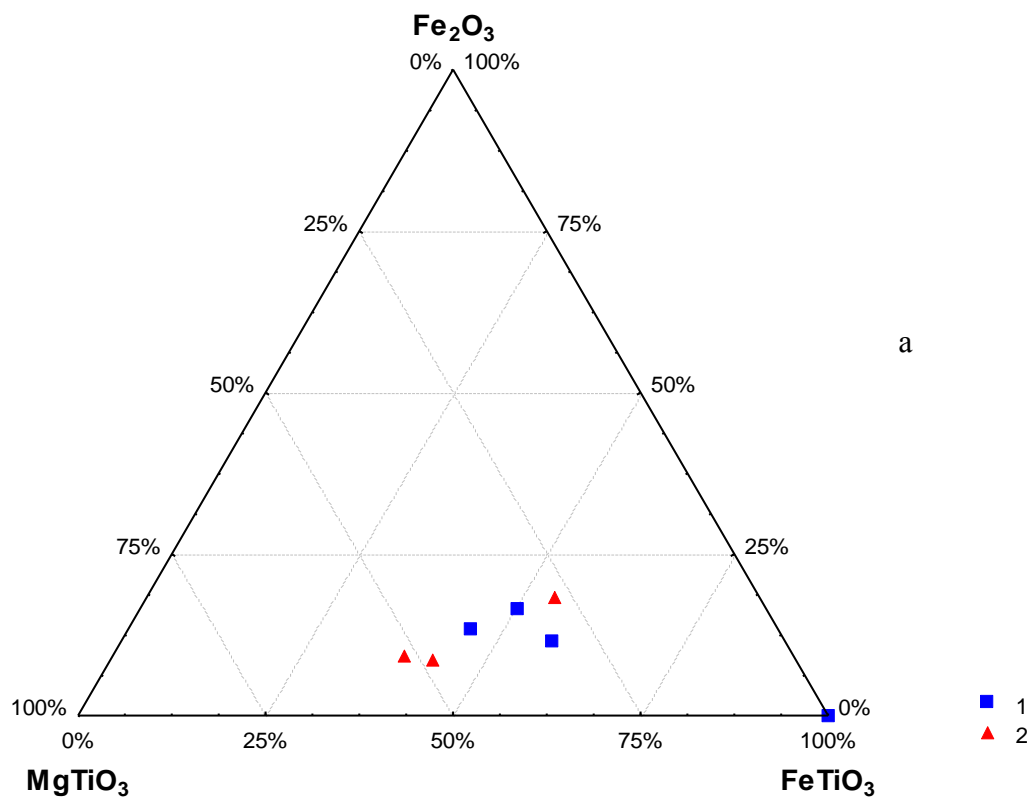


Рис. 20. Диаграммы составов в миналах (а) и основных элементах-примесях (б) для ильменита кимберлитовых пород трубки Камачия. Условные обозначения: 1 – зерна размером от 100-200 мкм до 3 мм, 2 – микрокристаллические выделения (< 100 мкм)

Среди микрокристаллических выделений (5-70 мкм) пикроильменита встречаются зерна двух типов состава:

1 – мелкие (~ 5 мкм) зерна, содержащие 7,5 мас.% MgO; 0,5 мас.% Cr₂O₃; 0,7 мас.% Al₂O₃; 44,3 мас.% TiO₂; 0 мас.% MnO и 10 мас.% Fe₂O₃, в целом довольно схожие по составу с пикроильменитом крупных ксенозерен (1-3 мкм) и, возможно, являющиеся их осколками;

2 – мало- и нерезорбированные зерна размером до 70 мкм, входящие в состав ферришпинелид-пикроильменит-рутиловых агрегатов (рис. 19 б). Отличительная особенность такого пикроильменита – повышенные содержания магния, хрома и марганца (14,1 мас.% MgO; 1,3 мас.% Cr₂O₃; 0,6 мас.% Al₂O₃; 50 мас.% TiO₂; 1,1 мас.% MnO; 5,1 мас.% Fe₂O₃), что наряду с малой степенью резорбированности зерен позволяет предполагать возможность его кристаллизации непосредственно из кимберлитового расплава.

Встречаются редкие зерна (30-100 мкм) марганцовистого железистого ильменита (до 4 мас.% MnO), не содержащего магния.

Рутил в связующей массе породы присутствует в подчиненном количестве и встречается, главным образом, в составе реакционных кайм вокруг пикроильменита (совместно с Cr-содержащими магноульвешпинелями), реже – в виде сростков с Cr-содержащими магноульвешпинелями (± Cr-пикроильменит) и самостоятельных зерен размером до 70 мкм. Состав рутила характеризуется примесью железа (~2 мас.% FeO).

Сравнительная характеристика особенностей микрооксидной минерализации кимберлитов трубок Марсфонтейн и Камачия

Связующая масса изученных кимберлитовых пород трубки Камачия сложена преимущественно серпентин-карбонатным материалом со сравнительно редкими выделениями флогопита. В отличие от них порфиновые кимберлиты трубки Марсфонтейн характеризуются повышенным содержанием флогопита как в связующей массе, так и среди вкрапленников, и представляют собой слюдистые кимберлиты с тетраферрифлогопитовым трендом изменения состава слюды. Содержание оксидных минералов в связующей массе кимберлитов обеих изученных трубок сравнительно низкое (2-3 об.% в трубке Марсфонтейн и 1-2 об.% в трубке Камачия) (см. табл. 1).

Кимберлиты изученных тел имеют разную специализацию оксидов связующей массы: порфиновые кимберлиты трубки Марсфонтейн – хромшпинелидовую, а вулканокластический кимберлит трубки Камачия – хромшпинелид-пикроильменитовую. Полученные данные о типе специализации оксидов связующей массы для трубки Марсфонтейн согласуются с распределением минералов в тяжелой фракции кимберлитов этого тела: известно, что среди индикаторных минералов трубки Марсфонтейн практически отсутствует пикроильменит. К сожалению соотношение минералов тяжелой фракции в кимберлитах трубки Камачия нам не известно, но можно предполагать, что в ней присутствуют как пикроильменит, так и хромшпинелиды.

Интереснейшие результаты получены для кимберлитов трубки Марсфонтейн, микрокристаллические оксидные минералы которой представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом и перовскитом при полном отсутствии пикроильменита. Характернейшая особенность данных кимберлитов – широкая распространенность (около 50 % всех оксидных фаз) пикрохромитов с очень высоким содержанием хрома и низким – титана и окисного железа (50,8-61,5 мас.% Cr₂O₃; 1,4-4,3 мас.% TiO₂; 2,8-10,7 мас.% Fe₂O₃), что свидетельствует о зарождении формирующих ее кимберлитовых расплавов на больших глубинах в области термодинамической стабильности алмаза и является косвенным показателем ее очень высокой потенциальной алмазоносности. Сходные по составу хромшпинелиды типоморфны для связующей массы таких ураганноалмазоносных трубок, как Айхал, Нюрбинская, Ботуобинская (Якутская алмазоносная провинция) и алмазоносных тел месторождений им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) (Бовкун, 2000; Гаранин и др., 2009). Кроме того, микрокристаллические шпинелиды кимберлитов данного тела имеют ярко

выраженный неполный кристаллизационный тренд (от высокохромистого пикрохромита до магнезиального титаномагнетита без наличия фаз промежуточного состава) и сравнительно хорошую сохранность хромшпинелидов (наличие самостоятельных зерен пикрохромитов без титаномагнетитовых кайм), что указывает на высокую скорость подъема кимберлитового расплава к поверхности в условиях скачкообразно изменяющихся РТ-параметров и окислительного потенциала минералообразующей среды и является косвенным показателем существования благоприятных условий для сохранности алмаза в процессе становления тела. Однако следует заметить, что некоторое снижение потенциальной алмазоносности все же происходило, об этом свидетельствует повышенное содержание перовскита (до 20 % всех оксидных фаз) в связующей массе породы. К сожалению, в нашем распоряжении нет данных о морфологии алмазов из трубки Марсфонтейн, но часть алмазов этого тела, вероятно, несет следы растворения и коррозии.

Таблица 1
Особенности оксидной минерализации связующей массы кимберлитов трубок Марсфонтейн (ЮАР) и Камачия (Ангола)

Трубка	Марсфонтейн	Камачия
Содержание алмазов	До 4,5 карат/т	0,18 карат/т
Специализация микрокристаллических оксидов связующей массы	Хромшпинелидовая	Хромшпинелид-пикроильменитовая
Содержание оксидных минералов в связующей массе (об.%)	2-3%	1-2%
Хромшпинелиды (количество и особенности состава наиболее ранних хромшпинелевых фаз)	~50% (50,8-61,5 мас.% Cr ₂ O ₃ ; 10-15 мас.% MgO; 1,2-4,3 мас.% TiO ₂)	~10% (37,8-43,0 мас.% Cr ₂ O ₃ ; 10,6-11,3 мас.% MgO; 6,8-8,3 мас.% TiO ₂)
Пикроильменит (количество и особенности состава)	–	~35-40% (до 1,3 мас.% Cr ₂ O ₃ и 14 мас.% MgO)
Перовскит	~20%	–
Рутил	–	~10-15%
Титаномагнетит, магнетит	~30%	~40% (до 22 мас.% TiO ₂)

Примечание: жирным шрифтом обозначено содержание от общего количества микрокристаллических оксидных фаз

Среди микрокристаллических оксидных минералов связующей массы кимберлитов трубки Камачия преобладают ферришпинелиды (Cr-содержащие магнольвешпинели и маготитаномагнетиты) (до 40% всех оксидных фаз) и пикроильменит, а хромшпинелиды и рутил находятся в подчиненном количестве. Присутствие пикрохромитов с содержанием хрома до 42-43 мас.% Cr₂O₃ (при 6,8-7,2 мас.% TiO₂) и широкая распространенность микрокристаллического Cr-содержащего пикроильменита (до 14 мас.% MgO и 1,3 мас.% Cr₂O₃) – косвенные критерии потенциальной алмазоносности кимберлитов данного тела, однако малая распространенность таких хромшпинелидов и сравнительно невысокое содержание хрома в микрокристаллическом пикроильмените свидетельствует об умеренной потенциальной алмазоносности, заметно более низкой, чем в трубке Марсфонтейн. Кроме того, в процессе становления кимберлитов трубки Камачия господствовали условия, неблагоприятные для сохранности алмаза. Об этом свидетельствуют протяженный тренд

кристаллизации микрокристаллических шпинелидов, обилие высокотитанистых фаз (рутила, титаномагнетитов и ульвешпинелей с высоким содержанием титана – до 22 мас.% TiO_2), плохая сохранность зерен хромшпинелидов (всегда с каймами титаномагнетита), высокая степень резорбции и замещенности зерен пикроильменита полиминеральными каймами. Совокупность перечисленных фактов указывает на сравнительно медленный подъем кимберлитового расплава в условиях постепенно нарастающего окислительного потенциала, высокой активности титана и повышенной щелочности минералообразующей среды, что, несомненно, вызвало заметное снижение потенциальной алмазоносности кимберлитов данного тела.

Выводы

Анализ полученных результатов позволяет сделать вывод, что особенности количественного соотношения, химического и фазового составов микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов Африки коррелируют с различной степенью алмазоносности этих пород. Таким образом, ранее разработанные косвенные критерии экспресс-оценки алмазоносности кимберлитов Якутской и Архангельской алмазоносных провинций могут успешно применяться для других кимберлитовых провинций Мира.

Список литературы

1. Бовкун А.В. Минералогия оксидов из связующей массы кимберлитов Якутии (генетические и прикладные аспекты) // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000, 22 с.
2. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. – Москва.: ГЕОС, 2009. – 498 с.
3. Носыко С.Ф., Ротман А.Я. Специфика кимберлитовых проявлений и перспективы алмазоносности Северо-Востока Анголы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге 21 века-Воронеж, Воронежский ГУ, 2003, 742с.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. - М.: Недра, 1998. - 555 с.
5. McCarthy T.S., Allan J.G. A possible new alluvial diamond field related to the Klipspringer kimberlite swarm, South Africa // South African Journal of Geology, 2007, v.110, p.503-510.
6. Mitchell R.H. Kimberlites: Minerology, Geochemistry and Petrology. New York, Plenum Press, 1986. 442 p.
7. Ruffini A. Klipspringer targets 700000 ct/d by 2000 // Financial Post Magazine, 1998, p. 59-62

К проблеме анализа современных классификаций алмаза

Викторов М.А.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

В статье рассматриваются современные классификации алмаза с целью анализа их эффективности и поиска способов их совершенствования. Для достижения поставленной цели рассматриваются общие принципы функционирования классификаций, проводится обоснование выбора критериев анализа существующих классификаций, сформулированы новые и оригинальные подходы к анализу классификаций алмаза, приводятся анализ и результаты анализа основных классификаций алмаза и обсуждаются возможные пути совершенствования современных классификаций алмаза.

Введение

Алмаз очень сложный объект и с точки зрения своего происхождения и с точки зрения своих свойств и с точки зрения своего применения, что и обуславливает существование множества классификаций алмазов, базирующихся на собственных классификационных признаках и применяющихся для разных целей.

Следует отметить, что существующие классификации алмаза были разработаны достаточно давно и с тех пор не претерпели значительного изменения. Одновременно в технологиях исследования вещества наблюдается существенный прогресс и объем информации об алмазах (их свойствах, генетических аспектах их формирования, поисковых критериях и т.д.) многократно вырос и продолжает пополняться все новыми и новыми данными.

Подобные наблюдения позволяют предположить, что существующие классификации алмаза не вполне соответствуют уровню современных технологий и объему накопленных знаний. Выявление и устранение слабых мест существующих классификаций или разработка новых, позволит повысить эффективность и информативность современных технологических приемов в работе с алмазами.

Для поисков направлений улучшения существующих классификаций необходимо разработать инструментарий для анализа существующих классификаций с целью выявления их слабых и сильных сторон. Разработка подобного аналитического инструментария требует рассмотрения общих принципов построения и функционирования классификаций вообще.

Обзор существующих классификаций алмаза

Как упоминалось выше, алмаз является сложным объектом и обладает множеством свойств, каждое из которых само по себе или их совокупность могут быть положены в основу классификации. Современные классификации алмаза можно условно разделить на две категории: научные и практические (технологические и коммерческие).

К научным классификациям относятся, например, физические и минералогические классификации.

Основу современной физической классификации алмазов заложили Робертсон, Фокс и Мартин в 1934 году. По спектрам поглощения в ИК-области им удалось выделить два основных типа алмазов (алмазы типа I, содержащие примесь азота, и алмазы II типа без примеси азота). Исходное деление алмазов на «чистые» (II типа) и «нечистые» (I типа) сохранилось в современной классификации, хотя оно и оказалось весьма условным (Квасков, 1997).

Ю.Л. Орлов в 1984 году разработал систематику кристаллов алмаза, которую отнес к группе минералогических классификаций (Дэн и др., 1953), в которой показал особенности кристаллов по происхождению (генезису). Каждый тип кристаллов по Ю.Л. Орлову (1984) характеризуется визуальной степенью прозрачности и некоторыми другими физическими

свойствами кристаллов (поглощение в ИК; видимой и УФ-частях спектра, свечение в УФ-лучах, наличие типичных оптически активных центров).

В 1983 году классификацию алмазов предложил З.В. Бартошинский. Автор выделили 12 групп кристаллов, каждая из которых отличается по преобладанию отдельных простых форм, различной кривизной поверхности и особенностям строения граней кристаллов (Бартошинский, 1983).

Среди практических наиболее известна классификация, применяемая горнодобывающими компаниями для оценки добываемого алмазного сырья и разделения алмазов по утилитарному принципу, т.е. в зависимости от их дальнейшей обработки и использования. Основными классификационными признаками являются размерность, форма и степень искажения формы кристалла алмаза, характер поверхности граней, дефектность (качество) и цвет.

Общие принципы функционирования классификаций

Для проведения анализа существующих классификаций необходимо разработать аналитический аппарат. Данный аппарат должен позволить охарактеризовать классификации (выявить основные характеристики и свойства, присущие классификациям), построить модель «идеальной» классификации, определить степень отклонения реальных классификаций от «идеальных» и определить направления улучшения классификаций. В целях разработки аналитического аппарата рассмотрим общие принципы функционирования классификаций в целом.

Классификация – система соподчиненных понятий (классов объектов) какой-либо области знания или деятельности человека, используемая как средство для установления связей между этими понятиями или классами объектов («Большая советская энциклопедия»). Другими словами, классификация – система разделения всего множества объектов на классы (типы, группы) по определенным признакам (называются классификационными) с целью выявления или установления закономерностей и связей внутри данного множества объектов. Любую классификацию можно рассматривать как метод работы с некоторым множеством объектов, обладающих различными свойствами, и позволяющий охарактеризовать как множество в целом, так и каждый из объектов его составляющих.

Функционирование классификации направлено на объединение объектов внутри множества в группы (классификационные подмножества). В основе выделения классификационных групп лежит принцип принадлежности значений одного или нескольких классификационных признаков объекта к определенным диапазонам – принцип классификационного равенства значений свойств объектов.

Для выделения групп объектов необходимым условием являются вариации значений определенных свойств объектов (выделенных как классификационные признаки) и возможность измерения значений этих свойств. Разделение на группы применяется с целью выявления взаимосвязей и закономерностей внутри множества на уровне выделенных групп. В общем случае каждая классификационная группа может делиться на подгруппы, каждая из которых в свою очередь также может делиться на дополнительные типы, классы и т.д. По количеству уровней классов, типов и групп можно выделить классификации одноуровневые, двухуровневые и т.д. На каждом уровне классификации разделение объектов производится только по одному классификационному признаку, следовательно, число уровней классификации равно числу классификационных признаков (рис. 1).

Непосредственно в процессе классификации в работе с каждым объектом множества и множеством в целом можно выделить следующие этапы:

1. Подготовительный
2. Измерение значений классификационных признаков – присвоение значения какому-либо свойству, выраженного в абсолютных, относительных или описательных значениях.
3. Сопоставление измеренных значений со значениями классификационных признаков, установленными для каждого из классификационных подмножеств

4. Разделение объектов на классификационные подмножества на основе проведенных измерений
5. Итоговый. Выявление и анализ связей и зависимостей, разработка классификационных выводов.



Рис. 1. К проблеме анализа современных классификаций алмаза

Рассмотрим множество, состоящее из некоторого количества объектов, которое необходимо подвергнуть классификации, т.е. разделению на классы, типы, группы и т.д. Обозначим множество через A , объекты через a , а количество объектов a в множестве A пусть будет равно i (причем нам интересны множества с большим количеством объектов, значительно превосходящих 1), тогда можем записать: $A=(a_1, a_2, \dots, a_i), i > 1$

Каждый объект a характеризуется набором эквивалентных свойств $K=(k_1, k_2, \dots, k_j)$, где $j > 0$. Т.е. каждый объект a множества A обладает некоторым набором свойств, число которых равно j . Необходимость эквивалентности свойств объектов классифицируемого множества продиктована условием применимости классифицирования к данному множеству, поскольку классификационным признаком может стать только свойство присущее каждому из объектов множества.

Каждое свойство k_j в результате измерения может принимать некоторое единственное при данных условиях значение из диапазона допустимых для данного свойства значений. Необходимость для каждого свойства данного объекта при данных условиях принимать только одно значение из множества значений обуславливает возможность применения классификации объектов по данному свойству. Свойства, чьи значения либо остаются постоянными для всех объектов множества, либо при измерении принимают разные значения (не связанные с погрешностью измерений) не могут служить классификационными признаками и поэтому являются незначимыми в рамках данной классификации.

Каждое из свойств (от k_1 до k_j) объекта a_i при измерении приобретает некоторое значение и образует множество значений всех свойств для объекта a_i : $T_i=(t_{i1}, t_{i2}, \dots, t_{ij})$ или, записывая все значения свойства k_j для всех объектов $a_1 \dots a_i$, получаем множество $T_j=(t_{1j},$

t_{2j}, \dots, t_{ij}). Или, другими словами, после измерения каждое j -ое свойство i -ого объекта принимает некоторое значение t_{ij} из множества T_i .

В данном рассуждении рассматривается некоторое «идеальное» множество объектов, в котором определены и доступны все возможные объекты, для которых заданы все свойства и их значения. Однако в реальных условиях очень часто классификации строятся на некоторых первичных выборках объектов, проверяются на других и применяются к последующим. При таких условиях существует возможность обнаружения нового объекта, у которого значения свойств будут существенно отличаться от измеренных ранее значений на других объектах и учтенных при построении классификации, что затруднит отнесение нового объекта к той или иной классификационной группе. Это одна из причин, обуславливающих необходимость пересмотра классификаций при появлении новых данных.

После измерения множество свойств (k_1, k_2, \dots, k_j) каждого объекта a_i можно записать как множество значений свойств $(t_{i1}, t_{i2}, \dots, t_{ij})$. Поскольку при классификации приходится оперировать именно значениями свойств объектов, то каждый объект множества можно выразить через значения всех его свойств: $a_i = (t_{i1}, t_{i2}, \dots, t_{ij})$. Тогда, выражая каждый объект через множество значений его свойств, можно записать:

$$A = (t_{11}, t_{11}, \dots, t_{1j}; t_{21}, t_{21}, \dots, t_{2j}; \dots; t_{i1}, t_{i2}, \dots, t_{ij})$$

Теперь, когда все множество объектов, предназначенное для классификации, выражено через наборы определенных значений, оно может быть разделено на классификационные подмножества (типы, классы, группы и т.д.).

Для разделения множества на классификационные подмножества необходимо определить:

1. Классификационные признаки – свойства объектов, значения которых измеряются и определяют отнесение объектов к тому или иному классификационному подмножеству;
2. Границы классификационных подмножеств – значения (или диапазоны значений) классификационных признаков, которые определяют попадание объекта в те или иные классификационные подмножества.

Набор классификационных признаков и границы классификационных подмножеств задаются на начальном этапе разработки классификации и определяются целями и задачами, которые классификация должна решать.

Отметим, что для функционирования классификации нет необходимости измерять все свойства объектов, а только некоторых, называемых классификационными признаками. Количество классификационных признаков, применяемых в каждой классификации, значительно меньше общего количества свойств объектов данного множества, поскольку большое количество классификационных признаков и, следовательно, классификационных уровней могут сделать классификацию слишком громоздкой и неудобной в применении.

Для проведения классификации (с заданной целью) множества A из множества свойств K объектов a выбираются классификационные признаки, образующие множество $P = (p_1, p_2, \dots, p_n)$. Поскольку количество классификационных признаков равно числу уровней в классификации, то на данном этапе задается количество уровней классификации, равное n .

Для каждого классификационного уровня выбираются значения или диапазоны значений классификационного признака, определяющие попадание объекта в ту или иную классификационную группу данного классификационного уровня. Пусть на данном классификационном уровне задано l классификационных групп и распределение объектов множества A по этим группам контролируется значениями классификационного признака p_n , который в свою очередь пусть соответствует некоторому свойству k_j . Для каждого классификационного признака p задается множество N диапазонов значений данного признака, определяющих отнесение объекта a к той или иной классификационной группе. Количество классификационных групп на каждом уровне классификации образует множество $L = (l_1, l_2, \dots, l_n)$, где l_n – число классификационных групп на n -ом уровне классификации. Тогда для классификационного признака p_n (на n -ом классификационном

уровне) существует ln диапазонов значений, образующих множество $Nn=(Nn_1, Nn_2, \dots, Nn_{ln})$, где Nn_{ln} – диапазон значений для ln -ой классификационной группы на n -ом классификационном уровне, определяющий отнесение объекта в данную классификационную группу.

Как было описано выше, свойство kj принимает значения, образующие множество $Tj=(t1j, t2j, \dots, tij)$. Для полноценного функционирования классификации диапазоны значений классификационного признака pn должны полностью перекрывать диапазон значений соответствующего свойства kj . Иными словами, любое значение tij свойства kj , являющегося классификационным признаком pn , должно принадлежать одному из диапазонов Nn_{ln} множества Nn . В том случае, если множество Nn не покрывает множество Tj , т.е. есть такие значения свойства kj , которые не попадают ни в один из диапазонов классификационного признака, тогда в множестве A могут существовать объекты, которые не попадут ни в одну из классификационных групп и следовательно классификация множества не может быть произведена в полном объеме и встает вопрос о применимости данной классификации в данном виде к данному множеству или о необходимости модификации классификации.

Итак, множество объектов выражено через классификационно-значимые свойства, классификацией заданы классификационные признаки и диапазоны их значений, определяющие отнесение объекта к той или иной классификационной группе.

1. При проведении классификации из множества свойств объектов a рассматриваются только свойства, являющиеся классификационными признаками, т.е. множество K преобразуется в множество P :

$$K=(k1, k2, \dots, kj) \Rightarrow P=(p1, p2, \dots, pn)$$

2. Далее путем измерения получают значения классификационных признаков каждого объекта, т.е. множество A можно выразить через измеренные значения классификационных признаков:

$$A=(t1_{p1}, t1_{p2}, \dots, t1_{pn}; t2_{p1}, t2_{p2}, \dots, t2_{pn}; \dots; ti_{p1}, ti_{p2}, \dots, ti_{pn}),$$

где ti_{pn} – значение n -ого классификационного признака для i -ого объекта.

3. Полученные значения классификационных признаков последовательно, начиная с 1-ого, сопоставляются с соответствующими диапазонами классификационных групп, в результате чего производится последовательное разделение множества на классификационные группы сначала 1-ого уровня, затем полученные группы 1-ого уровня делятся на группы 2-ого уровня и т.д. При этом количества объектов, попавших в каждую из классификационных групп на каждом из классификационных уровней, образуют множество M :

$$M=(m1_1, m1_2, \dots, m1_{l1}; m2_1, m2_2, \dots, m2_{l2}; \dots; mn_1, mn_2, \dots, mn_{ln}),$$

где mn_{ln} – число объектов множества A , попавших в ln -ую классификационную группу на n -ном классификационном уровне и сумма всех чисел множества M , относящихся к каждому уровню классификации, равна i (т.е. для каждого уровня классификации

выполняется условие $\sum_{s=1}^{ln} mn_s = i$). В том случае, если сумма объектов, входящих в

классификационные группы на данном уровне, не равна i , то это значит, что либо не все объекты множества A попали в классификационные группы (сумма меньше i), либо существует хотя бы один объект, который присутствует в нескольких группах (сумма меньше i). В любом из этих случаев классификация имеет какие-то недостатки и требует дополнительно рассмотрения и модификации.

Для моделирования сопоставления и разделения на группы, удобно представить значения классификационных признаков для всех объектов множества в таблице, в которой значения каждого классификационного признака для всех объектов расположены в строках (табл. 1).

Таблица 1

Значения классификационных признаков для всех объектов множества

		Объекты множества			
		a1	a2	...	a _i
Классификационные признаки (уровни классификации)	p1	t _{1p1}	t _{2p1}	...	t _{ip1}
	p2	t _{1p2}	t _{2p2}	...	t _{ip2}

	p _n	t _{1pn}	t _{2pn}	...	t _{ipn}

Далее разделение происходит на группы 1-ого классификационного уровня путем сопоставления значений классификационного признака **p1** для всех объектов с диапазонами значений из множества $\mathbf{N1}=(\mathbf{N1}_1, \mathbf{N1}_2, \dots, \mathbf{N1}_l)$, задающих границы классификационных групп на 1-ом классификационном уровне. После сопоставления множество **A** разделяется на **l1** классификационную группу 1-ого классификационного уровня и объекты множества, разделенные по группам 1-ого классификационного уровня, удобно представить в виде табл. 2.

Полученные классификационные группы 1-ого классификационного уровня подвергаются дальнейшему разделению по 2-му классификационному признаку **p2**. В результате данного разделения множество объектов **A** разделится на **l2** классификационных группы, и $l2 > l1$, поскольку хотя бы одна группа 1-ого уровня должна разделиться на две или более групп 2-ого уровня, в противном случае теряется смысл выделения данного уровня классификации и данного классификационного признака, поскольку разделение будет неинформативным. В общем смысле можно сформулировать утверждение, что число групп на данном классификационном уровне больше числа групп на предыдущем (более высоком) уровне, т.е. $l1 < l2 < \dots < l_n$. После разделения по классификационному признаку **p2** группы 1-ого уровня распадаются на классификационные группы 2-ого уровня, причем в общем случае каждая группа 1-ого уровня может распадаться на неодинаковое число групп 2-ого уровня, или обобщая, каждая группа более высокого уровня может распадаться на неодинаковое число групп более низкого уровня. Подобные числа образуют множество **D**:

$$\mathbf{D}=(\mathbf{d2}_1, \mathbf{d2}_2, \dots, \mathbf{d2}_{l1}; \mathbf{d3}_1, \mathbf{d3}_2, \dots, \mathbf{d3}_{l2}; \dots; \mathbf{dn}_1, \mathbf{dn}_2, \dots, \mathbf{dn}_{l(n-1)}),$$

где $\mathbf{dn}_{l(n-1)}$ – число групп, которые порождает классификационный признак **pn** на **n**-ом классификационном уровне при разбиении $l_{(n-1)}$ -ой группы с **(n-1)** уровня. Отсутствие значений для 1-го классификационного уровня объясняется отсутствием в рассматриваемой классификации более высокого уровня, чем 1-ый.

Для элементов каждой строки множества **D** выполняется условие: $\sum_{s=1}^{l(n-1)} \mathbf{dn}_s = l_n$ при $n \neq 1$,

т.е. построчная сумма элементов множества **D** равна соответствующим по уровню значениям элементов множества **L**, иными словами число групп, на которые разбивается каждая группа предыдущего уровня, равно общему числу групп каждого из уровней.

Объекты, попавшие в группы 2-ого уровня, которые получается при разбиении 1-ой группы 1-ого уровня по классификационному признаку p2 приведены в табл. 3.

Аналогично распределяются объекты и по другим группам 2-ого классификационного уровня. Таким образом, любой объект после отнесения к любой из групп 2-ого классификационного уровня можно записать как $\mathbf{a1}l_1\mathbf{2d}_{2l1}\mathbf{m}_{2l2}$.

Таблица 2

Распределение объектов множества А по классификационным группам 1-ого классификационного уровня

Множество объектов	$A=(a_1, a_2, \dots, a_i)$			
Измерение	↓			
Множество значений классификационного признака p_1 для всех объектов множества	$p_1=(t_{1p_1}, t_{2p_1}, \dots, t_{ip_1})$			
Сопоставление	↓			
Диапазоны значений классификационного признака для групп 1-ого уровня классификации	N_{11}	N_{12}	...	N_{1l_1}
Распределение	↓	↓	↓	↓
Сформированные классификационные группы 1-ого уровня	$(a_{111}, a_{112}, \dots, a_{11m_{11}})$	$(a_{121}, a_{122}, \dots, a_{12m_{12}})$...	$(a_{1l_11}, a_{1l_12}, \dots, a_{1l_1m_{1l_1}})$

Таблица 3

Распределение объектов множества А из 1-ой классификационной группы на 1-ом классификационном уровне по классификационным группам следующего (2-ого) классификационного уровня

Объекты 1-ой классификационной группы 1-ого уровня	$(a_{111}, a_{112}, \dots, a_{11m_{11}})$			
Сопоставление	↓	↓	↓	↓
Диапазоны значений классификационного признака для групп 2-ого уровня классификации	N_{21}	N_{22}	...	$N_{2d_{21}}$
Распределение	↓	↓	↓	↓
Сформированные классификационные группы 2-ого уровня	$(a_{112d_{211}}, a_{112d_{212}}, \dots, a_{112d_{21m_{2d_{21}}}})$	$(a_{112d_{221}}, a_{112d_{222}}, \dots, a_{112d_{22m_{2d_{22}}}})$...	$(a_{112d_{2d_{21}1}}, a_{112d_{2d_{21}2}}, \dots, a_{112d_{2d_{21}m_{2d_{21}}}})$

Подобным образом любой объект на каждом уровне любой группы можно обозначить как $a_{11}2d_{21}3d_{32} \dots nd_{n(n-1)}m_{nl}$, где индексы указывают все группы на каждом из классификационных уровней, через которые прошел данный объект в процессе классификации, а также порядковый номер данного объекта в классификационной группе на последнем классификационном уровне. Таким образом, при прохождении объекта через очередную классификационную группу на очередном уровне индексация объекта усложняется за счет наследования информации о каждой пройденной классификационной группе и добавлении новой (рис. 2). Подобное наследование присуще большинству классификаций и сложность индексации напрямую зависит от числа уровней (классификационных признаков) классификации. Слишком громоздкая индексация неудобна для работы, поэтому это один из факторов, ограничивающий классификации в количестве

используемых классификационных признаков и, соответственно, классификационных уровней.

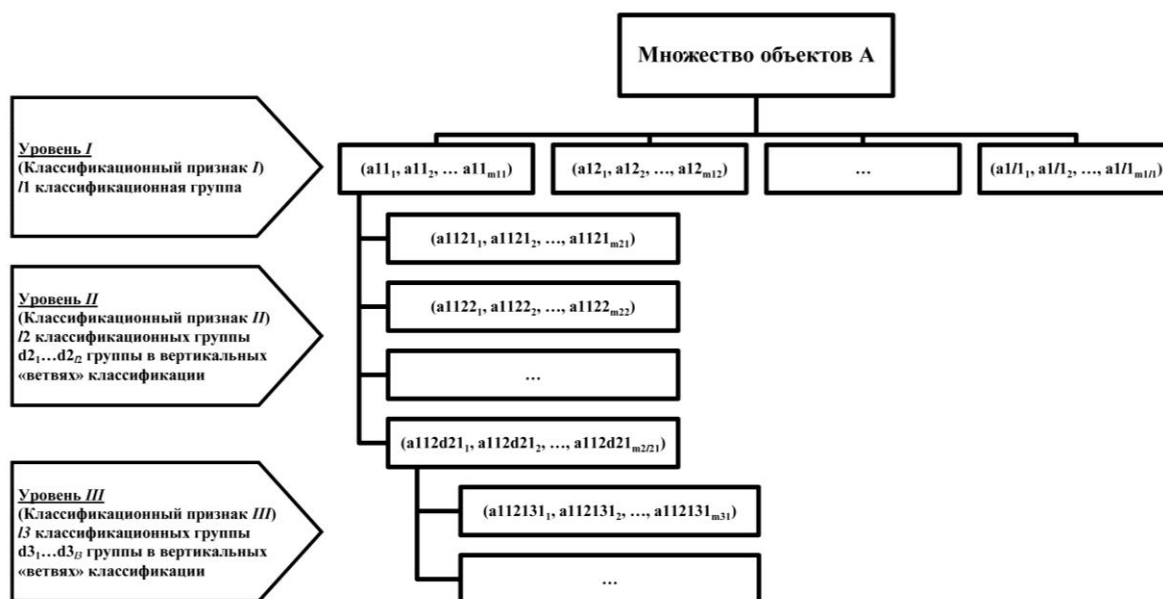


Рис. 2. К проблеме анализа современных классификаций алмаза

Итак, множество A разделено на ln классификационных групп по n классификационным признакам.

На следующем этапе происходит анализ полученных классификационных групп с целью выявления закономерностей распределения объектов по группам и достижения классификационной цели.

Таким образом, на основе рассмотренной классификационной модели можно выделить основные характеристики любой классификации:

1. Объекты (множества объектов), на которые распространяется действие данной классификации
2. Цель классификации, лежащая в основе классификации и обуславливающая целесообразность и необходимость проведения разделения множества на классификационные группы.
3. Классификационные группы (классы, типы, виды, подвиды и т.д.) – подмножества, на которые разделяется множество объектов, выделяемые на основании сходности в заданных границах значений классификационных признаков объектов. Каждая классификационная группа характеризуется набором значений (диапазонов значений) классификационных признаков.
4. Классификационные признаки – перечень свойств объектов, которые подлежат измерению для разделения объектов на группы и достижения классификационной цели. Как правило, количество классификационных признаков, применяемое в классификациях, значительно меньше, чем количество свойств объекта, доступных для измерения.
5. Количество классификационных признаков и, соответственно, количество уровней классификации
6. Общее количество классификационных групп и количество классификационных групп на каждом из уровней
7. Границы классификационных групп или диапазоны значений классификационных признаков, определяющие отнесение объекта к той или иной классификационной группе

Также можно сформулировать ряд дополнительных характеристик классификаций:

1. Перечень применяемых методов измерения значений классификационных признаков и требования, предъявляемые к точности измерений
2. Экспрессность – скорость проведения измерений и количество объектов, способных пройти соотнесение к той или иной группе в единицу времени (этот параметр особенно важен для практических классификаций)
3. Для полноценного функционирования классификации необходимо выполнение следующих условий:
4. Каждый объект множества обладает набором свойств, причем каждое свойство имеет некоторое значение, которое может быть измерено.
5. Среди всего множества есть хотя бы два объекта, отличающихся по значениям соответствующих свойств. Т.е., иными словами, объекты множества должны отличаться значениями своих свойств.
6. Каждый классификационный признак является свойством, которым обладает любой объект классифицируемого множества
7. Значение классификационного признака измеряемо с требуемой точностью, т.е. существуют и доступны соответствующие методы измерения
8. Границы классификационных групп не пересекаются, т.е. в каждый объект попадает только в одну классификационную группу
9. Классификация удобна для применения: количество классификационных признаков (уровней) не превышает разумные пределы, индексация объектов в рамках классификации не громоздкая и понятная.

Как уже упоминалось выше, классификации разрабатываются, как правило, для множеств, в которых определены и доступны не все объекты, а идет процесс их постоянного обновления и пополнения новыми. В связи с этим классификации могут не учитывать особенности новых объектов, что влечет за собой необходимость в ряде случаев пересмотра и улучшения существующей классификации.

Причинами, обуславливающими пересмотр классификации, могут быть:

1. Неоднозначность границ классификационных групп (объект может быть отнесен одновременно к нескольким классификационным группам).
2. Невозможность отнесения новых объектов к одной из существующих классификационных групп.
3. Классификация не приводит к достижению поставленной перед ней цели.
4. Необходимость пересмотра существующей классификации возникает в результате анализа и выявления ее «слабых» сторон.
5. Возможные направления совершенствования (модернизации, развития) существующей классификации:
6. Уточнение или изменение границ классификационных групп
7. Изменение классификационных групп: добавление новых, изменение или упразднение существующих.
8. Изменение уровней классификации: поиск и введение в классификацию новых классификационных признаков.
9. Внедрение новых методов измерения значений классификационных признаков.
10. Постановка новых классификационных целей и задач

Принципы разделения множества на группы. Предположим, что для некоторой классификации уже сформулирована цель, выбраны классификационные признаки и способы измерения значений классификационных признаков. При разработке классификации необходимо установить границы классификационных подмножеств. Для этого необходимо проанализировать диапазоны значений, которые могут принимать классификационные признаки. Далее признаки можно сгруппировать по некоторым принципам.

Значения классификационных признаков могут образовывать либо дискретный (например, кристаллографическая форма кристалла), либо непрерывный (например, масса

кристалла) ряды.

В случае работы с дискретными значениями выбор границ классификационных подмножеств может быть достаточно простой задачей. Сами значения могут указывать на «естественные» границы. Хотя, конечно, в общем случае это не всегда так.

Выделение групп в рамках непрерывного ряда значений задача более сложная. В данном случае необходимо проанализировать связь значений данного признака с уже известными или предполагаемыми данными, относящимися к цели классификации.

Один из основных принципов обособления, т.е. проведения границы – это принцип скачкообразного изменения значения свойства – сравнительно резкое изменение классификационного вывода, связанное с изменением значения какого-либо классификационного признака.

Выбор методов классификации. Рассмотрим также принципы выбора методов классификации. Значение каждого классификационного признака требует измерения или определения его положения на относительной шкале, т.е. каждый классификационный признак принимает какое-то значение или имеет величину.

Цели классификации определяют точность, с которой необходимо проводить измерение значений классификационного признака.

Требования к точности измерения признака в свою очередь определяют выбор методов классификации с одной стороны, а с другой стороны на выбор методов классификации также оказывают влияние такие характеристики метода как:

- экспрессность – скорость, с которой можно провести измерения и получить результаты;
- сложность применения – требования, предъявляемые к квалификации персонала, к образцам (требуется ли специальная подготовка образца, приводит ли измерение к разрушению образца), а также требования к условиям окружающей среды и т.д.;
- стоимость применения метода.

Модель «идеальной» классификации. Разработка инструментария для анализа существующих классификаций требует описания модельной («идеальной») классификации, которая сможет послужить эталоном для оценки реальной классификации и позволяет выявить слабые и сильные ее стороны.

Рассмотрим, какими свойствами должна обладать «идеальная» классификация:

1. Классификационные группы не пересекаются, т.е. один объект не принадлежит нескольким классификационным группам одновременно. Классификационные признаки и границы классификационных групп выбраны таким образом, чтобы каждый объект мог быть отнесен только к одной из групп.
2. Количество классификационных групп значительно меньше количества объектов. Поскольку классификации разрабатываются обычно для работы с множествами, содержащих достаточно большое количество объектов, а разделение предполагает дальнейшую работу именно с группами, то удобнее, если количество классификационных групп будет значительно меньше количества объектов множества.
3. Количество классификационных признаков (и количество уровней классификации) оптимально для достижения цели и удобного применения классификации. Слишком большое количество классификационных признаков и уровней значительно усложняют применение классификации, поскольку пропорционально возрастает количество классификационных групп. С другой стороны, слишком маленькое количество классификационных признаков может привести к снижению эффективности классификации и не выполнению поставленных задач.
4. Каждый объект может быть отнесен только к одному из классификационных подмножеств. Это значит, во-первых, что классификация применима к любому объекту множества и, во-вторых, значения свойств каждого объекта соответствуют значениям классификационных признаков только одной группы.
5. Классификация решает поставленную задачу, т.е. разделение на группы позволяет достичь поставленной цели.

6. Классификация проста в применении: по возможности быстро решает поставленную задачу, не требует сложного и дорогого оборудования, специальных навыков для применения, специальной подготовки образцов, имеет оптимальное количество классификационных групп и интуитивно понятные обозначения групп.

Принципы разработки классификаций. При разработке и формировании классификаций необходимо определить следующие параметры:

1. Цель классификации, т.е. для чего производится разделение объектов на группы.
2. Цель классификации определяет выбор классификационных признаков из множества свойств, которыми обладает каждый из объектов и точность, с которой необходимо измерить значение данного свойства (классификационного признака).
3. Цель классификации определяет границы классификационных групп и, следовательно, количество классификационных групп на каждом из классификационных уровней. Т.е. необходимо определить, что считается «равенством» свойств, или, иными словами, обозначить диапазон, в рамках которого мы будем считать два значения отличающимися или классификационно равными.
4. Для определения значений классификационных признаков с учетом предъявляемых требований к точности выбираются методы классификации – способы и методы определения значений классификационных признаков

Критерии оценки и анализа существующих классификаций. Рассмотрение и формулирование принципов построения и функционирования классификаций позволяют выделить критерии, которые можно положить в основу системы оценки эффективности уже разработанных классификаций.

Таковыми критериями могут служить:

- эффективность решения поставленной задачи (достижения цели) классификации;
- количество классификационных признаков (уровней классификации);
- количество классификационных групп в целом и на каждом из уровней;
- сложность и доступность методов определения значений классификационных признаков;
- экспрессность, т.е. скорость достижения цели классификации.

Используя выбранные критерии, подвергнем анализу существующие классификации алмаза с целью выявить их сильные и слабые стороны и предложить возможные пути для их совершенствования.

Анализ современных классификаций алмаза

При рассмотрении и анализе классификаций алмаза основными аспектами являются:

- **генетический аспект**, затрагивающий механизмы и причины образования алмаза, а также влияние на сопряженные геологические и минералогические объекты и связанные с этим процессы;
- **фундаментально-научный аспект**, касающийся получения новых данных об устройстве нашей планеты и процессов в ней протекающих;
- **утилитарный аспект**, интересующий нас с точки зрения поиска новых месторождений и способов эффективного использования добытых алмазов.

В связи с обозначенной проблематикой дальнейшее рассмотрение классификаций алмаза будет проводиться именно с геологических, минералогических и геммологических точек зрения.

Приведенный обзор различных классификаций, анализ и сравнение существующих классификаций алмаза с учетом интересующих нас аспектов (табл. 4) показывает, что классификации имеют определенный потенциал для улучшения.

Анализ минералогической классификации Ю.Л. Орлова. Основными достоинствами классификации Орлова являются простота и понятность в применении, небольшое количество разновидностей, что является достоинством, проявляющимся в удобстве ее применения.

К недостаткам классификации Ю.Л. Орлова можно отнести объединение всех

монокристаллов алмаза мантийного происхождения в одну разновидность, что не позволяет, например, на ее основе проводить типизацию вторичных ореолов при поисковых работах на алмазы.

Также классификация Орлова не предусматривает дробной классификации для кристаллов алмазов 1-ой разновидности, к которой относятся кристаллы различного габитуса, с различными степенями искажения и с различной степенью проявления скульптуры на поверхности. Поскольку классификация Орлова не является чисто морфологической (Орлов, 1963), но также содержит и генетические аспекты (Орлов, 1984), то 1-ая разновидность требует дробления, поскольку габитус, искажения формы и поверхности кристалла в ряде случаев определяются их генетическими особенностями формирования алмаза.

Анализ минералогической классификации З.В. Бартошинского. Предлагаемая классификация более детальная, чем классификация Орлова, и практически охватывает все разнообразие морфологии и некоторых других, легко диагностируемых внешних признаков природных алмазов; по мере обнаружения новых разновидностей индивидов их место также может быть определено в ее структуре. В приведенной классификации учитывается главным образом внешняя форма кристаллов, а таким важным поисковым и геммологическим признакам, как окраска (цвет, оттенки цвета, нацветы, дефекты, включения и т.д.) и гранулометрия (классификация по размерным классам крупности), внимание не уделяется. К тому же классификация достаточно громоздкая (53 группы).

Таблица 4

Сравнительная характеристика основных классификаций алмаза

Классификация	Классификационные признаки	Классификационные подмножества	Методы	Классификационные цели (аспекты применения)
Минералогическая Ю.Л. Орлова	Внешняя морфология Прозрачность Цвет	11 разновидностей	Визуальные Микроскопия	Генетический Поисковый
Минералогическая З.В. Бартошинского	Внешняя морфология Прозрачность Цвет Люминесценция	53 группы	Визуальные Микроскопия	Генетический Поисковый
Физическая	Наличие/отсутствие примеси азота, бора	Основных: 2 типа Дополнительных: 4-6 типов	ИК-спектроскопия	Технологический Генетический
Технологическая (коммерческая)	Размер (масса) Внешняя морфология Цвет Чистота	По размеру: до 27 По форме: до 38 По целостности: 2 По цвету: до 34 По чистоте: 5 Всего около 16000 групп	Весы, сита, сортеры Визуальные Микроскопия Сравнение с эталонным образцом	Оценочный

Общий вывод по минералогическим классификациям. Развитие минералогических классификаций предполагает оптимизацию по количеству классов и разновидностей, а также учет таких свойств алмаза, как размер, прозрачность, цвет, т.е. введение новых классификационных признаков.

Анализ физической классификации. Данную классификацию можно отнести к фундаментальным, ее работоспособность и эффективность проверена многими исследованиями. Она является простой для понимания и применения.

В связи с развитием технологий спектроскопии в ИК-диапазоне повышается степень локальности метода (т.е. уменьшается единица площади или объема изучаемого объекта, с

которой проводится измерение). Поскольку каждый кристалл алмаза является, как правило, неоднородным по количеству и типу примесей, то в рамках одного кристалла возможно выделение участков, относящихся к разным физическим типам, что делает отнесение кристалла к конкретному типу проблематичным. Поэтому один из путей развития данной классификации заключается в увеличении классификационных групп за счет появления дополнительных комбинаторных групп, а также групп, учитывающих количественное соотношение различных типов в рамках одного кристалла и их последовательность (например, от центра к периферии кристалла).

С другой стороны, возможное развитие классификации может быть связано с процедурой упрощения разделения алмазов на типы за счет упрощения методов или использования альтернативных методов измерения значений классификационных признаков.

Анализ технологической классификации. Данная классификация сравнительно простая, не смотря на большое количество групп. Проблематичной для понимания в ряде случаев является достаточно сложная система обозначений, принятая для каждой отдельной позиции. Классификация позволяет обрабатывать (оценивать) огромные объемы алмазов, что, безусловно, является большим плюсом данной системы.

Однако данная классификация не учитывает всех особенностей ювелирного алмаза как сырья для изготовления бриллиантов. Такой «недоучет» потенциально ведет к неправильной оценке (недооценке или переоценке) алмазного сырья, и, следовательно, к недостижению классификационной цели. Основными путями для развития классификации являются оптимизация количества позиций, а также границ между позициями.

Заключение

Таким образом, предложенная методика анализа классификаций позволяет выделить основные свойства и провести сравнительную характеристику существующих классификаций алмаза, а также выявить возможные «слабые» их стороны и определить основные направления совершенствования. При этом при выборе направлений развития современных классификаций алмазов необходимо учитывать новые данные об алмазах, полученные в последнее время в том числе и за счет появления новых методов исследования, а также разработать принципы согласно которым новые сведения будут учитываться при совершенствовании классификаций

Предложенная методика анализа также может стать фундаментом для разработки единой классификации алмазов, учитывающей многообразие свойств алмазов. Подобная единая классификация позволит рассматривать алмазы через комплекс их свойств, учитывающий как минералогические, физические и технологические особенности алмаза с учетом экономического аспекта. Подобное комплексное рассмотрение может помочь повысить информативность при работе с алмазом, а также эффективность использования алмазов, как одного из главнейших полезных ископаемых.

Список литературы

1. Бартошинский З.В. Минералогическая классификация природных алмазов / Минералогический журнал, т.5, №5, 1983, с. 84-93.
2. Дж.Д. Дэна и др. Система минералогии. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1953
3. Квасков В.Б. (ред). Природные алмазы России. М, Полярон, 1997, 160 с.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. Издание 2-е, 264 с.
5. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. М.: Изд-во Академии Наук СССР, 1963, с.11-86.
6. Шелементьев Ю.Б., Окоёмов Ю.К., Хапкина Т.П., Викторов М.А., Егоров Т.Н. Алмазное сырье: учебно-справочное пособие. – М.: Наука, 2007, 304 с.

Геология, морфология и вещественный состав новых кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции

Гунин А.П., Вержак В.В., Минченко Г.В., Сотников В.И.
«АЛРОСА-ПОМОРЬЕ» АК «АЛРОСА», г. Архангельск

Описывается геологическое строение и вещественный состав новых кимберлитовых тел (трубка «Галина» (478) и трубка 7466), открытых в 2006 - 2007 годах в пределах Архангельской алмазоносной провинции. По результатам петрографических, минералогических, геохимических характеристик породы трубок Галина (478) и 7466 относятся к умеренно дифференцированным кимберлитам железо-титанистой серии. Пространственно кимберлитовые тела расположены в пределах Кепинского кимберлитового поля. По наличию мощной кратерной части и отсутствию в кимберлитах ксенолитов пород нижнего палеозоя, трубка 7466 сравнима с кимберлитовой трубкой им. В. Гриба. Изучение минералов-индикаторов и вещественного состава пород позволяют сделать вывод о низкой степени алмазоносности выявленных кимберлитовых тел.

В начале XXI века на территории Архангельской алмазоносной провинции [1, 2] при ведении поисковых работ в границах Кепинского кимберлитового поля, Зимнебережного алмазоносного района, филиалом АК «АЛРОСА» в г. Архангельске «АЛРОСА-Поморье» были открыты новые алмазоносные кимберлитовые тела (рис.1). В марте 2006 года при поисковом бурении скважин на магнитной аномалии № 478 была вскрыта кимберлитовая трубка, названная впоследствии именем «Галина» – в память выдающегося исследователя кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции Галины Петровны Кудрявцевой. Через год, в апреле 2007 года в восточной части поля на магнитной аномалии № 7466 бурением скважин вскрыта кимберлитовая трубка 7466.

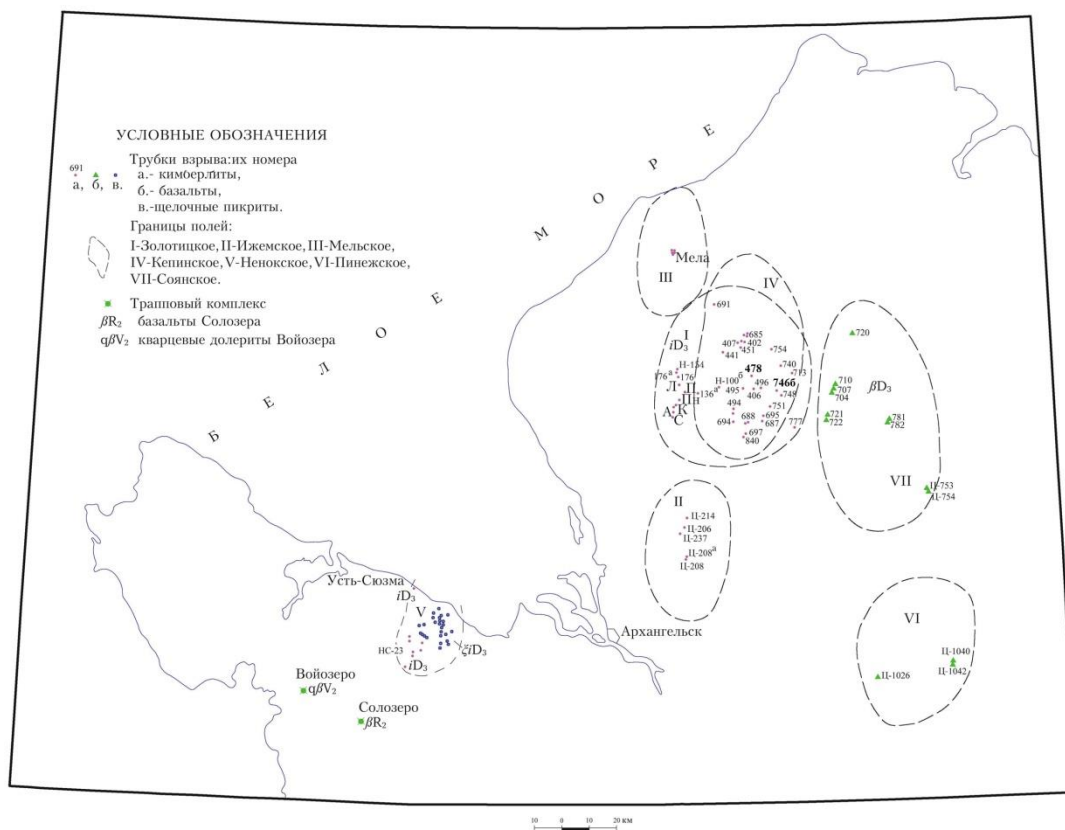


Рис. 1. Схема расположения магматических тел в пределах Архангельской алмазоносной провинции

Новые магматические тела выявлены в пределах Зимнегорского авлакогена [8], на границе сочленения Падунского грабена и Товского выступа архейского кристаллического фундамента. Их проявление контролируется Верхотинской (трубка Галина (478)) и Котугской (трубка 7466) меридиональными зонами разломов.

По результатам аэромагнитной съёмки масштаба 1:5000, над трубкой Галина (478) локализуется магнитная аномалия интенсивностью до 1,75 нТл с размерами в поперечном сечении 400×300 м и северо-восточным простиранием длинной оси (рис. 2). Интенсивность магнитной аномалии № 7466 достигла 4,2 нТл, размеры 500×380 м.

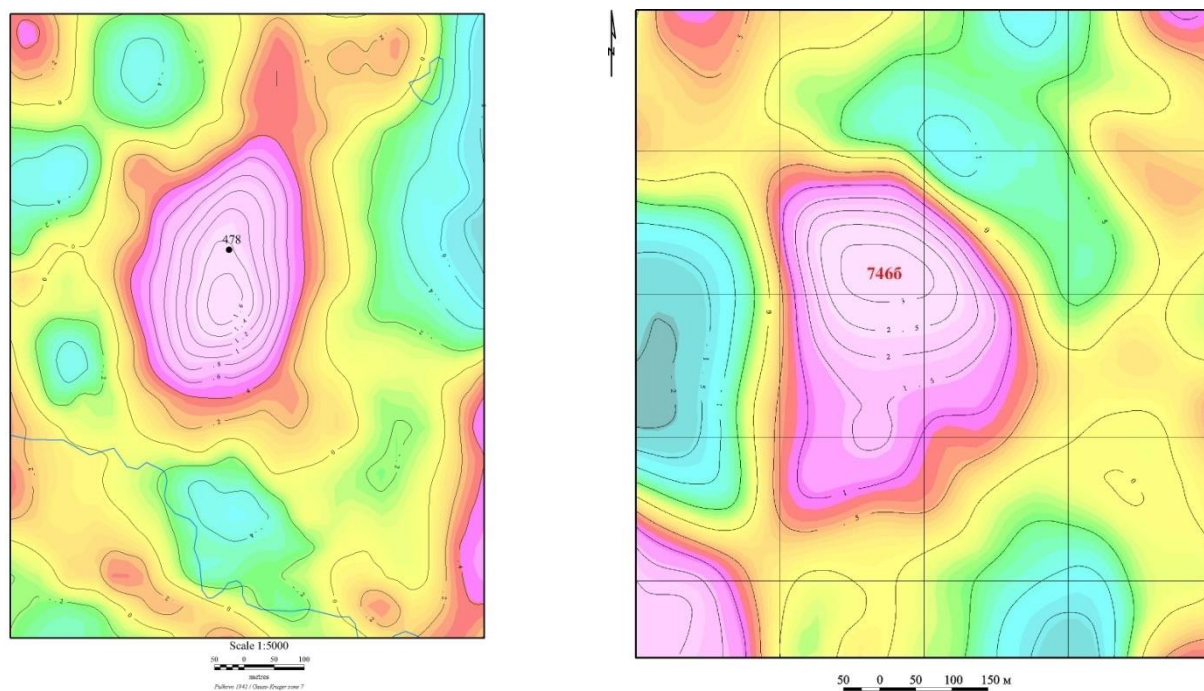


Рис. 2. Схемы изолиний остаточного магнитного поля над кимберлитовыми трубками Галина (478), и 7466 (по данным АМС-5)

Результаты бурения скважин и наземных геофизических работ позволили изучить морфологию и вещественный состав новых кимберлитовых тел.

В плане, обе трубки имеют овальную форму, удлинённую в северо-восточном направлении по азимуту 20° (рис. 3, 4). Размеры трубки Галина (478) составили 516×207 м, при этом площадь поперечного сечения поверхности 7,1 га. Размеры контура трубки 7466 составляют 740×350 м. Площадь поперечного сечения поверхности 20,8 га. В объёме оба тела представляют собой погребённый, расширяющийся кверху усечённый конус, с крутыми контактами (80° - 90°) кимберлитов с вмещающими породами.

При внедрении кимберлитовые трубки прорывали слабо литифицированные терригенные образования падунской серии верхнего венда, сложенные песчаниками, алевропесчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, а также нижележащие породы мезенской и усть-пинежской свит верхнего венда, представленные алевролитами, аргиллитами и реже песчаниками.

В верхней части разреза трубка Галина (478) перекрыта терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными отложениями нижнего - верхнего карбона. Венчает разрез толща песков четвертичного возраста. Общая мощность толщи перекрываемых отложений составляет 46,5-64,0 м. Над трубкой 7466 отложения каменноугольного возраста полностью эродированы, в перекрывающем разрезе отмечается только толща терригенных пород четвертичного возраста мощностью 61,0-71,2 м.

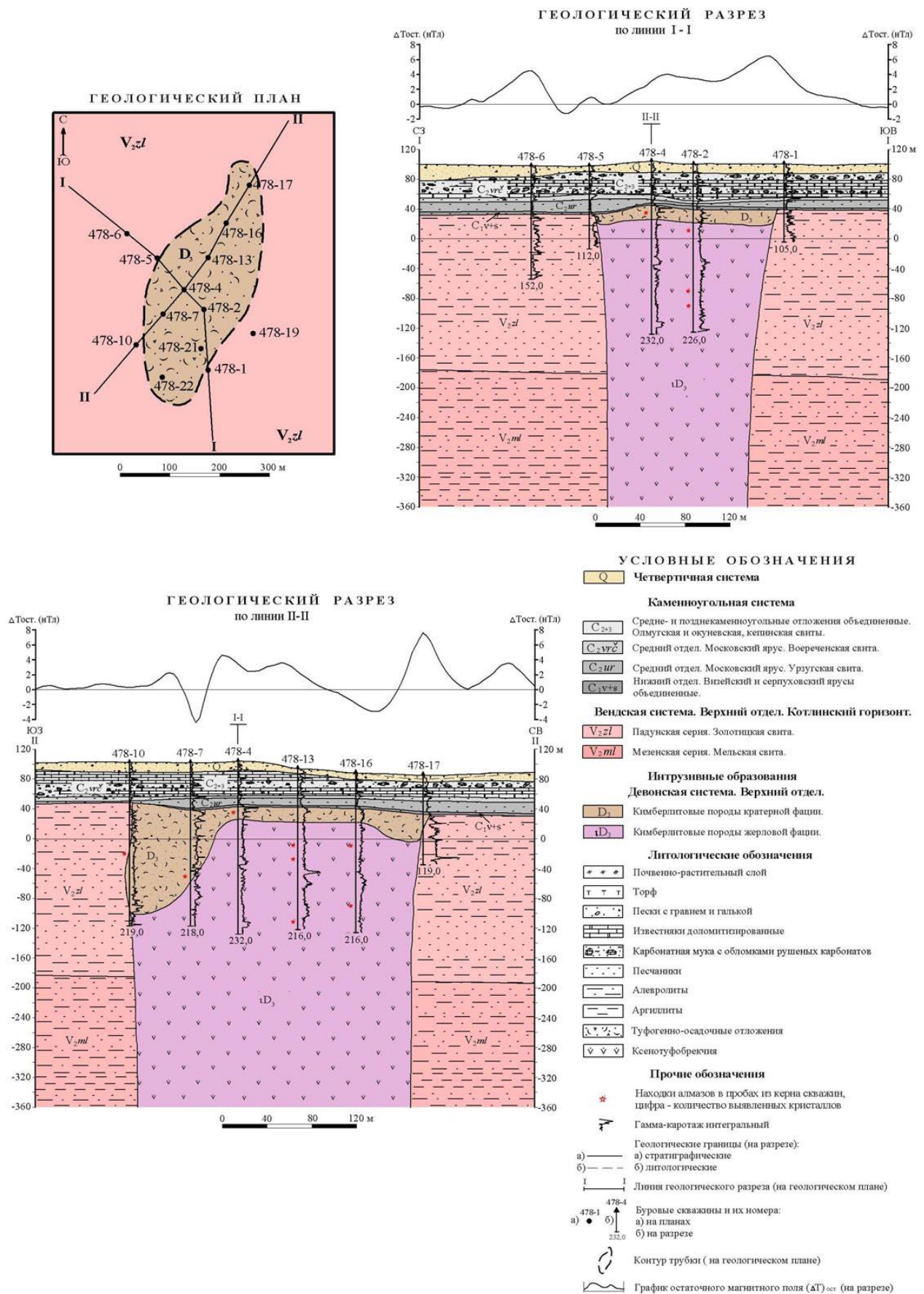


Рис. 3. Геологический план и разрезы по кимберлитовой трубке Галина (478)

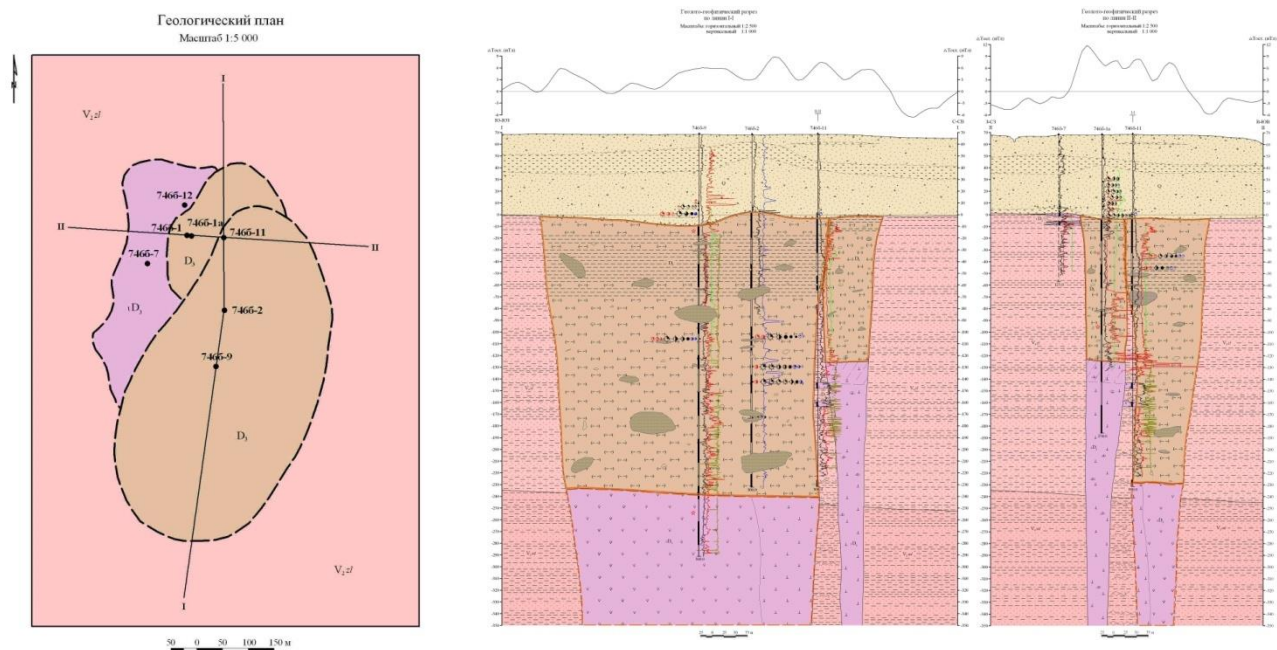


Рис. 4. Геологический план и разрезы по кимберлитовой трубке 7466

В строении трубок принимают участие образования кратерной и жерловой фаций. Мощность кратерных отложений в трубке Галина (478) достигает 60,5 м, а в трубке 7466 – 240 м. Кратерные отложения представлена глыбовыми брекчиями, туффитами с прослоями туфов. Жерловую фацию формируют породы представленные ксенотуфобрекчией кимберлита, а в трубке 7466 кроме ксенотуфобрекчией кимберлитов и автолитовым кимберлитом. В скважинах пройденных в северо-западной части аномалии 7466 на контакте с вмещающими породами, в последних были вскрыты силлы (3 пласта) сложенные сильно изменёнными мелкопорфировыми кимберлитами (рис. 4).

Магматический материал в кратерных отложениях представлен автолитами, пластинами флогопита, отмечаются обломки эклогитоподобных пород, зерна граната и пикроильменита. Автолиты ядерные и безъядерные. Ядра представлены пластинами флогопита, рудным минералом, псевдоморфозами по оливину второй генерации, обломками карбонатных пород, обломками аргиллитов. Содержание магматического материала достигает 30%.

Магматический материал в ксенотуфобрекчии кимберлитов из жерловой фации представлен автолитами, обломками кимберлитов и кристаллокластами: псевдоморфозами по оливину первой, второй генерации, зернами пикроильменита, граната. Отмечаются редкие обломки глубинных пород, предположительно сапонитовые псевдоморфозы по дуниту. Суммарное содержание магматического материала варьирует от 10-15% до 40-50%. Ксеногенный материал состоит из обломков аргиллитов, алевролитов, карбонатных пород, зёрен кварца, кварцитовидных пород. Цемент в породе открыто-поровый, поровый, по составу карбонат-сапонит-гидрослюдисто-железистый.

Материал автолитового порфирового кимберлита представлен серпентиновыми псевдоморфозами по оливину первой генерации (содержание до 5-10%). Размер их достигает 10,0-12,0 мм. Псевдоморфозы по оливину второй генерации составляют 50% объёма породы. Интерстиции между выделениями оливина заполнены флогопит-серпентиновым агрегатом с зернами оксидов. Крупные автолиты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком состоят из средне-, мелкозернистого порфирового слюдяного кимберлита. Ксенолиты (содержание до 10-20%) представлены обломками аргиллитов, аргиллитов, доломитов.



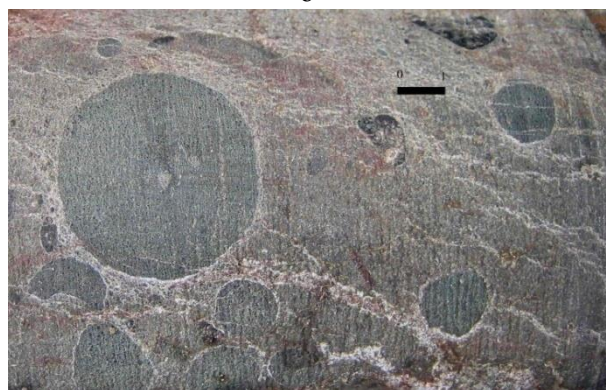
а



б



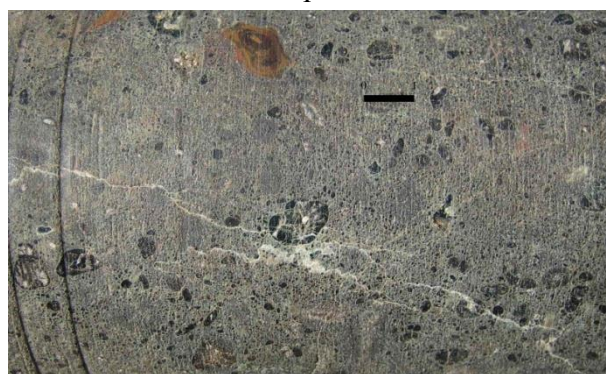
в



г



д



е

Рис. 5. Породы разреза новых кимберлитовых трубок: а. Туффиты кратерной фации трубки 478 с элементами макрослоистости. Образец 478-2/68,5; б. Ксенотуфобрекчия кимберлита трубки 478 жерловой фации. Образец 478-4/197,0; в. Туффит кратерной фации трубки 746б, глубина 153,5 м; г. Автолитовый кимберлиты трубки 746б. Образец 746б-1а/244,0; д. Изменённые кимберлиты в силлах ан. 746б. Пологий контакт кимберлитов с пластами вмещающих пород. Образец 746б-7/73,0

В керне скважин трубки Галина (478), обнаружено около 40 образцов мантийных ксенолитов, а также многочисленные макрокристы (мегакристы) пикроильменита и редкие макрокристы (мегакристы) оранжевого и оранжево-красного, малинового, фиолетового пироба. Макрокристы имеют овальную или неправильно-сглаженную форму и размеры 0,5-2 см, (рис. 6) [6].



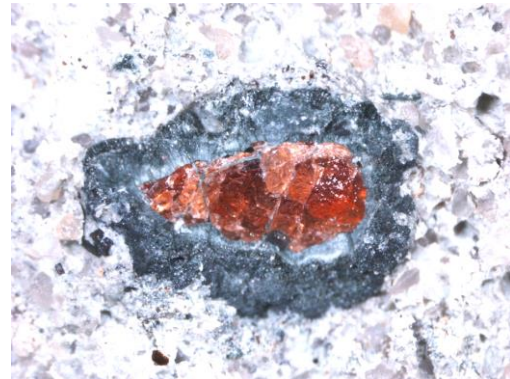
а



б



в



г



д



е

Рис. 6. Отдельные зёрна минералов-индикаторов кимберлитов в кимберлитовых породах трубки Галина (478): а - мегакристы пикроильменита, б - мегакристы оранжево-красного пиропа; в - макрокристалл оранжево-красного пиропа в цементе, окружённый келифитовой каймой (обр. 478-4/205,1); г - макрокристалл оранжево-красного пиропа, окружённый келифитовой каймой (обр. 478-4/198,5); д - макрокристалл малинового пиропа (обр. 478-22/82) в автолитовой оболочке, с келифитовой каймой; е - макрокристалл фиолетового пиропа (обр. 478-4/207,1) в автолитовой оболочке, с келифитовой каймой.

Среди мантийных ксенолитов преобладают гранатовые перидотиты лерцолитового парагенезиса гроспидитовой субфации глубинности С2 (рис. 7) [7] (23-34 кбар), реже коэситовой субфации С3 (34-40 кбар) и даже алмаз-пироповой фации D.

В повышенном количестве присутствуют включения хромшпинелевых перидотитов (гроспидитовой субфации С2) и шпинелевых перидотитов шпинель-пироксеновой фации В (7-17 кбар). В меньшем количестве обнаружены ильменитовые и гранат-ильменитовые перидотиты, а также мегакристы оранжевого пиропа титановой ассоциации. В значительном количестве (на порядок больше включений перидотитов) в породах трубки присутствуют

ксенолиты эклогитоподобных пород и основных гранулитов (ксенолиты нижнекоровых пород).

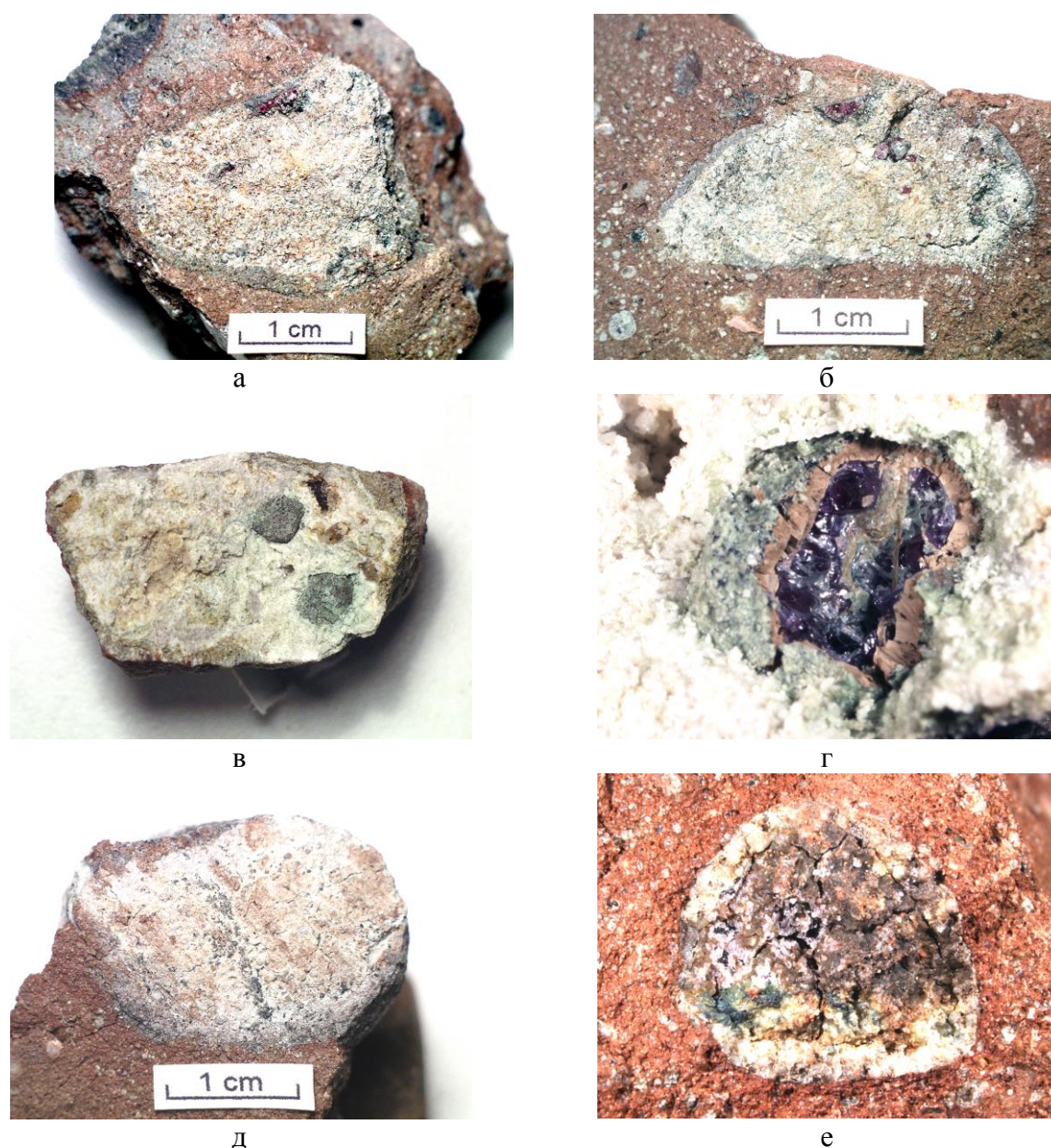


Рис. 7. Мантийные ксенолиты из пород трубки Галина (478); а, б – пироповые перидотиты гроспидитовой субфации C_2 (а - обр. 478-4/203, б - обр. 478-4/207); в – пироповый перидотит алмаз-пироповой фации D (обр. 478-22/166); г – пироп в келифитовой кайме из пиропового перидотита (обр. 478-22/166); д – хромшпинелевый перидотит гроспидитовой субфации C_2 (обр. 478-4/205,3); е – гранатизированный шпинелевый перидотит гранат-шпинелевой субфации C_1 (обр. 478-22/77), характеризующийся развитием бледно-розового пироба вокруг высокоглинозёмистого хромшпинелида

Минералы индикаторы кимберлитов из пород трубки Галина (478) представлены *хромшпинель-пироп-пикроильменитовой* ассоциацией. Выход тяжелой фракции в пробах из кимберлитовых разностей трубки варьирует от 153,23 до 1511,81 г/т, а в пробе 478-2/213,2 достигает максимального значения 4110,0 г/т. Минералы индикаторы в отдельных пробах составляют 90-95% тяжелой фракции. Преобладают пикроильмениты. При этом встречаются монолитные и агрегатные зёрна. По химическому составу пикроильмениты оказываются в

пограничной области полей пикроильменитов из высокоалмазных кимберлитов и из кимберлитов с умеренной и слабой алмазностью (рис. 8).

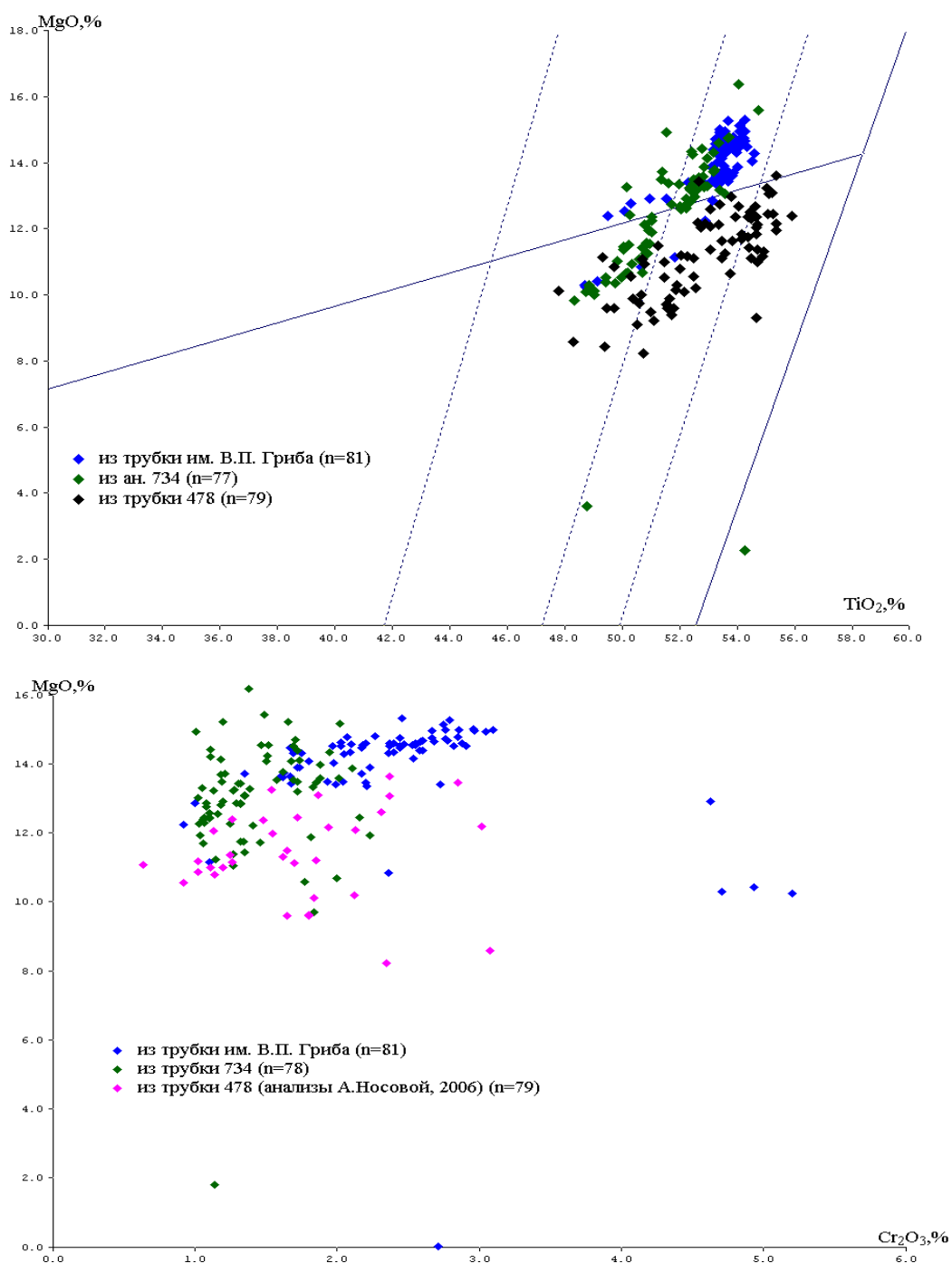


Рис. 8. Особенности составов пикроильменитов из пород трубки Галина (478)

По сравнению с пикроильменитами из кимберлитовых пород трубки имени В.Гриба они являются менее магниезиальными, слабо окисленными, более низкохромистыми.

Характерной особенностью химических составов гранатов трубки 478 является существенное преобладание пиропов лерцолитового парагенезиса. Около 10% выборки гранатов трубки представлены высокохромистыми и низкокальциевыми разновидностями из дунит-гарцбургитовых парагенезисов (тип G10), аналогичных по составу пиропам-включениям в алмазах (рис. 9).

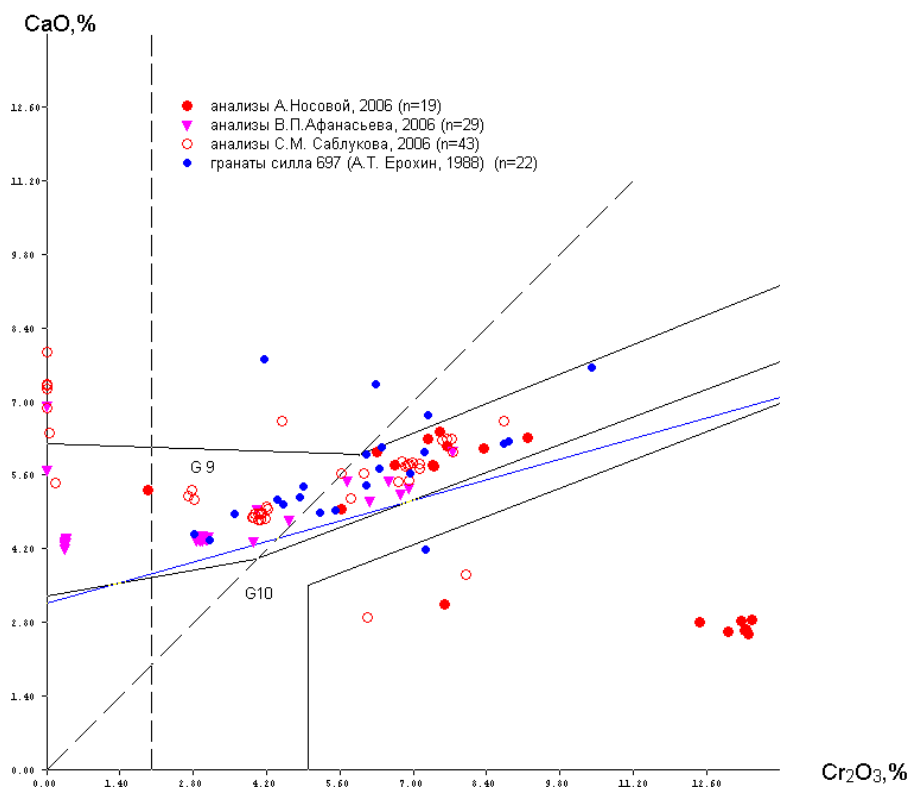


Рис. 9. Состав гранатов из пород трубки Галина (478)

Химический состав хромшпинелид отвечают составам, типичным для кимберлитовых пород, образующим два тренда составов пикритовый и перидотитовый, по сравнению, с хромшпинелями из включений в алмазах и из алмазоносных кимберлитов они имеют более низкие содержания Cr_2O_3 (рис. 10).

В кимберлитовых породах трубки 746б выделяется две ассоциации минералов индикаторов кимберлитового магматизма. Отложения кратерной фации характеризуются пироп-хромшпинелид-пикроильменитовой ассоциацией минералов индикаторов. Породы жерловой фации – хромдиопсид-пикроильменит-пироп-хромшпинелидовой. Выход тяжелой фракции по породам трубки весьма низкий, варьирует от 23,42 до 381,8 г/т.

Пиропы первой ассоциации по химическому составу локализируются в области верлитового, лерцолитового, алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса. 6% пиропов имеют состав аналогичный составу пиропов из включений в алмазах. Встречено зерно пироба группы G 10 (алмазного парагенезиса) с содержанием Cr_2O_3 16,23% [6]. Во второй минералогической ассоциации преобладает лерцолитовый парагенезис и выделяются единичные зерна алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса (диаграмма Соболева, 1974) и пиропы группы G10 (классификация Доусона и Стефенса, 1975), а также единичные пиропы пограничного состава лерцолит-дунит-гарцбургитового парагенезиса.

Составы пикроильменитов первой ассоциации образуют тренд по магнезиальности и железистости схожий с пикроильменитами трубки Галина (478), но менее магнезиальный по составу, чем пикроильмениты трубки имени В. Гриба (рис. 12). Содержания Cr_2O_3 варьируют от 0,87 до 2,27 % .

Пикроильмениты второй минералогической ассоциации характеризуются более низкой титанистостью и более высоким содержанием Fe_2O_3 , чем первой ассоциации, а также по сравнению с составами пикроильменитов трубки Галина (478) и трубки им. В. Гриба. Магнезиальность пикроильменитов отмечается на уровне пикроильменитов трубки им. В.Гриба.

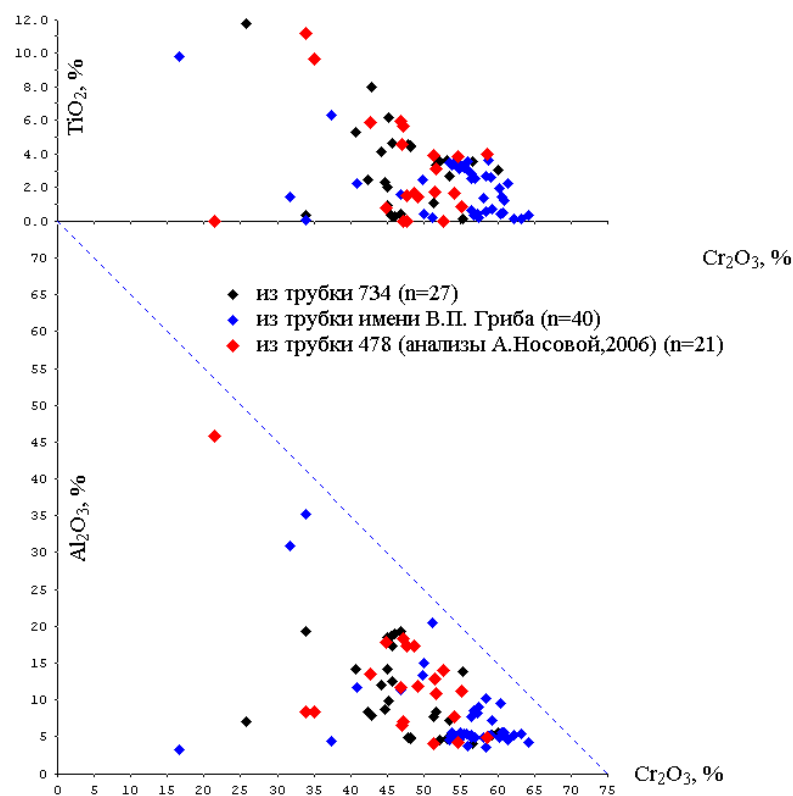


Рис. 10. Состав хромшпинелидов из пород трубки Галина (478)

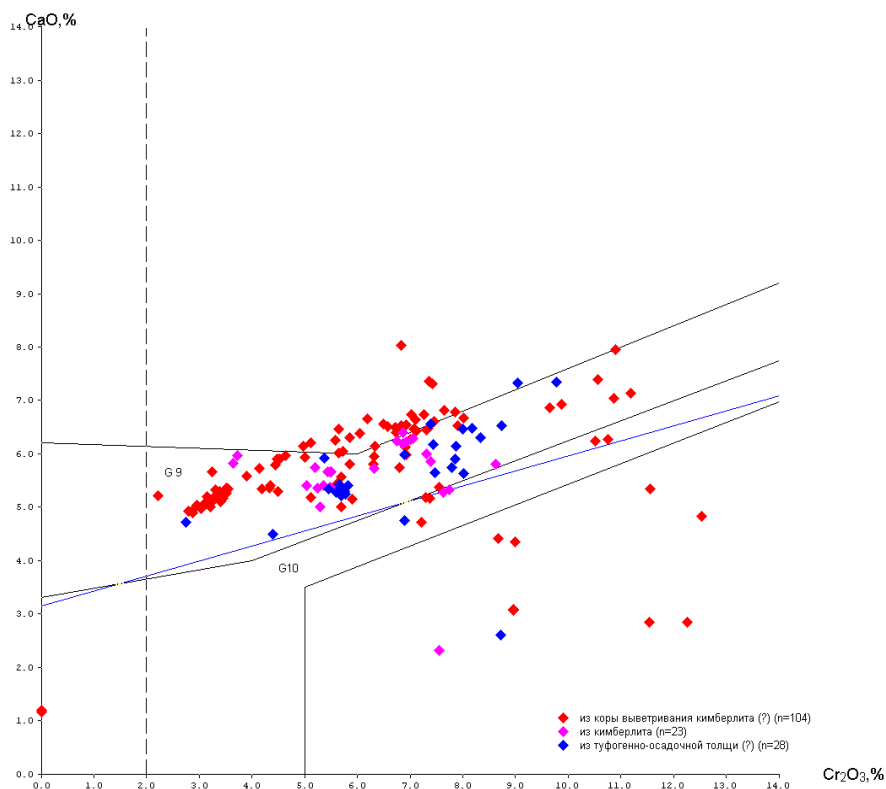


Рис. 11. Особенности химического состава гранатов из кимберлитовых пород трубки 7466-1. (Химические составы по исследованиям В.П. Афанасьева, В.К. Гаранина, А.А. Носовой, С.М. Саблукова)

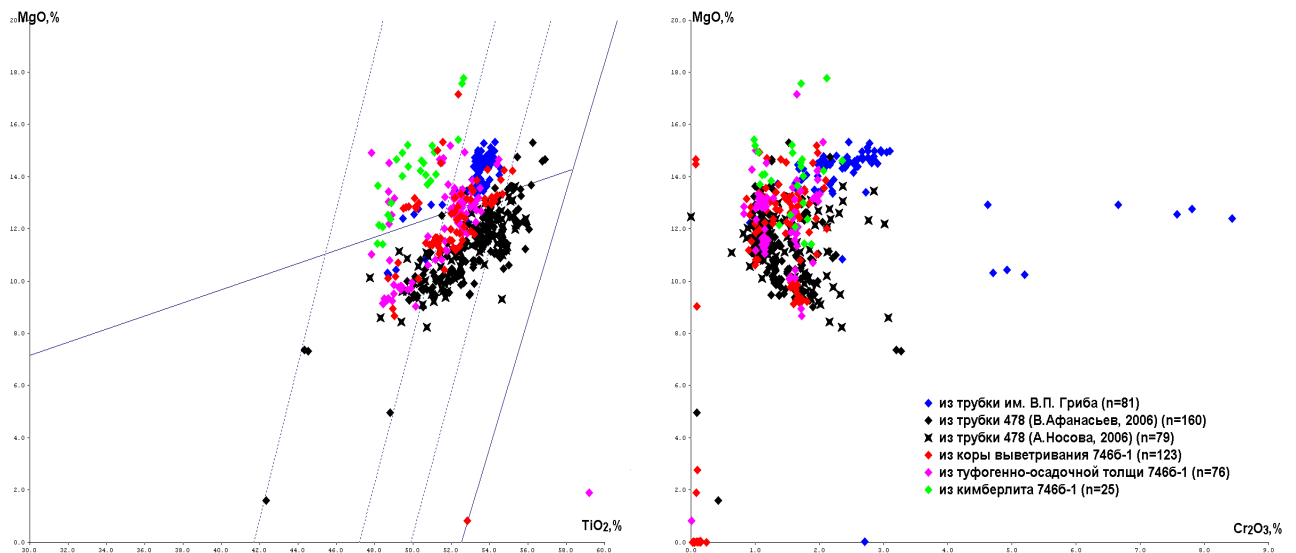


Рис. 12. Особенности химического состава пикроильменитов из кимберлитовых пород трубки 7466.

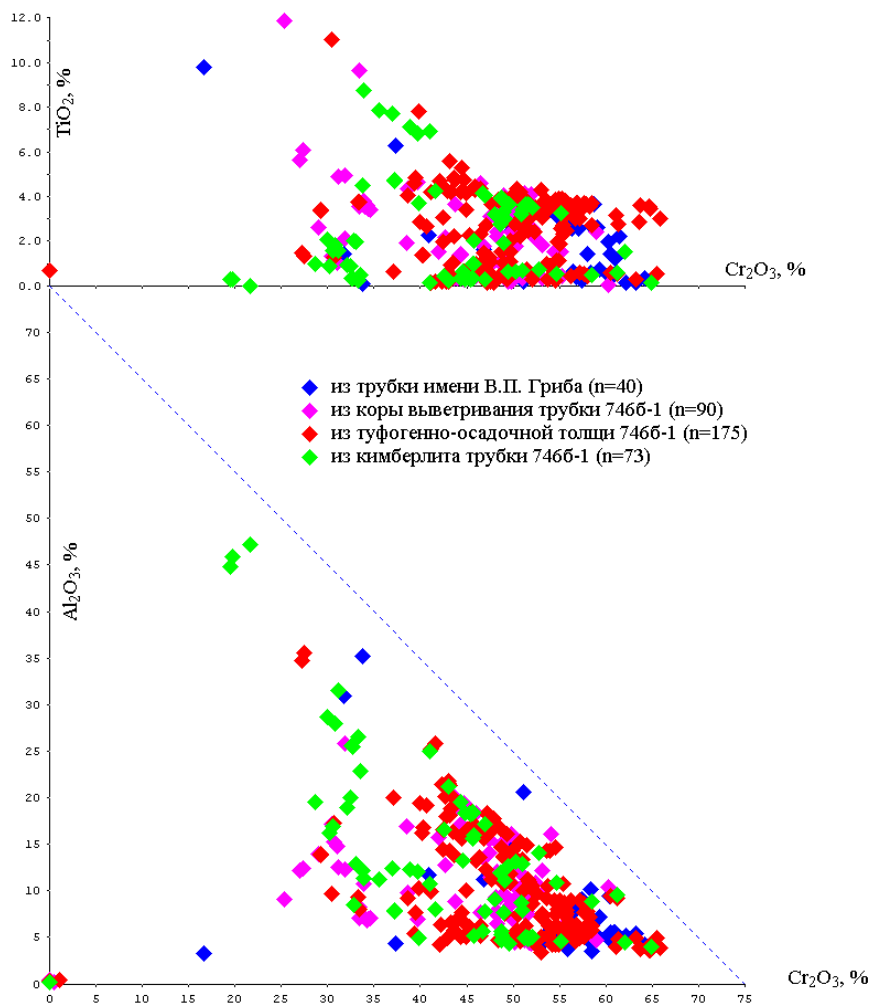
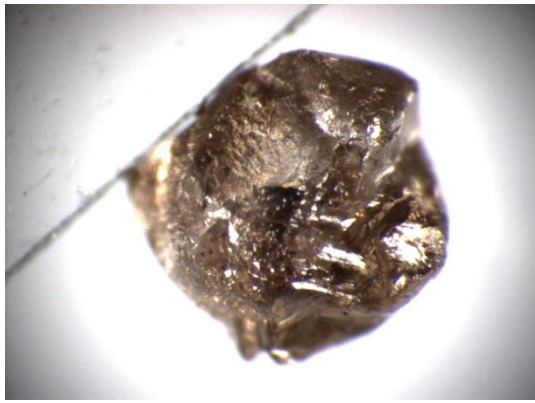
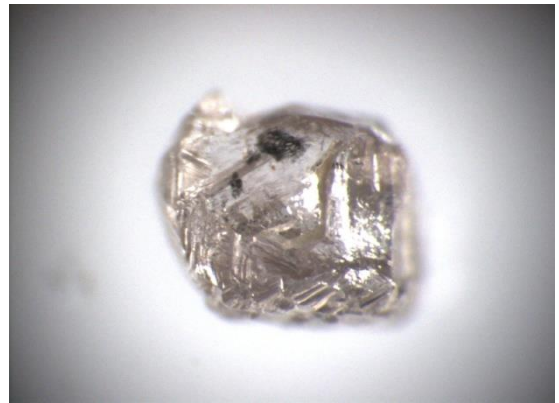


Рис. 13. Особенности химического состава хромшпинелидов из кимберлитовых пород трубки 7466

Составы хромитов трубки 7466 образуют классические два тренда составов - пикритовый и кимберлитовый (рис. 13). Около 5% проанализированной выборки хромшпинелидов составляют хромиты алмазоносного парагенезиса с содержанием Cr_2O_3 более 61,5%.



а



б



в



г



д



е

Рис. 14. Кристаллы алмазов из кимберлитовых трубок Галина (478) и 7466: а, б, в - трубка Галина (478) (а, б - кристаллы с полицентрическим строением граней; в - обломок алмаза с протемагматическим сколом); г, д, е - трубка 7466 (г - сложный шпинелевый двойник октаэдров; д - додекаэдроид с подчиненной гранью октаэдра и вrostком; е - прозрачный псевдогемиморфный алмаз с коричнево-серым нацветом)

Среди минералов кимберлитовых пород трубок Галина (478) и 7466 было установлено присутствие алмазов (см. рис. 14). В концентратах обогащения пород из трубки Галина (478) обнаружено 16 кристаллов алмаза общим весом 15,77 мг, класса крупности $-1+0,5$ мм. Кристаллы относятся к ряду октаэдр – ромбододекаэдр. Плоскогранные алмазы ряда октаэдр – ромбододекаэдр, а также кристаллы кубического габитуса отсутствуют. Полуокруглые алмазы, октаэдры и комбинационные кристаллы ряда октаэдр-ромбододекаэдр делятся на две подгруппы – грубослоистые и тонкослоистые. Округлые алмазы, тонко- и скрытослоистые додекаэдроиды. Среди алмазов присутствуют серые, бесцветные, желтые и

коричневые индивиды. Большинство алмазов высокой и средней прозрачности, без трещин или с единичными приповерхностными трещинами. 5 кристаллов алмазов высокого качества (целые, бесцветные или слабоокрашенные, незначительной дефектности, высокой прозрачности).

В результате обогащения керновых проб кимберлитовых пород трубки 7466 обнаружено 5 кристаллов алмаза общим весом 7,75 мг. Преобладают додекаэдровиды (3 додекаэдровиды, 1 плоскогранный октаэдр с востком и 1 псевдогемиморфный алмаз). Присутствуют плоскогранные и округлые алмазы. Алмазы коричневой и серой окраски, прозрачные. Большинство алмазов - со следами пластической деформации (многочисленные полосы пластической деформации, коричневая окраска). На поверхности кристаллов отмечаются следы растворения при низком окислительно-восстановительном потенциале алмазообразующей среды, интенсивного окислительного травления и выщелачивания, пластической деформации, природного дробления.

Заключение

Результаты петрографических, минералогических, геохимических характеристик позволяют диагностировать породы трубок Галина (478) и 7466 как умеренно дифференцированные кимберлиты железо-титанистой серии. По характеру вторичной минерализации в связующей массе пород трубка Галина (478) относится к породам с преимущественным развитием сапонитизации, 7466 – серпентинизации. Особенности трубки 7466 является наличие мощной кратерной части, сравнимой по мощности среди кимберлитов трубок Fe-Ti-серии с трубкой им. В. Гриба. Для трубки характерно отсутствие явных ксенолитов пород нижнего палеозоя (кембрия-ордовика), что также сближает её с трубкой им. В.Гриба. Преобладание среди минералов индикаторов хромшпинелида также необычно для кимберлитовых пород Fe-Ti-серии района. Неоднородное геологическое строение и неравномерное распределение характеристик вещественного состава указывает на то, что кимберлитовая трубка 7466 представляет собой долгоживущий и весьма сложно построенный вулканический комплекс.

Список литературы

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) /Под ред. О.А. Богатикова, М.: МГУ, 1999. 524 с.
2. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов и родственных им пород России. - М.: Издательство ВИМС, 2008. – 602 с.
3. Гаранин К.В. Щелочные ультраосновные магматиты Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция): геология, генезис, алмазоносность, поиск и перспективы освоения. - МГУ, 2006. - 371 с.
4. Игнатов П.А., Болонин А.В., Гунин А.П. Проявления разновозрастных тектонических нарушений в платформенном чехле Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области. VII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». М.: 2005.
5. Игнатов П.А., Громцев К.В., Калмыков Б.А., Гунин А.П., Андросов Е.А. Среднепалеозойские структуры центральной части Зимнебережного алмазоносного района. VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». М.: 2007. С.109-112.
6. Саблуков С.М. Информационный отчет по теме «Разработка системы химико-генетической интерпретации результатов шлихоминералогических поисков на основе паспортизации трубок Зимнего Берега по особенностям мантийных ксенолитов». Этап 3. 2007.
7. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. -264.
8. Станковский А.Ф., Якобсон К.Э. Структуры фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья //Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
9. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореф. Дис. канд. г.-м наук. М.: 2008. - С. 28.

Поиск новых месторождений алмаза на территории западной Либерии

¹Дьяконов Д.Б., ²Гаранин В.К., ²Гаранин К.В., ²Бушуева Е.Б., ²Еналиева М.А.,
²Япаскурт В.О., ²Криулина Г.Ю.

¹WAGS, Гвинея, ²Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

В статье рассмотрены проблемы и критерии шлихо-минералогических методов поиска новых месторождений алмаза на территории Западной Либерии. Комплексно изучены алмаз и другие индикаторные минералы кимберлитов (пироп и пикроильменит), отобранные на территории поисковых площадей Ямбассен и Кумгбо, которые связаны с кимберлитовыми телами. В статье описаны особенности морфологии и химического состава этих минералов. Приводятся результаты электронно-зондового микроанализа ильменитов и гранатов, интерпретированные с применением соответствующих химико-генетических классификаций. В результате нами прогнозируется обнаружение новых кимберлитовых тел, расположенных вблизи территории поисков. Данные, приведенные в настоящей работе, могут быть эффективно применены при дальнейшем поиске алмазных месторождений в этом и других регионах Западной Африки.

Введение

При осуществлении минералогических методов поисков новых месторождений алмаза на территории Западной Либерии, были изучены и опробованы аллювиальные отложения рек Кумгбо и Ямбассен (рис. 1). Актуальность поисков определяется наличием находок алмаза на площадях поисков, при этом их коренные источники до сих пор не установлены. Территория поисков расположена в пределах границ Западноафриканского кратона, который практически не перерабатывался после эбурнейской орогении и сложен катархейскими, архейскими и протерозойскими сериями пород фундамента. Западноафриканский кратон, частично перекрытый осадочными образованиями верхнедокембрийского, палеозойского и четвертичного возраста, в южной своей части обнажается на выступе Ман, поэтому данная область нередко именуется кратоном (областью кратонизации) Ман.

Ранее обнаруженные кимберлитовые дайки и трубки Западной Либерии, формируют три группы тел, объединенные в поля Вижуа (бассейн верхнего и среднего течения р. Лофа), Мано Годуа (бассейн р. Мано) и Кумгбо (бассейн р. Кумгбо) (рис. 2). Кимберлитовые интрузии полей Мано-Годуа и Кумгбо представлены телами мелового возраста, в то время как тела поля Вижуа сложены кимберлитами позднепротерозойского возраста. Кимберлитовые дайки и трубки приурочены к нескольким параллельным разломным зонам, протяженностью в несколько километров. Дайки (всего их обнаружено несколько десятков), как правило, простираются в северо-западном направлении, а их мощность достигает нескольких метров. На сегодняшний день на территории Западной Либерии установлено 6 трубок, наиболее крупные из них, локализованные в районе Мано-Годуа, обладают диаметром размером до 300 м. С поверхности и до глубины в нескольких метров кимберлиты полностью латеритизированы и преобразованы в пестроцветные каолиновые глины.

До настоящего времени отработка коренных месторождений алмаза в данном регионе не производилась. Отметим, что отложения кратерной фации в кимберлитовых телах Либерии не установлены, что предполагает значительный эрозионный срез коренных источников алмаза и объясняет наличие россыпей алмаза, приуроченных к многочисленным водотокам. Основные россыпные месторождения алмаза приурочены к известным кимберлитовым полям и до сих пор разрабатываются компаниями и старателями.

Краткая геологическая характеристика районов поисков

Коренные месторождения алмаза в Африке находятся в пределах границ четырех архейских кратонов (областей кратонизации) Африки: Западного, Центрального (Ангольского), Восточного (Танзанийского) и Южного (Калахари-Зимбабвийского) (Haggerty, 1982; Nixon, 1995).

Западно-Африканский кратон практически не перерабатывался после эбурнейской орогении и сложен катархейскими, архейскими и протерозойскими сериями. Кратон, частично перекрытый осадочными образованиями бассейнов Таудени и Вольты (верхнедокембрийскими и палеозойскими) обнажается в выступах Регибат и Манн, а также в «окнах» Каеса и Кедугу.

Среди слагающих кратон докембрийских пород, по времени проявления метаморфизма и интродирования плутонических пород выделяется три основных разновозрастных структурно-формационных комплекса (рис. 3):

- Леоно-Либерийский архейский комплекс (либерий) (3,3-2,6 млрд. лет);
- Доэбурнейский, архей-протерозойский, гранитно-метаморфический комплекс (2,6-2,2 млрд. лет);
- Эбурнейский раннепротерозойский зеленокаменный комплекс (2,2-1,8 млрд. лет), включающий Биримийскую и Тарквайскую серии и эбурнейские гранитоиды.

В пределах отдельных участков на земную поверхность выходят образования Эбурнейского зеленокаменного комплекса. Эрозия началась с юрского периода, мощность эрозии 1-2 км (Skinner et. al, 2004)

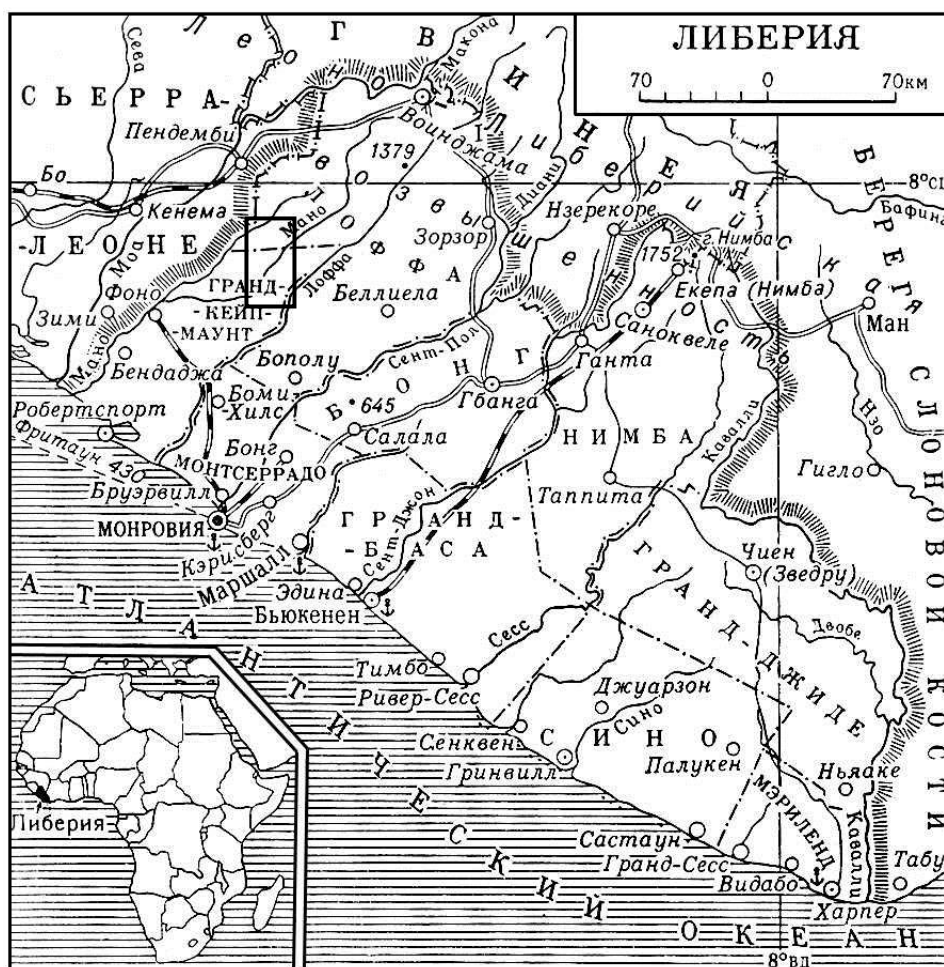


Рис. 1. Локализация района поисков на территории Либерии

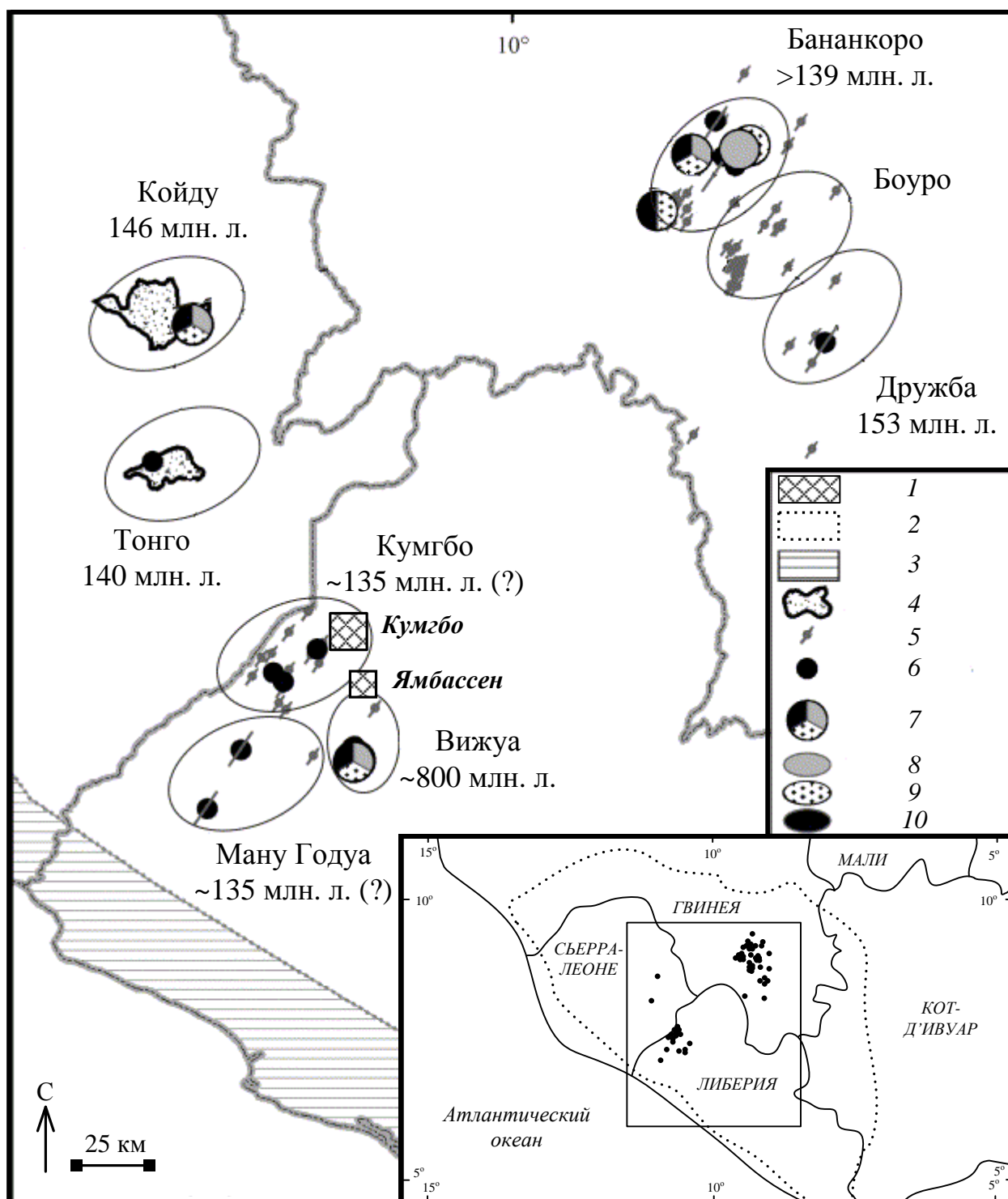


Рис. 2. Схема расположения площадей поисков Кумгбо и Ямбассен на территории Либерии. Показаны россыпи алмазов и разновозрастные поля кимберлитов Западной Африки, отличающиеся проявлениями интрузивных типов и фаций (Skinner et al., 2004). Условные обозначения: 1 – поисковые площади; 2 – кратоны (возраст консолидации более 2,5 млрд. лет); 3 – Панафриканский складчатый пояс; 4 – россыпи алмазов; 5 – кимберлитовые дайки; 6 – кимберлитовые трубки; 7 – разновидности пород различных фаций в составе трубок; 8 – диатремовая фация; 9 – переходная фация; 10 – гипабиссальная фация

Поисковая площадь Ямбассен расположена в пределах приатлантической равнины в верховьях р. Ямбассен – притока р. Лофа (СЗ Либерия) (см. рис. 1, 2). Породы фундамента здесь представлены докембрийскими лейкократовыми, среднезернистыми биотитовыми

гнейсами, преимущественно гранодиоритового реже гранодиорит-гранитоидного состава (рис. 3).

В поперечном сечении русла р. Ямбассен выделяются низкая и высокая пойма, а также комплекс надпойменных террас. Общая ширина долины составляет 250-300 м. Низкая пойма (ширина 30-50 м) отделена от высокой уступом высотой 2-2,5 м. Высокая пойма развита локально в местах расширения долины, ее ширина резко возрастает за счет меньшего продольного уклона. Высота уступа 1-й надпойменной террасы составляет 3-3,5 м над уровнем реки. Терраса цокольного типа с превышением гипсометрического уровня коренных пород 3-4 м по сравнению с пойменной частью. Террасы более высокого уровня в рельефе не выражены, что вероятно связано с сильными склоновыми процессами.

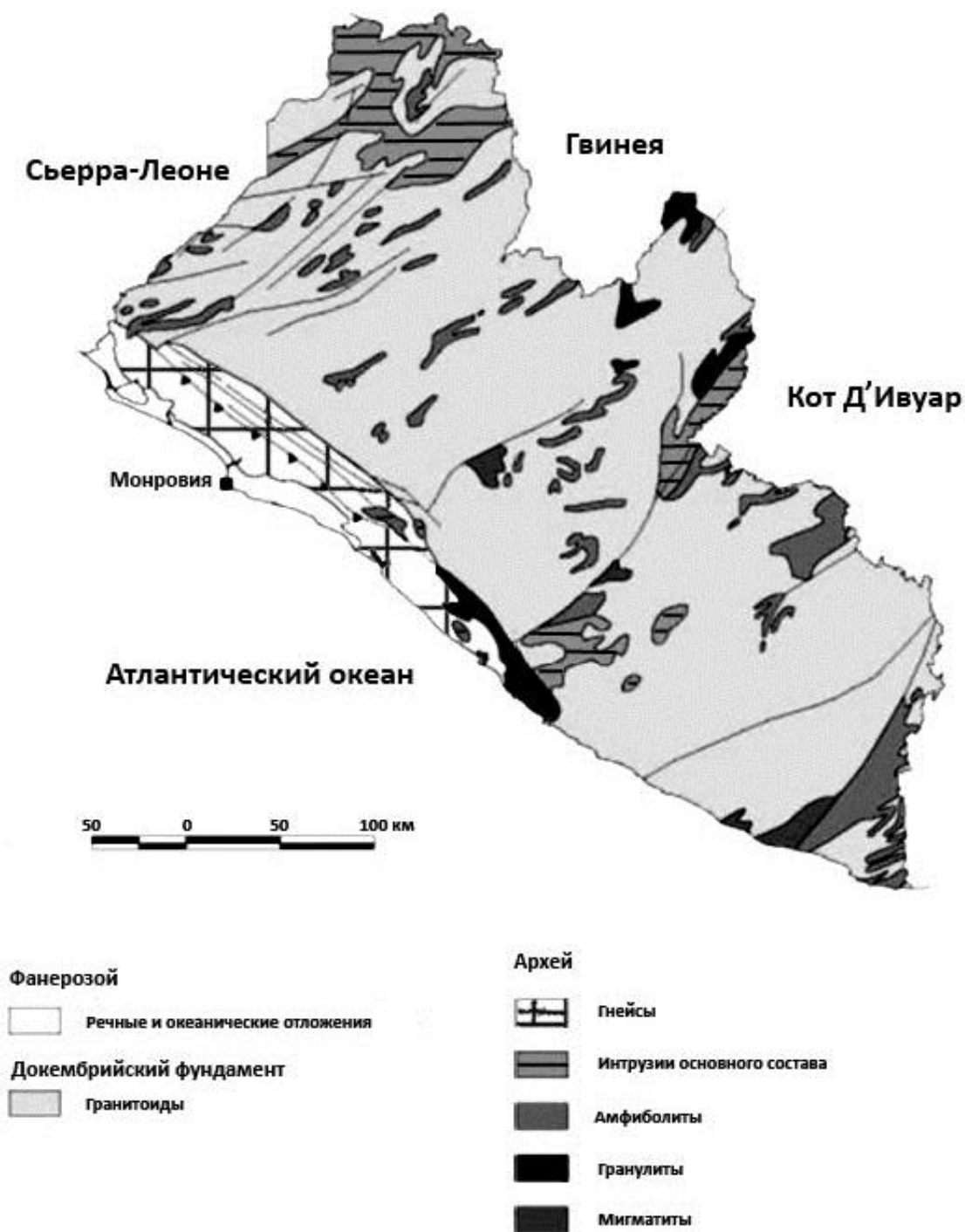


Рис. 3. Геологическая карта Либерии

В продольном разрезе реки отмечаются места «пережимов» с выходами коренных пород в русле реки и соответственно с минимальной мощностью аллювиальных отложений; и места «раздувов» с мощностью рыхлых отложений 3-3,5 м.

В северо-западном направлении русло р. Ямбассен пересекают дайки диабазов юрского возраста мощностью 50-60 м. Они представлены темно-серыми мелкокристаллическими толеитовыми базальтами с лабрадоритом и пироксенами. В местах пересечения даек с рекой образуются характерные пороги.

Поисковая площадь Кумгбо расположена на территории северо-западной части Либерии в непосредственной близости от группы тел Кумгбо (см. рис. 2), характеризующейся наличием в ее пределах кимберлитовой трубки и нескольких даек, обнаруженных более 30 лет назад (Haggerty, 1982). До настоящего времени данные алмазонасные объекты не вовлечены в промышленную отработку, что позволяет предположить низкую степень содержания алмазов в породах.

По возрасту вещественных комплексов метаморфических пород в районе Кумгбо можно выделить формацию гранито-гнейсов, представленную гнейсами гранитного и гранодиоритового состава с подчиненными количествами амфиболитов, а также образования формации интрузивных гранито-гнейсов, представляющие собой останцы тектонического покрова (Wallace, 1977).

В геоморфологическом плане район представляет собой холмистую область, покрытую дождевыми лесами, с густой сетью небольших притоков р. Кумгбо, ширина которой варьирует от 3-х до 5 м.

Задачи и методы исследований

Основной задачей исследований являлось изучение типоморфных свойств алмазов и химического состава других минералов тяжелой фракции проб (ильменитов и гранатов), первоначально, в полевых условиях отнесенных к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), отобранных на территории поисковых площадей Кумгбо и Ямбассен, с целью обнаружения коренных источников алмазов. Таким образом, были установлены минеральные парагенезисы ильменитов, построены соответствующие гистограммы и диаграммы, характеризующие их генетическую принадлежность, проведен анализ полученной совокупной информации, и сделано заключение о перспективности поисков месторождений алмаза.

Исследования алмаза и других ИМК проводилось с применением разновидностей метода оптической микроскопии с целью их предварительного изучения (определения формы, цвета, характера поверхности и т.д.) и документации (фотосъемка). В процессе работ был использован комплекс, состоящий из стереоскопических микроскопов МБС-10 (Россия), Motic-SZ243 (Китай) и цифровых камер Motic DC-5000 (Китай), NIKON-4800 (Япония), позволивший проводить исследования и документацию зерен ильменитов с увеличением до 14 раз.

Химический состав ильменитов и гранатов определялся методом электронно-зондового микроанализа, в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ на микронзондовом комплексе на базе РЭМ (растрового сканирующего электронного микроскопа) «JEOL JSM-6480LV» (Япония) с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа и дифракционного четырехкристального спектрометра «INCA-Wave 500» (кристаллы LiF200, TAP, PET и LSM-80N). Результаты обработаны с использованием профессионального лицензионного программного обеспечения: «SEM Control User Interface», версия 7.11 (JEOL Technics LTD) и «INCA», версия 17a (Oxford Instrument). Растровые электронные изображения были получены в отраженных и вторичных электронах (фазовый контраст, химическая гетерогенность). Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока электронного пучка нА.

Поисковая площадь Ямбассен

Единственным из ИМК, обнаруженным на территории поисковой площади Ямбассен, является ильменит. Другие ИМК не обнаружены. Установлено присутствие широкого ряда тяжелых минералов (шпинели, корунд, циркон и т.д.) в составе проб из осадочных толщ, которые представляют различные виды пород из состава фундамента.

С целью исследования химического состава ильменитов поисковой площади Ямбассен и определения их генетической принадлежности, было выполнено 666 электронно-зондовых анализов химического состава *ильменитов*, класса крупности 0,3-0,7 мм. Эти анализы с использованием химико-генетической классификации (ХГК) минералов-спутников алмаза (Гаранин и др., 1991; Богатиков и др., 1999) разбиты на группы, отнесенные к определенным минеральным парагенезисам.

Все ильмениты представляют 10 химико-генетических групп (ХГГ), различных по числу анализов (рис. 5, табл. 1).

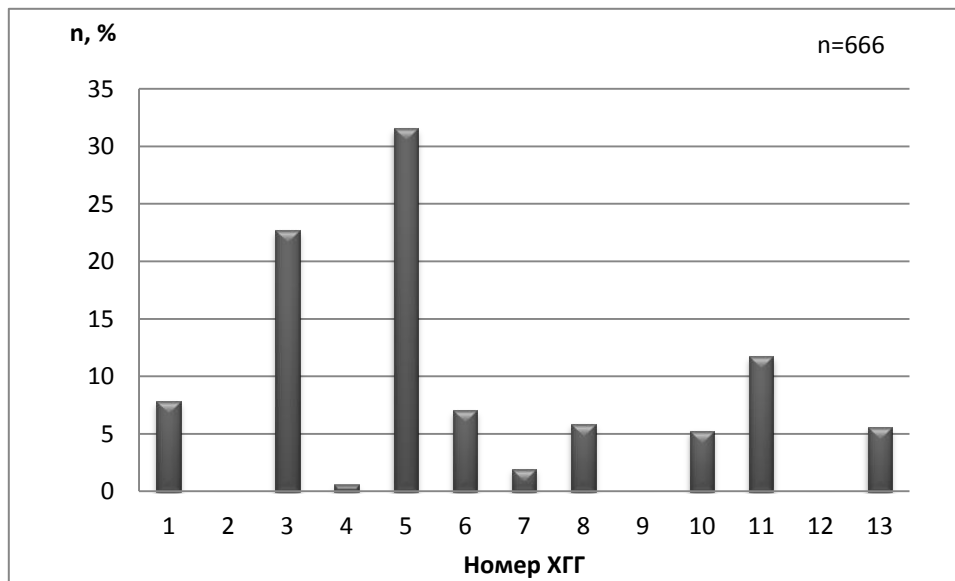


Рис. 5. Распределение ильменита различных химико-генетических групп из проб поисковой площади Ямбассен; n – общее число анализов

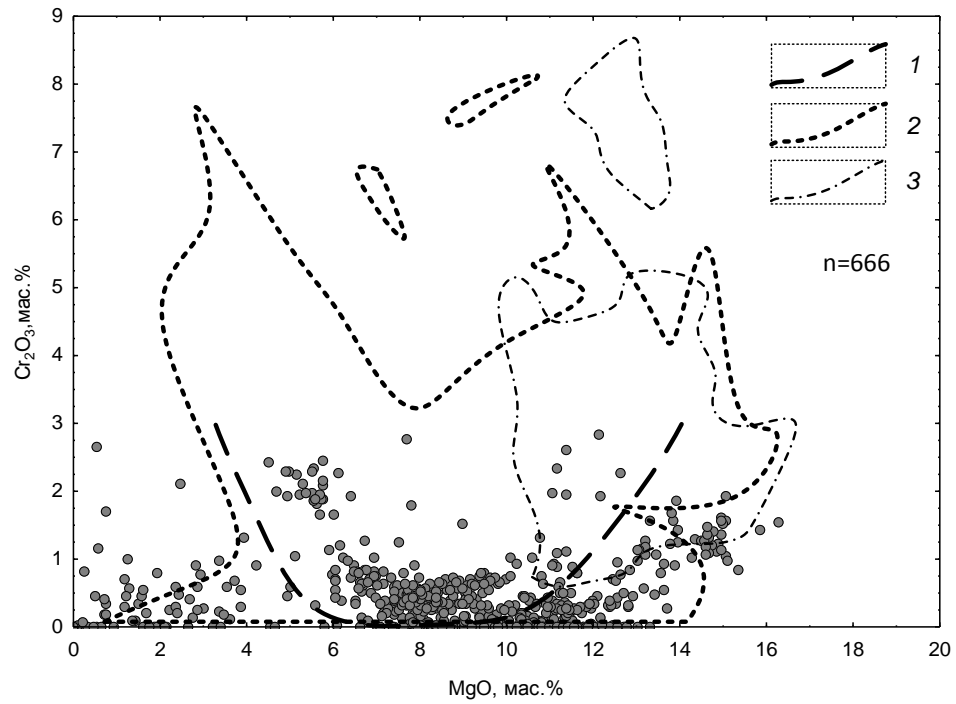
52 (8 %) ильменитов относятся к 1-ой ХГГ, представляющей низкохромистый (0,00–2,60 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 0,79) высокомагнезиальный (9,29–15,34 мас.% MgO , в среднем 12,22) ильменит, сходный по составу с пикроильменитом из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов.

3-я ХГГ представлена 151 анализом, что составляет 23 % от общей выборки. Это хромсодержащий (0,00–2,27 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 0,39) высокомагнезиальный ильменит из включений в алмазе, неалмазоносных перидотитов, в том числе и метасоматизированных, а также катаклазированных лерцолитов.

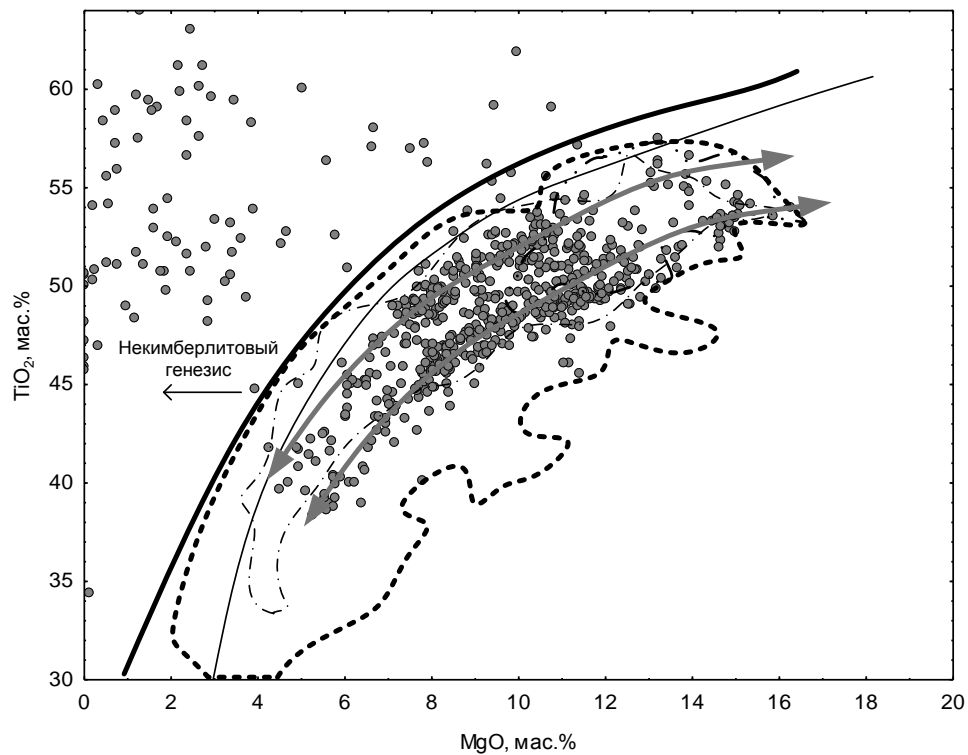
Обнаружено 4 зерна ильменита, отнесенных к 4-й ХГГ. Это высокохромистый (1,95–2,84 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 2,28) высокомагнезиальный гемоильменит из неалмазоносных перидотитов и энстатитов.

Самая многочисленная по числу анализов, 5-ая группа представлена 210 зернами (32 % от общей выборки). Это низкохромистый (0,00–2,06 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 0,19) высокомагнезиальный гемоильменит из неалмазоносных лерцолитов, в том числе и катаклазированных, и пироксенитов, преимущественно диопсидитов с графической структурой (ильменит–клинопироксеновые сростки).

6-я ХГГ представлена 47 анализами этого минерала (7%). Это низкохромистый магнезиальный ильменит из неалмазоносных пироксенитов.



а



б

Рис. 6. Особенности химического состава ильменита из проб поисковой площади Ямбассен в координатах MgO-Cr₂O₃ (а) и MgO-TiO₂ (б). Условные обозначения: 1 – зависимость для состава ильменита из кимберлитов Лесото и Западной Африки по S. Haggerty (1975); 2 – область составов ильменита из кимберлитов из тяжелой фракции и концентрата обогащения кимберлитов Мало-Ботуобинского района; 3 – область составов ильменита из кимберлитов из трубки им. В. Гриба. На рис. б жирной сплошной линией оконтурена область составов ильменитов из кимберлитов разных провинций Мира, тонкой сплошной линией показана граница области составов ильменитов из кимберлитов Южной Африки по данным В.А. Wyatt et al. (2004). Стрелками показаны два тренда изменения химического состава ильменитов; n – общее число анализов

7-я ХГГ представлена 13-ю анализами этого минерала, что составило 2 % от общего числа выборки. Ильменит этой группы представляет неалмазоносные пироксениты, вебстериты и эклогиты с Mn-Mg-содержащим ильменитом.

8-я ХГГ (включения в алмазе и марганцовистый ильменит из эклогитов) включает 39 анализов, что составило 6% от общего числа проанализированных ильменитов.

10-я ХГГ (сростки с гранатом и включения в нем, а также неалмазоносные перидотиты с высокохромистым магниальным гемоильменитом (ферримангнитным при $T_{\text{комн.}}$) представлена 35 анализами ильменита (5 %). Перидотиты и пироксениты, а также ильменит, подобный по составу включениям в гранате хромсодержащего магниального гемоильменита (ферримангнитного при $T_{\text{комн.}}$)

11-й ХГГ включают довольно значительное количество анализов ильменита – 78 (12 % от общего числа). К группе минералов некимберлитового генезиса (13-я ХГГ) отнесено 37 анализов (6% от общего числа).

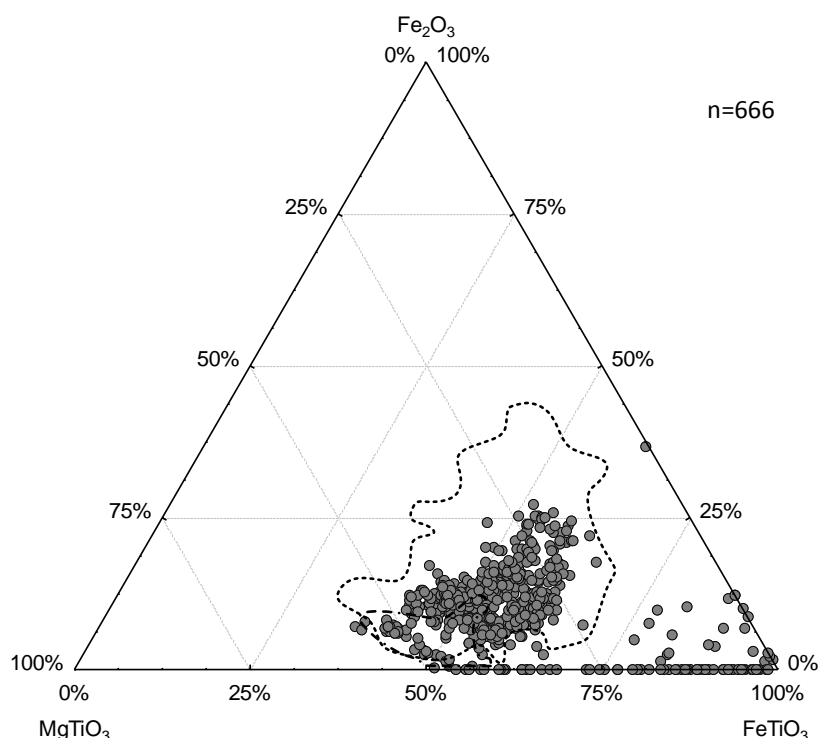


Рис. 7. Особенности химического состава ильменита из проб поисковой площади Ямбассен в координатах $\text{MgTiO}_3\text{-FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$; n – общее число анализов. Условные обозначения см. на рис. 6

На рис. 6 проиллюстрировано соотношение MgO и Cr_2O_3 в ильмените, с нанесенным трендом изменения составов ильменита из кимберлитов Африки (Haggerty, 1975) и соотношение MgO и TiO_2 в ильмените с нанесенными полями составов ильменитов из кимберлитов различных регионов Мира с использованием ранее опубликованных данных (Wyatt et al., 2004). На рис. 7 показаны особенности химического состава ильменитов из проб поисковой площади Ямбассен в координатах $\text{MgTiO}_3\text{-FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Из представленных диаграмм видно, что химический состав подавляющего большинства ильменитов отражает их кимберлитовый генезис, однако вариации их состава значительно меньше установленных для Якутии, Северной Америки и Южной Африки, а доля высокохромистых пикроильменитов (более 2 % Cr_2O_3) минимальна (19 зерен, 3 %). Максимальное содержание оксида хрома в них составляет 2,84 мас. %.

Проведенный анализ химического состава ильменита позволил установить его неоднородность для различных проб, причем наибольшими вариациями состава отличаются пробы, отобранные ближе к верховьям реки Ямбассен. По-видимому, ильменит в этих

пробах представляет различные коренные источники, что отражается в наличии 2-х ярко выраженных трендов в координатах химического состава MgO-TiO₂ (см. рис. 6). Первый представлен пикроильменитами с повышенным средним содержанием Cr₂O₃, TiO₂, FeO, а ильмениты из 2-го вероятного источника представлены зернами с пониженными концентрациями указанных оксидов и повышенными концентрациями MgO, Fe₂O₃.

Поисковая площадь Кумгбо

ИМК поисковой площади Кумгбо представлены алмазами, ильменитами, хромшпинелидами, гранатами. Также как и для поисковой площади Ямбассен в составе тяжелой фракции проб определено присутствие широкого ряда минералов (шпинели, корунд, циркон, монацит и т.д.), представляющих породы фундамента.

Всего было обнаружено 28 зерен алмаза различных размерно-весовых групп (массой от 0,08 до 10,0 карат). Наибольшей распространенностью среди минералов тяжелой фракции пользуется ильменит, при этом состав тяжелой фракции из различных проб отличается. Ильмениты представлены разными классами крупности (от 0,5 до 2 см), гранаты встречаются реже преимущественно в мелких классах крупности (-2 мм), крайне редко встречаются хромшпинелиды класса крупности -2 мм. ИМК характеризуются различными классами механического износа: от слабо до сильно изношенных.

Также было определено присутствие широкого ряда различных минеральных видов в составе осадочных толщ (шпинели, корунд, циркон и т.д.), которые представляют различные виды пород из состава фундамента.

Обнаруженные **алмазы** (см. рис. 8) представлены 26 целыми кристаллами (преимущественно додекаэдроидами, реже - октаэдрами), 1 обломком додекаэдроида с природным механическим сколом и 1 крупным протемагматическим осколком неопределенной формы.

По гранулометрическим характеристикам алмазы принадлежат к разным размерно-весовым группам и имеют массу от 0,08 до 10 карат. Отметим, что наличие в столь малой пробе крупного осколка массой 10 карат свидетельствует о высокой вероятности нахождения в коренных телах района Кумгбо подобных крупных алмазов высокого качества.

Все изученные образцы относятся к I разновидности по минералогической классификации Ю.Л. Орлова (Орлов, 1984), за исключением одного октаэдрического кристалла со сколами, принадлежащего к IV разновидности.

Среди изученных алмазов преобладают кристаллы додекаэдрической формы (17 шт.), содержание кристаллов октаэдрической и комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида незначительно.

Включения в алмазах не изучались, отметим лишь, что в основном в кристаллах встречены единичные точечные включения черного цвета (9 шт.), только в двух кристаллах установлены крупные включения черного цвета. В трех кристаллах отмечены эпигенетические включения оксидов и гидроксидов железа оранжево-коричневого и желто-коричневого цвета, расположенные в приповерхностных трещинах. Два кристалла алмаза имеют темно-серую окраску, обусловленную присутствием множества мелких черных включений. 13 алмазов не содержат видимых включений. В одном кристалле алмаза прослеживается секущая трещина.

Ожелезнение характерно только для 10% кристаллов. Следы природного радиоактивного облучения, в виде зеленых пятен пигментации и слабоокрашенных участков на поверхности, присутствуют на 3 кристаллах.

Механический износ различной степени присутствует на большей части кристаллов алмаза. Механический износ слабой степени наблюдается на 20 % кристаллов, он проявляется в виде сглаживания ребер (так называемые зеркальные ребра), слабого истирания вершинок и ребер кристаллов. Износ средней степени (истирание ребер и частичная или полная матировка граней) ярко выражен на 5 алмазах. Сильно изношенные алмазы, утратившие свои первоначальные кристаллографические очертания, не установлены.

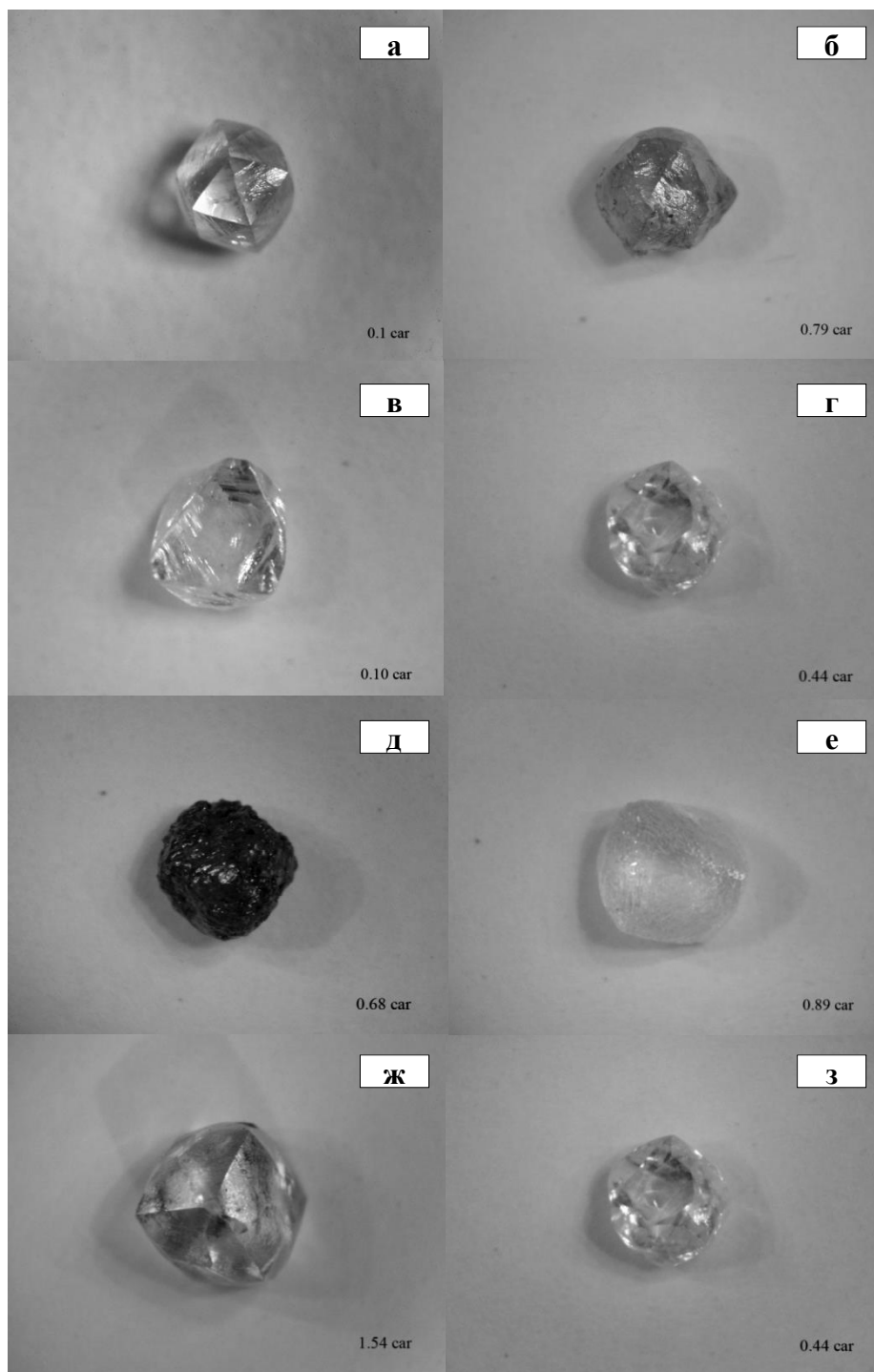


Рис. 8. Алмазы из проб поисковой площади Кумгбо: а - изометричный додекаэдр с характерным гранным швом, концентрической штриховкой у L_3 и каплевидными холмиками у L_2 ; б - додекаэдр с каплевидно-черепичатой штриховкой, множеством полос пластической деформации и приповерхностных ромбических трещин удара; в - октаэдр с округлыми «зеркальными ребрами»; г - додекаэдр с мозаично-блоковым рельефом и точечным включением в периферийной зоне; д - округлоступенчатый кристалл темно-серого цвета из-за множества включений; е - округлоступенчатый кристалл комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроиды; ж - додекаэдр, значительно уплощенный по оси L_3 , со средним механическим износом и матировкой граней; з - додекаэдр с мозаично-блоковым рельефом и точечным включением в периферийной зоне

В некоторых пробах, отобранных на территории поисковой площади Кумгбо, были установлены *гранаты*, которые представлены темно-красными зернами в большинстве своем неправильной формы, размерностью от 1 до 4 мм. Все они были исследованы с применением метода электронно-зондового анализа. Всего получено 114 полных электронно-зондовых анализов химического состава гранатов, что позволило с использованием ХГК минералов–спутников алмаза (Гаранин и др., 1991; Богатиков и др., 1999) разбить их на ХГГ, соответствующие определенным минеральным парагенезисам. Все гранаты представляют 7 химико-генетических групп (ХГГ), различных по числу анализов (рис. 9, табл. 2).

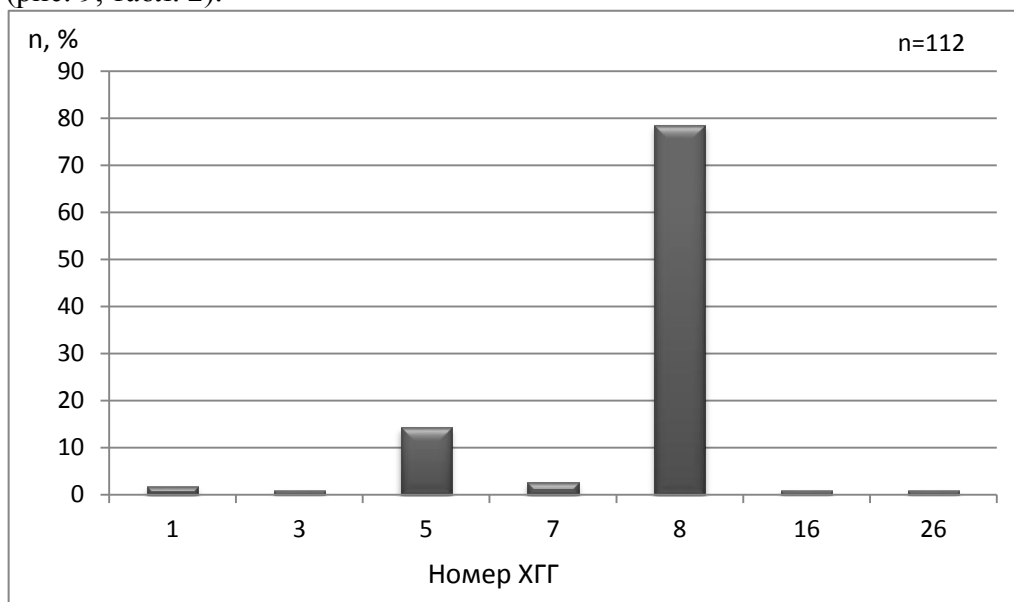


Рис. 9. Распределение гранатов различных химико-генетических групп из проб поисковой площади Кумгбо; n – общее число анализов

Установлено, что два зерна (2 %) представляют 1-ю ХГГ – пиропы из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов, а также из включений в алмазе. Содержания Cr_2O_3 в них достигают 9,58 мас. %.

Одно зерно представлено высокохромистым гранатом из 2-й ХГГ – из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов.

Присутствуют пиропы 5-й ХГГ – из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов с низко-среднехромистым (3,06-7,5 мас. % Cr_2O_3 , в среднем 5,36) гранатом в количестве 16 штук (14 % от общего числа).

Три зерна (3 %) представляют 7-ю ХГГ – гранаты из слабоалмазоносных равномернозернистых (иногда катаклазированных) лерцолитов с высокохромистым высокотитанистым и высококальциевым гранатом.

Большинство из исследованных гранатов (88 штук, 79 % от общего числа) составляют пиропы 8-й ХГГ – из слабоалмазоносных равномернозернистых (часто катаклазированных) ильменитовых лерцолитов с низкохромистым (0-4,81 мас. % Cr_2O_3 , в среднем 1,6) титанистым гранатом.

По одному зерну относятся к 16-й (гранат-ильменитовые сростки) и 26-й (высокомагнезиальные железистые эклогиты) ХГГ.

Особенности состава гранатов поисковой площади Кумгбо показаны на рис. 10-12. На диаграмме в координатах основных минералов (рис. 10) все фигуративные точки, отражающие химический состав гранатов, располагаются вблизи вершины пироповой компоненты. Таким образом, все изученные гранаты могут быть отнесены к высокомагнезиальной разновидности граната – пиропу.

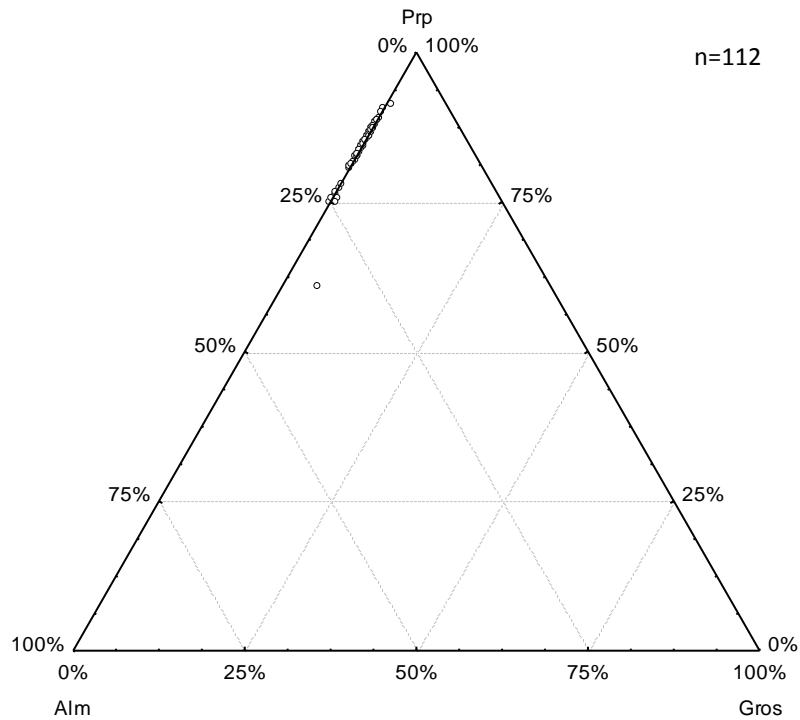


Рис. 10. Особенности химического состава гранатов из проб поисковой площади Кумгбо в координатах основных миналов: альмандин–гроссуляр–пироп (Alm–Gros–Prp); n – общее число анализов

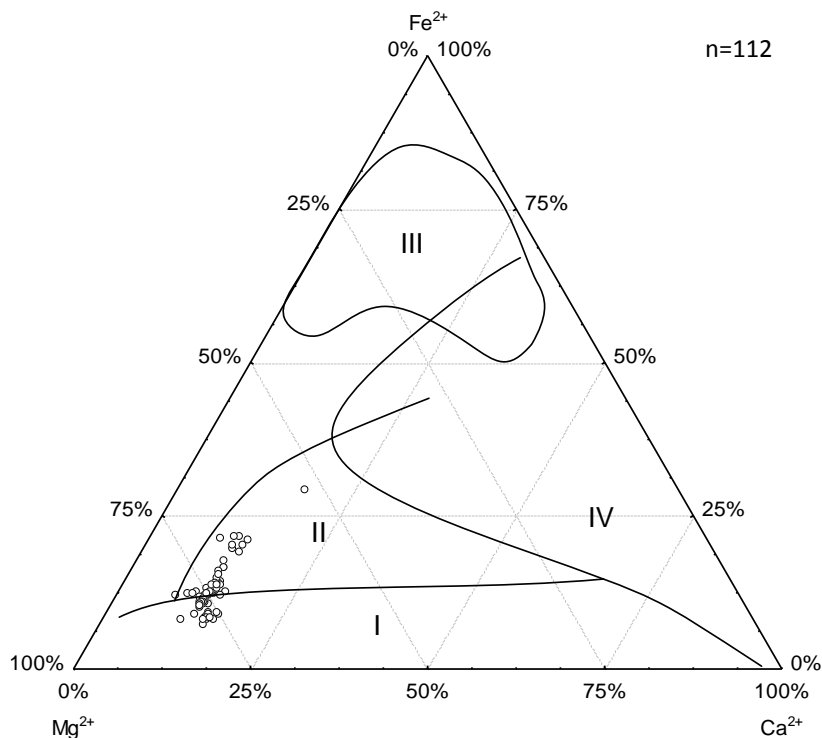


Рис. 11. Особенности химического состава гранатов из проб поисковой площади Кумгбо в координатах $Mg-Ca-Fe^{2+}$. Нанесены кривые изоморфных рядов гранатов из включений глубинных пород кимберлитовых трубок по А.А. Маракушеву, О.А. Таскаеву (1986): I – из перидотитов, II – флогопит-ильменитовых перидотитов, вебстеритов, клинопироксенитов, эклогитов, III – рутиловых эклогитов, IV – кианитовых эклогитов; n – общее число анализов

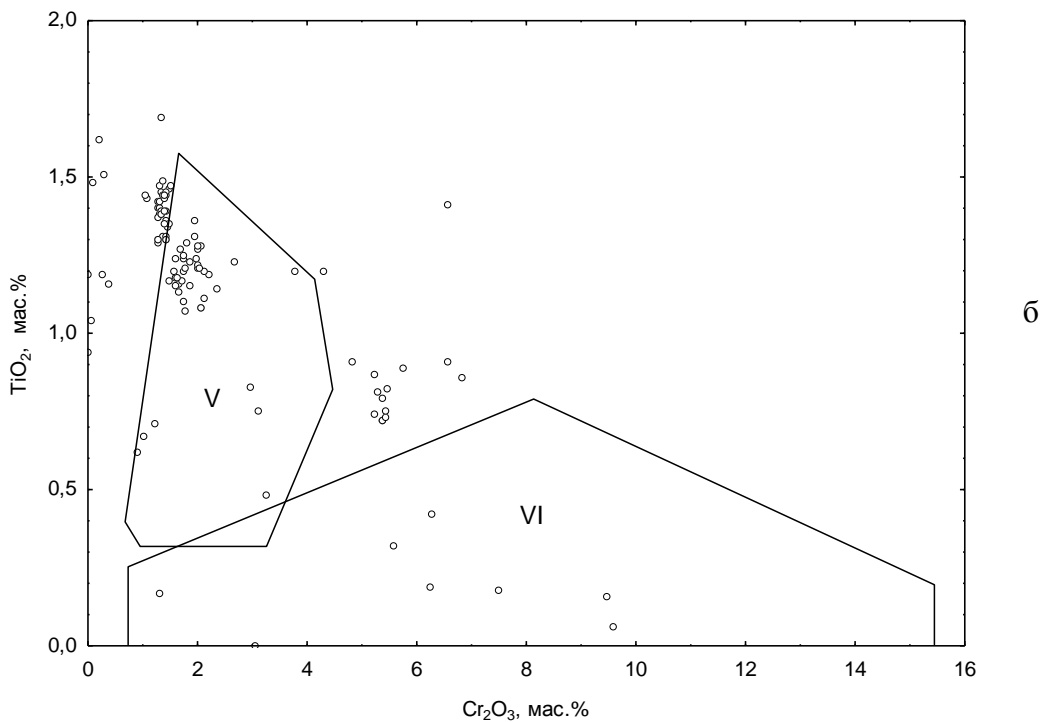
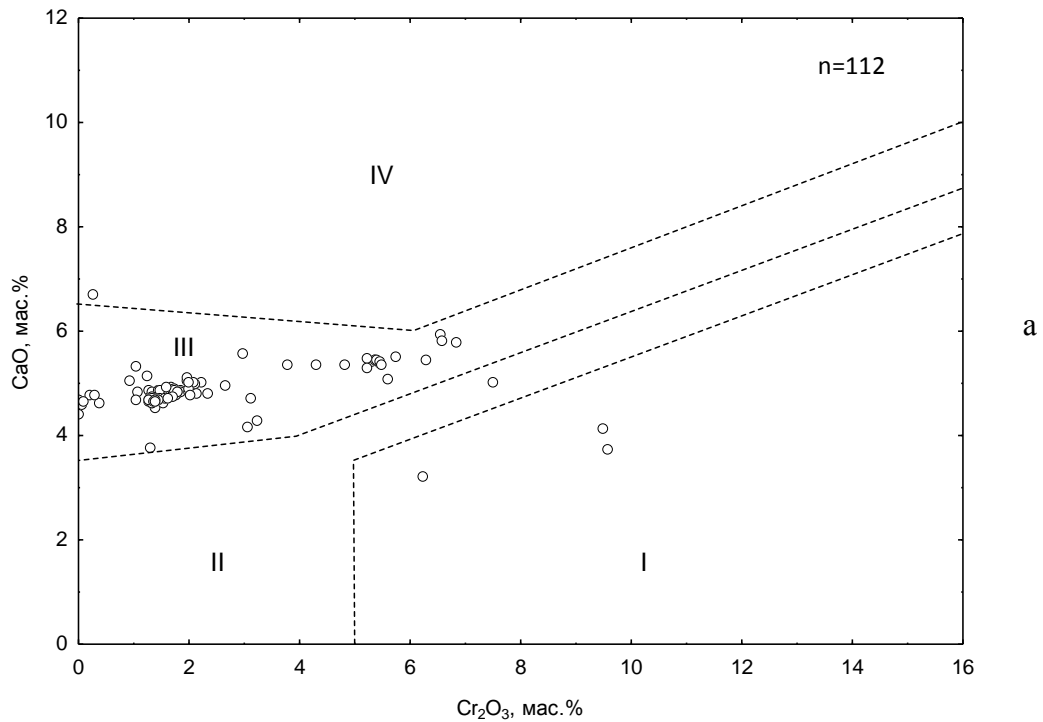


Рис. 12. Особенности химического состава гранатов из проб поисковой площади Кумгбо в координатах Cr_2O_3 -CaO (а) и Cr_2O_3 - TiO_2 (б). Нанесены поля составов гранатов из основных минеральных у/о парагенезисов по Н.В. Соболеву (1974). Условные обозначения: I – включения в алмазе, алмазоносные дуниты и гарцбургиты; II – дуниты и гарцбургиты; III – лерцолиты; IV – верлиты; V – пироп-ильменитовые ультрабазиты; VI – пироповые ультрабазиты; n – общее число анализов

Особенности химического состава пиропов в координатах Mg-Ca-Fe^{2+} (см. рис. 11) позволяют заключить, что все они генетически связаны с перидотитами, в том числе флогопитовыми, а также вебстеритами, клинопироксенитами и эклогитами по А.А.

Маракушеву, О.А. Таскаеву (1986). Соотношение Cr_2O_3 и CaO показывает, что большинство пиропов (96 %) обладает лерцолитовым парагенезисом (рис. 12а). По содержаниям Cr_2O_3 и TiO_2 можно определить, что основным источником пиропов являются пироп-ильменитовые ультрабазиты (рис. 12б).

Можно заключить, что в состав осадочных толщ исследованные пиропы могли попасть из алмазоносных щелочно-ультраосновных пород, скорее всего кимберлитов с широким развитием ксенолитов и минералов из ильменитовых пород. Обнаружение только трех зерен высокохромистого низкокальциевого пироба, не позволяет сделать заключение о возможной близости и локализации высокоалмазоносного алмазоносного кимберлитового тела.

В соответствии с целью исследований был выполнен 341 электронно-зондовый анализ химического состава **ильменитов**, класса крупности 0,3-0,7 мм. Анализы с использованием ХГК минералов-спутников алмаза (Гаранин и др., 1991; Богатиков и др., 1999) были разбиты на ХГГ, позволившие определить минеральные парагенезисы ильменитов (рис. 13, табл. 3).

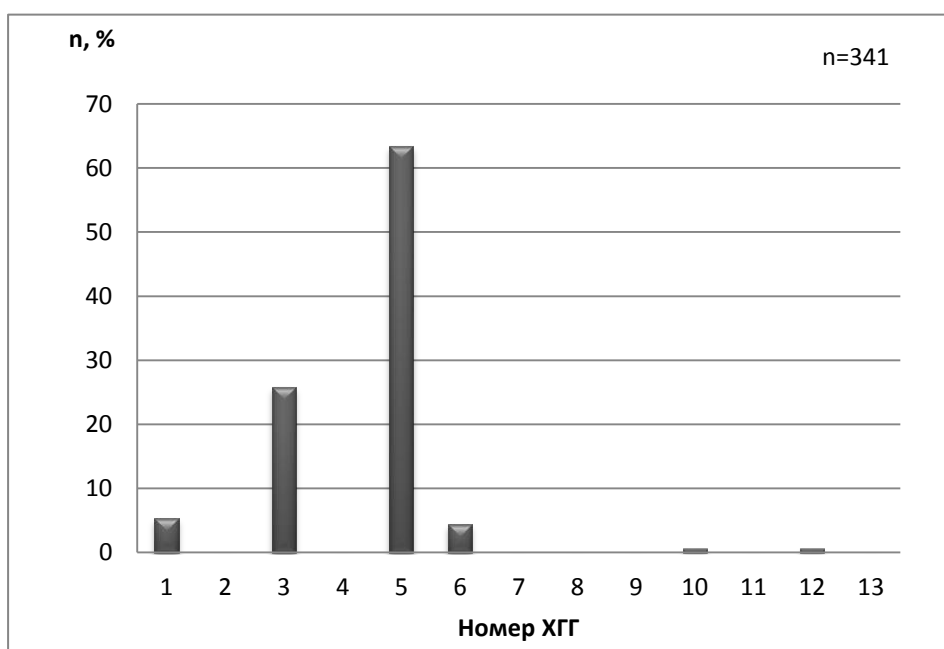


Рис. 13. Распределение различных химико-генетических групп ильменита из проб поисковой площади Кумгбо; n – общее число анализов

Установлено, что состав 18 зерен ильменита (5 % от общего числа) подобен среднехромистому пикроильмениту (0,70-2,76 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,65) из включений в алмазе и алмазоносных перидотитов 1-й ХГГ.

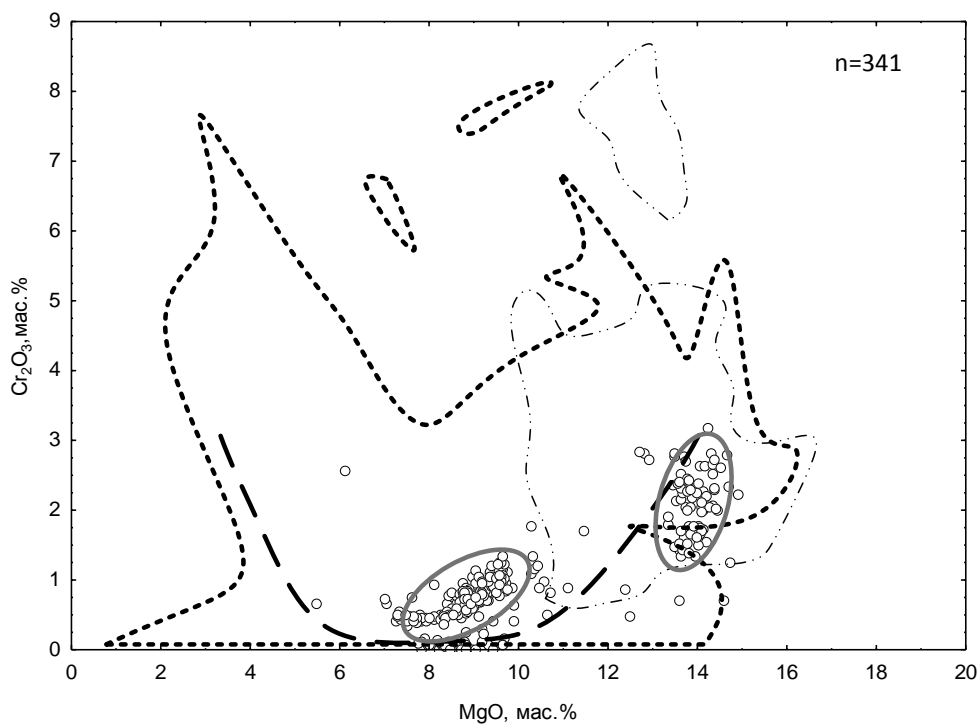
88 зерен ильменита (26 % от общего числа) представляют 3-ю ХГГ – высокохромистые (0,16-3,18 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 1,93) пикроильмениты из включений в алмазе и перидотитов, в том числе и метасоматизированных.

Наибольшее число зерен ильменита (216 штук, 63 % от общего числа) представляют 5-ю ХГГ – низкохромистый (0-1,66 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 0,66) пикроильменит из ильменит-клинопироксеновых сростков и перидотитов.

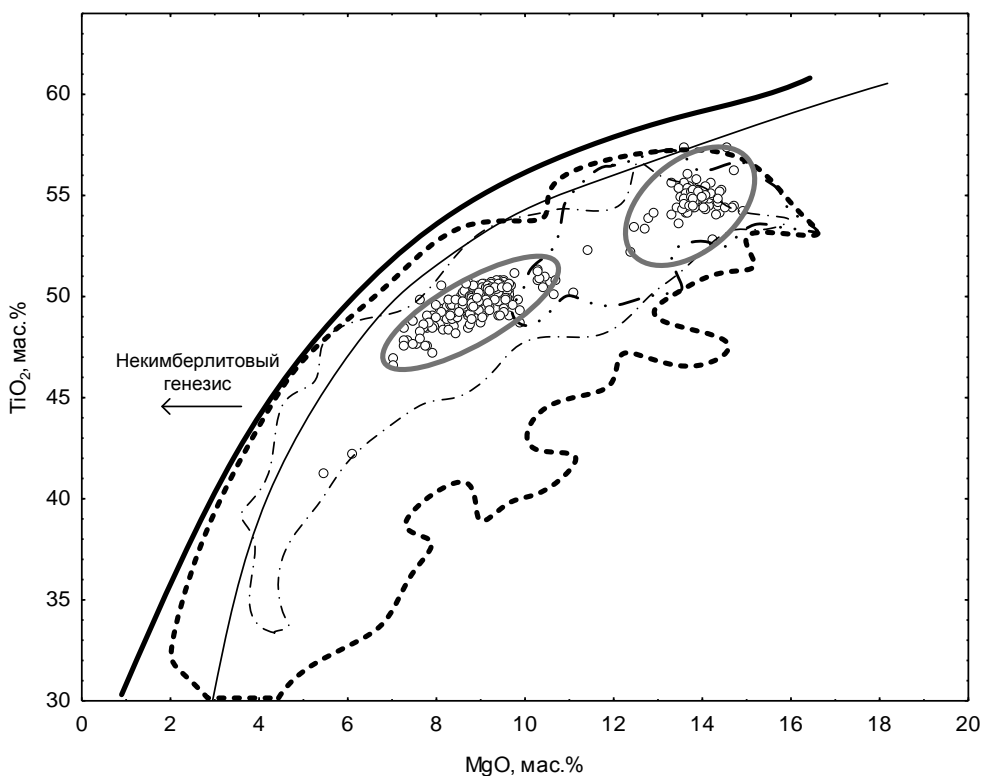
15 зерен (6 % от общего числа) отражают состав среднехромистого (0,09-0,94 мас.% Cr_2O_3 , в среднем 0,48) пикроильменита из перидотитов и пироксенитов (диопсидитов) 6-й ХГГ.

2 зерна ильменита подобны по химическому составу ильмениту из сростков с гранатом и включений в нем, а также из неалмазоносных перидотитов с высокохромистым магнезиальным гемоильменитом (ферримагнитным при $T_{\text{комн}}$) 10-й ХГГ, еще 2 зерна

представлены ильменитом, сходным по составу с высокохромистым ферримагнитным ильменитом из сростков с гранатом 12 ХГГ.



а



б

Рис. 14. Особенности химического состава ильменита из проб поисковой площади Кумгбо в координатах MgO-Cr₂O₃ (а) и MgO-TiO₂ (б). Условные обозначения см. на рис. 6. Овалами показаны две области локализации фигуративных точек, характеризующие два вероятных источника ильменитов; n – общее число анализов

На рис. 14 проиллюстрировано соотношение MgO и Cr_2O_3 в ильмените поисковой площади Кумгбо, с нанесенным трендом изменения составов ильменита из кимберлитов Африки (Haggerty, 1975) и соотношение MgO и TiO_2 в ильмените с нанесенными полями составов ильменитов из кимберлитов различных регионов Мира (Архангельской и Якутской кимберлитовых провинций, Южной Африки) с использованием ранее опубликованных данных (Wyatt et al., 2004). На рис. 15 показаны особенности химического состава ильменитов в координатах $MgTiO_3$ - $FeTiO_3$ - Fe_2O_3 . Из представленных диаграмм видно, что химический состав всех ильменитов отражает их кимберлитовый генезис, однако вариации их состава значительно меньше установленных для Якутии, Северной Америки и Южной Африки, а доля высокохромистых пикроильменитов (более 2 % Cr_2O_3) значительно выше (63 зерна, 19 %) чем для ильменитов из площади Ямбассен.. Максимальное содержание оксида хрома в ильменитах площади Кумгбо составляет 3,26 мас. %.

Проведенный анализ химического состава ильменита позволил установить его неоднородность для различных проб. По-видимому ильменит в этих пробах представляет 2 разных источника, что отчетливо видно на представленных иллюстрациях – выделяются две дискретные области локализации фигуративных точек, отражающих химический состав ильменитов (см. рис. 14, 15). Первый источник (кимберлитовое тело) характеризуется пикроильменитами с повышенным средним содержанием Cr_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , и возможно обладает высокой алмазонасностью, а ильмениты из 2-го вероятного источника представлены зернами с пониженными концентрациями указанных оксидов и повышенными концентрациями MgO , FeO .

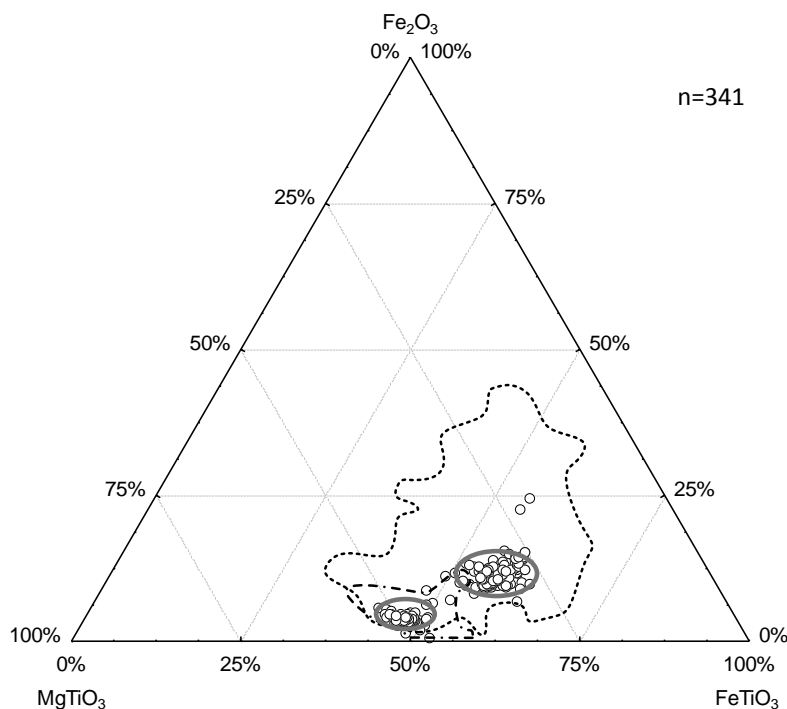


Рис. 15. Особенности химического состава ильменита из проб поисковой площади Кумгбо в координатах $MgTiO_3$ - $FeTiO_3$ - Fe_2O_3 ; n – общее число анализов. Условные обозначения см. на рис. 6, 14

Заключение

Таким образом, в составе проб, отобранных на поисковых площадях рек Кумгбо и Ямбассен были установлены типичные индикаторные минералы кимберлитов (ИМК): алмазы, ильмениты (пикроильмениты) и гранаты (пироп-альмандинового ряда). Также в составе осадочных толщ было выявлено присутствие широкого ряда различных минералов некимберлитового генезиса (шпинели, корунды, цирконы и др.), которые связаны своим

генезисом с различными породами фундамента и могут быть использованы в качестве характеристики локальных коллекторов ИМК. Обнаружено, что большее распространение (прежде всего алмазов, пиропов) и более крупный размер имеют ИМК из проб, отобранных на территории поисковой площади Кумгбо, по сравнению с ИМК из проб, отобранных на территории поисковой площади Ямбассен.

На территории поисковой площади Ямбассен минералы тяжелой фракции, относимые к ИМК, представлены лишь ильменитом в классах крупности меньше 0,7 мм. Мелкая размерность ильменитов указывает на дальность их коренного источника (кимберлитового тела) от площади опробования. Оценивая размерность зерен и степень их механического износа можно заключить, что коренной источник расположен в пределах первых десятков километров от поисковой площади.

Отметим отсутствие прямых находок алмазов на территории поисковых работ в составе осадочных толщ. Возможно при интенсивной геологической переработке осадочных пород, залегающих достаточно маломощным слоем на платформенном щите, мелкие алмазы были либо транспортированы ниже по течению, либо разрушены, и в результате на территории поисков сохранились в основном более крупные камни весом более 0,3 карат, встречающиеся достаточно редко и требующие переработки значительного объема вмещающих пород.

Следует отметить, что к алмазоносному парагенезису отнесено 8 % всех изученных ильменитов. При сравнении ильменитов их различных групп проб контрастных отличий не наблюдается, однако химизм ильменитов каждой пробы обладает индивидуальными особенностями. В некоторых пробах обнаружена более высокая доля пикроильменита с повышенным содержанием хрома. По особенностям химического состава ильменитов поисковой площади Ямбассен прогнозируется обнаружение двух коренных источников алмазов – кимберлитовых тел. Высокохромистых пикроильменитов, распространенных в промышленно-алмазоносных кимберлитах Южной Африки, Архангельской и Якутской провинций обнаружено не было, что не позволяет на данном этапе прогнозировать промышленную алмазоносность прогнозируемых кимберлитовых тел.

На территории поисковой площади Кумгбо были обнаружены кристаллы алмаза, а также пиропы и ильмениты.

Алмазы имеют кимберлитовый генезис, представлены крупными кристаллами (весом до 10 карат) и обладают высоким качеством.

Пиропы характеризуются средним размером (1-2 мм). Большинство из них по своему химическому составу подобно пиропам из кимберлитов. Обращает на себя внимание широкое присутствие граната из ильменитовых гипербазитов и наличие низкохромистых гранатов из лерцолитов. Обнаружено лишь три пироба алмазного парагенезиса из 1-й и 2-й ХГГ, отвечающие по своему химическому составу высокохромистому низкокальциевому пиропу из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов. Особенности химического состава гранатов участка Кумгбо не позволяют предположить высокую алмазоносность кимберлитов, из состава которого они были вынесены в состав осадочной толщи.

На территории поисковой площади Кумгбо ильмениты представлены разными классами крупности, с большими размерами и меньшей степенью механического износа, по сравнению с ильменитами из поисковой площади Ямбассен. Отметим, что ранее были изучены мегакристы ильменитов этого района размером до 2 см, характеризующиеся повышенными концентрациями Cr, Mg, Ti, отвечающие по своему составу пикроильмениту из кимберлитов (Дьяконов и др., 2010). Размер и особенности морфологии таких мегакристов позволяют прогнозировать наличие кимберлитовых тел в непосредственной близости от опробованной поисковой площади Кумгбо.

Нами установлена повышенная доля пикроильменитов из поисковой площади Кумгбо с более высокими содержаниями Cr, по сравнению с пикроильменитами из поисковой площади Ямбассен. Такие ильмениты характерны для промышленно алмазоносных кимберлитов Южной Африки, Архангельской и Якутских провинций. В результате

проведенных нами исследований химического состава ильменитов поисковой площади Кумгбо установлено, что они представляют, вероятно, по меньшей мере, 2 коренных источника – кимберлитовых тела, одно из которых характеризуется повышенной прогнозной алмазоносностью.

Список литературы

1. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М., Парсаданян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ. 1999. 524 с.
2. Гаранин В.К., Вержак В.В., Гаранин К.В. Проблемы поиска алмазных месторождений на территории Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции и пути их решения // Известия Вузов Геология и разведка. 2007. № 6. С. 41–49.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. – М.: Изд-во МГУ. 1991. 350 с.
4. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов Якутии. М.: Изд-во МГУ. 1984. 240 с.
5. Дьяконов Д.Б., Гаранин В.К., Гаранин К.В., Еналиева М.А., Япаскурт В.О. Крупнокристаллический ильменит из поисковых площадей районов Кумгбо (Либерия) и Лунда Норте (Ангола). Геология и разведка. 2010. № 4. С. 41–49
6. Маракушев А.А., Таскаев В.И. Вариации состава гранатов гранатовых перидотитов и эклогитов и их генетическое значение. Известия Вузов. 1986. №5. 2940. 312
7. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.
8. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
9. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М: Изд-во Недр. 1998. 555 с.
10. Janse A.J.A., Sheahan P.A. Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach // Journal of Geochemical Exploration (53). 1995. P. 73–111.
11. Haggerty S.E. Kimberlites in Western Liberia: An Overview of the Geological Setting in a plate Tectonic Framework // Journal of Geophysical research. V. 87. 1982. N B13. December. P 10811–10826.
12. Haggerty S.E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 295–307.
13. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York: Plenum. 1986. 436 p.
10. Nixon P.H. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences // Journal of Geochemical Exploration. 1995. N 53. P. 41–71.
11. Skinner E.M.W., Apter D.B., Morelli C. and Smithson N.K. Kimberlites of the Man craton, West Africa. Lithos. 77. 2004. P. 233–260.
12. Stephens W.E., Dawson J.B. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1977. Vol. 85. P. 433–449.
13. Wallace R.M. Geologic map of the Bopulu Quadrangle. Liberia, 1977
14. Wyatt B.A., Baumgartner M., Anckar E., Grutter H. Compositional classification of kimberlitic and non-kimberlitic ilmenite // Lithos. 2004. N 77. P. 819–840

Таблица 1

Вариации составов в химико-генетических группах ильменита из поисковых участков р. Ямбассен, выделенных по дискриминантному анализу

№ ХГГ	Парагенезисы	N (%)	Содержание оксидов, мас.%						
			MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃
1	Включения в алмазе и алмазоносные перидотиты с низкохромистым высокомагнезиальным ильменитом	52 (8)	<u>9,29–15,34</u> 12,22	<u>0,34–1,67</u> 0,86	<u>50,98–61,93</u> 54,65	<u>0,00–2,60</u> 0,79	<u>0,00–4,34</u> 0,55	<u>17,34–30,90</u> 25,86	<u>0,00–8,49</u> 3,71
3	Включения в алмазе, неалмазоносные перидотиты, в том числе и метасоматизированные, а также катаклазированные лерцолиты с хромсодержащим высокомагнезиальным ильменитом	151 (23)	<u>9,14–16,27</u> 11,74	<u>0,29–1,51</u> 0,90	<u>49,06–55,16</u> 51,54	<u>0,00–2,27</u> 0,39	<u>0,00–4,03</u> 0,29	<u>19,37–29,80</u> 25,15	<u>4,64–14,78</u> 9,74
4	Неалмазоносные перидотиты и энстатититы с высокохромистым высокомагнезиальным гемоильменитом	4 (1)	<u>11,06–12,14</u> 11,44	<u>1,39–1,68</u> 1,52	<u>45,59–47,96</u> 46,42	<u>1,95–2,84</u> 2,28	<u>0,00–0,00</u> 0,00	<u>20,70–21,71</u> 21,36	<u>14,07–18,69</u> 16,44
5	Неалмазоносные лерцолиты, в том числе и катаклазированные, и пироксениты, преимущественно диопсидиты с графической структурой (ильменит–клинопироксеновые сростки), с низкохромистым высокомагнезиальным гемоильменитом	210 (32)	<u>7,40–11,68</u> 9,60	<u>0,00–1,36</u> 0,76	<u>44,74–50,67</u> 48,58	<u>0,00–1,02</u> 0,21	<u>0,00–2,06</u> 0,19	<u>22,59–30,72</u> 26,38	<u>9,68–18,81</u> 13,89
6	Неалмазоносные пироксениты с низкохромистым магнезиальным ильменитом	47 (7)	<u>5,53–9,37</u> 7,99	<u>0,37–1,49</u> 0,69	<u>47,31–53,82</u> 49,78	<u>0,00–0,73</u> 0,32	<u>0,00–2,33</u> 0,33	<u>28,59–32,06</u> 30,19	<u>2,73–15,16</u> 10,85
7	Неалмазоносные пироксениты, вебстериты и эклогиты с марганцовистым магний содержащим ильменитом	13 (2)	<u>0,55–5,80</u> 2,50	<u>0,61–1,55</u> 1,00	<u>49,39–64,89</u> 53,67	<u>0,00–2,66</u> 0,67	<u>0,87–4,51</u> 2,59	<u>28,39–37,31</u> 31,83	<u>0,00–2,49</u> 0,19
8	Включения в алмазе и эклогиты с марганцовистым ильменитом	39 (6)	<u>0,00–7,88</u> 2,67	<u>0,04–3,24</u> 1,04	<u>48,19–68,53</u> 57,12	<u>0,00–2,11</u> 0,48	<u>0,23–18,98</u> 5,23	<u>17,57–38,98</u> 30,71	<u>0,00–9,20</u> 1,13

Продолжение таблицы 1

№ ХГГ	Парагенезисы	N (%)	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃
10	Сростки с гранатом и включения в нем, а также неалмазные перидотиты с высокохромистым магнезиальным гомоильменитом (ферримагнитным при T _{комн.})	35 (5)	<u>4,50–8,43</u> 6,15	<u>0,20–1,04</u> 0,45	<u>38,31–44,30</u> 40,87	<u>0,25–2,76</u> 1,57	<u>0,00–3,39</u> 0,23	<u>21,22–28,51</u> 25,64	<u>18,31–28,66</u> 24,22
11	Перидотиты и пироксениты, а также включения в гранате хромсодержащего магнезиального гомоильменита (ферримагнитного при T _{комн.})	78 (12)	<u>3,94–8,98</u> 7,25	<u>0,12–1,36</u> 0,63	<u>41,68–47,86</u> 45,12	<u>0,00–2,33</u> 0,65	<u>0,00–8,54</u> 0,49	<u>23,08–30,64</u> 27,15	<u>15,73–24,01</u> 18,64
13	Минералы некимберлитового генезиса	37 (6)	<u>0,00–9,21</u> 2,89	<u>0,00–6,89</u> 0,80	<u>34,36–70,90</u> 50,12	<u>0,00–0,90</u> 0,1	<u>0,11–19,15</u> 4,64	<u>18,35–43,15</u> 34,18	<u>0,00–38,11</u> 7,37

П р и м е ч а н и е. Над чертой – минимальное и максимальное содержание, под чертой – среднее; N – количество анализов

Таблица 2

Вариации составов в химико-генетических группах гранатов из поисковой площади Кумгбо, выделенных по дискриминантному анализу

№ ХГГ*	Парагенезисы	N (%)	Содержание оксидов, мас. %								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1 (10,11)	Высокоалмазоносные дуниты и гарцбургиты и включения в алмазе	2 (2)	<u>42,71–42,75</u>	<u>0,06–0,16</u>	<u>15,74–15,90</u>	<u>9,48–9,58</u>	<u>5,74–6,15</u>	<u>0,30–0,35</u>	<u>21,50–21,64</u>	<u>3,73–4,14</u>	<u>0,00–0,04</u>
			42,73	0,11	15,82	9,53	5,95	0,33	21,57	3,94	0,02
3 (3)	Алмазоносные равномернозернистые лерцолиты с высокохромистым гранатом	1 (1)	<u>42,94–42,94</u>	<u>0,18–0,18</u>	<u>17,32–17,32</u>	<u>7,50–7,50</u>	<u>6,11–6,11</u>	<u>0,41–0,41</u>	<u>20,53–20,53</u>	<u>5,02–5,02</u>	<u>0,00–0,00</u>
			42,94	0,18	17,32	7,50	6,11	0,41	20,53	5,02	0,00
5 (1,10,9)	Алмазоносные равномернозернистые лерцолиты с низко- и среднехромистым гранатом	16 (14)	<u>42,56–43,73</u>	<u>0,00–0,89</u>	<u>17,32–20,84</u>	<u>3,06–7,50</u>	<u>5,82–7,45</u>	<u>0,23–0,41</u>	<u>20,28–22,35</u>	<u>3,23–5,50</u>	<u>0,00–0,07</u>
			43,03	0,60	18,10	5,36	6,63	0,33	20,80	5,11	0,02
7 (2,11)	Слабоалмазоносные равномернозернистые (иногда катаклазированные) лерцолиты с высокохромистым высокотитанистым высококальциевым гранатом	3 (3)	<u>42,36–42,71</u>	<u>0,86–1,41</u>	<u>16,44–16,79</u>	<u>6,56–6,83</u>	<u>6,44–6,89</u>	<u>0,24–0,34</u>	<u>20,15–20,45</u>	<u>5,80–5,93</u>	<u>0,00–0,02</u>
			42,52	1,19	16,62	6,65	6,70	0,30	20,27	5,85	0,01
8 (1,2,9)	Слабоалмазоносные равномернозернистые (часто катаклазированные) ильменитовые лерцолиты с низкохромистым титанистым гранатом	88 (79)	<u>41,69–43,55</u>	<u>0,17–1,69</u>	<u>17,79–21,44</u>	<u>0,00–4,81</u>	<u>6,9–13,9</u>	<u>0,00–0,48</u>	<u>17,45–21,34</u>	<u>3,77–5,57</u>	<u>0,00–0,09</u>
			43,01	1,26	19,33	1,60	9,70	0,29	19,94	4,80	0,04
16 (1,3,11)	Гранат-ильменитовые (±клинопироксен) сростки	1 (1)	<u>41,60–41,60</u>	<u>0,67–0,67</u>	<u>20,19–20,19</u>	<u>1,03–1,03</u>	<u>12,96–12,96</u>	<u>0,53–0,53</u>	<u>17,60–17,60</u>	<u>5,33–5,33</u>	<u>0,04–0,04</u>
			41,60	0,67	20,19	1,03	12,96	0,53	17,60	5,33	0,04
26 (3,9)	Высококремнистые магнезиально-железистые эклогиты	1 (1)	<u>40,73–40,73</u>	<u>1,19–1,19</u>	<u>19,76–19,76</u>	<u>0,26–0,26</u>	<u>16,93–16,93</u>	<u>0,38–0,38</u>	<u>14,06–14,06</u>	<u>6,70–6,70</u>	<u>0,00–0,00</u>
			40,73	1,19	19,76	0,26	16,93	0,38	14,06	6,70	0,00

П р и м е ч а н и е. Над чертой – минимальное и максимальное содержание, под чертой – среднее; N – количество анализов. * - в скобках – по классификации Stefens, Dawson (1977)

Таблица 3

Вариации составов в химико-генетических группах ильменита из поисковой площади Кумгбо, выделенных по дискриминантному анализу

№ ХГГ	Парагенезисы	N (%)	Содержание оксидов, мас.%						
			MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃
1	Включения в алмазе и алмазоносные перидотиты с низкохромистым высокомагнезиальным ильменитом	18 (5)	<u>13,34–14,92</u> 13,86	<u>0,0–1,15</u> 0,48	<u>54,20–57,38</u> 55,51	<u>0,70–2,76</u> 1,65	<u>0,23–0,45</u> 0,29	<u>21,85–27,10</u> 24,95	<u>0,77–6,46</u> 3,58
3	Включения в алмазе, неалмазоносные перидотиты, в том числе и метасоматизированные, а также катаклазированные лерцолиты с хромсодержащим высокомагнезиальным ильменитом	88 (26)	<u>8,67–14,71</u> 13,12	<u>0,33–1,88</u> 0,68	<u>49,87–55,76</u> 53,89	<u>0,16–3,18</u> 1,93	<u>0,00–0,35</u> 0,26	<u>21,86–29,30</u> 24,81	<u>3,51–13,65</u> 5,74
5	Неалмазоносные лерцолиты, в том числе и катаклазированные, и пироксениты, преимущественно диопсидиты с графической структурой (ильменит–клинопироксеновые сростки), с низкохромистым высокомагнезиальным гемоильменитом	216 (63)	<u>7,27–11,11</u> 8,97	<u>0,00–1,40</u> 0,66	<u>47,20–50,68</u> 49,71	<u>0,00–1,66</u> 0,66	<u>0,10–0,39</u> 0,25	<u>25,15–30,07</u> 28,45	<u>9,95–17,20</u> 12,34
6	Неалмазоносные пироксениты с низкохромистым магнезиальным ильменитом	15 (4)	<u>7,29–8,12</u> 7,57	<u>0,52–0,74</u> 0,60	<u>47,50–50,47</u> 48,29	<u>0,09–0,94</u> 0,48	<u>0,20–0,32</u> 0,27	<u>28,80–30,97</u> 29,67	<u>9,89–16,26</u> 14,47
10	Сростки с гранатом и включения в нем, а также неалмазоносные перидотиты с высокохромистым магнезиальным гемоильменитом (ферримагнитным при T _{комн.})	2 (1)	<u>5,48–6,12</u> 5,80	<u>0,00–0,23</u> 0,12	<u>41,18–42,21</u> 41,70	<u>0,66–2,56</u> 1,61	<u>0,29–0,39</u> 0,34	<u>25,56–26,87</u> 26,22	<u>23,26–26,32</u> 24,79
12	Высокохромистый ферримагнитный ильменит из сростков с гранатом	2 (1)	<u>7,03–7,06</u> 7,05	<u>0,55–0,59</u> 0,57	<u>46,56–46,92</u> 46,74	<u>0,65–0,72</u> 0,69	<u>0,18–0,26</u> 0,22	<u>29,35–29,16</u> 29,26	<u>16,54–16,73</u> 16,64

Примечание. Над чертой – минимальное и максимальное содержание, под чертой – среднее; N – количество анализов

Поисково-прогнозные и оценочные критерии месторождений алмаза Европейской части России

Копчиков М.Б., Криулина Г.Ю.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

В данной статье на основании многолетних исследований и обобщения громадного фактического материала по типоморфизму алмаза из кимберлитовых и родственных им тел Европейской части России описывается принципиально новый подход использования свойств собственно алмаза при прогнозировании, поиске, и оценке новых месторождений на потенциально перспективной территории нашей страны – севере Восточно-Европейской платформы.

Введение

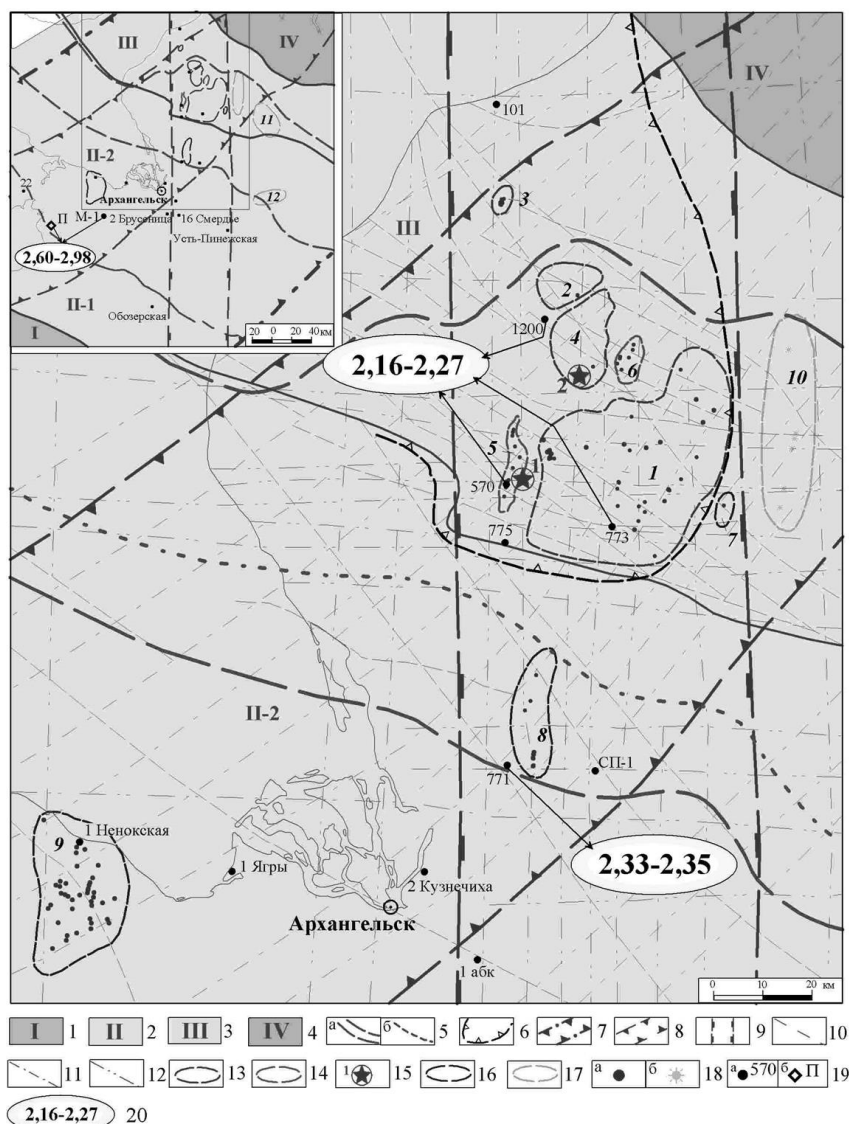
Использование типоморфных признаков алмаза имеет важное практическое значение при проведении геологоразведочных и других прикладных работ в алмазной геологии. В частности, для прогнозирования и поисков алмазоносных тел на перспективных территориях Архангельской алмазоносной провинции (ААП) и сопредельных с ней районах, оценки уровня их потенциальной алмазоносности и качества добываемого сырья, а также для установления типов первоисточников россыпных алмазов, находки которых известны на Восточно-Европейской платформе. В настоящее время выявлен широкий спектр типоморфных свойств алмаза – морфология, распределение примесных азотных и водородных центров в структуре кристалла, внутреннее строение, изотопный состав углерода и другие, которые специфичны для кристаллов каждого коренного месторождения.

Открытие на Европейском севере России первого месторождения алмазов в начале 80-х годов XX в. – им. М.В. Ломоносова, а позднее в 1996 г. самого крупного коренного месторождения алмазов в Европе – им. В. Гриба, позволило рассматривать этот регион в качестве нового промышленного источника алмазов, который получил название – Архангельская алмазоносная провинция. На сегодняшний день понятно, что промышленный потенциал ААП в полной мере не оценен, о чем свидетельствует наличие в регионе более 90 тел сложенных щелочно-ультраосновными породами, из которых семь являются промышленно алмазоносными кимберлитами.

С момента последнего успеха в поисковых работах на алмазы в ААП прошло уже более двенадцати лет и за это время усилиями компаний «Алроса-Поморье» АК «АЛРОСА» и ЦНИГРИ были выявлены всего 6 новых тел на территории Кепинского поля (см. рис. 1), которые по содержанию и качеству алмазов отнесены к убогоалмазоносным (Копчиков и др., 2009). Такая слабая результативность поисковых работ в районе имеет на наш взгляд несколько объективных причин. Во-первых, это значительное сокращение финансирования на проведение поисковых работ в районе, и, как следствие, отсутствие крупномасштабных съемок на потенциально перспективных территориях, например, Верхотинского (Черноозерского по (Третьяченко, 2008)) поля. Во-вторых, недооценка возможности поиска богатых трубок с применением метода поиска по свойствам самого алмаза, что значительно эффективнее и менее дорогостояще по сравнению с геофизическими и другими не минералогическими методами поиска месторождений алмаза.

Обобщение опубликованных в различные годы работ по типоморфизму алмаза из трубок месторождений и других тел ААП (Богатиков и др., 1999; Захарченко и др., 2001; Кудрявцева и др., 2005; Палажченко, 2008; Копчиков, 2009) позволило сформировать крупнейший банк данных по важнейшим типоморфным свойствам алмаза, основанный на исследованиях более 15000 тысяч кристаллов. Впервые комплексное использование такой богатой информации легло в основу создания методологии по поиску, прогнозу и оценке новых перспективных объектов на территории Европейской части России, что, несомненно,

найдет свое применение в переоценке и повышении алмазного потенциала данного региона и России в целом.



1 – 11 Тектоническое районирование по: 1 – 4 Блоки I порядка: 1 – Карельский, 2 – Беломорский (П-1 - Нижнеонежский, П-2 – Северодвинский), 3 – Кольско-Кулойский 4 – Мурманский; 5 – **Зона палеопротерозойской тектонотермальной переработки (ТПП):** а - предполагаемые границы зоны, б – осевая линия Главного Беломорского шва; 6 – **Области повышенного электрического сопротивления глубинных горизонтов земной коры, выделенные по данным МТЗ;** 7 – 9 – **Зоны тектоно-магматической активизации (ТМА):** 7 – Балтийско-Мезенская, 8 – Архангельская; 9 – Зимнебережная; 10 – 12 – **Тектонические нарушения**, выделенные по данным анализа гравимагнитных полей: 10 – структурообразующие – северо-западные; 11-12 – секущие: 11 – северо-восточные, 12 – меридиональные и широтные; 13 – 15 – **Кимберлитовые и мелилитит-пикритовые комплексы:** 13 – 14 – **Субформация кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов:** 13 – *Fe-Ti тип*: 1- Кепинский; 2 – Мегорский, 3 – Мельский; 4 – Черноозерский; 14 – *Al тип*: 5 – Золотицкий, 6 – Верхотинский; 15 – **Месторождения алмазов:** 1 – им. М.В. Ломоносова, 2 – им. В. Гриба; 16 – **Субформация фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов (*Al тип*):** 7 – Суксомский, 8 – Чидвинско-Ижмозерский, 9 – Ненокский; 17 – **Группы трубок Сояна-Пинежского базальтового комплекса:** 10 – Соянская, 11 – Ковальгско-Полтозерская, 13 – Чуплега-Пинежская; 18 – Трубки взрыва: а – кимберлитов, пикритов, оливиновых мелилититов, б – толеитовых базальтов; 19 – глубокие скважины, вскрывшие фундамент, их номера, названия (а), карьер Покровский (б); 20 – Sm-Nd значения абсолютного возраста пород (по данным [Самсонов и др., 2008])

Рис. 1. Схема разломно-блокового строения архей – раннепротерозойского фундамента Юго-Восточного Беломорья (Третьяченко, 2008)

Таблица 1

Морфология и другие характеристики алмаза ААП

Характеристика алмаза	Морфогенетические группы алмаза ААП						
	I	II			III		
	Верхотинское	Золотицкое			Кепинское	Верхотинское	Ижмозерское
	им. В. Гриба	Архангельская, Поморская, им. Карпинского-1,2	им. Ломоносова, Пионерская	Снегурочка, Первомайская, Кольцовская	Степная, Юрасская	Волчья	Чидвия, Апрельская
	Кимберлит I типа	Кимберлит II типа			Кимберлит I типа	Оливиновый мелилитит	
Распределение по массе, %	-1+0,5 (19) -2+1 (43) -4+2 (31)	-1+0,5 (12) -2+1 (35) -4+2 (38)	-1+0,5 (19,5) -2+1 (36) -4+2 (40)	-1+0,5 (55) -2+1 (35) -4+2 (8)	-1+0,5 (85) -2+1 (10) -4+2 (4)	-1+0,5 (80) -2+1 (13) -4+2 (3)	-1+0,5 (60) -2+1 (34) -4+2 (5)
Габитус, %	Р - 29; О - 32; ОД - 17; К - 6; Н - 4	Р - 69; О - 6; ОД - 2; К, ТГ - 17; Н - 7	Р - 71; О - 14; ОД - 4; К, ТГ - 7, Н - 5	Р - 62; О - 15; ОД - 5; К, ТГ - 8, Н - 9	Р - 59; О - 13; ОД - 10; К < 1; Н - 17,5	Р - 51; О - 19; ОД - 7; К - 1; Н - 19	Р - 52; О - 18; ОД - 9; К - 1; Н - 18
Характер образований, %	Двойники - 5 Сростки - 10	Двойники - 12 Сростки - 10	Двойники - 8 Сростки - 14	Двойники - 10 Сростки - 8	Двойники - 4 Сростки - 10	Двойники - 5 Сростки - 11	Двойники - 4 Сростки - 10,5
Степень сохранности, %	Высокая целые - 70 обломки - 15	Высокая целые - 72 обломки - 12	Высокая целые - 74 обломки - 12	Высокая целые - 63 обломки - 11	Средняя целые - 35-40 обломки - 17	Низкая целые - 25 обломки - 20	Низкая целые - 20 обломки - 20
Степень прозрачности, %	Высокая прозрачные 80 непрозрачные 2	Высокая прозрачные 71,5 непрозрачные 2	Высокая прозрачные 77 непрозрачные 4	Средняя прозрачные 60 непрозрачные 12	Средняя прозрачные 40 непрозрачные 18	Средняя прозрачные 35 непрозрачные 22	Средняя прозрачные 30 непрозрачные 20
Степень растворения, %	Низкая (10-30)	Средняя (30-40)			Средняя - высокая (40-80)		
Окраска, %	Бесцветные 65 Серые 16 Желтые 12 Коричневые 4	Бесцветные 66 Серые 14 Желтые 7 Коричневые 12	Бесцветные 62,5 Серые 24 Желтые 2,5 Коричневые 10	Бесцветные 63 Серые 17 Желтые 3 Коричневые 15	Бесцветные 59 Серые 20 Желтые 2 Коричневые 16	Бесцветные 60 Серые 18 Желтые <1 Коричневые 18	Бесцветные 58 Серые 22 Желтые <1 Коричневые 17
Алмазоносность, карат/т	Средняя (1,2-1,5)	Низкая (0,5) – Средняя (1,2)			Низкая (0,2 - 0,4)	Низкая (0,1 - 0,2)	Крайне низкая (убогая) (< 0,1)

Примечание. Сведения по трубкам месторождения им. М.В. Ломоносова приведены по (Захарченко и др., 2002; Кудрявцева и др., 2005), по трубке им. В. Гриба согласно (Веричев, 2002; Палажченко, 2008) с дополнениями авторов, по трубкам Кепинского, Верхотинского, Ижмозерского полей по (Копчиков, 2009).

Сокращения. Габитус: Р – ромбододекаэдры (додекаэдрониды); О – октаэдры; ОД – комбинационные; К – кубы; ТГ – тетрагексаэдрониды; Н – обломки и осколки.

Поисковые критерии

Результаты изучения и обобщения типоморфных характеристик алмаза из отдельных трубок, кустов и полей позволили выделить основные типы алмаза из кимберлитовых и родственных им пород Архангельской алмазоносной провинции. Как и в большинстве других алмазоносных провинций мира, алмаз приурочен к двум основным типам их источников – кимберлитам I и II типа (Smith et al., 1985), а также к другим слабоалмазоносным породам – оливиновым мелилититам и беспероксеновым пикритами (Третьяченко, 2008). Детальная характеристика алмаза из этих типов пород, безусловно, важна на стадиях поисковых работ геологоразведочного процесса в данном регионе.

Наиболее высокоалмазоносными породами в провинции являются кимберлиты железо-титанистой серии I типа (Smith et al., 1985), представленные трубкой-месторождением им. В. Гриба, расположенной в Черноозерском поле (Рис. 1). Алмаз этого типа отличается от других, прежде всего, преобладанием кристаллов I разновидности по Ю.Л. Орлову (Орлов, 1984) октаэдрического габитуса над додекаэдрическим и переходным между ними габитусными формами, более высокими качественными характеристиками и значительно меньшей степенью резорбции поверхности граней (табл. 1, рис. 2). Основная масса кристаллов характеризуется низким содержанием суммарного азота $N_{tot} < 400$ at. ppm, А-центров 0-180 at. ppm, водорода ($H \leq 1$ отн. ед.), плейтелетс ($P < 10$ отн. ед.). Степень агрегированности азота (доля азота в В-форме) в большинстве кристаллов понижена и составляет в среднем 35 % (табл. 2) (Копчиков, 2009).

Второй тип источника (алмаза) представлен месторождением им. М.В. Ломоносова, расположенным в Золотицком поле и состоящим из шести магнезиально-глинозёмистых трубок кимберлитов II типа (Smith et al., 1985) (рис.1). Для алмаза данного источника характерно резкое преобладание додекаэдроидов «уральского» типа, низкое содержание кристаллов октаэдрического габитуса (≤ 15 %) и повышенное количество индивидов кубического габитуса - тетрагексаэдроидов (до 17 %) по сравнению с первым типом. Отмечаются высокие и средние качественные показатели алмазов (табл. 1). Большинство алмазов этого типа относятся к высокоазотным кристаллам с концентрацией А-центров от 700 до 1500 at. ppm и общим содержанием азота 850-1700 at. ppm, для которых отмечается низкая степень его агрегированности (0 – 28%), повышенные содержания водорода $1 < H < 3$ отн. ед (Копчиков, 2009). Для кристаллов додекаэдрического габитуса типично высокое содержание плейтелетс ($7 < P < 20$ отн. ед), а для кубических – отсутствие Р.

Третий тип алмаза распространен в регионе в двух разновидностях низко- и слабоалмазоносных пород – оливиновых мелилититах, выделенных в два самостоятельных поля – Верхотинское и Ижмозерское, и беспероксеновых пикритах (Третьяченко, 2008) Кепинского поля (рис. 1). Алмазы данного типа, как и второго, представлены преимущественно додекаэдроидами «уральского» типа, но в отличие от них характеризуются полным отсутствием кристаллов кубического габитуса (тетрагексаэдроидов), повышенной степенью окислительного растворения, высоким содержанием обломков и осколков. Кристаллы алмаза данного типа обнаруживают средние значения азотных центров. Концентрация азота в отдельных кристаллах в сумме не превышает 800 at. ppm, а содержание азота в А-форме варьирует от 370 до 680 at. ppm. Отмечаются повышенные концентрации водорода в отличие от двух первых типов алмаза – $3 < H < 6$ отн. ед (Копчиков, 2009).

Прогнозные аспекты

Для успешного прогнозирования, прежде всего, нужно правильное понимание районирования территории ААП. На сегодняшний день, существуют два принципиально различных подхода в этом аспекте – работы Н.Н. Головина (2003) и В.В. Третьяченко (2008). Наиболее приемлема работа по минерагеническому районированию кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья (Третьяченко, 2008) (рис.1). Согласно ей трубка-месторождение им. В. Гриба образует единое рудное поле, которое получило название – Черноозерское. По

Н.Н. Головину (2003) трубка им. В. Гриба была объединена в Верхотинское поле с другими трубками оливиновых мелилититов, что не согласуется в связи с резким отличием типоморфных свойств алмаза из этой кимберлитовой трубки от алмазов из тел оливиновых мелилититов Верхотинского поля, свойства которых детально установлены в работе М.Б. Копчикова (2008). Свойства алмаза из трубки им. В. Гриба достаточно схожи с алмазами большинства тел Далдыно-Алакитского района Якутской алмазонасной провинции (Палажченко, 2008), где наблюдается скопление высокоалмазонасных кимберлитов I типа. Соответственно, проведя параллели с ЯАП, можно говорить о прогнозном перспективном Черноозерском поле и ожидать куст богатых кимберлитовых трубок, подобных месторождению им. В. Гриба. Это хорошо согласуется с данными геологических и минералогических работ в районе.

Как уже говорилось в предыдущем разделе, помимо кимберлитов, среди щелочно-ультраосновных пород, в провинции (ААП) установлены оливиновые мелилититы, слагающие Верхотинское и Ижмозерское поля, в трубках которых обнаружены кристаллы алмаза (Волчья, Чидвия, Апрельская и др.). Непременно, количество алмазов, извлеченное из тел оливиновых мелилититов, а также их качество позволяет отнести эти породы к убогоалмазонасным (Копчиков, 2009). Однако, пространственная близость тел оливиновых мелилититов и промышленно алмазонасных кимберлитов (месторождение им. В. Гриба) дает возможность использовать их в качестве типоморфного индикатора при прогнозе алмазонасных тел, как в провинции, так и за ее пределами. Установленное сходство свойств алмаза двух полей локализации оливиновых мелилититов (табл. 1), и наличие среднеалмазонасной трубки им. В. Гриба в пределах одного из них (Верхотинское поле, по Н.Н. Головину (2003)), не исключает возможности обнаружения продуктивной кимберлитовой трубки к югу от месторождения им. М.В. Ломоносова вблизи Ижмозерского поля оливиновых мелилититов (рис. 1). На это косвенно указывают данные о находках пикроильменита на прогнозируемой территории, характерного спутника алмаза в I типе (Богатиков и др., 1999) кимберлитов ААП (трубка им. В. Гриба) (Третьяченко, 2008).

По распределению примесных центров азота и водорода в алмазах ААП, с учетом их морфологических особенностей установлена низкоазотная группа алмазов, среди мелких кристаллов трубок оливиновых мелилититов Верхотинского и Ижмозерского полей и кимберлитовых трубок Первомайская и Кольцовская (Золотицкое поле) не имеющая на сегодняшний день аналогов среди алмазов из известных коренных тел Мира. Большинство алмазов данной группы характеризуется умеренным содержанием структурных дефектов с концентрацией А-центров от 220 до 350 at. ppm, причем А- и В-центры присутствуют примерно в равных пропорциях с высокой долей азота в В-форме (%N_B 47-50%). Преимущественно алмазы данной популяции представлены серыми додекаэдрами с низкой степенью прозрачности (многочисленные мелкие графитоподобные включения), визуальнo отнесены к V разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (1984). При сопоставлении свойств алмазов этой группы с другими алмазами из россыпей Сибирской платформы (Афанасьев, 1998, 2010) прослеживается определенное сходство с верхнетриасовыми россыпными алмазами Эбелляхского алмазонасных полей, расположенных на северо-востоке Сибирской платформы. В работе Афанасьева с соавторами (1998) алмазы этих россыпей отнесены к индивидам с невыясненным генезисом, и до настоящего времени их коренные тела не обнаружены. Однако, по изотопному составу (облегченные алмазы), а также по преобладающему эклогитовому парагенезису авторы Н.Н. Зинчук и В.И. Коптиль (2003) предположили, что коренными источниками алмазов верхнетриасовых россыпей могут быть породы иные, чем классические кимберлиты, в частности эклогиты или другие породы «корового» происхождения с «неклассическими» минералами-спутниками алмаза. Сходство установленных свойств алмаза данной группы из коренных тел ААП (кимберлитовые трубки Первомайская, Кольцовская и тела оливиновых мелилититов Волчья, Чидвия, Апрельская) с россыпными алмазами севера-востока Якутии

позволяет охарактеризовать источник этих алмазов, как кимберлитовый или оливин-мелилититовый и прогнозировать наличие коренных тел данных типов пород.

В заключение данного раздела хотелось бы обратить внимание на немаловажный аспект. На территории Кепинской площади ААП выявлено больше всего кимберлитовых и родственных им тел по сравнению с другими полями (более 70-ти) (рис. 1). Как уже говорилось ранее, в последние двенадцать лет с момента открытия месторождения им. В. Гриба в данном регионе было обнаружено всего несколько аномалий и именно в Кепинском поле ААП. Установленный типоморфизм алмаза из данных тел (Копчиков и др., 2009, ЦНИГРИ), а также содержание в них кристаллов алмаза позволило отнести эти трубки к убогоалмазоносным. Учитывая этот факт, а также другие геологические данные по трубкам Кепинского поля, можно смело утверждать о низкой перспективности данной территории и соответственно прогнозировать какие-то, даже низкоалмазоносных, тел видится достаточно сомнительным.

Оценка алмаза из трубок и тел Европейской части России

Интенсивная разработка крупнейших месторождений алмаза России, таких как кимберлитовые трубки Мир, Удачная и другие, а вместе с этим отсутствие новых крупных открытий приводит в конечном итоге к их истощению. В связи с этим, в последнее время ведутся работы по переоценке алмазного потенциала тел, ранее считавшихся забалансовыми. Наиболее ярким примером служит кимберлитовая трубка Комсомольская, у которой невысокий алмазный потенциал по количественным оценкам, но извлекаемые кристаллы являются достаточно крупными и высокого качества (Богуславский, 2009). Аналогичные работы были проведены и на территории Европейской части России, где рассмотрены объекты в Золотицком поле не вошедшие в состав месторождения им. М.В. Ломоносова – кимберлитовые трубки Снегурочка, Первомайская и Кольцовская, расположенные на одном рудовмещающем разломе с месторождением и сходны по геохимии и минералогии пород с трубками месторождения (Богатилов и др., 1999). Изучение алмаза из трубок и тел ААП и дальнейшее сравнение с алмазом из месторождений региона показало, что в месторождении им. В. Гриба и диатреме им. Ломоносова месторождения им. М.В. Ломоносова преобладают кристаллы первого типа с высокими качественными показателями. В трубках Кольцовская, Первомайская эта группа алмаза распространена преимущественно в мелком классе кристаллов (<1 мм), что может свидетельствовать о непродолжительном (кратковременном) нахождении алмаза в благоприятных (равновесных) условиях. В то же время крупные >1 мм кристаллы из трубки Снегурочка являются в большинстве своем индивидами алмаза первого типа. Это сближает трубку Снегурочка с трубками им. Ломоносова и им. В. Гриба, что дает возможность предположить высокий алмазоносный потенциал данного кимберлитового тела. В перспективе трубка Снегурочка может рассматриваться в качестве коренного месторождения алмаза.

Известно (Квасница и др., 1999; Chapman et al., 2004), что содержание гладкогранных октаэдров и кубов, как правило, возрастает в мелких классах (<0,5 мм) кристаллов алмаза большинства месторождений. Сохранность мелких индивидов может служить критерием алмазоносности трубки. Так, в трубке им. В. Гриба (первый тип), алмаз в мелком классе преимущественно представлен гладкогранными остросеберными октаэдрами их сростками и двойниками без сильных признаков растворения (Палажченко, 2008). В трубках месторождения им. М.В. Ломоносова (второй тип) наблюдается несколько иная картина, алмаз (<0,5 мм) представлен додекаэдроидами, октаэдрами и кубами со значительными признаками резорбции, но в разных соотношениях для трубок месторождения (Захарченко и др., 2002; Кудрявцева и др., 2005), что, по-видимому, и обуславливает их различную алмазоносность. Кристаллы алмаза, как крупного, так и мелкого класса в третьем типе трубок и тел представлены округлыми додекаэдроидами, октаэдроидами, октаэдрами и их сростками и двойниками, а также кристаллами неопределенного габитуса со значительными следами эпигенетического окислительного растворения. Таким образом, преобладание

округлых форм алмаза, особенно мелкого класса крупности, в большинстве трубок и тел ААП (за исключением трубки им. В. Гриба), показывает, что степень кривогранности и характера растворения кристаллов можно использовать, как признак достаточно невысокой перспективности алмазоносных тел.

Алмазы из трубок и тел Архангельской алмазоносной провинции (ААП) характеризуются не только неблагоприятной желтоватой окраской, присущей большинству алмазов из других кимберлитовых трубок России, но и большим количеством индивидов дымчато-коричневого цвета – 15-20%, что связано с высоким внутренним напряжением кристаллов (дислокациями) и отражается в низких прочностных характеристиках извлекаемого алмазного компонента. Известно (Налетов и др., 1979), что индивиды с повышенной долей азота в В-форме и высокой степенью его агрегированности обладают наиболее высокими прочностными свойствами. Исходя из этого, трубки месторождения им. М.В. Ломоносова – Поморская, им. Карпинского-1 и Архангельская преимущественно содержат высокоазотные кристаллы с пониженной степенью агрегации азота (%N_B) (алмазы второго типа) (Захарченко и др., 2002), что вероятно, свидетельствует об их невысоких прочностных свойствах.

Заключение

Таким образом, рассмотренные выше основные этапы геологоразведочного процесса – поиск, прогноз и оценка трубок и тел Европейской части России опираются на принципиально новый подход в алмазной минералогии – типоморфизм важнейших свойств самого минерала алмаз. Подводя итоги выше изложенному, отметим основные важные моменты:

1. На основании изучения свойств алмаза из большинства трубок и тел ААП выделены три его основных типа. Положительным критерием наиболее высокоалмазоносных тел типа им. В. Гриба в провинции является повышенное содержание кристаллов первого типа: октаэдров с тригональным развитием граней, додекаэдров с занозистой штриховкой, характеризующихся наилучшими качественными показателями и низким содержанием азотных дефектов. Преобладание высокоазотных додекаэдровидов «уральского» типа и повышенное количество алмазов кубического габитуса, характерно для алмаза второго типа, кимберлитовых трубок подобных диатремам месторождения им. М.В. Ломоносова - с различной степенью алмазоносности (от низкой до средней) и различным качеством кристаллов (от среднего до высокого). Низкое содержание алмаза, отсутствие кубических кристаллов, плохая сохранность и среднее содержание концентраций азота и повышенное - водорода являются первостепенными признаками алмаза третьего типа, относящиеся к убогоалмазоносным трубкам и телам оливиновых меллилититов и беспероксеновых пикритов.
2. Наиболее перспективной территорией на обнаружение богатых кимберлитовых тел в провинции является прогнозируемое Черноозерское поле и юг Золотицкого поля.
3. Забалансовая в настоящее время трубка Снегурочка может быть рассмотрена в перспективе в качестве месторождения алмазов, для которого характерно наличие высококачественных кристаллов алмаза первого типа.
4. Проблема невысоких прочностных свойств кристаллов остро стоит для месторождений алмаза Европейской части России и может привести к приостановке единственно разрабатываемой на сегодняшний день трубки Архангельская месторождения им. М.В. Ломоносова. В связи с этим сегодня понятна актуальность исследований, проводимых в рамках разработки методик и технологий улучшения (облагораживания) свойств архангельских алмазов.

Работы по минералогическому исследованию Архангельской алмазоносной провинции позволяют определенно прогнозировать новые открытия, как на территории самой провинции, так и в шельфовой зоне Белого моря, а также в Карелии.

Поиск продолжается...

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы//Докл. РАН. 1998. Т361, №3 С.366-369.
2. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко, А.А., Горяйнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И.. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова). // Вестник Самарского Государственного Университета. Серия «Геология». № 10. 2000
3. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция. М.: Изд-во МГУ. 1999. 522 с.
4. Богуславский М.А. Геолого-петрофизическая и финансово-экономическая оценка алмазоносности трубки Комсомольская (Якутия). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ. 2009. 26с.
5. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ. 2002. 36 с.
6. Головин Н.Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2003. 45 с.
7. Захарченко О.Д., Махин А.И., Хачатрян Г.К. Атлас типоморфных свойств алмазов Восточно-Европейской платформы (месторождение им. М.В. Ломоносова) // М.: изд-во ЦНИГРИ. 2002. 104 с.
8. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра. 2003. 603 с.
9. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н. Типоморфизм микрокристаллов алмаза. М.: Недра. 1999. 600 с.
10. Копчиков М.Б. Морфология и другие важнейшие свойства алмаза Архангельской алмазоносной провинции // Известия ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2008. № 6. С. 80-83.
11. Копчиков М.Б. Типоморфные особенности алмаза Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ. 2009. 24 с.
12. 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 его минералов-спутников из кимберлитов и родственных им пород Архангельской алмазоносной провинции. 1-е изд. М.: изд-во Полярный круг. 2005. 624 с.
13. Налетов А.М., Клюев Ю.А., Григорьев О.Н. и др. Влияние оптически активных центров на прочностные свойства алмазов // ДАН СССР. 1979. Вып. 246. №1. С. 83-86.
14. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.
15. Палажченко О.В. Алмаз из месторождений Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Москва: МГУ. 2008. 24 с.
16. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2008. 30 с.
17. Chapman J.G., Boxer G.L. Size distribution analyses for estimating diamond grade and value // Lithos. 2004. № 76. P. 369-375.
18. Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. Geochemical Character of Southern African Kimberlites: a New Approach Based on Isotopic Constraints // Trans. Geol. Soc. South Africa. 1985. V. 88. P. 267-280

Структурные дефекты в алмазах Архангельской и Якутской алмазоносных провинций

¹Криулина Г.Ю., ²Васильев Е.А., ¹Гаранин В.К.

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова; ²СПГГИ (ТУ) (технический университет) им. Г. В. Плеханова, г. Санкт-Петербург

В данной работе представлены результаты исследования алмазов из промышленных месторождений Архангельской (им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба) и Якутской (трубки Интернациональная, Мир, Ботуобинская, Удачная, Комсомольская, Юбилейная) алмазоносных провинций методом инфракрасной спектроскопии. Приведены новые данные по дефектно-примесному составу алмазов из трубки Архангельская месторождения им. В.М. Ломоносова.

Введение

Являясь основной структурной примесью в алмазе, азот дает возможность по его содержанию и соотношению концентраций в А- и В- формах выделить группы, характерные для определенного типа кимберлитов и определенных месторождений. За последнее десятилетие накоплен огромный фактический материал по распределению примеси азота в алмазах с включениями ультраосновного и эцлогитового парагенезиса (Ковальский и др., 1972.; Кононова и др., 2007; Кудрявцева и др., 2004), а также в алмазах из мантийных ксенолитов (Аргунов, 2005). На основе этих данных появилась возможность по содержанию азота в кристаллах идентифицировать алмазы, сформировавшиеся в эцлогитовом и ультраосновном мантийных субстратах. Концентрация примеси азота в алмазах ультраосновного типа обычно не превышает 500 at. ppm с модой 100–200 at. ppm. Алмазы эцлогитового типа характеризуются «более размытым» бимодальным распределением азота (от 0 до 1500 at. ppm), с максимумами 0–100 at. ppm и 300–600 at. ppm. В настоящей работе проведен анализ содержания дефектно-примесных центров в алмазах из кимберлитов различного петрохимического типа: низкотитанистого и умереннотитанистого.

Объекты и методы исследования

Объектами настоящих исследований стали представительные партии алмазов из геологоразведочных и промышленных проб этого минерала из месторождений Архангельской и Якутской провинций. Всего изучено более 12 тысяч кристаллов размерноситовых классов -8+4, -4+2, -2+1 мм. Коллекции из Архангельской алмазоносной провинции (ААП) представлена алмазами из месторождений им. В.Гриба, им. М.В.Ломоносова (трубки им. Карпинского-1 и Архангельская), и забалансовой диатремы Золотицкого поля (Снегурочка). Коллекции из Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) состоят из алмазов трубок: Мир и Интернациональная Мирнинского поля; Нюрбинская и Ботуобинская Накынского поля; Юбилейная, Комсомольская Алакит-Мархинского поля и Удачная Далдынского поля.

Сегодня минералогия алмаза из месторождений Якутской и Архангельской провинций изучена весьма детально (Богатиков, 1999; Зинчук, Коптиль, 2003). Минералогические особенности алмазов, рассмотренных в работе коллекций, были подробно описаны в более ранних работах (Веричев Е.М. и др., 2005; Палажченко, 2006; Палажченко, 2008; Копчиков, 2009; Линь Фан, 2008), поэтому в данной работе основной акцент сделан на спектроскопические характеристики алмазов.

Исследование ИК-спектроскопии проведено не менее чем по 50 кристаллам из каждой трубки, по трубке Архангельская информативные спектры получены более чем с 220 образцов.

Регистрация ИК-спектров проводилась на Фурье спектрометре VERTEX-70 фирмы Bruker с микроскопом Nupregion 1000. Для вычисления коэффициентов поглощения с учетом базисной линии использовалась программа визуального подбора по эталонным спектрам поглощения систем А и В1 (разработчик О.Е. Ковальчук). Концентрации дефектов пересчитывались в соответствии с работами (Boyd et al., 1994; Boyd et al., 1995).

При изучении дефектно-примесных центров азота (N_A , N_B), водорода (H) и плейтелетс (P) в алмазах выявлены некоторые черты сходства, как между алмазами из месторождений одной провинции, так и между алмазами из ААП и ЯАП.

Результаты исследований

Алмазы из месторождений ААП характеризуются двуимодальным распределением примесей азота, при доминировании А-центров; двух- и трехимодальным распределением примесей H и P; пониженным содержанием суммарного азота в мелких (<1 мм) кристаллах по сравнению с макрокристаллами. Кристаллы алмаза из трубок месторождения им. М.В.Ломоносова и им. В.Гриба характеризуются повышенными содержаниями структурной примеси водорода и пониженными – агрегированного азота.

Трубка Архангельская. В общей массе для алмазов I разновидности характерны различные (3-1293, ср.знач. 390 at.ppm) концентрации азота в А-форме, и низкие (2-188, ср.знач. 63 at.ppm) В-форме, т.е. степень агрегированности азота при широком диапазоне (0-85%) невелика (ср.знач. 22,3%), как и содержания примеси водорода и плейтелетс (соответственно, 0,8 и 1,5 см⁻¹).

В целом для плоскогранных и кривогранных алмазов из трубки Архангельская характерны одинаковые диапазоны значений концентраций азотных дефектов, но максимумы распределений различаются, так в октаэдрах содержание азота в А-форме относительно понижено (при $N_{A,ср.знач.}=390$), а в В-форме повышено (N_B от 2-950, ср. знач. $N_B=260$). В октаэдрических кристаллах азот находится в более агрегированном состоянии, %В имеет больший диапазон и ср. знач.=37, а в додекаэдроидах – 19.

В октаэдрах в среднем содержание азота в А-форме в 1-3 раза больше, чем в В-форме, тогда как в группе додекаэдроидов этот коэффициент А/В составляет от 2 до 14.

При этом также в октаэдрических кристаллах отмечаются большие показатели содержания плейтелетс $P_{ср.знач.}=5,5\text{см}^{-1}$ и пониженные относительно других форм водорода – $H_{ср.знач.}=0,6\text{см}^{-1}$.

Кубические и тетрагексаэдрические кристаллы II разновидности содержат дефектно-примесные центры азота в А-форме до 1100 at.ppm. Современное оборудование позволяет фиксировать минимальные количества азота в В-форме (до 60), плейтелетс не фиксируются. Содержание примеси водорода около 1 см⁻¹.

В серых кубах III разновидности также фиксируются малые количества водорода (около 1 см⁻¹), более высокие, чем во второй разновидности (до 150 at.ppm) концентрации дефектов азота в В-форме, содержание суммарного азота до 1000 at.ppm.

Алмазы октаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса серого цвета или оттенка имеют максимальные из всех изученных показатели плейтелетс (10-33 см⁻¹), водорода (2-24 см⁻¹) и степени агрегированности азота $\%N_B \approx 70$.

В трубке им. Карпинского-1 содержание суммарного азота (N_A+N_B) варьирует от 17 до 2900 at. ppm. В среднем 1240 см⁻¹. Содержание водорода (H) в алмазах до 7,6 см⁻¹, в среднем 1,6 см⁻¹. Содержание плейтелетс (P) в алмазах до 20 см⁻¹, в среднем 3,0 см⁻¹. Доля агрегированного азота ($\%N_B$) не превышает 30% (Палажченко, 2008) (табл. 1).

В трубке им. В.Гриба содержание суммарного азота (N_A+N_B) варьирует от 0 до 2840 at.ppm, в среднем 743 см⁻¹. Содержание водорода (H) в алмазах до 5,5 см⁻¹, в среднем 0,8 см⁻¹. Содержание плейтелетс (P) в алмазах до 32,5 см⁻¹, в среднем 8,5 см⁻¹ (табл. 1). Для алмазов из трубки им. В.Гриба характерно повышенное содержание P и пониженное – водорода, степень агрегированности азота ($\%N_B$) значительно выше (в 2 раза) до 60%, по сравнению с алмазами из трубок месторождения им. М.В. Ломоносова. Больше число кристаллов в

трубке им. В.Гриба обладает низким содержанием азота, а в трубке им. Карпинского-1, наоборот (Гаранин и др., 2006; Палажченко, 2008).

Таблица 1
Концентрации дефектно-примесных центров азота, водорода и плейтелетс в алмазах из кимберлитовых тел ААП

Название трубки	Кол-во образцов	Концентрация азота, at.ppm			%N _B	Плейтелетс, см ⁻¹	Водород, см ⁻¹
		N _A	N _B	N _{tot}			
Архангельская	220	$\frac{524}{2-1534}$	$\frac{210}{2-1775}$	$\frac{735}{19-2700}$	$\frac{29}{2.5-97}$	$\frac{4.9}{0-35}$	$\frac{3.8}{0-23}$
им. Карпинского-1	44	$\frac{1010}{0-2200}$	$\frac{250}{0-990}$	$\frac{1350}{17-2720}$	$\frac{18}{0-60}$	$\frac{2.5}{0-19}$	$\frac{1.6}{0-7.6}$
Снегурочка	55	$\frac{370}{25-1236}$	$\frac{234}{4-584}$	$\frac{604}{54-1612}$	$\frac{40}{3-74}$	$\frac{9.8}{0-28}$	$\frac{4.2}{0-21}$
Им. Гриба	116	$\frac{482}{0-2309}$	$\frac{286}{0-1857}$	$\frac{743}{0-2840}$	$\frac{35}{0-65}$	$\frac{8.5}{0-33}$	$\frac{0.8}{0-5.5}$

Алмазы из месторождений ЯАП. В целом для месторождений Якутии характерны алмазы с содержанием суммарного азота до 1000 at.ppm. и высокой долей агрегированного азота в В-форме (от 50 до 95%), при подчиненном количестве кристаллов с %N_B 10–50%, что свидетельствует о их более длительном посткристаллизационном отжиге, по сравнению с кристаллами ААП. Содержание водорода и плейтелетс в алмазах ЯАП значительно ниже. Данные по содержанию дефектно-примесных центров азота, водорода и плейтелетс приведены в табл.2.

В трубках Юбилейная, Удачная и Мир прослеживается зависимость соотношения азотных дефектов в А-, В- форме и плейтелетс: с увеличением концентрации азотных дефектов в А-форме, увеличивается степень агрегированности азота (В1) и плейтелетс: прослеживается один тренд для трубки Мир, несколько трендов – для Удачной.

В алмазах из трубки Комсомольская такой закономерности нет: с увеличением содержания азота в А-форме количество азота в В-форме не превышает 500 at.ppm.; а с возрастанием доли агрегированного азота количество плейтелетс также остается постоянным 0-5 см⁻¹.

Трубка Ботуобинская характеризуется примерно равным распространением плоскогранных и кривогранных алмазов. Среди плоскогранных преобладают кристаллы октаэдрического габитуса с незначительным округлением ребер (со сноповидной штриховкой) и индивиды со ступенчатостью (параллельной штриховкой). Кривогранные алмазы представлены в основном груболаминарными додекаэдроидами. По цветовым характеристикам преобладают кристаллы бесцветные, реже эпигенетически (вторично) окрашенные в лилово-коричневые цвета.

Совокупность алмазов из трубки Ботуобинская имеют более широкий диапазон изменения параметров для октаэдров (N_{tot} 100–1600, N_{tot(ср.знач.)}=450 at.ppm; %В 4–47, %В_{ср.знач.}=23) и додекаэдроидов (N_{tot} 20–860, N_{tot(ср.знач.)}=300 at.ppm; %В_{ср.знач.}=23). Как видно, средние значения этих величин для октаэдров и додекаэдроидов несколько отличаются, хотя и являются наиболее близкими в сравнении с кристаллами из других изученных трубок. Половина додекаэдроидов обладает розово-фиолетовым цветом ФЛ и треть желто-зеленым. Почти 70% октаэдров имеют розово-фиолетовое свечение в УФ-лучах.

Алмазы из **трубки Интернациональная** представлены прозрачными кристаллами (преимущественно бесцветными или с желтым нацветом). Среди октаэдров преобладают индивиды со ступенчатостью и полицентрическим характером развития граней, следы процессов растворения проявлены слабо, ребра кристаллов обычно четкие (не

закругленные), алмазы ромбододекаэдрического габитуса встречаются крайне редко. Характерны алмазы с единичными сингенетическими включения ультраосновного парагенезиса (хромит, оливин, ассоциация оливина с сульфидом).

Кристаллы октаэдрического габитуса представлены средне- и высокоазотными алмазами (N_{tot} 500–1000 at.ppm) с самой низкой из всех изученных групп степенью агрегации азота (15–30%B). Додекаэдроида встречаются крайне редко, и концентрация суммарного азота в них попадает в те же пределы, что и у октаэдров, доля азота в форме В1 (%B) составляет 30–40%. Во всех кристаллах наблюдаются низкие содержания плейтелетс ($0-14 \text{ см}^{-1}$, $P_{\text{ср.знач.}}=3,8 \text{ см}^{-1}$ и водорода ($0-3,2 \text{ см}^{-1}$; $H_{\text{ср.знач.}}=0,45 \text{ см}^{-1}$).

Преобладают алмазы с сиреневым цветом люминесценции (высоко-, среднеазотные), и алмазы (среднеазотные, $N_{tot}<400$) с голубой люминесценцией средней интенсивности.

По распределению азота и водорода алмазы трубки Интернациональная аналогичны кристаллам *трубки Мур*. Октаэдрические кристаллы преимущественно низкоазотные (N_{tot} , 50-230 at.ppm, P 0-3), а додекаэдрические представлены высокоазотными алмазами (N_{tot} , до 1200 at.ppm, P 3-7).

Для кристаллов всех форм значения плейтлитс сопоставимы со значениями из трубки Комсомольская, в разы меньше значений концентрации плейтелетс из Юбилейной и Удачной. Низкие значения водородных дефектов (H около 1 см^{-1}), сопоставимые с данными из трубок Юбилейная и Удачная. Посткристаллизационный отжиг алмазов октаэдрического и додекаэдрического габитуса, предположительно, происходил в различных температурных условиях: додекаэдроида претерпели отжиг на глубинах с температурами 1050-1100 °C, а октаэдры и комбинационные – 1050-1250 °C.

Исследованные алмазы из трубки Удачная делятся на две группы внутри каждого морфологического типа, что отчетливо видно из конфигурации полей на *рис. 1*. Условно с малым (%B<50) и большим (%B>50) содержанием азота в В-форме.

Первая группа алмазов (%B<50) обладает низкими концентрациями плейстлетс и водорода ($H_{\text{ср.знач.}}=0,87 \text{ см}^{-1}$). Октаэдры средне- и высокоазотные (N_{tot} 130–1600, $N_{tot(\text{ср.знач.})}=670 \text{ at.ppm}$; %B_{ср.знач.}=33), с низкой концентрацией плейтелетс ($P_{\text{ср.знач.}}=0,02 \text{ см}^{-1}$), проявляют среднюю либо слабую люминесценцию преимущественно в сиреновом цвете. В основном это октаэдры с параллельной штриховкой на гранях, средней ступенчатостью, образованной торцами октаэдрических граней. Кристаллы октаэдров проявляют среднюю либо слабую люминесценцию преимущественно в сиреновом цвете. В спектрах фотолюминесценции кристаллов этой группы преобладает система линий N3 (415 нм), а также линия 428 нм (эта линия также относится к системе N3).

Додекаэдроида низкоазотные (N_{tot} 50–150 at.ppm, $N_{tot(\text{ср.знач.})}=120 \text{ at.ppm}$; %B_{ср.знач.}=36) с относительно большим содержание плейтелетс ($P_{\text{ср.знач.}}=1,43 \text{ см}^{-1}$), концентрация водородных дефектов такая же как в октаэдрах этой группы. Для данных кристаллов характерна голубая и желтая люминесценция разной интенсивности. Минералогические особенности алмазов этой группы заключаются в преобладании изометричных и слабо искаженных индивидов, меньшей их сохранности (присутствует большое количество обломков и камней со сколами), в сильном проявлении следов растворения. Большинство кристаллов бесцветные, прозрачные. Наиболее характерные аксессуары растворения для этих кристаллов это отрицательные треугольники травления, реже – каналы травления и каверны.

Вторая группа (с %B>50) отличается от первой: повышенными концентрациями азота (N_{tot} до 1500 at.ppm), водорода ($H_{\text{ср.знач.}}=2,51 \text{ см}^{-1}$) и плейтелетс ($P_{\text{ср.знач.}}=17,91 \text{ см}^{-1}$).

Для додекаэдроида тр. Удачной прослеживается максимальное среди всех изученных месторождений содержание азотно-примесных центров В1 (%B_{ср.знач.}=81), у октаэдров этот параметр ниже (%B_{ср.знач.}=65). Преобладает синяя люминесценция, прослеживается уменьшение интенсивности свечения с повышением азота в А-форме. Додекаэдроида с выраженными следами пластической деформации обладают желтым и желто-оранжевым цветом ФЛ, их около 30%. На октаэдрических кристаллах часто развита сноповидная штриховка, на некоторых из них проявляются подчиненные додекаэдрические

поверхности. Додекаэдрониды преимущественно изометричные, следы «локального» растворения проявлены слабо это единичные отрицательные треугольные пирамиды, реже каналы травления.

Таблица 2

Концентрации дефектно-примесных центров азота, водорода и плейтелетс в алмазах из месторождений ЯАП

Название трубки	Кол-во образцов	Концентрация азота, at.ppm			%N _B	Водород, см ⁻¹	Плейтелетс, см ⁻¹
		N _A	N _B	N _{tot}			
Ботуобинская	158	<u>315</u> 9-1149	<u>116</u> 18-449	<u>405</u> 67-1598	<u>24</u> 4-61	<u>1.1</u> 0-5	<u>3</u> 0.1-19
Интернациональная	200	<u>493</u> 12-1066	<u>167</u> 16-474	<u>660</u> 30-1414	<u>26</u> 6-96	<u>0.6</u> 0-8	<u>3</u> 0-14
Мир	81	<u>424</u> 8-1288	<u>177</u> 16-696	<u>562</u> 22-1700	<u>31</u> 8-95	<u>0.9</u> 0-9	<u>3</u> 0-17
Удачная	159	<u>94</u> 0-464	<u>337</u> 7-1100	<u>431</u> 16-2305	<u>59</u> 9-96	<u>2</u> 0-33	<u>10</u> 0-44
Комсомольская	92	<u>265</u> 8-851	<u>322</u> 0.4-1586	<u>588</u> 130-1916	<u>34</u> 21-87	<u>0.6</u> 0-8	<u>5</u> 0.1-12
Юбилейная	117	<u>272</u> 0-976	<u>286</u> 17-1121	<u>413</u> 17 - 1594	<u>41</u> 7-96	<u>1.0</u> 0-15	<u>8</u> 0-33

В трубке Комсомольская для додекаэдронидов и октаэдров характерны значения в средне- и высокоазотных областях; в целом, октаэдры являются низкоазотными ($N_{tot(ср.знач.)}=450$ at.ppm) относительно додекаэдронидов ($N_{tot(ср.знач.)}=580$ at.ppm). Алмазы делятся на две группы: «малодефектные» (с низкими значениями %B (ср.знач. для октаэдров – 25; додекаэдронидов – 35), водорода ($H_{ср.знач.}=1,1$ см⁻¹), плейтелетс ($P_{ср.знач.}=2,8-3,6$ см⁻¹) и «высокодефектные» (с большим количеством B1 (для октаэдров %B_{ср.знач.}=75; додекаэдронидов %B_{ср.знач.}=67), повышенными концентрациями водорода ($H_{ср.знач.}=2,5-1,5$ см⁻¹) и плейтелетс ($P_{ср.знач.}=11$ см⁻¹).

Для алмазов трубки Комсомольская (как и для кристаллов из трубки Юбилейная) наблюдается с увеличением концентрации азотных дефектов (N_{tot}) – увеличение степени агрегированности азота (B1,%); наблюдается зависимость увеличения содержания водородных дефектов (H) от концентрации азота в B1- форме.

В трубке Юбилейная кристаллы додекаэдрической формы представлены алмазами с большой вариацией концентраций азотных дефектов в A- и B1-форме: от безазотных до высокоазотных. Высоко-среднеазотных алмазов около 60%, значительная доля безазотных (около 25%). Плоскогранные и плоскогранно-кривогранные кристаллы преимущественно высокоазотны с значительным содержанием структурной примеси водорода.

Обсуждение результатов

Ранее в работе М.Б. Копчикова (2009) было выделено 4 основных популяции алмаза ААП (табл. 3), анализируя имеющиеся данные, можем подтвердить, что алмазы конкретной трубки тяготеют преимущественно к отдельным популяциям. Среди всех изученных коллекций преобладают алмазы с дефектно-примесными центрами в A-форме, характерно их бимодальное распределение. В среднем доля агрегированного азота (совокупности %N_B) не превышает 30% от полной концентрации примесей азота. Но значительное количество кристаллов с высокими концентрациями азота, водорода и плейтелетс в трубках Архангельская, Снегурочка **делают необходимым** выделение их в отдельную V группу.

На основании морфогенетического анализа и полученных данных по ИК-спектроскопии для алмазов из рассмотренных месторождений Якутии можно выделить 4 основных группы:

1 группа (условно «Безазотная»). Содержание суммарного азота не превышает 100 at.ppm. по распределению в трубках и доле агрегированного азота отмечается две подгруппы: с низким содержанием азота в В-форме, %В в диапазоне от 20 до 55, с низкими содержаниями плейтелетс (до 5 см^{-1}) и водорода (до 1 см^{-1}). Такие алмазы наиболее характерны для плоскогранных алмазов ультраосновного парагенезиса трубок Мир, Удачная, Юбилейная. Посткристаллизационный отжиг данной группы кристаллов происходил в диапазоне от 1150 до 1200°C . Преимущественно это бесцветные или со слабым оттенком октаэдрические кристаллы.

2 группа (Низкоазотная) распространена среди алмазов всех изученных тел ЯАП, наиболее типична для трубок Комсомольская, Ботубинская, Интернациональная. Содержание суммарного азота, его степень агрегированности имеют низкие значения, (N_{tot} от 100 до 300 at.ppm., % $N_{\text{В}}$ от 20 до 40%), значения плейтелетс средние (P 3-10 см^{-1}). Посткристаллизационный отжиг данной группы кристаллов происходил в диапазоне от 1100 до 1150°C , преимущественно это высококачественные бесцветные и со слабым оттенком октаэдрические и додекаэдрические кристаллы.

3 группа (высокоазотная) характеризуется повышенными концентрациями азотных дефектов, при относительно пониженной доле азота в В-форме ($400 < N_{\text{tot}} < 1500$ at.ppm, $10 < \%N_{\text{В}} < 40$ (в среднем 23-25%), и низкими содержаниями водорода ($H \sim 0,5 \text{ см}^{-1}$) и плейтелетс ($P \sim 3,5 \text{ см}^{-1}$). Эта популяция представлена в трубках Интернациональная, Ботубинская, Мир и частично в трубке Комсомольская. Кристаллы характеризуются – высокой степенью закалки, сохранением октаэдрической кристалломорфологии и отсутствием следов травления.

Исходя из полученных данных по диаграмме В.Р. Тейлора (Taylor, 1990), можно предположить, что посткристаллизационный отжиг алмазов высокоалмазоносных трубок Ботубинская, Интернациональная, Мир был непродолжительным в малом интервале температур от 1050 до 1100°C . По литературным данным (Соболев, 1975; Бовкун, Гаранин, 2009), магматические алмазоносные очаги трубок Ботубинская, Интернациональная и Мир самые глубинные (~ высокотемпературные) и, следовательно, можно ожидать наличие большого количества свободных вакансий в структуре этих алмазов, но, видимо, трансформация азотных дефектов из А-центра в В-центр не была активной, можно предположить, что это обусловлено малой продолжительностью отжига и стремительным подъемом кимберлитовой магмы при формировании трубки. С другой стороны, при больших концентрациях азота в А-форме, низких В-форме и наличии свободных вакансий при подъеме (образовании планарных дефектов), наиболее вероятны повреждения алмазов. Именно с этим и связана повышенная хрупкость алмазов и большое количество кристаллов со сколами в этих трубках.

Концентрация водородных центров определяется механизмом роста природных кристаллов алмаза (Блинова, 1987). Можно предположить, что рост этих алмазов происходил в достаточно спокойных (равновесных) условиях (минимум Н).

4 группа (азотная высокодефектная) алмазов характерна только для многофазных трубок со сложной эволюцией (трубки Удачная, Юбилейная, Комсомольская). В этих трубках присутствуют алмазы с различным содержанием азота в форме А- и В- центров, при высокой доле В-центров ($200 < N_{\text{tot}} < 1500$ at.ppm, $60 < \%N_{\text{В}} < 90$ (в среднем 65%), с высокими (для ЯАП) содержаниями водорода ($H_{\text{ср.знач.}} = 2,5 \text{ см}^{-1}$) и плейтелетс ($P \sim 18 \text{ см}^{-1}$). Для алмазов 4 популяции отмечается большое распространение акцессориев «локального» растворения, что косвенно свидетельствует о постепенном подъеме кимберлитовой магмы при формировании трубки. Можно предположить (Блинова, 1987), что рост алмазов в магматических очагах сформировавших такие трубки как Удачная и Комсомольская происходил в достаточно спокойных (равновесных) условиях (малые концентрации примесных водородных дефектов). Вероятно, эти кристаллы претерпели весьма длительный посткристаллизационный отжиг в температурном интервале 1150 - 1200°C (большое количество В и Р), так что значительная доля азота в А-форме трансформировалась в В-центры.

При рассмотрении алмазов из различных типов кимберлитов ААП и ЯАП, обнаруживаются определенные сходства в распределении азотных дефектов в структуре алмаза.

Для кимберлитов низкотитанистого типа месторождения им. М.В. Ломоносова ААП и трубок Ботуобинская и Интернациональная ЯАП типично наличие высокоазотных кристаллов с малой степенью агрегированности азота в В-форме. Среди всех изученных коллекций преобладают алмазы с дефектно-примесными центрами в А-форме, для всех трубок, кроме Интернациональная, характерно их бимодальное распределение. В среднем доля агрегированного азота (совокупности %N_B) не превышает 30% от полной концентрации примесей азота. Алмазам из кимберлитов умереннотитанистого типа присущи в целом более низкие концентрации азота, но в них значительная доля азота агрегирована в В-форму. Алмазы из изученных нами промышленных месторождений по содержанию дефектов группируются в 7 областей, наиболее отчетливо это проиллюстрировано на диаграмме соотношения концентрации суммарного азота и доли агрегированного в В-форме (рис.1).

В кимберлитах низкотитанистого типа **безазотные алмазы** II группы по физической классификации (Бокий,1986) редки, их количество не превышает 3-5% как в трубках ААП, так и в Якутии. В кимберлитах умеренно-титанистого типа количество безазотных кристаллов немного выше (до 8%). Среди алмазов из кимберлитов умеренно-титанистого типа можно выделить группу кристаллов с суммарным содержанием азота не более 100 at.ppm.

Таблица 3

Группы алмаза ААП, выделенные по содержанию структурно-примесных дефектов

Популяции		N _A , at.ppm	N _B , at.ppm	N _{tot} , at.ppm	%N _B	H, о. е.	P, о. е.
I «Безазотные»		0-180	0-180	0- 350	35	0-1	0-10
II Низкоазотные		220-350	220-350	600	47-50	0-3	0-10
III Средне- азотные	1 подтип	370-860	120-430	800	10-30	3-6	0-10
	2 подтип	370-860	370-860	800 -1600	40-45	3-6	7-24
IV Высокоазотные		700-1500	< N _A	850-1700	0-28	3-7	0-1,5; 7-20
V Высокоазотные высокодефектные		700-1200	960-1200	1800-2200	41-53	11-36	14-35

Алмазы I популяции (низкоазотные), представляющей ультраосновной парагенезис алмаза (Хачатрян, 2010), типичный для всех кимберлитов мира, объединяет кристаллы с высокими качественными показателями октаэдрического, додекаэдрического и комбинационного габитуса. Для них типичны низкие содержания азота (N<500 at. ppm) широкий диапазон степени агрегированности азота в В-форму (%N_B~13-58), средние значения для водорода и плеителетс H<3 см⁻¹, P<5 см⁻¹.

Такие алмазы широко распространены в кимберлитах низкотитанистого и умереннотитанистого типов. Преобладают в кимберлитовой трубке Архангельская; значительно их содержание в трубках Снегурочка (где они имеют чуть большие значения водорода H=2,5 по сравнению 0,4-0,7 см⁻¹ для других изученных трубок) и Ботуобинская (для которой, как и для всех трубок Якутии, характерны отсутствие или минимальные содержания водорода). В больших количествах присутствуют в трубках умереннотитанистого типа (им. Гриба, Комсомольская, Юбилейная, Удачная).

II популяция не многочисленна и установлена только среди кристаллов трубки Архангельская. В работе (Копчиков, 2009) аналогичные индивиды отмечаются в трубках Кольцовская и Первомайская Золотицкого поля. Среди алмазов ЯАП данная группа не установлена.

Алмазы III популяции характеризуются повышенным содержанием азота (400<N_{tot}<1500 at.ppm, 10<%N_B<40 (в среднем 23-25%), и низкими содержаниями водорода (

$N \sim 0,5 \text{ см}^{-1}$) и плейтелетс ($P \sim 3,5 \text{ см}^{-1}$). Эта популяция широко представлена в некоторых трубках низкотитанистого (трубки Архангельская, Интернациональная, Ботуобинская) и умереннотитанистого (им. Гриба, Мир и частично Комсомольская) типа кимберлитов. Третья популяция (III/2) алмазов с высокими показателями $\%N_B$ и P распространена только среди алмазов трубки Архангельская.

Во всех трубках Золотицкого поля доминируют алмазы IV популяции предположительно эклогитового парагенезиса. Важно подчеркнуть, что кристаллы данной группы весьма высокоазотные и не характерны для других кимберлитовых трубок мира. $N_{\text{tot}} = 1000\text{--}2000 \text{ at. ppm}$ А-форме от 860 до 1700 at. ppm. В $\%N_B$ (от 0 до 35%) и ($0 < N < 5,0 \text{ см}^{-1}$). С низким $P < 5 \text{ см}^{-1}$ и значительным $10 < P < 22 \text{ см}^{-1}$.

В изученных коллекциях трубок Архангельская и Снегурочка наблюдались серые кристаллы, предположительно V разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, в данной работе выделены в V популяцию. Большое количество включений и дефектов обусловлено дефектной структурой данных кристаллов: самые высокие содержания азота, водорода и плейтелетс ($N_{\text{tot}} > 1000 \text{ at. ppm}$ до 3000, $\%N_B$ от 25 до 65, P 12–32 см^{-1} , $0,6 < N < 22 \text{ см}^{-1}$, отметим, что наблюдается закономерность, что с увеличением содержания и размера плейтелетс, уменьшается содержание примеси водорода).

VI популяция (азотная высокодефектная) алмазов присутствует только в кимберлитах умереннотитанистого типа: трубки Удачная, Юбилейная, Комсомольская (за исключением трубки Мир). В этих трубках присутствуют алмазы с различным содержанием азота в форме А- и В- центров, при высокой доле В-центров ($200 < N_{\text{tot}} < 1500 \text{ at. ppm}$, $60 < \%N_B < 90$ (в среднем 65%), с высокими (для ЯАП) содержаниями водорода ($N_{\text{ср.знач.}} = 2,5 \text{ см}^{-1}$) и плейтелетс ($P \sim 18 \text{ см}^{-1}$).

Алмазы из трубок ААП и ЯАП различаются по содержанию водорода. В целом для месторождения им. М.В. Ломоносова характерны алмазы с более высокими концентрациями водородных дефектов, по сравнению с алмазами из месторождений низкотитанистого типа кимберлитов Якутии (см. табл. 1 и 2). Исследования показали (Бескрованов, 2000), что содержание примеси водорода в кристаллах взаимосвязаны с механизмом их роста. Так, например, в кристаллах, сформировавшихся в результате тангенциального механизма роста, проявляющегося в послойно–замкнутом октаэдрическом строении, водородные центры присутствуют в незначительных количествах, это наиболее типично для алмазов месторождений Якутии. С другой стороны, алмазы с нормальным и смешанным механизмом роста, распространенные в месторождении им. М.В. Ломоносова, характеризуются волокнистым и секториальным внутренним строением, отличаются максимально высокими концентрациями водорода.

Заключение

Итак, для алмазов ААП и ЯАП нами выделены различные характеризующие группы (популяции), это обусловлено различными условиями формирования и составом алмазообразующих и кимберлитовых магм. Различная степень агрегированности азота в кристаллах, широкие температурные вариации свидетельствуют о различных временных и физико-химических условиях: продолжительности отжига, пребывании в окислительных условиях, способствовавших приобретению кристаллами кривогранных поверхностей, акцессориев «локального» растворения. Алмазы низкотитанистого типа кимберлитов претерпели непродолжительный посткристаллизационный отжиг при более низких температурах, чем алмазы из трубок умереннотитанистого типа кимберлитов. При этом среда алмазообразования алмазов месторождения им. М.В. Ломоносова была более насыщена азотом и водородом, что привело к формированию кристаллов IV и V популяций, характерных только для Зимнебережного района. Формирование же кристаллов из трубок умереннотитанистого типа кимберлитов происходило, вероятно, среде с относительно низким содержанием водорода (а для некоторых тел и азота), но т.к. возраст трубок

различный, то посткристаллизационный отжиг имел различную продолжительность (у более древних трубок более длительный).

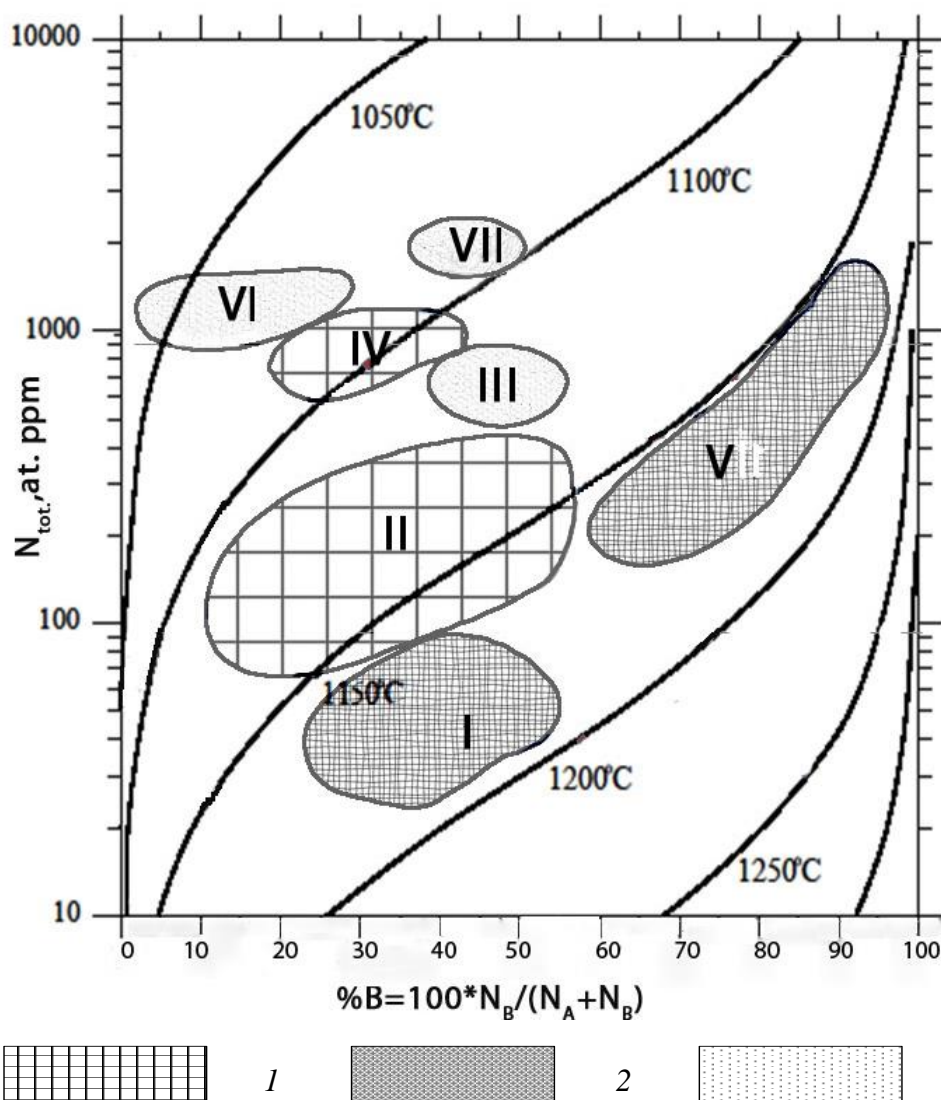


Рис.1. Концентрации азота для алмазов типа IaAB ЯАП и ААП, с использованием данных W.P Taylor (1990). Расчетный возраст алмаза – 3 млрд. лет. Нанесены популяции алмазов ААП и ЯАП: I – безазотных, II – низкоазотных, III – умеренноазотных, IV – среднеазотных низкоагрегированных, V – среднеазотных высокоагрегированных, VI – высокоазотных низкоагрегированных, VII – высокоазотных умеренноагрегированных. Выделены поля популяций алмазов: 1 – типичных для ЯАП, 2 – типичных для ААП, 3 – характерных для ЯАП и ААП

Список литературы

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. Новосибирск: изд-во СО РАН. Филиал «Гео». 2005. 402 с.
2. Бескрованов В.В., Специус З.В. Морфология и физические свойства алмаза из мантийных ксенолитов // Мин. журн.. 1991. Т. 13. №5. С. 31 – 41.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука. 2000. 264 с.
4. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы // М.: Наука. 1986. 221 с.
5. Веричев Е.М., Вержак В.В., Посухова Т.В., Криулина Г.Ю., Палажченко О.В., Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К., Хачатрян Г.К. Минералогия алмаза из месторождений Архангельской кимберлитовой провинции. Геология алмазов – настоящее и будущее. К 50-летию г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России. Изд-во ВГУ: Воронеж. 2005. С. 965-981.

6. Гаранин К.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Палажченко О.В. Морфологические и спектроскопические особенности алмаза из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. Статья 2. Спектроскопические характеристики и их взаимосвязь с морфологией кристаллов // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2006. № 3. С. 20-25.
7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М., Недра, 2003. 603 с.
8. Ковальский В.В., Галимов Э.М., Прохоров В.С. Изотопный состав углерода окрашенных разновидностей якутских алмазов // ДАН СССР. 1972. Т. 203. № 2. С. 440-442.
9. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. Сравнительная Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геол. руд. мест. 2007. №6. С. 483-505.
10. Копчиков М.Б. Типоморфные особенности алмаза Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ. 2009. 8-17 с.
11. Кудрявцева Г.П., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Головин Н.Н., Палажченко О.В., Посухова Т.В. Микрористаллы алмаза из месторождений из кимберлитов месторождений Архангельской алмазоносной провинции // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. № 3. 2004. С. 32-38.
12. Линь Фан. Морфология и спектроскопические свойства октаэдрических кристаллов алмаза из месторождений Якутской алмазоносной провинции (на примере трубок Мир, Удачная, Юбилейная и Комсомольская). Автореф. дисс. к.г.-м.н. М., 2008.
13. Палажченко О.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Морфологические и спектроскопические особенности алмаза из месторождения им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции. Статья 1. Морфология кристаллов алмаза // Известия ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2006. № 2. С. 14-22.
14. Палажченко О.В. Алмаз из месторождений Архангельской алмазоносной провинции. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Москва: МГУ. 2008. 24 с.
15. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах. Руды и минералы. 2/2010. С 46-60.
16. Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag., B. 1994. V. 69. P. 1149–1153.
17. Boyd. S. R., Kiflawi I., Woods G. S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag., B. 1995. V. 72. P. 351–361.
18. Taylor W. R., Jaques A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Mineral. 1990

Минералогия алмазов из россыпных проявлений Урала

¹Криулина Г.Ю., ²Ермакова Е.С., ²Гасанов М.Д., ²Седова Е.А., ²Солодова Ю.П.
²Самосоров Г.Г.

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ²РГГРУ им. С. Орджоникидзе

Представлены данные по минералогическому исследованию алмазов из россыпных проявлений Уральского алмазоносного района: «Большой Колчим», «Южная часть Рассольнинской депрессии», «Волынское», «Илья-Вожская депрессия» и «Северный Колчим». По кристалломорфологическим особенностям выявлено сходство с алмазами из россыпей Северного и Среднего Тимана, кимберлитовых трубок месторождения им. М.В. Ломоносова.

Введение, объект исследования

Уральский алмазоносный район охватывает всю территорию среднего и северного Урала и Тимана, и захватывает частично территории Южного Урала и Приуралья. Все алмазы, обнаруженные на Урале, находятся в россыпях и приурочены к аллювию современных и древних речных систем, расположенных на западном склоне. Туффизиты, песчанистые породы, насыщенные ксеногенным железистым и глинистым материалом, из которых добывают алмазы, не являются для них коренными, но здесь существует несколько точек зрения. Для выявления минералогических особенностей алмазов и для уточнения эпигенетической природы туффизитов нами были изучены алмазы из россыпных проявлений «Большой Колчим», «Южная часть Рассольнинской депрессии», «Волынское», «Илья-Вожская депрессия» и «Северный Колчим».

Проявления «Большой Колчим» и «Южная часть Рассольнинской депрессии» расположены в Красновишерском районе в долине р. Чурочная (приток р. Вишеры), и сопряжены с правым и левым ее притоками, соответственно; проявление «Волынское» в районе р. Большой Щугор (приток р. Вишеры) и проявления «Илья-Вожская депрессия» и «Северный Колчим» в районе долины р. Колчим (приток р. Язьва).

Изученные коллекции представлены алмазами крупных размерно-весовых групп 4-6gr, 2gr, -12+11, -11+9 (общее количество 2778 алмазов). В таблице 1 приведено количество изученных алмазов из данных проявлений.

Таблица 1

Количество изученных алмазов

Название проявления	Количество изученных алмазов, (шт.)					Итого
	Размерно-весовая группа					
	-11+9	-12+11	2 gr	3 gr	4 -6 gr	
«Волынское»	189	127	200	0	480	996
«Северный Колчим»	287	152	177	146	217	979
«Большой Колчим»	3	48	80	19	126	276
«Южная часть Рассольнинской депрессии»	0	47	115	109	68	339
«Илья-Вожская депрессия»	0	49	62	30	47	188

Некоторые результаты исследования алмазов

Окраска алмазов. В изученных проявлениях преобладают алмазы, окрашенные в светлые оттенки желтого, желтовато-зеленого цвета. Абсолютно бесцветные алмазы очень редки, суммарно с алмазами, имеющими незначительный нацвет, они составляют ~5-12 %. Содержание алмазов дымчато-коричневой окраски также невелико, максимальное количество их в проявлении «Волынское» (8-17% в различных размерно-весовых группах) и минимальное - в проявлении «Южная часть Рассольнинской депрессии» (до 4%).

В проявлениях «Большой Колчим» и «Южная часть Рассольнинской депрессии» количество камней с желтой окраской различной интенсивности (с слабым нацветом, с слабым видимым оттенком, с видимым оттенком) составляет 71,7% и 86,8%; в месторождениях «Северный Колчим», «Волынское» и «Илья-Вожская депрессия» таких алмазов несколько меньше – 57%, 63%, 65%, соответственно (табл.2). Желтая окраска связана с содержанием дефекта N3 (чем выше содержание, тем интенсивнее окраска) [1]. Скорее всего, во всех изученных алмазах данных проявлений присутствуют хотя и многочисленные, но весьма невысокие концентрации дефекта N3, т.к. по интенсивности окраски во всех группах алмазов преобладают алмазы со слабым желтым оттенком.

На втором месте по распространенности находятся алмазы с желтовато-зеленым оттенком. Минимальное содержание таких образцов в проявлении «Южная часть Рассольнинской депрессии» (5-10% в различных размерно-весовых группах), проявления «Северный Колчим», «Волынское» характеризуются наличием желто-зеленых алмазов в количестве 7,7%. Максимальное количество таких камней присутствует в проявлениях «Илья-Вожская депрессия» (от 25% в размерно-ситовом классе -12+9 до 76,6% в группе 3gr) и «Большой Колчим» (от 27,8% среди алмазов размерно-ситового класса -12+11 и до 48,5% в размерно-весовой группе 2 gr).

Таблица 2

Частота встречаемости алмазов с различной окраской

Размерно-весовая группа	Бесцветные и со слабым нацветом, количество в %					Размерно-весовая группа	Желтая окраска, количество в %				
	Проявления						Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В		БК	СК	ЮРД	В	И-В
4-6gr	23	0,6	63,23	5	0	4-6gr	68,23	59,8	23	56	52
3gr	18	0	30,28	-	0	3gr	36,4	44	59,6	-	76,6
2gr	12,1	0	52	5	0	2gr	30,28	57,8	26	62	59
-12+9	42,4	8,9	72,34	7,5	0	-12+9	57	58,4	21,3	59	25
СРЕДНЕЕ	23,9	2,4	54,3	6	0	СРЕДНЕЕ	47,8	55	32,5	59	63,2
Размерно-весовая группа	Желто-зеленая окраска, количество в %					Размерно-весовая группа	Голубовато-зеленая окраска, количество в %				
	Проявления						Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В		БК	СК	ЮРД	В	И-В
4-6gr	25,4	10,6	10,3	6	52,2	4-6gr	10,3	14	0	14	2,8
3gr	33,6	14,4	5,5	-	76,6	3gr	12	8,8	2,75	-	0
2gr	48,5	5,4	5	0	59	2gr	15,1	14,8	10	23	8,2
-12+9	27,8	0,2	0	17	25	-12+9	3,8	10,2	4,3	4,5	64,5
СРЕДНЕЕ	33,8	7,65	5,4	7,7	53	СРЕДНЕЕ	10,2	12	4,26	13,8	18,9

Примечание: для таблиц приняты сокращения БК- «Большой Колчим», СК - «Северный Колчим», ЮРД - «Южная часть Рассольнинской депрессии», В - «Волынское», И-В - «Илья-Вожская депрессия»

Алмазы с голубовато-зелеными оттенками различной интенсивности занимают порядка 10-20% во всех изученных проявлениях. Голубовато-зеленая и желто-зеленая окраски алмазов являются эпигенетическими и связаны с наличием на поверхности ранее бесцветных и с желтым оттенком образцов пятен пигментации зеленого цвета [1].

Важной особенностью изученных алмазов является частое присутствие зеленых пятен пигментации, образующихся при природном радиоактивном облучении. В месторождении «Южная часть Рассольнинской депрессии» алмазы с зелеными пятнами пигментации составляют 23%, в то время как в проявлениях «Большой Колчим» и «Волынское» таких образцов более 35% и 37,8%, соответственно (табл.3).

Высоким содержанием алмазов с зелеными пятнами пигментации характеризуются проявления «Северный Колчим» и «Илья-Вожская депрессия» (47% и 49,5% соответственно). На единичных кристаллах присутствуют бурые, буро-коричневые пятна пигментации, которые образуются при воздействии больших температур на пятна зеленого цвета, что указывает на древний возраст россыпей. На некоторых образцах присутствуют одновременно пятна пигментации зеленого и бурого цвета.

Таблица 3

Частота встречаемости алмазов с пятнами пигментации

Пятна пигментации	Проявления, количество в %				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В
Зеленого цвета	35	47	22,9	37,8	49,5
Бурого цвета	1,4	1,34	0,95	4,25	2,2

Отметим, что в данных изученных месторождениях количество алмазов с зелеными пятнами пигментации возрастает с увеличением размера кристаллов, при этом увеличивается и размер пятен: на мелких образцах фиксируются единичные отдельные точечные пятна, а на крупных алмазах пятна пигментации присутствуют в больших количествах и возникают их скопления.

Интенсивность окраски пятен пигментации неодинаковая, наряду с едва заметными светло-зелеными наблюдаются более темноокрашенные, почти черные, у которых зелень просматривается только при просвечивании ярким пучком света.

Кристалломорфология. Партии из проявлений «Южная часть Рассольнинской депрессии», «Северный Колчим», «Большой Колчим», «Волынское», «Илья-Вожская депрессия» представлены алмазами I разновидности по минералогической классификации Ю.Л. Орлова [2]. Среди всех изученных алмазов встречены только три кристалла V разновидности (проявление «Большой Колчим»).

Алмазы этих проявлений по содержанию различных морфологических форм практически одинаковы (табл. 4, 5, 6). Значительно преобладают алмазы, представленные додекаэдроидами 78,5%. При этом на додекаэдроиды якутского типа приходится всего ~3%, абсолютное большинство составляют алмазы уральского типа [3].

В подчиненных количествах присутствуют алмазы комбинационных форм с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида: от 4,7% в проявлении «Илья-Вожская депрессия» до 10,6% - в проявлении «Большой Колчим». В партиях всех исследованных проявлений встречаются единичные октаэдры с незначительным округлением ребер (~2%). Здесь можно отметить, что по сумме последних двух морфологических характеристик (которые являются относительными в визуальном определении) все месторождения практически одинаковы. Выделяется только проявление «Илья-Вожской депрессии», в котором полностью отсутствуют октаэдры с округлением ребер, а кристаллы комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида составляют в среднем 4,7% среди всех размерно-весовых групп. Данные по распределению морфологических форм приведены в таблице 4,5. Плоскогранных остросреберных кристаллов октаэдрического габитуса среди изученных

партий нет (только ~0,5% в месторождении «Северный Колчим»). Сrostки кристаллов представлены в основном кривогранными шпинелевыми двойниками (6-7%) (табл.6), незакономерные срастания кристаллов единичны.

Таблица 4

Частота встречаемости додекаэдрических алмазов в изученных проявлениях

Размерно-весовая группа	Додекаэдриды, количество в %				
	Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В
4-6gr	81,7	72,6	76,47	76,9	76,7
3gr	77,5	82,4	71,56	-	93,3
2gr	77,5	75,2	88,6	77,5	72,3
-12+9	74,1	83,8	78,72	81,4	72,7
СРЕДНЕЕ	77,7	78,5	78,8	78,6	78,6

Таблица 5

Частота встречаемости кристаллов комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида и октаэдров с округлением ребер

Размерно-весовая группа	Кристаллы комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида, %					Октаэдры с округлением ребер, %				
	Проявления					Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В	БК	СК	ЮРД	В	И-В
4-6gr	10,4	10,6	11,76	10,6	11,6	0,7	6,1	1,47	2,8	0
3gr	12,1	0	6,42	-	0	0	7,2	2,75	-	0
2gr	9,3	9,4	6,6	7	3,2	3	0	0	1	0
-12+9	0	9,9	8,51	5,5	4,1	0	0,85	4,26	2,75	0
СРЕДНЕЕ	10,6	7,5	8,3	5,8	4,7	1,82	3,53	2,12	2,18	0

Таблица 6

Частота встречаемости кривогранных шпинелевых двойников

Размерно-весовая группа	Кривогранные шпинелевые двойники, %				
	Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В
4-6gr	5,7	3,9	8,82	6,9	7
3gr	6,4	5,6	11,93	-	6,7
2gr	7,1	8,7	4,8	5,5	8,1
-12+9	5,6	5,2	6,38	7,9	8,2
СРЕДНЕЕ	6,13	5,85	8	6,7	7,5

Облик кристаллов в основном удлиненно призматический. Для половины додекаэдрических алмазов характерно незначительное или среднее (1:1,5 и 1:2) удлинение по оси третьего порядка и уплощение по оси второго порядка. Около 30% камней имеют

значительное уплощение по оси третьего порядка. Сильно искаженные (1:5) кристаллы практически не встречаются в изученных месторождениях Урала.

Морфология поверхности алмазов. Для алмазов из данных россыпных проявлений, кроме наиболее часто встречающихся тонкой концентрической штриховки, сноповидно-заноистой штриховки и незначительной вальцеобразной штриховки, характерна дисковая, леденцовая скульптура (рис.1) и отдельные каплевидные холмики. Как известно, дисковая скульптура является следствием пребывания кристаллов в прибрежно-морских условиях, и леденцовая скульптура образуется на алмазах при транспортировке [3]. Еще одной общей особенностью является то, что поверхность некоторых кристаллов одновременно покрыта штриховкой и сохраняет абсолютно гладкие участки (рис.1 г). Иногда поверхность алмазов имеет разноуровневый рельеф, фиксируются углубления разного размера, осложненные сплошным узором мельчайших фигур травления.

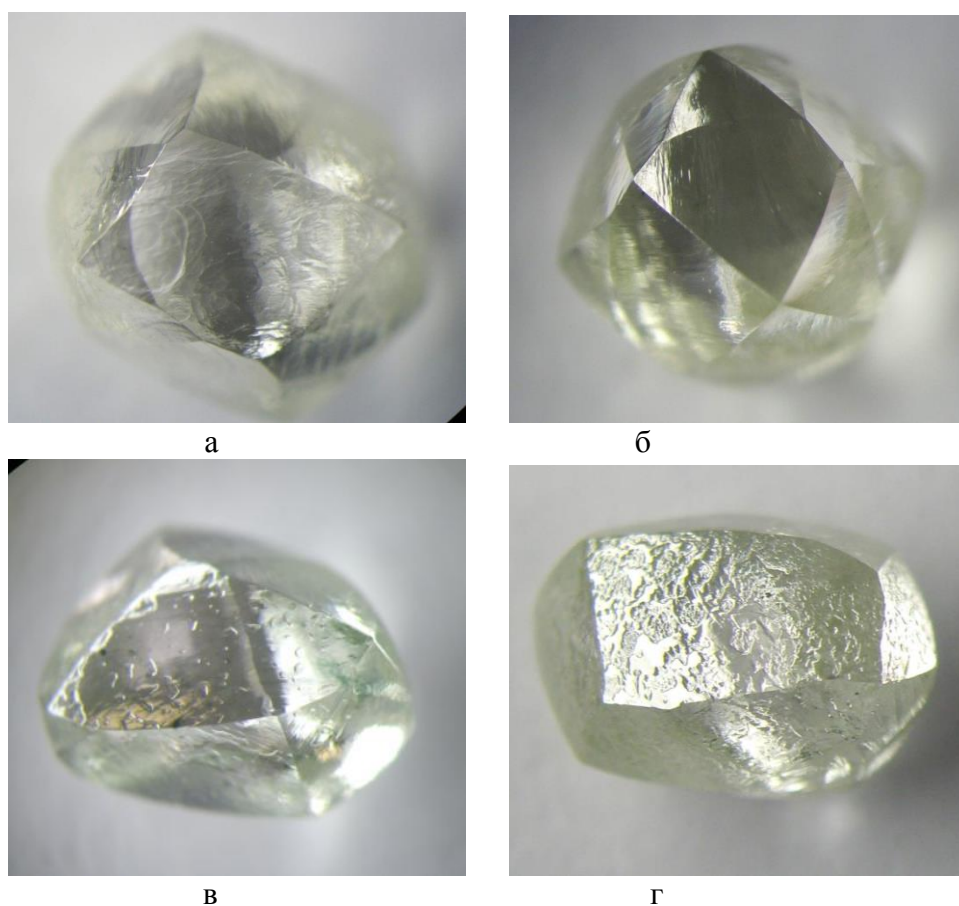


Рис. 1. Морфология поверхности додекаэдров: а – дисковая скульптура; б – гладкогранный додекаэдр; в, г – леденцовая скульптура

Незначительное распространение каналов травления, присутствующих на единичных алмазах и, как правило, имеющих небольшие размеры, – одна из отличительных особенностей алмазов этих проявлений от месторождений Якутской и Архангельской алмазоносных провинций.

Степень сохранности алмазов. Алмазы данных проявлений характеризуются одинаковой морфологией форм кристаллов, но имеют значительные различия в степени сохранности: отличаются по количеству целых кристаллов, обломков, индивидов с незначительными сколами, и алмазов со следами механического износа. Отметим, что все эти повреждения природного происхождения. Сколовые поверхности на алмазах природные протемагматические либо природные механические.

Проявление «Южная часть Рассольнинской депрессии» характеризуется самой низкой степенью сохранности алмазов: содержание обломков кристаллов во всех классах крупности составляет около 17-20%. Помимо этого, большое распространение имеют кристаллы с незначительными природными сколами ~15%.

Алмазы проявления «Волынское» также характеризуются невысокой степенью сохранности. Количество обломков составляет до 9% партии, а суммарное число обломков и кристаллов с незначительными природными сколами (протомагматическими и механическими) составляет 29%.

В проявлениях «Большой Колчим», «Северный Колчим», «Илья-Вожская депрессия», обломки, додекаэдров и неопределенной формы, занимают от 3,6% до 9% партии, соответственно, кроме этого встречаются кристаллы с незначительными природными протомагматическими и механическими сколами ~ 10%.

В общем, все исследованные алмазы достаточно высокой степени сохранности, по сравнению с другими россыпными и коренными месторождениями ААП.

Механический износ. Алмазы россыпей часто несут на себе следы механического износа, связанного с условиями и длительностью транспортировки кристаллов речными потоками, продолжительностью пребывания в прибрежно-морских условиях и т.д. Они представлены выщербинками и сколами на вершинах, ребрах и гранях кристалла, матовыми поверхностями на ребрах и гранях, истиранием кристаллов. Степень механического износа позволяет определить и оценить длительность и условия пребывания алмазов в россыпях, что используется как один из важнейших критериев при поисках коренных источников. В целом для алмазов Урала характерен слабый механический износ I-III степени (условно обозначен как слабый, средний и сильный) (рис. 2. а-в).

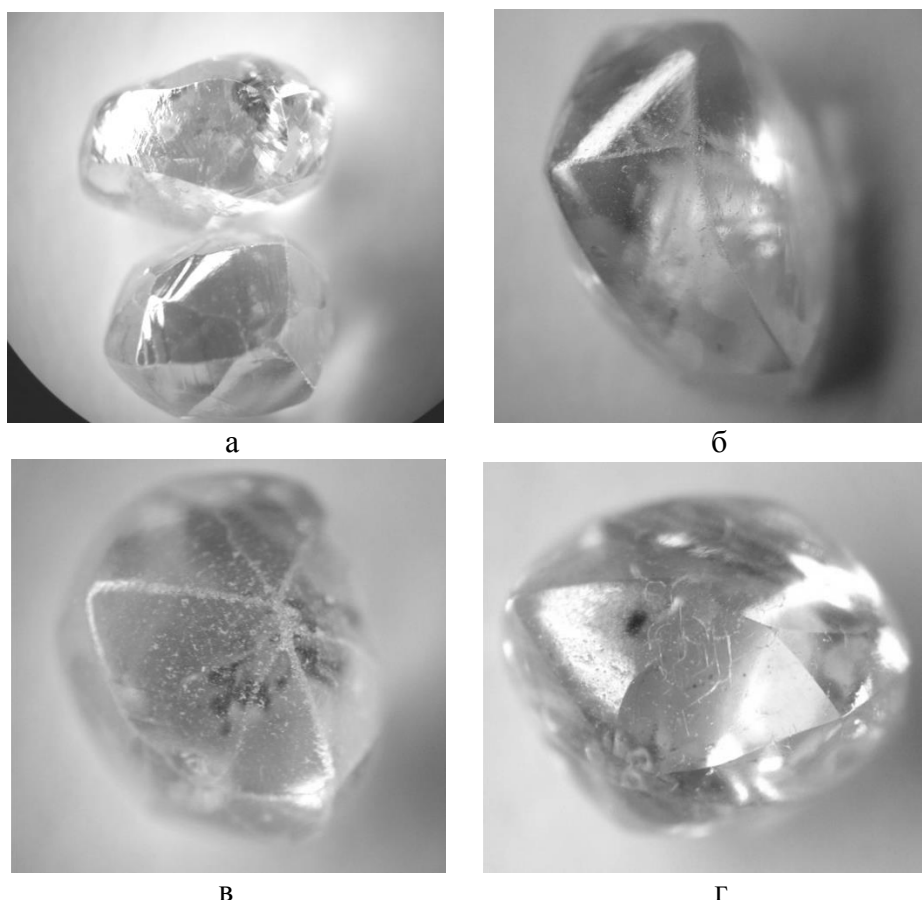


Рис. 2. Следы механического износа на кристаллах алмаза: а - алмазы с I степенью (слабой) механического износа; б - алмаз со II (средней) степенью механического износа; в - алмаз с III степенью (сильной) механического износа; г- алмаз с ромбовидными трещинами износа

Высоким содержанием алмазов с проявлениями признаков механического износа обладает проявление «Большой Колчим» ~ 20,3% в разных размерно-весовых группах (по 8,9% алмазов со слабой и средней степенью износа и 2,5% - с сильной). Также в проявлении «Волынское» среди алмазов размерно-весовой группы 4-6 гт на 16% образцов наблюдаются признаки механического износа: слабой степени — 6,5%, 8,1% — средней степени и 1,6% приходится на сильно изношенные алмазы. Заметим, что в этих двух проявлениях преобладают алмазы со средней степенью механического износа, то есть камни, сохранившие свой додекаэдрический облик, с потертыми ребрами и частично матированными гранями. В проявлениях «Северный Колчим», «Южная часть Рассольнинской депрессии» и «Илья-Вожская депрессия» следы механического износа встречаются на ~ 10% алмазов (табл. 7).

Таблица 7

Частота встречаемости алмазов с различной степенью механического износа

Степень механического износа	Количество в %				
	Проявления				
	БК	СК	ЮРД	В	И-В
Слабый	8,9	8,7	4,1	6,5	6
Средний	8,9	2,1	3,8	8,1	2,7
Сильный	2,5	1,1	1,2	1,6	1,6
Всего кристаллов с износом	20,3	11,9	9,1	16,2	10,3
Приповерхностные трещины износа	2	2,5	2,9	4,6	2,7

В проявлении «Южная часть Рассольнинской депрессии» кристаллы с потертыми ребрами и вершинами, слабой степени износа, и индивиды, с потертыми вершинами, ребрами и частично гранями, средней степени износа, встречаются в одинаковых количествах – по 4%. На кристаллах из проявлений «Северный Колчим» и «Илья-Вожская депрессия» следы механического износа проявлены в основном в слабой степени. Редко (1,6%) встречаются кристаллы с сильно потертыми матовыми ребрами и гранями, отнесенные к алмазам с сильной степенью износа.

Во всех партиях имеются единичные кристаллы с ромбическими поверхностными трещинами на гладких поверхностях додекаэдров (рис. 2 г), которые также свидетельствуют о механическом износе кристаллов, таких образцов 2-3% и только в проявлении Волынское достигает 4,7%. Среди алмазов со следами механического износа встречаются образцы, покрытые ромбическими приповерхностными трещинами, образующими сплошной сетчатый узор. Зафиксировано несколько кристаллов сильной степени износа, в которых половина поверхности покрыта матировкой, а противоположная сторона — узором приповерхностных трещин. Но такой узор трещинок наблюдается и на некоторых алмазах с совершенно четкими острыми ребрами.

Наличие на алмазах следов механического износа говорит о длительной экзогенной истории уральских алмазов и подтверждает тот факт, что алмазы существовали до образования туффизитов. Различия в характере появления механического износа может свидетельствовать о разной истории образования россыпных месторождений, как о различных источниках сноса, так и о различной дальности переноса с одного источника.

Фотолюминесценция алмазов. Облучение алмазов проводилось ультрафиолетовым светом стандартного геммологического осветителя с длиной волны 365 нм. Распределение алмазов по характеру фотолюминесценции также одинаково. Среди алмазов всех изученных проявлений визуальная фотолюминесценция наблюдается более чем у 50% кристаллов (табл. 8). Свечение преимущественно слабое или среднее голубое; сильная голубая

фотолюминесценция проявилась у небольшого количества алмазов; единичные алмазы имеют белесое, желтое, зеленоватое свечение.

Включения. Отметим, что наличие большого количества кривогранных алмазов и рельефной поверхности во многом затрудняет визуальное определение и характеристику включений. Визуальная диагностика включений требует дальнейшего более точного определения с помощью инструментальных методов. Однако можно оценить частоту встречаемости отдельных типов включений.

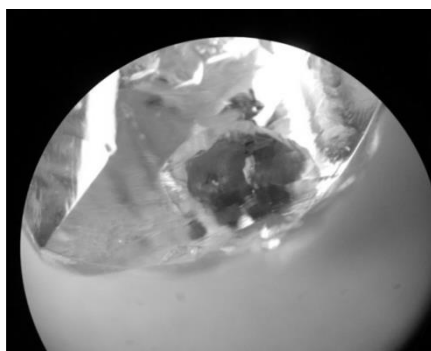
В целом сырье из 5 исследованных проявлений в 77-80% алмазов содержатся внутренние дефекты, от единичных мелких до крупных включений или их скоплений, занимающих до 30% объема кристалла, представленных, как правило, включениями черного цвета, часть которых может быть идентифицирована как устойчивая ассоциация оливин + сульфид (~19%) (рис. 3а). Остальная часть черных включений представлена, по всей видимости, также включениями сульфидов (рис.3б) или хромшпинелидов.

Таблица 8

Распределение алмазов по характеру фотолюминесценции

Фотолюминесценция	Количество в %				
	Проявления				
	К	СК	ЮРД	В	И-В
Голубая	65,4	63,5	50,1	-	68,7
Другая	8,9	4,5	3,3	-	2,7
Нет	25,6	32,1	46,1	-	28,2

Интересным фактом является присутствие в партиях из всех изученных проявлений 10-и% алмазов специфических игольчатых выделений черного цвета, которые часто пересекаются под углом 60°.



а



б



в

Рис. 3. Включения в алмазах: а - ассоциация оливин+сульфид; б - сульфиды (?); в – гидроксиды железа (?)

В нескольких алмазах из проявления «Большой Колчим» обнаружены включения гранатов, обычно относимые эклогитовому парагенезису, имеющих оранжево-желтую окраску, в ассоциации с омфацитом. Это единственное в нашей работе достоверное подтверждение наличия включений эклогитового парагенезиса в уральских алмазах. В единичных кристаллах (1%) среди алмазов проявлений «Большой Колчим», «Северный Колчим», «Волынское» встречены включения зерен оранжевого или оранжево-коричневого цвета, похожие на включения граната, но визуально плохо диагностирующиеся.

Особое внимание стоит обратить на эпигенетические включения оксидов и гидроксидов железа, которые имеют характерный оранжевый, коричневато-оранжевый и красно-оранжевый цвет. Они располагаются по трещинам, проникая часто на большую глубину, и, придавая алмазам, соответствующий оттенок (рис. 3в). Такие включения в проявлениях «Южная часть Рассольнинской депрессии», «Волынское», «Северный Колчим» обнаружены в 10-17% алмазов. В партии из проявления «Большой Колчим» алмазы с эпигенетическими включениями гидроксидов железа занимают 4% коллекции.

Основные выводы

Типоморфные особенности алмазов Уральского алмазоносного региона:

- Алмазы из исследованных партий, несомненно, относятся к россыпным проявлениям.
- Среди изученных алмазов преобладают алмазы, окрашенные в слабые оттенки желтого, желто-зеленого и голубовато-зеленых цветов.
- Присутствие примерно на половине алмазов зеленых пятен пигментации различного размера и количества. Вместе с этим отмечается наличие на некоторых алмазах бурых и оранжевых пятен пигментации.
- Все алмазы относятся к I разновидности по минералогической классификации Ю.Л. Орлова
- В пробах резко преобладают типичные додекаэдриты «уральского» типа при практически полном отсутствии плоскогранных кристаллов октаэдрического габитуса. По кристалломорфологическим особенностям они близки к алмазам из россыпей Северного и Среднего Тимана, кимберлитовых трубок месторождения им. М.В. Ломоносова [4].
- Каналы травления не имеют большого распространения и встречаются на незначительном количестве алмазов. На некоторых алмазах наблюдаются отрицательные треугольные фигуры травления, обратно ориентированные относительно грани октаэдра.
- Примерно на 1/5 всех алмазов присутствуют следы механического износа различной степени. Так в пробах присутствуют алмазы с незначительным износом, т.е. имеющие незначительные потертости ребер и вершин, а также камни, имеющие сильные потертости еще и на гранях. Наличие на части алмазов износа иного вида. При вполне сохранившихся острых ребрах и вершинах, на гранях присутствует сплошной узор приповерхностных серповидных трещин. Однако стоит отметить, что алмазы, полностью утратившие свою первоначальную форму, в изученных пробах отсутствуют, что указывает на довольно близкий источник сноса.

Список литературы

1. Солодова Ю.П., Николаев М.В., Курбатов К.К. и др. Геммология алмаза: учебник. М., 2008. 416 с.
2. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М., Наука, 1984.
3. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М. Наука, 1955.
4. Криулина Г.Ю. Сравнительный анализ морфологии алмазов Урала и Тимана. Тезисы докладов научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые – наукам о Земле», М., 2006. 243 с.

Физико-химические условия образования природного алмаза и гетерогенного вещества включений в нем

Литвин Ю.А.

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Московская обл.

Мантийно-карбонатитовая концепция генезиса алмаза кимберлитовых месторождений (Litvin, 2007; Литвин, 2009) обосновывается комплексом минералогических, экспериментальных и теоретических данных. В их числе – обобщенная диаграмма составов многокомпонентной гетерогенной материнской среды для алмаза, к которой принадлежат ростовые карбонатно-силикатные расплавы с растворенным углеродом (источником углерода для алмаза). Граничные составы диаграммы материнской среды представлены компонентами минералов перидотитового и эклогитового парагенезисов, мантийных карбонатитов и С-О-Н-флюидов, фаз аксессуарного типа – растворимых в карбонатно-силикатных расплавах (хлориды, фосфаты и др.) и нерастворимых в них (сульфиды), а также углеродом. Составы алмазообразующих материнских сред принадлежат к карбонатитам по экспериментальным определениям концентрационных барьеров нуклеации алмаза в перидотит-карбонатитовой (30 масс. % перидотита) и эклогит-карбонатитовой (35 масс. % эклогита) системах (Литвин и др., 2008; Бобров, Литвин, 2009). Первичные герметические включения минералов, расплавов и С-О-Н-флюидных компонентов в природных алмазах представляют собой фрагменты материнской среды, которые захватываются растущими алмазами *in situ*. При давлении 7 ГПа (в условиях термодинамической стабильности алмаза) экспериментально исследованы фазовые отношения многокомпонентной гетерогенной системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз и построена «диаграмма сингенезиса» для алмаза, а также парагенных и ксеногенных к нему минералов материнской среды. Полученные физико-химические результаты, в том числе кривая растворимости алмаза в полностью смесимых карбонатно-силикатных расплавах и фазовые поля кристаллизующихся карбонатно-силикатных расплавов дают возможность определить физико-химические механизмы образования природного алмаза и парагенных к нему минералов. Это позволяет раскрыть условия образования парагенных с алмазом силикатных и карбонатных минералов, а также условия сосуществования с ними ксеногенных сульфидных минералов и расплавов. Тем самым выясняются физико-химические условия захвата растущими алмазами *in situ* парагенных и ксеногенных минералов и расплавов, обычно описываемых в минералогии как сингенетические или первичные включения. Полученные результаты и выводы приложены к разработке генетической классификации первичных включений в природных алмазах на основе мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. Фазовая диаграмма сингенезиса алмаза, парагенных и ксеногенных к нему минералов и расплавов позволяет рассмотреть физико-химическую историю алмазообразования в мантийных очагах карбонатитовых магм, а также подойти к оценке условий их образования в веществе перидотитовой мантии Земли. Работа посвящена памяти известного минералога Г.П. Кудрявцевой.

Введение

Природные алмазы мантийного генезиса ассоциированы, главным образом, с перидотитовыми, пироксенитовыми, эклогитовыми, гроспидитовыми, лампроитовыми и кимберлитовыми породами (Соболев, 1974; Dawson, 1980; Jaques et al., 1984; Mitchell, 1986; Harris, 1992). Однако имеется комплекс минералогических, петрологических и геохимических доказательств, в том числе экспериментальных, что ни эти породы, ни их расплавы не являются материнскими средами при формировании алмазов и включаемых в растущие алмазы минеральных, расплавных и флюидных фаз. Химический и фазовый составы материнских сред для алмаза и минеральных включений в нем представляют наибольший интерес для проблемы генезиса алмаза. Об общем химическом составе материнских сред можно судить по герметически включенному в природные алмазы веществу. Вещество включений захвачено растущими алмазами *in situ* первоначально в виде фрагментов сильно сжатых и частично расплавленных материнских сред. Такой захват

является, несомненно, сингенетическим для алмаза, так как происходил во время его роста. Однако, считать сингенетическим само вещество включений (т.е. образовавшимся в результате того же физико-химического процесса, что и алмазы), минералогических оснований нет. В дальнейшем будет использован более точный термин – первичные включения.

В момент герметизации вещества во включении в нем сохраняются давление и температура материнской среды. Однако в дальнейшем изменения давления во внешней среде, вмещающей алмаз-хозяин, уже не оказывают влияния на давление во включении, которое регулируется связью давление-температура-объем в практически несжимаемой алмазной камере. При понижении температуры и полном затвердевании расплавов во включенном веществе происходят все физико-химически возможные для него фазовые превращения. В результате при комнатной температуре реальное вещество материнской среды превращается в твердые минералы, жидкие водные или водно-солевые, а также газовые фазы. Остаточное давление, которое сохраняется при комнатной температуре в герметически включенных в алмазы гетерогенных веществах (Футергендлер, 1956; Navon, 1991; Sobolev et al., 2000; Фурсенко и др., 2001), является важнейшим признаком их первичности. Исследование состава вещества первичных включений осуществляется методами аналитической минералогии, как правило, при комнатной температуре и, если включение вскрывается для анализа, при атмосферном давлении. Информация о химических и фазовых составах первичных включений в природных алмазах при нормальных условиях, а также о прогрессе в их исследованиях, который обусловлен, главным образом, развитием методов препарирования и повышением чувствительности аналитических методов, содержится в многочисленных публикациях. Активное аналитическое исследование вещества первичных включений в природных алмазах, начатое в середине прошлого века, продолжается и в настоящее время (Mitchell, 1953; Футергендлер, Франк-Каменецкий, 1961; Соболев и др., 1972; Meyer, Boyd, 1972; Соболев и др., 1981; Ефимова и др., 1983; Moore et al., 1986; Meyer, 1987; Гаранин и др., 1991; Schrauder, Navon, 1994; Wang et al., 1996; Bulanova et al., 1998; Navon, 1999; Kaminsky et al., 2001; Izraeli et al., 2001; Stachel, 2001; Zedgenizov et al., 2004; KleinBen-David et al., 2007; Logvinova et al., 2008; Wirth et al., 2009). Таким образом, прямое отождествление вещества включений по данным аналитических минералогических исследований при РТ-нормальных условиях с реальным веществом материнской среды в условиях образования алмаза и первичных включений при РТ-условиях стабильности алмаза не может быть осуществлено во всех случаях. В особенности это относится к сопоставлению фазовых составов материнской среды (ключевое значение принадлежит ростовым для алмаза расплавам) и вещества первичных включений (расплавы отсутствуют). В то же время можно считать, что химические составы первичных включений и фрагментов материнской среды в герметических включениях полностью совпадают.

Измеренное остаточное давление в веществе герметического включения используется для расчетов давления в материнской среде во время ее захвата при мантийных температурах. Эти расчеты (Navon, 1991; Sobolev et al., 2000; Фурсенко и др., 2001) однозначно указывают на то, что кристаллизация природных алмазов и захват первичных включений осуществлялись в РТ-условиях термодинамической стабильности алмаза, которые известны по экспериментальным определениям (Kennedy and Kennedy, 1976; Bundy, 1963). Все это позволяет утверждать, что первичные включения гетерогенных веществ в алмазах кимберлитовых месторождений является прямым и единственно достоверным источником информации об общем химическом составе мантийной материнской среды для алмазов и включений.

При обобщении аналитических данных для всей совокупности первичных включений выясняется (Litvin, 2007), что материнская среда имеет многокомпонентный гетерогенный состав системы $MgO - CaO - FeO(Fe, Fe_2O_3) - MnO - Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - Cr_2O_3 - TiO_2 - ZrO_2 - SiO_2 - P_2O_5 - CuS(Cu_2S) - FeS(Fe_2S) - NiS - KCl - NaCl - SiC - Fe_3C - CO_2(CO, CH_4) - H_2O - N - C$. Минералогические и геохимические исследования свидетельствуют также о том, что

для материнской среды характерна изменчивость относительных содержаний компонентов и фаз в рамках обобщенной системы, а также некоторая неоднородность (возможно, локальная) окислительно-восстановительного состояния (Литвин и др., 2008).

Гетерогенность материнской среды, - в ней присутствуют силикатные, алюмосиликатные, сульфидные, оксидные, карбонатные, фосфатные, хлоридные, металлические, карбидные, C–O–H–N - флюидные и некоторые другие компоненты и фазы, - становится главным препятствием при попытке обнаружить, какое вещество является ростовой средой для доминирующей массы природных алмазов. Дело в том, что отсутствуют достоверные минералогические критерии алмазообразующей эффективности любого из гетерогенных веществ в составе материнской среды. Таким образом, по данным минералогических исследований как химическая природа ростовой среды для доминирующей массы природных алмазов, так и физико-химические особенности алмазообразования в условиях мантии не могут быть раскрыты. В частности, это хорошо иллюстрируется многолетними попытками исследователей дать оценку общей химической природы ростовых сред природных алмазов исключительно на основе доступного природного минералогического материала. Это привело к противоречивой и неразрешимой дискуссии, поскольку возникли предположения об их силикатных (Williams, 1932), кимберлитовых (Соболев, 1960), металлических (Wentorf, Bovenkerk, 1960), карбонатитовых (Von Eckermann, 1967), сульфидных (Marx, 1972), C–O–H – флюидных (Haggerty, 1986) и некоторых других составах. В настоящее время результаты данной дискуссии представляют исторический интерес. Ни в одном из указанных предположений не использована корректная физико-химическая аргументация, поскольку необходимые для этого данные отсутствовали. Эти данные могут быть получены исключительно в физико-химическом эксперименте при высоких давлениях и температурах, как того требует природа объекта исследования. В этом отношении достигнут определенный прогресс, хотя исследования многокомпонентных гетерогенных систем с составами, максимально приближенными к мантийному веществу, стали актуальной задачей генетической минералогии алмаза.

На начальной стадии экспериментальных исследований по проблеме генезиса алмаза главным был поиск в гетерогенном материнском веществе природной среды, способной обеспечить массовую нуклеацию и кристаллизацию алмаза. Для этого исследователями был использован тестовый эксперимент при РТ-параметрах термодинамической стабильности алмаза, в котором способность того или иного расплава с растворенным углеродом к «синтезу алмаза» служила признаком его алмазообразующей эффективности; для обзора см. (Пальянов и др., 2005; Litvin, 2007). Однако использование такого рода экспериментального критерия нуклеации не привело к решению проблемы, поскольку в гетерогенном материнском веществе эффективными для образования алмаза оказались не одна, а несколько сред. В их числе - карбонатные (Taniguchi et al., 1996), силикатно-карбонатные (Литвин, Жариков, 2000), сульфидные (Литвин и др., 2002), металлические (Bundy et al., 1955, Liander, 1955), хлоридные (Литвин, 2003) расплавы, а также и сильно сжатые фазы C–O–H–флюидных компонентов (Akaishi and Yamaoka, 2000; Sokol et al., 2001), включая воду (Hong et al., 1999) и угольную кислоту (Yamaoka et al., 2002). В последнее время установлена алмазообразующая эффективность ряда силикатных расплавов (Литвин, 2009). Примеры некоторых успешных синтезов алмаза в расплавах веществ, ассоциированных с природными алмазами в первичных включениях, приведены на рис. 1. Не удалось получить однозначное решение и при попытке согласования данных аналитической минералогии и тестового эксперимента. Однако стало ясно, что необходим иной экспериментальный подход, который соответствовал бы реальной многокомпонентной гетерогенной химической природе материнской среды.

Возникла необходимость исследования проблемы происхождения алмаза и первично включенного в нем вещества с использованием методов физико-химического эксперимента. Об этом свидетельствовало также изучение многокомпонентных гетерогенных систем на примере системы эклогит – карбонатит – сульфид – углерод в тестовом эксперименте

(Литвин, Бутвина, 2004): стала очевидной необходимость использования критерия сингенезиса алмаза и включений на строгой физико-химической основе для получения достоверной картины природного алмазообразования. В итоге создана экспериментальная аргументация, согласованная с минералогическими данными, мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза, ключевая роль в которой принадлежит карбонатно-силикатной (карбонатитовой) ростовой среде для доминирующей массы природных алмазов кимберлитовых месторождений (Litvin, 2007; Литвин, 2009). В мантийно-карбонатитовой теории происхождения алмаза сочетаются данные аналитической минералогии с результатами физико-химического эксперимента при РТ-параметрах термодинамической устойчивости алмаза.

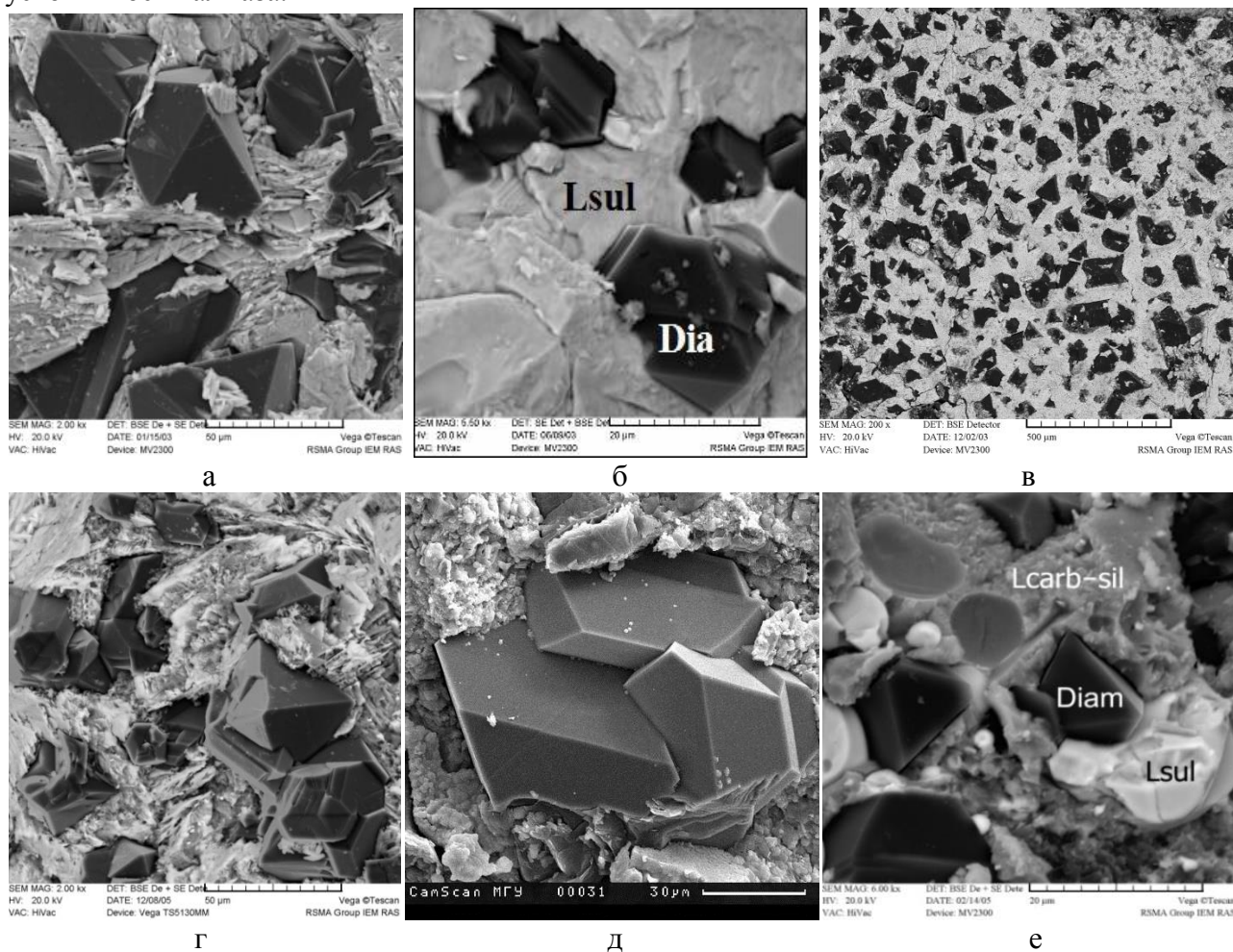


Рис. 1. Примеры кристаллизации алмаза в расплавах, пересыщенных растворенным углеродом, минеральных фаз, ассоциированных с природными алмазами (тестовые эксперименты в РТ-условиях термодинамической стабильности алмаза): а – многокомпонентных карбонат-силикатных (эклогит), б – сульфидных, в – карбонатных, г – силикатных, д – хлоридных, е – карбонат-силикатных в присутствии сульфидного расплава

В данной работе представлены новые экспериментальные и теоретические данные, направленные на развитие мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. В их числе – обобщенная диаграмма изменчивого состава материнской среды для алмаза и первично включаемых в него фаз и компонентов, а также органически связанная с указанной обобщенной диаграммой состава экспериментальная диаграмма сингенезиса алмаза и включений многокомпонентной гетерогенной системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз при 7 ГПа. Полученные физико-химические результаты позволяют обосновать пределы составов изменчивых ростовых и материнских сред для природных алмазов на основе экспериментального определения концентрационных барьеров нуклеации алмаза в

перидотит-карбонатитовой (30 масс. % перидотита) и эклогит-карбонатитовой (35 масс. % эклогита) системах (Литвин и др., 2008; Бобров, Литвин, 2009). Также появляется возможность раскрыть физико-химический механизм образования природного алмаза и определить условия образования парагенных с ним минералов и карбонатно-силикатных расплавов, а также условия существования ксеногенных для алмаза сульфидных минералов и расплавов. И парагенные и ксеногенные минералы и расплавы сосуществуют с растущими алмазами в карбонатно-силикатных ростовых расплавах, при этом они могут быть захвачены ими при контакте как первичные включения. Полученные результаты и выводы приложены к разработке генетической классификации сингенетических включений в природных алмазах, к оценке условий образования природных алмазообразующих очагов карбонатитовых магм в условиях перидотитовой мантии и рассмотрению их возможной физико-химической истории.

Обобщенная диаграмма состава многокомпонентной материнской среды для алмаза и вещества включений

В решении проблемы генезиса алмаза продуктивен подход, в котором сочетаются данные аналитической минералогии с результатами физико-химического эксперимента при РТ-параметрах термодинамической устойчивости алмаза. Минералогические исследования раскрывают химическую природу веществ, захватываемых растущими алмазами из материнских сред. Этим они не только показывают, что материнская среда является многокомпонентной и гетерогенной, но и позволяют однозначно определить ее общий состав и засвидетельствовать его изменчивость. Строго говоря, материнская среда обеспечивает образование алмаза и содержит все вещества, фрагментарно захваченные алмазами *in situ* в виде герметических первичных включений.

Важным итогом как аналитического изучения первично включенного материала в природных алмазах мантийного генезиса, так и экспериментальных тестовых и физико-химических исследований является разработка мантийно-карбонатитовой концепции материнской среды для доминирующей массы природных алмазов (Литвин, 2003, 2007, 2009; Litvin, 2007). К отличительным признакам новой мантийно-карбонатитовой теории происхождения природного алмаза могут быть отнесены следующие:

- основу многокомпонентных гетерогенных ростовых расплавов и материнских сред для преобладающей массы природных алмазов составляют: главные карбонатные и силикатные (алюмосиликатные) компоненты минералов перидотитового и эклогитового парагенезисов, которые образуют ростовой полностью смесимый карбонатно-силикатный расплав (Шушканова, Литвин, 2005; Litvin, 2007; Shushkanova, Litvin, 2008), а также растворенный в ростовом расплаве углерод (Литвин и др., 2008; Spivak et al., 2008);
- составы природных алмазообразующих карбонатно-силикатных расплавов принадлежат к карбонатитовому отрезку составов (менее 50 масс. % силикатных компонентов) (Литвин и др., 2008; Бобров, Литвин, 2009);
- наряду с главными компонентами и фазами ростовые расплавы содержат второстепенные (или примесные) компоненты и фазы; одни из них по своим физико-химическим свойствам являются растворимыми в полностью смесимых карбонатно-силикатных расплавах (оксиды, акцессорные силикаты и алюмосиликаты, фосфаты, хлориды, С-О-Н-флюиды: уголекислота, вода, метан),
- в главные карбонатитовые расплавы также включены, сосуществуя с ними, твердые и жидкие фазы подчиненного значения, которые по своим физико-химическим свойствам являются нерастворимыми в главных карбонатно-силикатных расплавах, а их расплавы - полностью несмесимыми с ними (сульфиды, металлы),
- основная масса природных алмазов образуется за счет растворенного в главных карбонатно-силикатных расплавах элементарного углерода, но не углерода карбонатных компонентов и фаз в составе ростового расплава (карбонатные фазы плавятся

конгруэнтно); таким образом, прямое значение для генезиса алмаза имеет элементарный углерод, уже растворенный в ростовых расплавах, при возможном разнообразии его внешних источников; для обзора (Navon, 1999),

- по экспериментальным данным карбонат-углеродные и карбонат-силикат-углеродные алмазообразующие системы представляют собой устойчивые окислительно-восстановительные буферные ассоциации, несмотря на то, что в их составе сосуществуют очень контрастные по окислительно-восстановительной активности вещества: карбонаты и элементарный углерод, как твердый (графит и алмаз), так и растворенный (в атомарно-кластерной форме); плавление карбонатов под давлением является конгруэнтным, и карбонатные компоненты устойчивы на протяжении всего эксперимента без признаков разложения с выделением углекислоты; заметное окислительно-восстановительное взаимодействие карбонатов с углеродом не наблюдается (Литвин и др., 2008),
- возможны в ограниченных масштабах акты полигенезиса алмаза, т. е. образование ограниченного количества природных алмазов в несмешиваемых расплавах нерастворимых примесных компонентов, например, в сульфидных расплавах в условиях изоляции от карбонатитов (это может быть установлено по специфическим типоморфным признакам; представляется, что наиболее надежным признаком является реальная примесная структура образцов природного алмаза); этот вывод поддерживается тестовыми экспериментами по синтезу алмаза в относящихся к делу веществах,
- физико-химический механизм образования алмаза обусловлен возникновением лабильно пересыщенных к алмазу растворов углерода в полностью смешиваемых карбонатно-силикатных ростовых расплавах (Litvin, 2007),
- существование физико-химически непротиворечивого объяснения разнообразия первично включенных в алмазы минералов, расплавов и флюидов (фрагментов материнской среды), как парагенных, так и ксеногенных по отношению к природным алмазам кимберлитовых месторождений.

Полученные к настоящему времени научные результаты позволяют разработать наглядную обобщенную диаграмму состава многокомпонентной материнской среды для алмаза и вещества первичных включений (рис. 2). Построенная диаграмма относится к РТ-условиям термодинамической стабильности алмаза и вбирает базовые результаты минералогических и экспериментальных исследований по проблеме генезиса алмаза. Впервые появляется возможность создать ясный образ полного состава природной многокомпонентной гетерогенной материнской среды с изменчивыми составами.

Базовым элементом обобщенной диаграммы многокомпонентной материнской среды является главный тетраэдр составов, характеризующий состав ростовой среды (его вершины обозначены светлыми кружочками). Тетраэдр составов ростовой среды опирается своими вершинами на 4 вспомогательных тетраэдра (вершины которых обозначены черными кружочками). Вспомогательные тетраэдры в общем виде определяют граничные составы многокомпонентной ростовой среды. Граничные составы задаются с использованием минералогических данных: (1) по перидотитовой ассоциации мантийных минералов (оливин Ol, ортопироксен Орх, клинопироксен Срх, «перидотитовый» гранат P-Grt), (2) по эклогитовой ассоциации мантийных минералов (омфациит Jd-Срх, «эклогитовый» гранат E-Grt, корунд Срн, кремнезем SiO₂), (2) по Mg-Fe-Ca-Na-K- карбонатным компонентам мантийных карбонатитов (MgCO₃, FeCO₃, CaCO₃, Na₂CO₃, K₂CO₃), а также (4) по ассоциации компонентов, растворимых в ростовых полностью смешиваемых карбонатно-силикатных расплавах (С-О-Н-флюиды: вода, углекислота, а также апатит Ap = Ca₅(PO₄)₃(OH,Cl,F)₂ и хлориды (К, Na)Cl (примечание: граничные составы тетраэдра растворимых компонентов могут быть представлены любым числом относящихся к делу компонентов и фаз). В составе материнской среды присутствуют также нерастворимые и несмешиваемые компоненты и фазы, главным образом, сульфидные. Поэтому обобщенная диаграмма дополнена сульфидным тетраэдром, который расположен, чтобы не загромождать диаграмму, не у всех четырех

вершин главного тетраэдра, а отдельно за условной границей полной жидкостной несмесимости (г. п. ж. н.; штрих-пунктир). В составе системы имеется также элементарный углерод, который показан не у всех вершин главного тетраэдра составов, а отдельно, чтобы упростить рисунок. Для получения такого наглядного геометрического образа состава материнской среды (рис. 1), которая аппроксимируется многокомпонентной гетерогенной системой $MgO - CaO - FeO(Fe, Fe_2O_3) - MnO - Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - Cr_2O_3 - TiO_2 - ZrO_2 - SiO_2 - P_2O_5 - CuS(Cu_2S) - FeS(Fe_2S) - NiS - KCl - NaCl - SiC - Fe_3C - CO_2(CO, CH_4) - H_2O - N - C$, использован метод преобразования координат (введен в физико-химический анализ химически сложных систем Н.С. Курнаковым). Пример применения этого метода в случае 6-компонентной мантийной системы $Na_2O - CaO - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$ имеется в работе (Литвин, 1991).

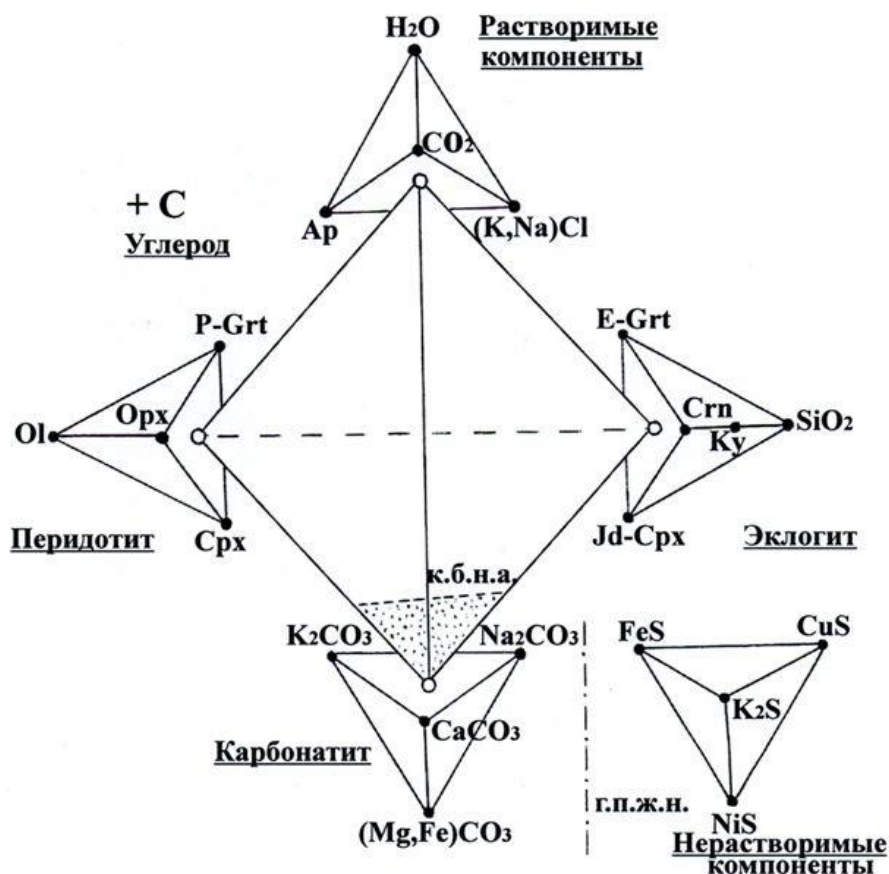


Рис. 2. Обобщенная диаграмма составов многокомпонентной гетерогенной материнской среды для алмаза и первичных включений в нем (P-T-условия стабильности алмаза): в центре - базовый тетраэдр составов системы перидотит – эклогит – карбонатит – растворимые компоненты, фигуративные точки граничных составов которого обозначены светлыми кружочками. Базовый тетраэдр опирается на тетраэдры соответствующих граничных составов, фигуративные точки граничных фаз которых обозначены черными кружочками. В базовом тетраэдре на граничной тройной системе перидотит-эклогит-карбонатит обозначена область алмазообразующих карбонат-силикат-углеродных ростовых расплавов (заштриховано), ограниченная линией к.б.н.а. Тетраэдр сульфидных составов характеризует материнскую среду, но «чужероден» для алмазообразующей ростовой среды (это символизирует линия г.п.ж.н.). Классификационная граница для карбонатитов в силикатно-карбонатных породах – 50 масс. % карбонатита. Обозначения: Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, P-Grt – перидотитовый гранат, Jd-Cpx – богатый жадеитом клинопироксен (омфациит), E-Grt – эклогитовый гранат, Crn – корунд, Ky – кианит, Ap – апатит; к.б.н.а. – концентрационный барьер нуклеации алмаза; г.п.ж.н. – условная граница, определяемая полной жидкостной несмесимостью карбонат-силикатных и сульфидных расплавов

Важной особенностью является то, что фигуративные точки (светлые кружочки) граничных составов главного тетраэдра составов ростовой среды принадлежат также и вспомогательным тетраэдрам, каждый из которых воплощает граничный состав перидотитовой, эклогитовой и карбонатитовой систем, а также системы растворимых компонентов. Все эти граничные составы дополняются составами, которые могут быть заданы сульфидным тетраэдром, а также углеродом (алмазом или метастабильным графитом). Такое построение системы возникает в связи с тем, что природная материнская среда очень изменчива по содержаниям главных и примесных компонентов. Эта изменчивость определяется перемещением фигуративных точек граничных составов главного тетраэдра по поверхностям и внутри объемов вспомогательных тетраэдров. Этот момент важен для физико-химического эксперимента: в исследовании может быть использован любой состав, представляющий интерес для решения той или иной конкретной проблемы физико-химического поведения материнской среды, в частности, связанной с изменчивостью ее состава.

С помощью главного тетраэдра состава (при добавлении к нему углерода) можно охарактеризовать ту самостоятельную часть материнской среды, которую следует рассматривать как ростовую среду. Природные ростовые среды для алмазов переменны по составу и представляет собой полностью смесимые карбонатно-силикатные расплавы с растворенным элементарным углеродом, что убедительно обосновано экспериментально (Livin, 2007; Shushkanova, Litvin, 2008). Вместе с тем, было установлено, что возможности алмазообразования в карбонатно-силикатно-углеродных расплавах ограничены существованием концентрационных барьеров нуклеации алмаза (Литвин и др., 2008); это означает, что важное значение для нуклеации и кристаллизации алмаза имеет соотношение содержаний карбонатных и силикатных компонентов в алмазообразующих расплавах. Было экспериментально установлено, что составы природных алмазообразующих расплавов принадлежат к карбонатитовому отрезку составов (менее 50 масс. % силикатных компонентов). Так, процесс массовой нуклеации и кристаллизации алмаза прекращается содержаниях 30 масс. % силикатных компонентов в перидотит-карбонатитовой и 35 масс. % в эклогит-карбонатитовых расплавах (Бобров, Литвин, 2009). Это позволяет выделить положение области ростовых карбонатно-силикатных расплавов в граничной тройной системе карбонатит – перидотит – эклогит главного тетраэдра составов (пунктирная штриховка на рис. 2), ограничивающим элементом которой является линия концентрационного барьера нуклеации алмазной фазы (к. б. н. а.). Физико-химическая роль растворимых компонентов, включая флюидные, в генезисе алмаза пока не выяснена на количественной основе. Можно ожидать, ориентируясь на результаты исследования перидотитовых и эклогитовых систем мантийных минералов с участием воды и уголекислоты, подобно (Wyllie, 1977, 1978), что при разумных содержаниях флюидных компонентов в алмазообразующих карбонатно-силикатных ростовых расплавах они существенно не повлияют на положение ограничительной поверхности концентрационных барьеров нуклеации алмаза в ростовой системе карбонатит-перидотит-эклогит-флюид. Это же относится и к другим растворимым компонентам в ростовой среде, представительное содержание которых, вероятно, невысоко. Тем не менее, достаточно точно физико-химическая роль растворимых компонентов в природном алмазообразовании может быть выяснена только экспериментально при РТ-параметрах стабильности алмаза.

В настоящее время, фазовые отношения при плавлении многокомпонентной системы алмазообразующей материнской среды исследованы фрагментарно. Экспериментальные исследования при 4 ГПа физико-химического поведения граничных перидотитовой и эклогитовой систем выполнены в работе (Литвин, 1991). Предварительные результаты экспериментальных исследований последнего времени (Butvina, Litvin, 2010) раскрывают физико-химический механизм ультрабазит-базитовой трансформации мантийных магм в процессах фракционной кристаллизации при 7 ГПа и, соответственно, возможности образования непрерывных перидотит-эклогитовых серий мантийных пород, включая

алмазоносные. Начаты систематические исследования перидотит-карбонатитовых и эклогит-карбонатитовых систем при 7 ГПа (Бобров, Литвин, 2009). О предварительных результатах исследования фазовых отношениях сингенезиса в системе высококальциевый эклогит – гроспидит при 8.5 ГПа сообщалось ранее (Спивак и др., 2008; Литвин, 2009).

В данной работе рассматриваются результаты физико-химических экспериментальных исследований при 7 ГПа многокомпонентной гетерогенной системы биминеральный эклогит – К-Mg-Ca-карбонатит-сульфид-алмаз, состав которой в близком модельном приближении характеризует материнскую среду природного алмаза и гетерогенного вещества включений эклогитового парагенезиса (см. рис. 2), с целью построения ее диаграммы сингенезиса. Предварительные данные приведены в работе (Литвин и др., 2009).

Фазовые соотношения сингенезиса алмазообразующей системы эклогит-карбонат-сульфид-алмаз при 7.0 ГПа

Наибольшее значение в исследовании фазовых равновесий и превращений многокомпонентных минеральных систем мантии, включая и алмазообразующие, принадлежит физико-химическому эксперименту. В изучении петрологических, минералогических и геохимических деталей генезиса алмаза главное значение приобрел экспериментальный критерий сингенезиса алмазов и первичных включений (Litvin, 2007). Этот критерий требует, чтобы ростовая среда природных алмазов обеспечивала образование не только самих алмазов, но и первичных включений в них минералов, расплавов и летучих. Соответствие реального поведения природных ростовых расплавов в условиях алмазообразования критерию сингенезиса раскрывается при исследовании фазовых диаграмм «сингенезиса». Такого рода физико-химические исследования должны доказать способность природной или модельной ростовой среды не только к массовой спонтанной кристаллизации алмаза, но и к сопровождающему формированию совокупности минералов, расплавов и флюидов, которая заложена в граничных условиях конкретной системы. Именно в совместном формировании алмазов и определенных минеральных фаз создаются необходимые условия для первичного захвата растущими алмазами сосуществующих с ними при определенных РТ условиях парагенных минеральных фаз.

Необходимо отметить, что экспериментальный критерий сингенезиса алмаза и включений перекликается с оптимальными минералогическими выводами (хотя и лишенными прямой доказательной силы) о сингенетичности природных алмазов и первичных включений в них на основе представлений о материнских алмазообразующих средах. Именно здесь возникает момент согласования данных аналитической минералогии и физико-химического эксперимента и, тем самым, возможность однозначного решения проблемы генезиса алмаза. Более того, кроме физико-химической аргументации в отношении химического и фазового составов ростовой среды природных алмазов и механизма их образования, появляется возможность различить в составе материнской среды как собственно ростовые среды для алмазов и сокристаллизующихся с ними парагенных минералов, так и присутствующие в них ксеногенные генетически чужеродные фазы.

Теоретически физико-химические экспериментальные исследования обеспечиваются методами физической химии многокомпонентных гетерогенных систем (Райнз, 1960; Палатник и Ландау, 1961; Захаров, 1964; Литвин, 1991). Особенное значение имеет метод политермических сечений равновесных диаграмм многокомпонентных систем. Этот метод позволяет удобно, наглядно представить фазовые равновесия многокомпонентных систем любой сложности на двухмерных диаграммах, при этом, что особенно важно при обработке экспериментальных результатов, осуществить контроль правильности их построения и соответствия правилу фаз в формулировке Райнза – Палатника – Ландау (Райнз, 1960; Палатник, Ландау, 1961). Достоверность результатов физико-химического эксперимента определяется тем, насколько полно граничные условия мантийных процессов образования

алмаза в отношении физических параметров и химического состава ростовой или материнской среды воспроизведены в физико-химическом эксперименте.

Как отмечено выше, минералогические исследования свидетельствуют об изменчивости химического и минералогического состава материнских алмазообразующих сред, которая в отношении силикатной составляющей прослеживается от перидотитов с модальным оливином до эклогитов с модальными коэситом, кианитом или корундом. Изменчивы также карбонатитовая и флюидная составляющие материнских сред. При планировании физико-химического эксперимента важным является выбор граничных составов исследуемой многокомпонентной гетерогенной системы. Далее сообщается об изучении материнских сред, характерными для которых являются силикатные минералы эклогитового парагенезиса. В данном случае целесообразным был выбор биминерального эклогита с представительными составами породообразующих минералов - граната и омфацита. Состав граната: SiO_2 40.00, TiO_2 0.46, Al_2O_3 22.00, Cr_2O_3 0.04, MgO 9.02, MnO 0.52, FeO 20.90, CaO 8.18, Na_2O 0.17. Состав омфацита: SiO_2 54.80, TiO_2 0.48, Al_2O_3 9.79, Cr_2O_3 0.05, MgO 8.97, MnO 0.07, FeO 6.40, CaO 13.10, Na_2O 6.70, K_2O 0.30. Участие карбонатитовых расплавов в генезисе алмаза, вероятность чего предсказывалась на основе экспериментальных данных (Литвин и др., 1997; Литвин, Жариков, 2000), в настоящее время получило убедительное минералогическое подтверждение (Klein-BenDavid et al., 2006, 2007; Zedgenizov et al., 2007; Logvinova et al., 2008). Поэтому для поставленных целей физико-химического эксперимента выбор модельного карбонатитового граничного состава $(\text{K}_2\text{CO}_3)_{25}(\text{MgCO}_3)_{50}(\text{CaCO}_3)_{25}$ представляется оптимальным. Важное место в ассоциации первичных включений в природных алмазах принадлежит сульфидной мантийной минерализации на основе пирротина, пентландита и халькопирита, в связи с чем к эклогит-карбонатитовой системе добавлен сульфидный граничный состав пирротин₄₀пентландит₄₀халькопирит₄₀, т.е. многокомпонентное сульфидное вещество состава $\text{Po}_{40}\text{Pn}_{40}\text{Csp}_{20}$, где Po - пирротин FeS , Pn - пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$, Csp - халькопирит CuFeS_2 . На данном этапе исследований вводить в состав экспериментальной системы флюидные компоненты нецелесообразно, учитывая их подчиненное концентрационное значение в алмазообразующем процессе. Таким образом, определены составы экспериментальной системы, с помощью которой можно выяснить фундаментальные особенности физико-химического поведения ростовой и материнской сред, ассоциированных с минеральными включениями эклогитового парагенезиса в природных алмазах. Необходимо подчеркнуть, что в данном случае экспериментальное физико-химическое исследование направлено на выяснение с помощью модельной системы фундаментального поведения химически изменчивой природной алмазообразующей системы и соответствия ее критерию сингенезиса алмаза и включений. Представление о реальных природных составах может быть получено только в результате синтеза данных физико-химического эксперимента и минералогических исследований.

Таким образом, многокомпонентная гетерогенная система эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз является объектом физико-химического эксперимента при РТ-параметрах термодинамической стабильности алмаза. Главная цель - выяснить способность такой системы, приближенной по составу к природной ростовой среде, как к массовой кристаллизации алмаза, так и к сопровождающему формированию всей совокупности сингенетических включений минералов, расплавов и флюидов в природных алмазах эклогитового парагенезиса. Техника и методика эксперимента детально охарактеризована прежде (Литвин и др., 2008). Полученная в результате фазовая диаграмма сингенезиса системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз при 7 ГПа (Литвин и др., 2009) представлена на рис. 3. Один из ее граничных составов является достаточно представительным в отношении главных компонентов материнской среды эклогитового парагенезиса, второй граничный состав задан углеродом в форме алмаза. Можно видеть, что диаграмма сингенезиса состоит из двух относительно более простых подсистем – эклогит-карбонатит-алмазной (сплошные линии) и сульфид-алмазной (пунктирные линии), которые исследованы отдельно.

Предыдущие экспериментальные исследования карбонат-силикат-сульфидных систем (Литвин и Бутвина, 2004; Шушканова и Литвин, 2005; Shushkanova and Litvin, 2008) показали, что при РТ-параметрах стабильности алмаза карбонатные и силикатные расплавы находятся в состоянии полной жидкостной смесимости, в тех же условиях полностью смесимые карбонатно-силикатные расплавы находятся в состоянии полной жидкостной несмесимости с сульфидными расплавами. Это свидетельствует о том, что эклогит-карбонатитовые, с одной стороны, и сульфидные, с другой, компоненты и фазы практически не взаимодействуют между собой. Это позволяет осуществить раздельное исследование систем, к которым они относятся, с последующим проектированием полученных фазовых диаграмм друг на друга для получения их общей диаграммы сингенезиса (прием, аналогичный по результатам более трудоемкому экспериментальному изучению политермического разреза эклогит+карбонатит+сульфид – алмаз исследуемой системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз).

Рассмотрим диаграмму сингенезиса подсистемы эклогит-карбонатит-алмаз, фазовые границы которой изображены сплошными линиями (при этом необходимо мысленно исключить из рассмотрения все детали, относящиеся к сульфид-алмазной подсистеме). При полном плавлении эклогит-карбонатитового граничного состава (частичная модель материнской среды) формируется полностью смесимый карбонатно-силикатный расплав ($L_{\text{carb-sil}}$) при 1720°C . При понижении температуры из него выделяются силикатные и карбонатные минералы, формируя следующие фазовые поля: $\text{Grt} + L_{\text{carb-sil}}$, $\text{Grt} + \text{Cpx} + L_{\text{carb-sil}}$, $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Carb}^* + L_{\text{carb-sil}}$. Увеличение содержания углерода в системе постепенно понижает температуру ее полного плавления, при этом полный карбонатно-силикатный расплав превращается сначала в ненасыщенный раствор углерода. Когда концентрация растворенного углерода становится насыщенной по отношению к алмазной фазе, возникает важнейший топологический элемент диаграммы сингенезиса – кривая растворимости алмаза в полностью смесимых карбонатно-силикатных расплавах. Кривая растворимости контролирует процессы алмазообразования в экспериментальных и природных условиях. Физико-химический механизм такого контроля связан с возникновением пересыщенного состояния в карбонат-силикатном расплаве-растворе углерода по отношению к алмазу при понижении температуры. Необходимо обратить внимание, что выше 1750°C и около 22 масс. % углерода кривая растворимости совпадает с ликвидусной кривой для алмаза, окантуривая поле $L_{\text{карб.-сил}} + \text{D}$ вплоть до точки плавления твердой фазы углерода при $4200 - 4300^{\circ}\text{C}$ (Bundy, 1963). В интервале 1430 (псевдо-эвтектика) - 1750°C кривая растворимости алмаза пересекает все фазовые поля системы эклогит-карбонатит-алмаз, создавая фазовую границу между областью ненасыщенных к алмазу карбонатно-силикатных расплавов (образование алмаза невозможно) и областью насыщенных к алмазу карбонатно-силикатных расплавов (область алмазообразования). Таким образом, выделяется область алмазообразования, которая ограничена кривой растворимости алмаза со стороны пониженных концентраций углерода и солидусной границей со стороны пониженных температур. В этой области совместно с алмазом из одних и тех же карбонатно-силикатно-углеродных расплавов образуются силикатные минералы эклогитового парагенезиса в закономерной последовательности с понижением температуры. Естественно, только фазы, образующиеся и сосуществующие с растущими алмазами, могут ими захватываться как первичные включения. Так, в поле $L_{\text{карб.-сил}} + \text{D}$ алмаз может захватить только полностью смесимый карбонатно-силикатный расплав, в поле $L_{\text{carb-sil}} + \text{Grt} + \text{D}$ – расплав и гранат, в поле $L_{\text{carb-sil}} + \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{D}$ – расплав, гранат и клинопироксен, в поле $L_{\text{carb-sil}} + \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Carb} + \text{D}$ – расплав, гранат, клинопироксен и карбонат (необходимо заметить, что формируется последовательно несколько карбонатов – магнезит, Са-Мg-карбонат и К-карбонат, появление которого создает новые поля фазовых ассоциаций с участием карбонатов, но для упрощения диаграммы все карбонаты отнесены к одному полю и обозначены как Carb^* , что не искажает общую физико-химическую картину образования алмаза и включений). В результате исследования системы эклогит-карбонатит-алмаз

возникают однозначные физико-химические доказательства парагенной природы первичных включений, формирующихся совместно с алмазом в одном и том же полностью смесимом карбонатно-силикатном расплаве с растворенным углеродом. Эти доказательства критически важны в решении проблемы ростовой среды природных алмазов.

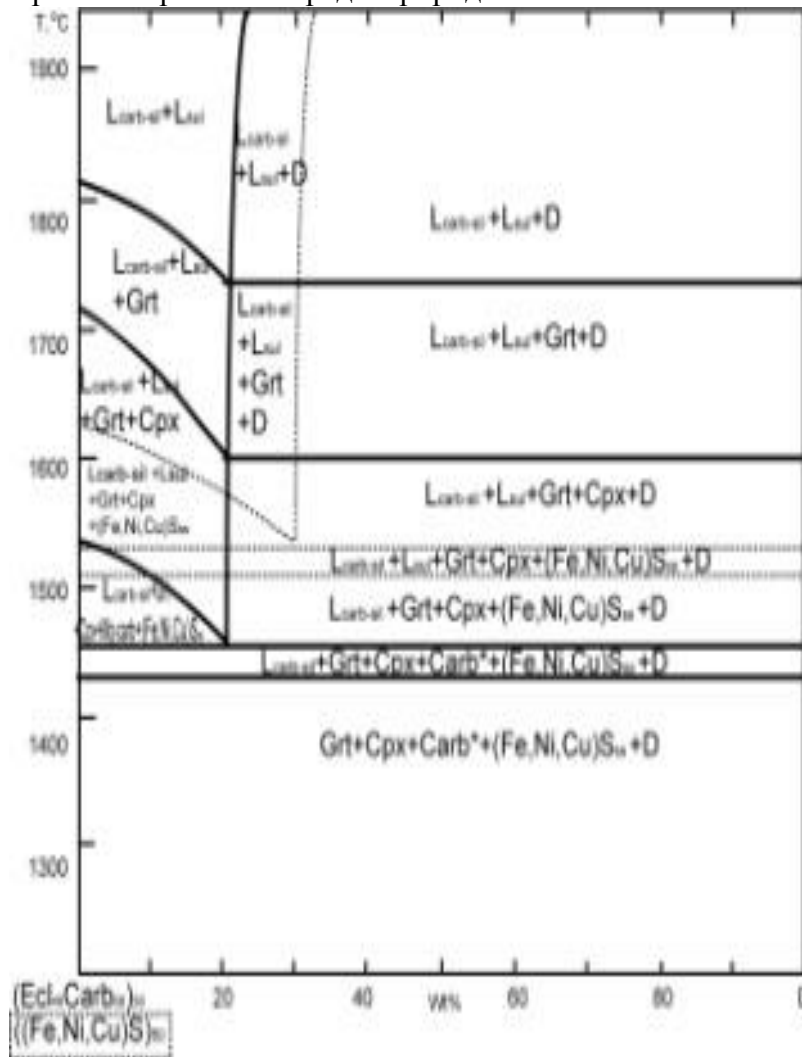


Рис. 3. Диаграмма сингенезиса алмаза и минералов-включений в многокомпонентной системе эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз при 7 ГПа. Сплошные линии – фазовые отношения подсистемы эклогит-(К-Мg-Са)-карбонатит-алмаз: поле диаграммы разделено кривой растворимости алмаза (около 20 – 22 мас. % углерода) в полностью смесимых карбонат-силикатных расплавах, слева от которой – фазовые поля с участием ненасыщенных углеродом карбонатно-силикатных расплавах (образование алмаза невозможно), справа – с насыщенными углеродом расплавами (область алмазообразования). В проекции пунктирными линиями – фазовые отношения подсистемы пирротин-пентландит-халькопиритовый сульфид – алмаз: сульфидные расплавы полностью несмесимы с карбонат-силикатными, кривая растворимости алмаза в сульфидных расплавах (около 30-32 мас. % углерода). Области алмазообразования в насыщенных углеродом карбонат-силикатных расплавах частично перекрываются с областью ненасыщенных углеродом сульфидных расплавах. Обозначения: D – алмаз, Cpx – клинопироксен (омфациит), Grt –гранат, Carb* - карбонатные фазы (см. текст), Lcarb-sil – полностью смесимый карбонатно-силикатный расплав с растворенным углеродом, Lsul – сульфидный расплав с растворенным углеродом, ss – твердый раствор.

Теперь рассмотрим диаграмму сингенезиса подсистемы сульфид-алмаз, фазовые границы которой изображены пунктирными линиями (при этом необходимо мысленно

исключить из рассмотрения все детали, относящиеся к эклогит-карбонатит-алмазной подсистеме). При полном плавлении сульфидов с данным граничным составом (которые являются частью материнской среды) формируется сульфидный расплав (L_{sul}) при $1630^{\circ}C$. При понижении температуры из него выделяется сульфидный твердый раствор $(Fe, Ni, Cu)S_{ss}$, формируя следующие фазовое поле: $(Fe, Ni, Cu)S_{ss} + L_{sul}$. Увеличение содержания углерода в системе постепенно понижает температуру ее полного плавления, при этом полный сульфидный расплав превращается сначала в ненасыщенный раствор углерода. Когда концентрация растворенного углерода становится насыщенной по отношению к алмазной фазе, возникает важнейший топологический элемент сульфид-алмазной диаграммы сингенезиса – кривая растворимости алмаза в сульфидных расплавах. Кривая растворимости контролирует процессы алмазообразования в экспериментальных и, если сложатся необходимые условия, в природных условиях. Физико-химический механизм такого контроля связан с возникновением пересыщенного состояния в сульфидном расплаве-растворе углерода по отношению к алмазу при понижении температуры. Выше $1530^{\circ}C$ (псевдо-эвтектика) и около 32 масс. % углерода кривая растворимости совпадает с ликвидусной кривой для алмаза, окантуривая поле $L_{sul} + D$ вплоть до точки плавления твердой фазы углерода при $4200 - 4300^{\circ}C$. Кривая растворимости алмаза создает фазовую границу между областью ненасыщенных к алмазу сульфидных расплавов (образование алмаза невозможно) и областью насыщенных к алмазу сульфидных расплавов (область алмазообразования). Таким образом, выделяется область алмазообразования, которая ограничена кривой растворимости алмаза со стороны пониженных концентраций углерода и солидусной границей со стороны пониженных температур. В качестве первичного включения в поле $L_{sul} + D$ «сульфидный» алмаз может захватить только сульфидный расплав, а в поле $L_{sul} + Grt + D$ – и расплав и гранат, в поле $L_{carb-sil} + (Fe, Ni, Cu)S_{ss} + D$ – расплав и сульфидный твердый раствор. Таким образом, в результате исследования системы сульфид-алмаз возникают однозначные физико-химические доказательства парагенной природы первичных включений по отношению к «сульфидному» алмазу, поскольку они формируются совместно с «сульфидным» алмазом в одном и том же сульфидном расплаве с растворенным углеродом. Однако известно (Shushkanova and Litvin, 2008), что силикатные и карбонатные минералы не растворимы в сульфидных расплавах, и, следовательно, не могут в них формироваться, т. е. являются ксеногенными по отношению к «сульфидному алмазу». Сульфидные расплавы также практически нерастворимы в карбонатно-силикатных расплавах и подобным образом являются ксеногенными по отношению к «карбонат-силикатному» алмазу.

Чтобы сделать однозначный выбор в пользу того, какой из алмазообразующих расплавов, – сульфидный или карбонатно-силикатный, – предпочтителен в качестве ростовой среды для доминирующей массы природных алмазов, необходимо рассмотреть диаграмму сингенезиса обобщенной системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз (рис. 3). Фазовые границы обеих подсистем сохраняются в обобщенной системе и имеют одинаковую силу, а сложение фаз перекрывающихся полей создает новую систему фазовых отношений карбонатно-силикатных, силикатных, карбонатных и сульфидных фаз в ней. В связи с тем, что фазовые диаграммы обеих подсистем рассмотрены выше, последовательность кристаллизации минералов в случае обобщенной системы не нуждается в особом комментарии. Необходимо только обратить внимание на то, что во всех фазовых полях при температурах выше температуры плавления сульфидной псевдо-эвтектики ($1510^{\circ}C$) карбонатно-силикатные и сульфидные расплавные фазы находятся в отношениях полной жидкостной несмесимости. Ниже этой температуры расплав представлен исключительно карбонатно-силикатной фазой, а сульфидное вещество – твердым раствором.

Принципиально важным моментом обобщенной диаграммы сингенезиса является то, что в системе эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз представлены обе кривые растворимости алмаза – «эклогит-карбонатитовая» и «сульфидная». Это сосуществование кривых растворимости в гетерогенной алмазообразующей системе относится к критически

значимому явлению в решении проблемы генезиса алмаза. Дело в том, что для кривой растворимости алмаза в полностью смесимом карбонатно-силикатном расплаве концентрации растворенного углерода (20 – 22 масс. %) ниже, чем концентрации растворенного углерода (30-32 масс. %) в сульфидном расплаве. Это означает, что при растворении углерода в системе с двумя полностью несмесимыми алмазообразующими расплавленными фазами, как в рассматриваемом случае, состояние насыщения углеродом по отношению к алмазу прежде всего достигается в расплаве с меньшим значением равновесной растворимости. В исследуемой гетерогенной системе это карбонатно-силикатный расплав, и его насыщение растворенным углеродом создает необходимые предварительные физико-химические условия для образования алмаза. Достаточным условием для нуклеации и кристаллизации алмаза становится лабильно пересыщенное состояние к алмазу карбонат-силикатного расплава-раствора углерода. Оно может быть создано различными способами в эксперименте – созданием температурного градиента (перепада) в образце (лабильное пересыщение возникает в низкотемпературной стороне) или использованием в эксперименте метастабильного графита, растворимость которого выше растворимости стабильного термодинамически алмаза (Литвин, 1968; Litvin, 2007). Эти механизмы при определенных обстоятельствах могут быть реализованы в природном очаге алмазообразующих расплавов, однако более правдоподобным для природных условий является простое понижение температуры в нем. При этом насыщенный углеродом к алмазу карбонатно-силикатный расплав становится пересыщенным при относительно более низких температурах, и это может продолжаться вплоть до полного затвердевания очага. В условиях кристаллизации алмаза в карбонатно-силикатной ростовой среде концентрация растворенного углерода как бы стабилизируется в окрестности «эклогит-карбонатитовой» кривой растворимости алмаза, поскольку возникающие по любым причинам концентрации пересыщения к алмазу тут же реализуются на кристаллизацию уже существующих в системе алмазов. В имеющихся в алмазообразующей системе сульфидных расплавах концентрация растворенного углерода может достичь только уровня значений его растворимости в сосуществующем карбонатно-силикатном расплаве, однако при этом сульфидные расплавы остаются ненасыщенными углеродом к алмазу, поскольку растворимость алмаза в них выше. Получается, что алмазообразование в карбонатно-силикатном ростовом расплаве как бы экранирует дальнейшее растворение углерода в сульфидном расплаве, в котором в результате необходимые и достаточные условия для образования алмаза не создаются. Это хорошо иллюстрирует рис. 1, е: алмазы кристаллизуются в карбонатно-силикатном расплаве даже на контакте с сульфидным расплавом, в котором их образование не обнаружено.

Таким образом, процессы алмазообразования в расплавах гетерогенной эклогит-карбонатит-сульфид-алмазной системы контролируются кривой растворимости алмаза в полностью смесимых карбонатно-силикатных расплавах. При этом растущими алмазами захватываются парагенные с ними силикатные и карбонатные минералы, а также карбонатно-силикатные расплавы. Присутствующие в системе сульфидные фазы, - расплавы и минералы-твердые растворы, - являются ксеногенными по отношению к «эклогит-карбонатитовому» алмазу (физико-химически чужеродными, поскольку их формирование не может быть обеспечено эклогит-карбонатитовой системой). Полученные физико-химические доказательства имеют также ключевое значение в решении проблемы ростовой среды природных алмазов. Они позволяют по-новому оценить гетерогенную материнскую среду природных алмазов, определенную по минералогическим данным. Физико-химические данные свидетельствуют, что материнская среда разнородна. По отношению к доминирующей массе алмаза одна ее часть является парагенной, а другая - ксеногенной. Этот результат физико-химического эксперимента отводит минералогические оценки, в соответствии с которыми все гетерогенные вещества материнской среды являются парагенными. Это отражается и в смысловом значении термина «сингенетические включения», который введен в результате минералогических исследований. Физико-химические исследования также показывают, что в сульфидных расплавах сингенезис алмаза

с силикатными и карбонатными минералами, как общий для них физико-химический процесс, невозможен.

Генетическая классификация вещества первичных включений в природных алмазах

Можно видеть, что результаты физико-химических экспериментальных исследований многокомпонентной системы эклогит-карбонатит-сульфид-алмаз при 7 ГПа согласуются с положениями мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза кимберлитовых месторождений, которые рассмотрены выше. Становится возможным создание генетической классификации вещества первичных включений в природных алмазах на этой основе. Она раскрывает происхождение включений, выявляя их физико-химические связи как с главными компонентами карбонат-силикатных ростовых расплавов, так и содержащимися в них растворимыми и нерастворимыми компонентами и фазами. Таким образом, по физико-химическим условиям своего происхождения первичные включения в алмазах кимберлитовых месторождений могут быть отнесены к следующим группам:

1. Главные силикатные, алюмосиликатные и карбонатные компоненты карбонат-силикатных ростовых расплавов-растворов углерода ответственны за включения Mg, Fe, Ca силикатных и Na, K, Mg, Ca, Fe алюмосиликатных, Mg, Ca, Fe, Al, Si оксидных минералов перидотит-пироксенитовых и эклогитовых парагенезисов, Mg, Ca, Fe, Na, K карбонатных минералов и многокомпонентных карбонатитовых расплавов; к главным компонентам необходимо отнести и растворенный элементарный углерод, ответственный за формирование доминирующей массы природных алмазов, а также за метастабильный графит; включения образованы в ростовых расплавах и захвачены *in situ*. Включения являются парагенными по отношению к алмазу.
2. Примесные полностью или ограниченно растворимые компоненты карбонат-силикатных ростовых расплавов-растворов углерода ответственны за включения Ti, Zr, Fe оксидов, Ca фосфата - апатита, K, Na хлоридов, некоторых редко встречающихся силикатных и алюмосиликатных алюмосиликатных минералов; включения образованы в ростовых расплавах и захвачены *in situ*. Включения являются парагенными по отношению к алмазу.
3. Примесные полностью растворимые компоненты C–O–H-флюида ответственны за включения флюидных фаз - воды, углекислоты, метана; захвачены *in situ* в составе карбонатно-силикатных расплавов в растворенном состоянии, выделились в самостоятельные фазы при затвердевании ростовых карбонатно-силикатных расплавов и образовании «закалочной» ассоциации карбонатов, силикатов, фосфатов, оксидов, сульфидов, хлоридов, воды, льда, углекислоты, иногда метана при РТ параметрах, более низких, чем параметры алмазообразования. Включения являются парагенными по отношению к алмазу.
4. Нерастворимые в карбонатитовых расплавах и полностью несмешиваемые с ними сульфидные и металлические минералы и расплавы ответственны за включения Fe, Ni, Cu сульфидов и металлов, прежде всего Fe и его сплавов; включения механически вовлечены внутрь главных карбонат-силикатных ростовых расплавов, а не образованы в них, т.е. являются чужеродными продуктами). Включения захвачены *in situ*, но являются ксеногенными по отношению к алмазу и парагенным включениям в нем.

Физико-химическая история природного очага алмазообразующих расплавов

Становится возможным приложение полученных результатов и выводов к краткому обсуждению эволюции карбонатно-силикатных ростовых расплавов с эклогитовой специализацией в условиях природного очага. Пусть в алмазообразующем карбонатитовом очаге реализована стартовая температура, совместимая с полем $L_{\text{carb-sil}} + L_{\text{sil}} + D$ и с соответствующей фигуративной точкой на кривой растворимости алмаза в карбонатно-силикатном расплаве. Сначала алмазов в расплаве нет (если стартовая температура

предполагаемого очага достигнута при повышении в нем температуры), но с понижением температуры при естественном охлаждении очага растворимость алмаза в расплаве уменьшается согласно кривой растворимости, что автоматически создает состояние пересыщения расплава растворенным углеродом по отношению к алмазу. Создаются лабильно пересыщенные к алмазу карбонатно-силикатные расплавы-растворы углерода, и происходит нуклеация и массовая кристаллизация алмаза. Последующим понижением температуры поддерживается рост алмазов, поскольку автоматически возникает пересыщение. Можно прийти к заключению, что время роста алмазов в природном очаге карбонатно-силикатных расплавов сопоставимо с временем жизни самого очага, и что алмазообразующий процесс прекращается, как только происходит полное затвердевание ростового расплава на солидусной границе. Фазовая диаграмма сингенезиса для эклогит-карбонатит-сульфид-алмазной системы показывает, в какой последовательности обеспечивается образование парагенных силикатных и карбонатных минералов в ростовом расплаве и условия их захвата. Можно видеть, что захват ксеногенных сульфидных расплавов или минералов, постоянно присутствующих в ростовой системе как физико-химически чужеродные фазы, осуществляется на всем протяжении функционирования природного алмазообразующего очага.

Актуальной задачей физико-химического эксперимента становится исследование условий образования самих алмазообразующих карбонатитовых очагов в перидотитовом веществе верхней мантии Земли. По всей вероятности, главное значение при этом приобретают процессы флюидно-магматической карбонатизации перидотита с образованием серий карбонатитовых и силикат-карбонатных магм, в том числе и алмазообразующих (при формировании карбонат-силикат-углеродных расплавов с достаточным количеством растворенного углерода). Данному механизму формирования алмазообразующих ростовых сред не противоречат данные физико-химического эксперимента с системами с предельно упрощенными составами (Литвин, 1998).

Заключение

Проблема ростовой среды для природных алмазов является достаточно сложной задачей минералогии и геохимии. Между тем, методы физико-химического эксперимента позволили найти ее общее решение, раскрывающее физико-химические условия образования алмаза, парагенных с алмазом силикатных и карбонатных минералов, а также условия сосуществования с ними ксеногенных сульфидных минералов и расплавов, что обеспечивает возможность их захвата растущими алмазами *in situ*. Для ее полного решения необходимы целенаправленные экспериментальные физико-химические исследования при РТ-условиях стабильности алмаза на основе критерия сингенезиса алмазов и первичных включений. Объекты экспериментального исследования определяются обобщенной диаграммой состава многокомпонентной материнской среды для алмаза и вещества включений, химические особенности которой соответствуют природной материнской среде для алмаза и первичных включений в нем. Вместе с тем, результаты физико-химического эксперимента должны быть согласованы с данными аналитической минералогии ростовых включений в алмазе мантийного генезиса. В этом гарантия достоверного решения проблемы генезиса алмаза.

В числе первостепенных задач физико-химического эксперимента: исследование сингенезиса алмаза и первичных включений в условиях перидотит-пироксенитового парагенезиса, изучение влияния переменных концентраций примесных растворимых компонентов ростовых карбонатно-силикатно-углеродных расплавов на граничные условия и механизмы формирования ассоциации парагенных включений в природных алмазах. Выяснение физико-химического значения С-О-Н-флюидных компонентов в процессах образования алмаза и парагенных минералов в ростовых средах, ассоциированных с условиями перидотит-пироксенитового и эклогит-гроспидитового парагенезисов. В этом плане полезны экспериментальные исследования различных мантийных систем с участием флюидных компонентов, начатые прежде (Wyllie, 1977, 1978).

Практически не разработана в физико-химическом эксперименте проблема образования материнских и ростовых для алмаза сред в многокомпонентном гетерогенном веществе перидотитовой мантии Земли.

Появляется все больше минералогических доказательств того, что все главные оболочки мантии Земли отмечены развитием алмазообразующих процессов. Так, алмазы и алмазоносные породы вынесены кимберлитовыми магмами, в основном, из верхней мантии (с глубин 150 – 250 км, давления 4.5 – 7.5 ГПа), реже из переходной зоны (глубины 400 – 700 км, давление 12 – 20 ГПа) и верхних горизонтов нижней мантии (глубина 700 – 800 км, давление 20 - 25 ГПа). Это показывает, что проблема генезиса алмаза занимает особое место в мантийной геологической проблематике. По существу, алмазообразующие процессы – это единственный геохимический тест реального мантийного вещества в самом широком интервале глубин, который завершается аналитическим исследованием их продуктов. Можно ожидать, что роль физико-химического эксперимента будет возрастать в изучении проблемы глубинного происхождения алмаза, в решении фундаментальных задач петрологии и геохимии мантийного магматизма в многокомпонентном гетерогенном сильно сжатом глубинном веществе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00110.

Посвящение

Автор посвящает настоящую статью памяти Галины Петровны Кудрявцевой, которая была активным и целеустремленным ученым-минералогом. Она получила выдающиеся научные результаты в важных научных направлениях, которые остаются актуальными и в настоящее время. Результаты исследований Г.П. Кудрявцевой и ее коллег в области минералогии алмаза и сингенетических включений в нем являются классическим наследием и востребованы в современной науке о происхождении алмаза. Вспоминаются встречи с Галей Кудрявцевой, «алмазные» разговоры, в том числе и о первых экспериментальных результатах по проблеме генезиса алмаза, ее доклады на научных конференциях, выступления на защитах диссертационных работ учеников автора. Галя всегда воспринималась как яркий, естественный, решительный, жизнерадостный и дружелюбный человек. На рис. 4 – фотография Г.П. Кудрявцевой и автора в заключительный день Международного геологического конгресса в Рио-де-Жанейро, Бразилия, 2000 г.



Рис. 4. Галина Петровна Кудрявцева и автор на МГК, Рио-де-Жанейро, Бразилия, 2000 г.

Список литературы

1. Бобров А.В., Литвин Ю.А. Перидотит-эклогит-карбонатитовые системы при 7.0-8.5 ГПа: концентрационный барьер нуклеации алмаза и сингенезис его силикатных и карбонатных включений. Геология и геофизика, 2009, 50, 12, 1571-1587.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М., Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
3. Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности из парагенезиса. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1983, 112, 3, 300-310.
4. Захаров А.М. Многокомпонентные металлические системы с промежуточными фазами. М., Металлургия, 1985. 132 с.
5. Лейпунский О.И. Об искусственном алмазе. Успехи химии, 1939, 8, 1520-1534.
6. Литвин Ю.А. О механизме образования алмаза в системах металл-углерод. Известия Академии наук СССР. Неорганические материалы, 1968, 4, 175-181.
7. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М., Наука, 1991. 312 с.
8. Литвин Ю.А. Горячие точки мантии и эксперимент до 10 ГПа: щелочные реакции, карбонатизация литосферы, новые алмазообразующие системы. Геология и геофизика, 1998, 39, 12, 1772-1779.
9. Литвин Ю.А. Щелочно-хлоридные компоненты в процессах роста алмаза в условиях мантии и высокобарного эксперимента. Доклады Академии наук, 2003, 389, 3, 382-386.
10. Литвин Ю.А. Эксперимент в решении проблемы генезиса алмаза. Записки Российского минералогического общества, 2007, 136, 7, 138-158.
11. Литвин Ю.А. Экспериментальные исследования физико-химических условий образования алмаза в мантийном веществе. Геология и геофизика, 2009, 50, 12, 1530-1546.
12. Литвин Ю.А., Бутвина В.Г. Алмазообразующие среды в системе эклогит – карбонатит – сульфид – углерод по данным экспериментов при 6.0 – 8.5 ГПа. Петрология, 2004, 12, 4, 426-438.
13. Литвин Ю.А., Жариков В.А. Первичные флюидно-карбонатитовые включения в алмазе, моделируемые системой $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-CO_2$, как среда алмазообразования в эксперименте при 7-9 ГПа. Доклады Академии наук, 1999, 367, 3, 397-401.
14. Литвин Ю.А., Жариков В.А. (2000). Экспериментальное моделирование генезиса алмаза: кристаллизация алмаза в многокомпонентных карбонат-силикатных расплавах при 5–7 ГПа и 1200–1570°C. Доклады Академии наук, 2000, 372, 6, 808-811.
15. Литвин Ю.А., Литвин В.Ю., Кадик А.А.. Особенности кристаллизации алмаза в расплавах мантийных силикат-карбонат-углеродных систем по данным экспериментов при 7.0 – 8.5 ГПа // Геохимия, 2008, №6, с. 579–602.
16. Литвин Ю.А., Чудиновских Л.Т., Жариков В.А. Кристаллизация алмаза и графита в мантийных щелочно-карбонатных расплавах в эксперименте при 7-11 ГПа. Доклады Академии наук, 1997, 355, 5, 669-672.
17. Литвин Ю.А., Чудиновских Л.Т., Жариков В.А. Кристаллизация алмаза в системе $Na_2Mg(CO_3)_2 - K_2Mg(CO_3)_2 - C$ при 8-10 ГПа. Доклады Академии наук, 1998, 359, 5, 668-670.
18. Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В., Жариков В.А. Первые синтезы алмаза в сульфид-углеродных системах: роль сульфидов в генезисе алмаза. Доклады Академии наук, 2002, 382, 1, 106-109.
19. Литвин Ю.А., Спивак А.В., Матвеев Ю.А. Кристаллизация алмаза в расплавах карбонат-силикатных пород Кокчетавского метаморфического комплекса. Геохимия, 2003, 11, 1191-1200.
20. Литвин Ю.А., Джонс А.П., Берд А.Д., Диваев Ф.К., Жариков В.А. Кристаллизация алмаза и сингенетических минералов в расплавах алмазоносных карбонатитов Чагатай, Узбекистан (эксперимент при 7.0 ГПа). Доклады Академии наук, 2001, 381, 4, 528-531.
21. Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В., Кузюра А.В., Спивак А.В., Васильев П.Г., Окоемова В.Ю. Физико-химический эксперимент в изучении магматической эволюции многокомпонентной мантии и происхождения алмаза. В сб. физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи (Материалы конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского, М., ИГЕМ РАН, 7-9 октября 2009 г.), 2009, 241-245.
22. Палатник Л.С., Ландау А.И. Фазовые равновесия в многокомпонентных системах. Харьков, Изд-во ХГУ, 1961. 405 с.
23. Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов. Геология и геофизика, 2005, 46, 12, 1290-1303.

24. Райнз Ф. Диаграммы фазового равновесия в металлургии. М., Металлургиздат, 1960. 376 с.
25. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов. Геология и геофизика, 1960, 1, 3-20.
26. Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита. Доклады АН СССР, 1972, 207, 1.
27. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
28. Спивак А.В., Литвин Ю.А., Диваев Ф.К. Сингенетические отношения алмаза, силикатных и карбонатных минералов в системе карбонатит – углерод при 8.5 ГПа. Вестник ОНЗ РАН (электронный научно-информационный журнал www.scgis.ru), 2008, № 26.
29. Титков С.В., Горшков А.И., Солодова Ю.П., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Гасанов М.Д., Седова Е.А., Самосоров Г.Г. Минеральные микровключения в алмазах кубического габитуса из месторождений Якутии по данным аналитической электронной микроскопии. Доклады Академии наук, 2006, 410, 2, 255-258.
30. Фурсенко Б.А., Горяйнов С.И., Соболев Н.В. Высокие давления во включениях коэсита в алмазе: комбинационная рассеивающая спектроскопия. Доклады Академии наук, 2001, 379, 812-815.
31. Футергендлер С.И. Исследование включений в алмазах методом рентгеноструктурного анализа. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1956, 85б, 2б.
32. Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Ориентированные вросстки оливина, граната и хромдиопсида в алмазах. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1961, 90, 2.
33. Шушканова А.В., Литвин Ю.А. Фазовые отношения при плавлении алмазообразующих карбонат-силикат-сульфидных систем. Геология и геофизика, 2005, 46, 12, 1335-1344.
34. Akaishi M. Effect of Na₂O and H₂O addition to SiO₂ on the synthesis of diamond from graphite. Proceedings of the 3rd NIRIM (national Institute for Research in Inorganic Materials) International Symposium on Advanced Materials (ISAM'96), Tsukuba, Ibaraki, Japan, 1996, 75-80.
35. Akaishi M., Yamaoka S. Crystallization of diamond from C-O-H fluids under high-pressure high-temperature conditions. Journal of Crystal Growth, 2000, 209, 999-1003.
36. Arima M., Nakayama K., Akaishi M., Yamaoka S., Kanda H. Crystallization of diamond from silicate melt of kimberlite composition in high-pressure high-temperature experiments. Geology, 1993, 21, 968-970.
37. Bulanova G.P., Griffin W.L., Ryan C.G. Nucleation environment of diamonds from Yakutia. Mineralogical Magazine, 1998, 62, 3, 409-419.
38. Bundy F.P. Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus. J. Chem. Phys., 1963, 38, 3, 631-643.
39. Bundy F.P., Hall H.T., Strong H.M., Wentorf R.H. Man-made diamond. Nature, 1955, 176, 51-54.
40. Butvina V., Litvin Yu. Physico-chemical transition from peridotite assemblage to the eclogite one (experimental data at 7.0 GPa). Geophysical Research Abstracts, vol. 12, European Geosciences Union General Assembly: EGU2010-3717-1, 2010.
41. Dawson J.B. Kimberlites and Their Xenoliths. Berlin, Springer-Verlag, 1980. 252 p.
42. Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply constrained model. Nature, 1986, 320, 34-38.
43. Harris J.W. Diamond geology. In Field J.E., ed., The Properties of Natural and Synthetic Diamond. London, Academic Press, 1992, p. 345-393.
44. Hong S.M., Akaishi M., Yamaoka S. Nucleation of diamond in the system of carbon and water under very high pressure and temperature. Journal of Crystal Growth, 1999, 200, 326-328.
45. Izraeli E.C., Harris J.W., Navon O. Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 187, 323-332.
46. Jaques A.B., Gregory G.P., Ferguson J., Chappel B.W., McCulloch. The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberley region, Western Australia. In Kimberlites 1: Kimberlites and Related Rocks (Kornprobst L., ed.), 1984, pp. 225-254.
47. Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R., Griffin W.L., Khachatryan-Blinova G.K., Shiryaev A.A. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2001, 140, 6, 734-753.
48. Kennedy C.J., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. J. Geophys. Res., 1976, 81, 2467-2470.
49. Klein-BenDavid J., Wirth R., Navon O. TEM imaging and analysis of microinclusions in diamonds: a close look at diamond-growing fluids. American Mineralogist, 2006, 91, 353-365.

50. Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O. Fluid inclusions in diamonds from the Davik mine, Canada and the evolution of diamond-forming fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71, 3, 723-744.
51. Liander H. Diamond synthesis. *Allmana Svenska Elektriska Aktiebolaget Journal*, 1955, 28, 97-98.
52. Litvin Yu.A. (2007). High-pressure mineralogy of diamond genesis. In *Advances in High-Pressure Mineralogy* (Ohtani E., ed.): Geological Society of America Special Paper 421, p. 83-103.
53. Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation. *European Journal of Mineralogy*, 2008, 20, 3, 317-331.
54. Marx P.C. Pyrrhotite and the origin of terrestrial diamonds. *Mineralogical Magazine*, 1972, 38, 636-638.
55. Meyer H.O.A. Inclusions in diamond. In *Mantle Xenoliths* (Nixon H.P., ed). New York, Wiley, 1987, pp. 501-523.
56. Meyer H.O.A., Boyd F.P. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1972, 36, 1255-1274.
57. Mitchell R.H. *Kimberlites: Their Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. New York, Wiley, 1986. 436 p.
58. Mitchell R.S., Giardini A.A. Oriented olivine inclusions in diamond. *American Mineralogist*, 1953, 38, 136-138.
59. Navon O. High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared-absorption. *Nature*, 1991, 353, 746-748.
60. Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle. In *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference*, vol. 2. Red Roof Design, Cape Town, 1999, pp. 584-604.
61. Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F., Sobolev N.V. Diamond formation from mantle carbonatite fluid. *Nature*, 1999, 400, 417-418.
62. Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., Shu J., Hemley R.J., Mao H.-k., Boyd F.R. Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 2000, 97, 22, 11875-11879.
63. Sokol A.G., Pal'yanov Yu.N., Pal'yanova G.A., Khokhryakov A.F., Borzdov Yu.M. Diamond and Graphite crystallization from C-O-H fluids under high pressure and high temperature conditions. *Diamond and Related Materials*, 2001, 10, 2131-2136.
64. Schrauder M., Navon O. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58, 761-771.
65. Shirey S.B., Harris J.W., Richardson S.H., Fouch M., James D.E., Cartigny P., Deines P., Viljoen F. Regional patterns in the paragenesis and age of inclusions in diamond, diamond composition, and lithospheric seismic structure of Southern Africa. *Lithos*, 2003, 71, 243-258.
66. Spivak A.V., Litvin Yu.A., Shushkanova A.V., Litvin V.Yu., Shiryayev A.A. Diamond formation in carbonate-silicate-sulfide-carbon melts: Raman- and IR-microspectroscopy. *European Journal of Mineralogy*, 2008, 20, 341-347.
67. Stachel T. Diamonds from the asthenosphere and the transition zone. *European Journal of Mineralogy*, 2001, 13, 883-892.
68. Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Loest I., Tappert R., Viljoen K.S. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: A review. *Lithos*, 2004, 77, 1 – 19.
69. Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. Inclusions in sublithospheric diamonds: glimpses of deep mantle. *Elements*, 2005, 1, 73-78.
70. Shushkanova, A.V. and Litvin Yu.A. (2008) Experimental evidence for liquid immiscibility in the model system CaCO₃ – pyrope – pyrrhotite at 7.0 GPa: the role of carbonatite and sulfide melts in diamond genesis. *The Canadian Mineralogist*, 46, 991-1005.
71. Sun L., Akaishi M., Yamaoka S. Formation of diamond in the system Ag₂CO₃ and graphite at high pressure and high temperatures. *Journal of Crystal Growth*, 2000, 213, 411-414.
72. Taniguchi T., Dobson D., Jones A.P., Rabe R., Milledge H.J. Synthesis of cubic diamond in the graphite-magnesium carbonate and graphite-K₂Mg(CO₃)₂ systems at high pressure of 9-10 GPa region. *Journal of Material Research*, 1996, 11, 2622-2632.
73. Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle. *Chemie der Erde*, 2004, 64, 1-74.
74. Von Eckermann H.A. Comparison of Swedish, African and Russian kimberlites. In *Ultramafic and Related Rocks* (Wyllie P.J., ed.), New York, John Wiley and Sons, 1967, 302-312.

75. Wentorf R.H., Bovenkerk H.P. On the origin of natural diamonds. *Journal of Astrophysics*, 1961, 134, 995-1005.
76. Williams A.F. *The Genesis of Diamond* (2 volumes). London, E. Benn Ltd, 1932. 636 p
77. Wirth R., Kaminsky F., Matsyuk S., Schreiber A. Unusual micro-and nano-inclusions in diamonds from the Juina Area, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 286, 292-303.
78. Wyllie P.J. Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite-CO₂-H₂O. *Journal of Geology*, 1977, 85, 187-207.
79. Wyllie P.J. Mantle fluid compositions buffered in peridotite-CO₂-H₂O by carbonates, amphibole, and phlogopite. *Journal of Geology*, 1978, 86, 687-713.
80. Yamaoka S., Shaji Kumar M.D., Kanda H., Akaishi M. Crystallization of diamond from CO₂ fluid at high pressure and high temperature. *J. Cryst. Growth*, 2002, 234, 5-8.
81. Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy. *Mineralogical Magazine*, 2004, 68, 61-73.
82. Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Compositional variations of micro-inclusions in fluid-bearing diamonds from Udachnaya kimberlite pipe as revealed by LA-ICP-MS. *Chem. Geol.*, 2007, 240, 151-162.

Особенности состава индикаторных минералов-спутников алмаза из трубок Верхнемунского поля Якутии, оценка их алмазоносности и поля в целом

¹Писарев П.А., ¹Гаранин В.К., ²Серов И.В., ¹Гаранин К.В.

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ²Ботуобинская ГРЭ АК АЛРОСА, г. Мирный

Приведены новые данные по химическому составу индикаторных минералов спутников-алмаза (гранат, хромшпинелид, пикроильменит) и их парагенезисам из тел Верхнемунского поля. Систематизированы данные крупного банка электронно-зондовых анализов (более 4000) из трубок Зимняя, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Вымпел, Интеркосмос, 325 лет Якутии, Дебют, Малая, Заполярная, Деймос, Поисковая. Все имеющиеся анализы обработаны с помощью химико-генетических классификаций индикаторных минералов кимберлитов. В результате исследований минералов из трубок, объединенных в уже известное месторождение, полученные данные позволяют провести параллель с другими трубками и предполагать наличие других промышленно-оалмазоносных тел внутри изучаемого поля. Авторами также выдвинута идея, что реальная алмазоносность изученных трубок гораздо ниже потенциальной вследствие существования установленного активного мантийного метасоматоза и значительного воздействия на алмаз кимберлитового расплава.

Федеральное агентство по недропользованию Министерства природных ресурсов Российской Федерации выдало АК «АЛРОСА» свидетельство об установлении факта открытия в 2007 г. коренного месторождения алмазов «Верхнемунское» в Оленёкском улусе Республики Саха (Якутия). Месторождение объединяет три, иногда четыре, близко расположенные кимберлитовые трубки (Заполярная, Новинка, Поисковая и Комсомольская-Магнитная).

По данным пресс-службы компании АК «АЛРОСА» в настоящее время разведанные запасы алмазов месторождения Верхнемунское оцениваются в 3,5 млрд. долларов (данные 2007 года). При этом существуют значительные резервы и перспективы увеличения запасов руды и полезного компонента за счёт доразведки более глубоких горизонтов и детального изучения вещественного состава трубок.

Выделенные в месторождение три-четыре трубки не связаны между собой геологически, т.е. они не относятся к единому кусту и не приурочены к общим тектоническим разломам. По всей видимости, они выделены в месторождения по уже выполненным объемам опробования. Это подтверждается данными А.Д. Харькива и др. (1998) – по данным оценки алмазоносности ряда тел, выполненной до глубины 200-400 м, было установлено, что трубки Новинка, Комсомольская-Магнитная и Поисковая обладают повышенной алмазоносностью, а содержания алмазов в трубке Заполярная близки к промышленным.

Проведенные данные исследования минералов-спутников алмаза практически из всех тел поля позволяют предполагать обнаружение новых перспективных промышленно-алмазоносных объектов.

Геолого-географическое положение трубок Верхнемунского поля

Верхнемунское поле расположено в верховьях р. Муна и ее притока – р. Улаах-Муна (рис. 1) примерно в 250 км к северо-востоку от Далдынского поля. Размеры поля незначительные по сравнению с другими полями Якутской алмазоносной провинции. В административном отношении оно расположено на границе Оленекского и Жиганского районов (улусов) республики Саха-Якутия.

Вмещающие породы представлены терригенно-карбонатными отложениями верхнего кембрия. Кимберлитовые тела перекрыты маломощными рыхлыми осадками четвертичного возраста.

Верхнемунское поле объединяет 16 трубок и 4 дайки, из них 10 трубок и две дайки образуют две цепочки северо-западного простирания. Согласно схеме (см. рис. 1) по географическим и структурным критериям среди объектов Верхнемунского поля можно выделить два куста. К первому кусту отнесены трубки Зимняя, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Вымпел, Интеркосмос, 325 лет Якутии, Дебют, Космос II, Космос III. Выходы этих тел имеют линейное расположение в пространстве и скорей всего приурочены к единому разлому. Ко второму кусту относятся следующие трубки – Малая, Заполярная, Деймос, которые также расположены линейно в пространстве и приурочены к разлому. Трубка Поисковая и трубка Верхняя расположены вне перечисленных кустов и образуют обособленные тела.

О приуроченности двух цепочек трубок к глубинным разломам отмечают все исследователи, но эти разломы не фиксируются ни геологическими, ни геофизическими методами (Харьков и др., 1998), поэтому принято считать, что они затухают в кристаллическом фундаменте.

Наиболее крупные трубки поля – Заполярная (около 4,2 га) и Новинка (3,3 га); самые мелкие – Легкая (0,17 га) и Малая (0,03 га). Форма тел на уровне современного эрозионного среза разнообразна. Выделяют несколько морфологических групп: а) изометричные почти округлые (Зимняя, Легкая, 325 лет Якутии, Верхняя, Малая); б) удлинённые (Комсомольская, Поисковая); в) тела сложной формы (Новинка, Заполярная). Более мелкие трубки представляют собой простые тела образованные одной фазой внедрения кимберлитового расплава. Крупные трубки имеют сложное строение, как правило, они сложены породами нескольких фаз внедрения, в трубках Заполярная, Новинка и др. выделяют до 3-х фаз внедрения представленными туфобрекчией и массивными разновидностями порфирирового кимберлита.

Данные разных исследователей по датировке кимберлитов Верхнемунского поля противоречивы и разнятся в пределах 320-458 млн. лет (Яковлев, 2007). Обычно возраст кимберлитов этого поля принимают как среднепалеозойский (D₃-C₁) по аналогии с возрастом кимберлитов Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского района на основании фактов, что трубки прорывают осадочные породы нижнего палеозоя, а в составе пород трубки не обнаружены ксенолиты пород трапповой формации.

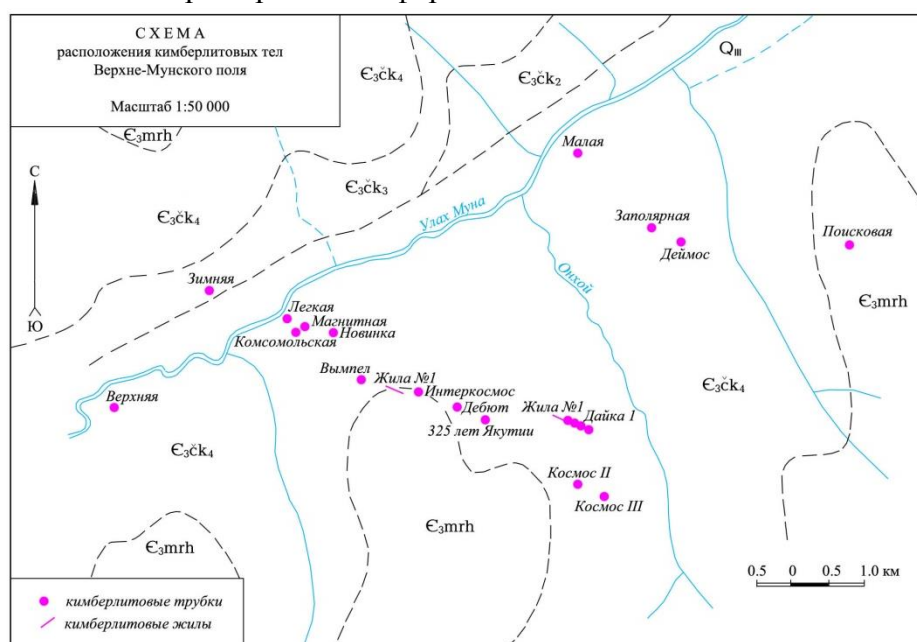


Рис. 1. Схематическое расположение тел кимберлитового магматизма Верхнемунского поля

Общие особенности вещественного состава кимберлитов

Все трубки Верхнемунского поля в целом отличаются от других трубок Якутской алмазоносной провинции по ряду признаков (Харькив А.Д. и др., 1998; Яковлев, 2007): петрохимические особенности трубок данного поля позволяют отнести их к магнезиально-железистому типу кимберлитов ($TiO_2 > 1,0$ мас. %);

- преобладанием гранат-шпинелевой ассоциации минералов-спутников алмаза и низким содержанием в породах трубок ильменита (за исключением трубок Зимняя и 325 лет Якутии), хотя содержание TiO_2 в них повышено за счет повышенных концентраций перовскита, которого особенно много в кимберлитах трубки Поисковая;
- слабыми вторичными изменениями кимберлитов;
- резким преобладанием оливиновых разновидностей ксенолитов мантийных пород, находки эклогитов, пироксенитов и слюдитов редки;
- широким развитием мощных келифитовых кайм вокруг граната, что является признаком глубинного плавления (особенно распространено в трубках Зимняя, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Заполярная).

Особенностью химического состава пород трубок Верхнемунского поля также является более низкое по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей содержание глинозема и карбоната (в среднем 2,0 мас. % Al_2O_3 и 7,7 мас. % CaO) и высокое содержание магнезия (32,4 мас. % MgO), а по сравнению с соседним Далдыно-Алакитским полем более высоким содержанием кремнезема (29,7 мас. % SiO_2). Последний фактор обусловлен низкой измененностью пород и высоким содержанием несерпентинизированного оливина, а также относительно низкой карбонатной составляющей.

По составу основной массы кимберлиты поля делятся на безмонтчеллитовые и монтчеллитовые (Харькив и другие, 1998). Первыми полностью сложена трубка Заполярная и отдельные участки трубок Новинка, Комсомольская-Магнитная, тогда как монтчеллитовые выполняют всю трубку Зимняя, а также отдельные блоки трубки Новинка. Нередко вместе с монтчеллитом в основной массе кимберлитов присутствуют апатит, перовскит и флогопит.

Из геохимических особенностей пород трубок Верхнемунского поля следует выделить высокие концентрации Ni и Cr. Высокое содержание Ni связывают со слабой измененностью кимберлитов, в первую очередь с высокой сохранностью оливина. По данным И.П. Илупина и др. (1978) кимберлиты изучаемого поля характеризуются самым высоким содержанием элементов группы железа по сравнению с другими алмазоносными полями.

Интересна информация о ксенолитах мантийных пород (Яковлев, 2007). Отмечается (Яковлев, 2007), что наиболее распространены оливиновые разновидности этих пород. В основном в породах трубок поля встречены серпентиниты, но при этом можно отметить, что среди ксенолитов отмечены дунит-гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты, редки катаклазированные разновидности ультраосновных пород. Практически отсутствуют эклогиты. Содержание ксенолитов в породах не более 1%

Алмазоносность

Все известные кимберлитовые тела Верхнемунского поля алмазоносны. Среди алмазов преобладают (75-85 %) мелкие кристаллы (-1 +0,5 мм), заметное количество (16-25 %) зерен размером -2 +1 мм и низким (2-5 %) более крупных камней (-4 +2 мм).

Среди морфологических типов алмазов, преобладают округлые алмазы – 40-75 %; октаэдрические и переходные формы составляют 14 – 33 %; остальная часть представлена обломками, сростками и агрегатами (Харькив и др., 1998). Исключением является трубка Новинка, где количество октаэдров и переходных форм в сумме превышает 40 %.

Среди цветовых разновидностей преобладают бесцветные (60 %), остальные окрашены преимущественно в дымчато- и лилово-коричневые тона, 50-65 % камней содержат твердые включения. До 50-60 % кристаллов в разной степени трещиноваты.

Абсолютное большинство алмазов обладает заметными признаками травления. Около 40-50 % алмазов являются низкокачественными и техническими и только 3-11 % являются ювелирными.

Наличие келифитовых кайм, широкое распространение перовскита в породах трубок и преобладание округлых форм алмаза однозначно указывает на сильный мантийный метасоматоз и реакционный характер кимберлитового расплава, что может коррелировать со средней и низкой алмазоносностью тел данного района.

Особенности химического состава минералов-спутников алмаза

В рамках сотрудничества с Ботуобинской геологоразведочной экспедицией компании АК АЛРОСА в Лабораторию месторождений алмаза МГУ им. М.В. Ломоносова был передан представительный банк электронно-зондовых анализов минералов-спутников алмаза (граната, хромшпинелида, ильменита) из кимберлитовых трубок Зимняя, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Вымпел, Интеркосмос, 325 лет Якутии, Дебют, Малая, Заполярная, Деймос, Поисковая. Все имеющиеся в лаборатории анализы минералов-спутников алмаза из этого поля (порядка 4300 анализов) обработаны с помощью известных химико-генетической классификаций (Гаранин и др., 1991; Богатиков и др., 1999) с выделением минеральных парагенезисов, в том числе и алмазоносных.

По распределению выделенных химико-генетических групп (парагенезисов) среди трубок обозначенных кустов нельзя выделить значимых заметных общих закономерностей (рис. 2 – 5). Из чего следует, что при общей генетической схожести трубок между собой, при детальном изучении наблюдаются некоторые различия (табл. 1–3).

Гранат. Для всех трубок Верхнемунского поля характерно очень высокое содержание гранатов ультраосновного парагенезиса (90-95 и более процентов из всей выборки), при этом преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса (см. рис. 5). Гранаты из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов в телах Верхнемунского поля широко не распространены и в каждой изученной трубке представлены в количестве не более 6,5 %. При этом для трубок, которые уже выделены в месторождение, гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 2,5 % (трубка Поисковая) и 4,0 % (трубка Заполярная). Гранаты эклогитового парагенезиса для трубок Верхнемунского поля распространены слабо, что также подчеркивается статистическим набором мантийных ксенолитов при описании пород трубок, и все они имеют отношение к магнезиальным и магнезиально-железистым ильменит-рутиловым алмазоносным эклогитам. Гранаты из дистеновых, корундовых эклогитов, а также гроспидитов не обнаружены и это, кстати, четко коррелирует с пониженным содержанием глинозема в кимберлитовых породах.

Для всех тел можно выделить общую особенность – преобладание и высокое содержание в тяжелой фракции гранатов из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов (3-5 химико-генетические группы), как для трубок уже выделенных в месторождения так и других (рис. 2).

При этом среди этих трех выделенных групп всегда преобладающей является пятая (низкохромистые гранаты из равномернозернистых лерцолитов), при подчиненном значении 3-й и 4-й генетических групп (высоко- и среднехромистые гранаты из равномернозернистых лерцолитов соответственно). Исключением является трубка Легкая, для которой выделено преобладание 3-й генетической группы (высокохромистые гранаты из равномернозернистых лерцолитов) над 4-й и 5-й.

По соотношению и преобладанию гранатов 8-й химико-генетической группы (высокотитанистые гранаты из слабоалмазоносных ильменитовых лерцолитов) все изученные тела можно разделить на две группы. В первую группу отнесены четыре трубки (Заполярная, Поисковая, Зимняя и Легкая) для которых преобладающей выделенной химико-генетической группой наряду с 5-й является 8-я группа. При этом соотношения этих двух парагенезисов гранатов для каждого тела почти одинаковые и колеблются в пределах 25-40 %. Особенностью этой группы тел является весьма низкое (менее 5 %) количество гранатов

из неалмазных лерцолитов и вебстеритов (9 ХГГ). Необходимо отметить, что имеющиеся данные по гранату двух месторождений – трубок Заполярная и Поисковая отнесены в одну группу.

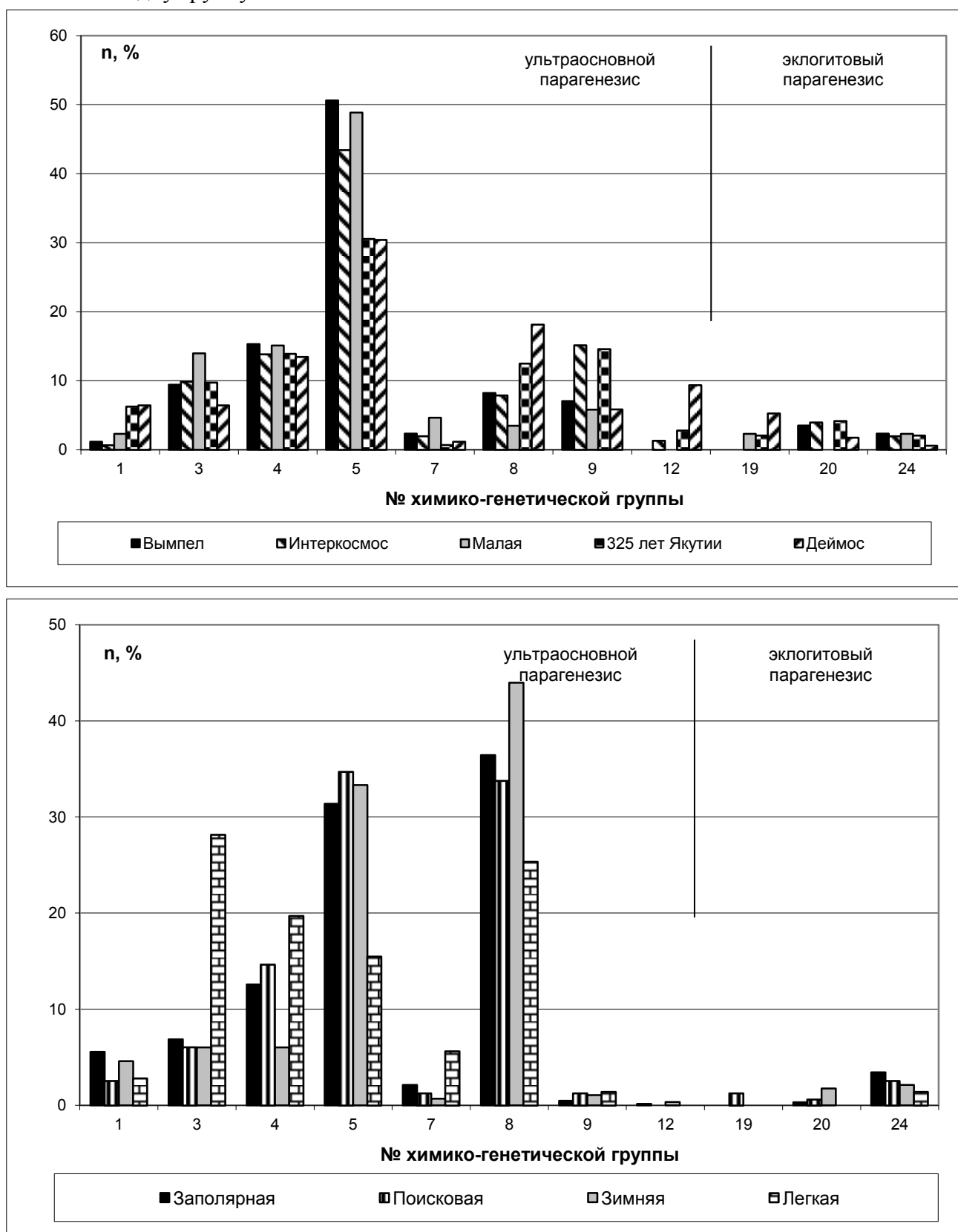


Рис. 2. Гистограммы распределения гранатов наиболее распространенных химико-генетических групп в кимберлитах Верхнемунских трубок. n – частота встречаемости, общее количество анализов для каждой трубки указано в табл. 1

Таблица 1

Частота встречаемости (в %) различных химико-генетических групп гранатов из трубок Верхнемунского поля

№ ХГГ	Вымпел	Интеркосмос	Малая	325 лет Якутии	Деймос	Заполярная	Поисковая	Зимняя	Легкая
1	1,2	0,7	2,3	6,3	6,4	5,6	2,5	4,6	2,8
2	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-
3	9,4	9,9	14,0	9,7	6,4	6,9	6,1	6,0	28,2
4	15,3	13,8	15,1	13,9	13,5	12,6	14,6	6,0	19,7
5	50,6	43,4	48,8	30,6	30,4	31,4	34,7	33,3	15,5
6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	2,4	2,0	4,7	0,7	1,2	2,1	1,3	0,7	5,6
8	8,2	7,9	3,5	12,5	18,1	36,4	33,8	44,0	25,4
9	7,1	15,1	5,8	14,6	5,8	0,5	1,3	1,1	1,4
10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	-	-	-	0,7	0,6	-	0,3	-	-
12	-	1,3	-	2,8	9,4	0,2	-	0,4	-
13	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-
14	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-
15	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-
17	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	-	-	2,3	2,1	5,3	-	1,3	-	-
20	3,5	3,9	-	4,2	1,8	0,3	0,6	1,8	-
21	-	-	-	-	-	0,2	0,3	-	-
22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	2,4	2,0	2,3	2,1	0,6	3,4	2,5	2,1	1,4
Сумма (%)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Кол-во анализов	84	152	86	144	171	612	314	282	71
в том числе:									
из перидотитов	94,1	94,1	95,3	91,7	92,4	96,1	95,2	96,1	98,6
из эклогитов	5,9	5,9	4,7	8,3	7,6	3,9	4,8	3,9	1,4

Во вторую группу тел отнесены остальные изученные трубки – Вымпел, Интеркосмос, 325 лет Якутии, Деймос и Малая. Для них характерно подчиненное количество высокотитанистых гранатов из слабоалмазонасных ильменитовых лерцолитов (8 ХГГ). Для этой группы тел также характерно подчиненное содержание (5-15 %) гранатов 9 ХГГ, иногда превышающее показатели для 8-й ХГГ. При этом для трубок Деймос и 325 лет Якутии, которые характеризуются повышенным содержанием гранатов высокоалмазаносного парагенезиса (1 ХГГ) среди всех остальных тел Верхнемунского поля также характерно относительно-повышенное содержание (12-17 %) гранатов 8-й химико-генетической группы. Оба эти факта позволяют выделить их в обособленное промежуточное положение между двумя выделенными группами тел и предполагать, во-первых, их генетическую схожесть между собой, а, во-вторых, близкую, но отличающуюся генетическую предрасположенность к трубкам Заполярная и Поисковая.

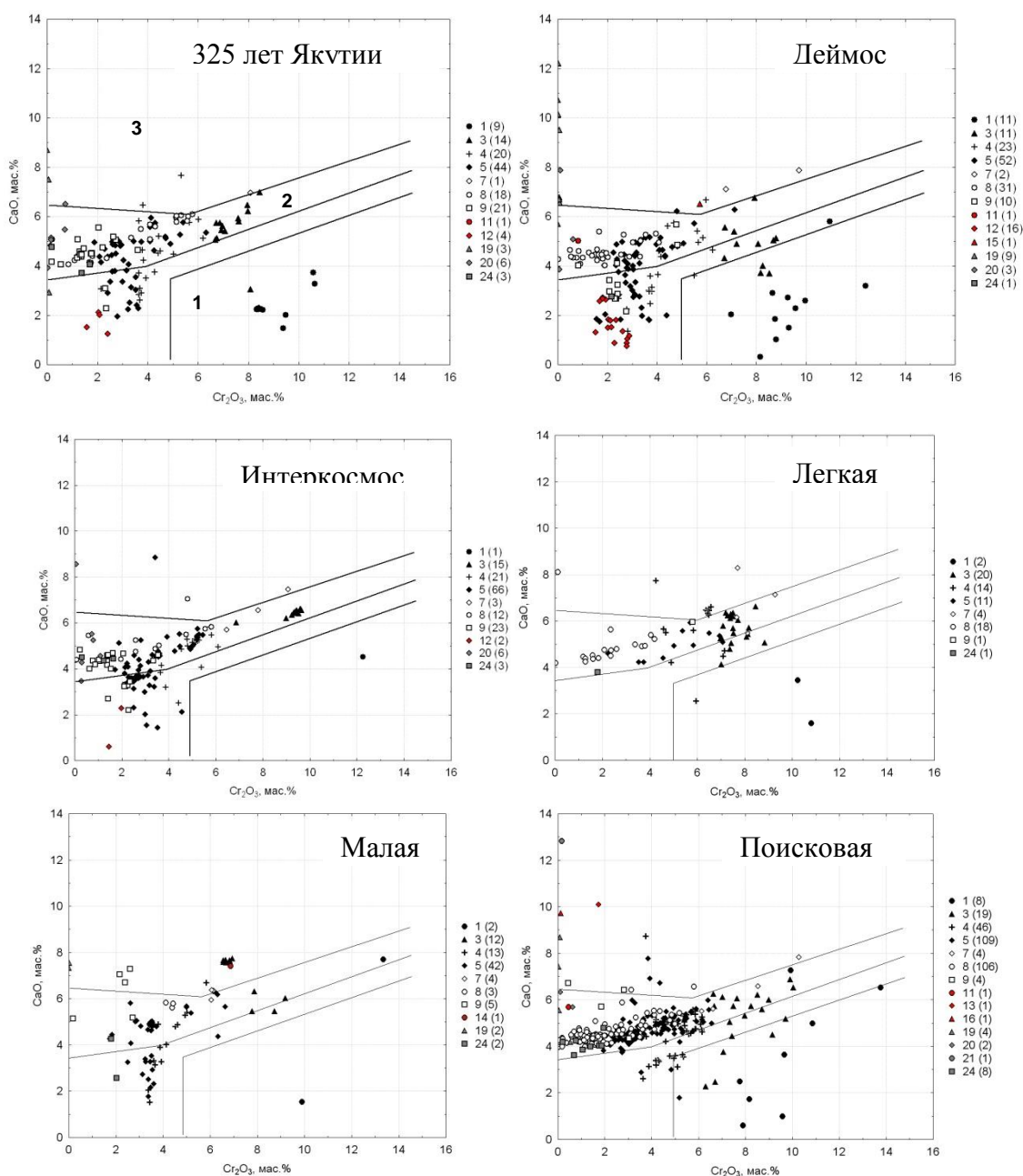


Рис. 3. См. продолжение рисунка на следующей странице

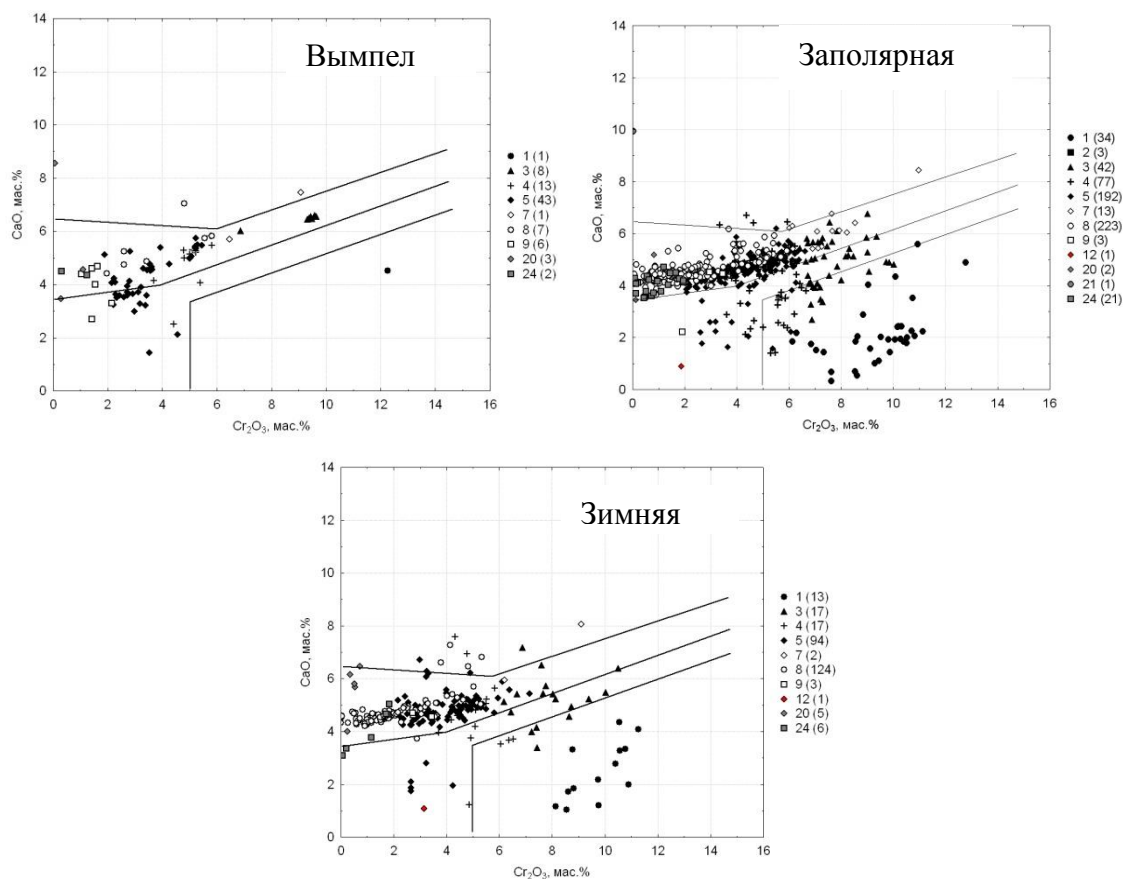


Рис. 3. Диаграммы составов гранатов выделенных химико-генетических групп для трубок Верхнемунского поля. Номера точек соответствуют номерам химико-генетических групп (см. табл. 1), в скобках указано количество анализов. Поля оконтурены по Н.В. Соболеву (1974): 1 – алмазонасные дуниты и гарцбургиты, 2 – равномернозернистые лерцолиты, 3 – верлиты

Ранее уже подчеркивался факт низкого содержания гранатов эклогитового парагенезиса. Наибольшие показатели выделенных гранатов этого парагенезиса (около 10 %) соответствуют трубкам Деймос и 325 лет Якутии. При этом все выделенные группы гранатов из эклогитовых пород соответствуют алмазонасным парагенезисам – (19-й, 20-й и 24-й группам). Последнее еще раз подчеркивает их генетическое родство между собой, а также опираясь на уже сделанные предыдущие выводы дает основание предполагать промышленную алмазонасность не хуже, чем на трубках Заполярная и Поисковая.

Для гранатов трубок Верхнемунского поля можно выделить еще одну особенность – наличие низкокальциевых, низкотитанистых гранатов, по используемой классификации они отнесены к 12-й группе магнезиальных алькремитов. В последних работах обращено внимание на то, что подобные гранаты (низкохромистые и низкокальциевые) обнаружены в дунит-гарцбургитах (Яковлев, 2007). Гранаты этой группы не распространены для большинства трубок Якутской провинции и их наличие в шлиховых ореолах может являться признаком сноса, как с уже известных коренных источников, так и с принципиально новых. В этих случаях необходимо учитывать пространственные и геологические факторы расположения и образования шлихового ореола.

Хромшпинелид второй по распространенности минерал-спутник алмаза Верхнемунских трубок после граната.

Для всех изученных трубок Верхнемунского поля среди шпинелидов выделен парагенезис высокоалмазонасных дунитов и гарцбургитов из включений в алмазе (1-я химико-генетическая группа по используемой классификации В.К. Гаранина и др. (1991), рис. 4, табл. 2).

Таблица 2

Частота встречаемости (в %) различных химико-генетических групп хромшпинелидов из трубок Верхнемунского поля

№ ХГГ	325 лет Якутии	Деймос	Интеркос- мос	Легкая	Малая	Поисковая	Зимняя	Заполяр- ная	Вымпел	Дебют
1	12,7	12,0	15,8	11,1	10,7	10,2	22,7	26,2	5,5	6,7
2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	35,3	45,8	27,8	52,8	48,3	26,5	54,5	24,6	47,0	31,1
4	3,9	16,9	6,0	16,7	3,4	18,4	13,6	11,1	8,4	33,3
5	2,0	6,0	5,3	2,8	-	16,3	-	10,2	4,8	2,2
6	2,0	1,2	2,3	-	-	2,0	9,1	5,7	0,2	4,4
7	-	-	-	-	-	-	-	1,6	0,5	15,6
8	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-
9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	31,4	14,5	33,8	11,1	37,6	14,3	-	6,6	27,9	2,2
11	-	-	0,8	2,8	-	6,1	-	4,9	1,9	2,2
12	12,7	3,6	3,8	2,8	-	2,0	-	1,2	2,4	2,2
13	-	-	4,5	-	-	4,1	-	7,0	1,4	
Сумма (%)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Кол-во анализов	102	145	133	36	149	49	22	244	419	45

По распространенности этого парагенезиса среди изучаемых тел можно выделить тела с низким (около 5 %) содержанием хромита этой алмазной ассоциации (трубки Вымпел и Дебют), со средним (10-15 %) содержанием (Интеркосмос, 325 лет Якутии, Легкая, Малая, Деймос и Поисковая) и с высоким (более 20 %) содержанием (трубки Зимняя и Заполярная). Трубки Поисковая и Заполярная, которые, как уже неоднократно отмечалось, относятся к промышленно-алмазоносным и наряду с другими попадают в группы со средним и повышенным содержанием хромшпинелидов из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов.

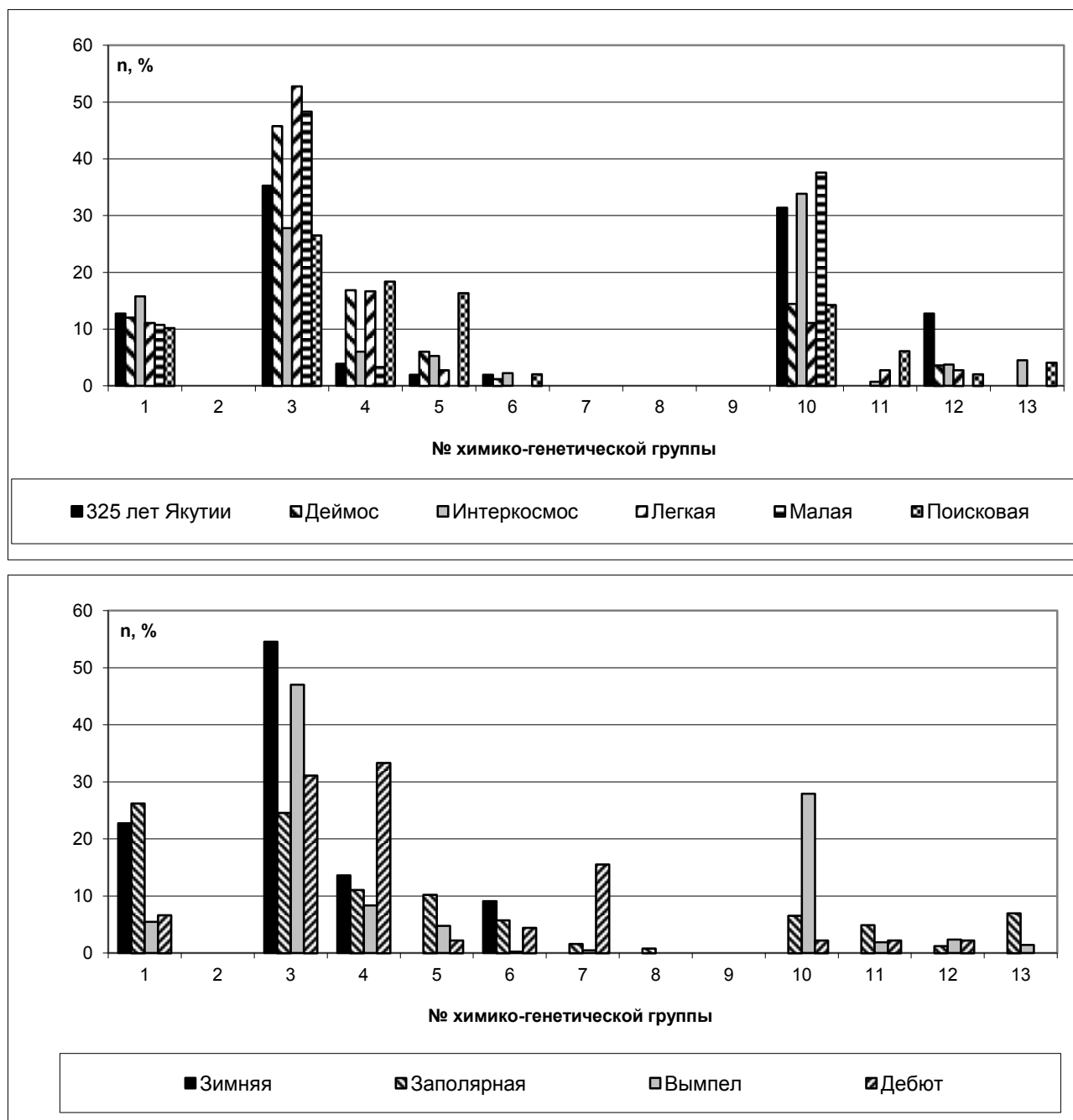


Рис. 4. Гистограммы распределения хромшпинелидов различных химико-генетических групп в кимберлитах Верхнемунских трубок. n – частота встречаемости, общее количество анализов для каждой трубки указано в табл. 2

Другой характеристической особенностью хромшпинелидов тел Верхнемунского поля является повышенное содержание высокохромистых шпинелидов из лерцолитов и

гранат-клинопироксен-шпинелевых сростков (3-я химико-генетическая группа) – от 25 до 50 % всей выборки.

На диаграммах Cr_2O_3 - Al_2O_3 (см. рис. 5) для шпинелидов всех изученных трубок можно четко проследить наличие перидотитового тренда, который зачастую представлен плавным переходом от одной химико-генетической группы к другой (низкохромистый шпинелид, среднехромистый шпинелид и высокохромистый шпинелид из лерцолитов и гранат-клинопироксен-шпинелевых сростков), заканчивая группой шпинелидов из высокоалмазных перидотитов и гарцбургитов. А для трубок Вымпел, Интеркосмос, Деймос и 325 лет Якутии четко выделяется другой тренд шпинелидов из кимберлитов, представленный плавным переходом от группы шпинелидов из измененных катаклазированных пород и гранат-клинопироксен-шпинелевых сростков (11 ХГГ) к низкоглиноземистых шпинелидов из зональных гранатов (13 ХГГ). Так как этот тренд представлен шпинелидами из измененных пород, авторы предпочитают называть его метасоматическим трендом шпинелидов из кимберлитов.

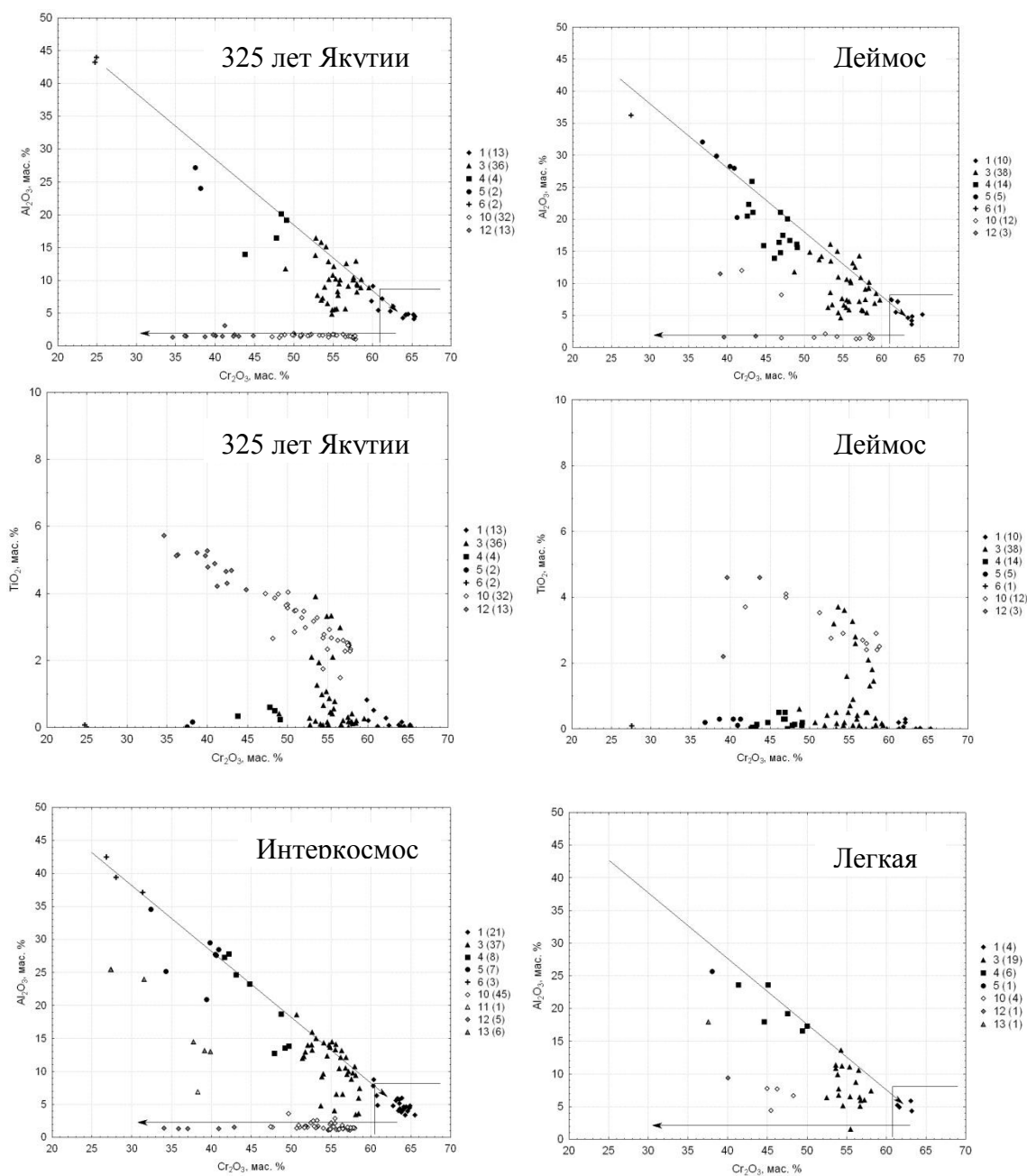


Рис. 5. См. продолжение рисунка на след. странице

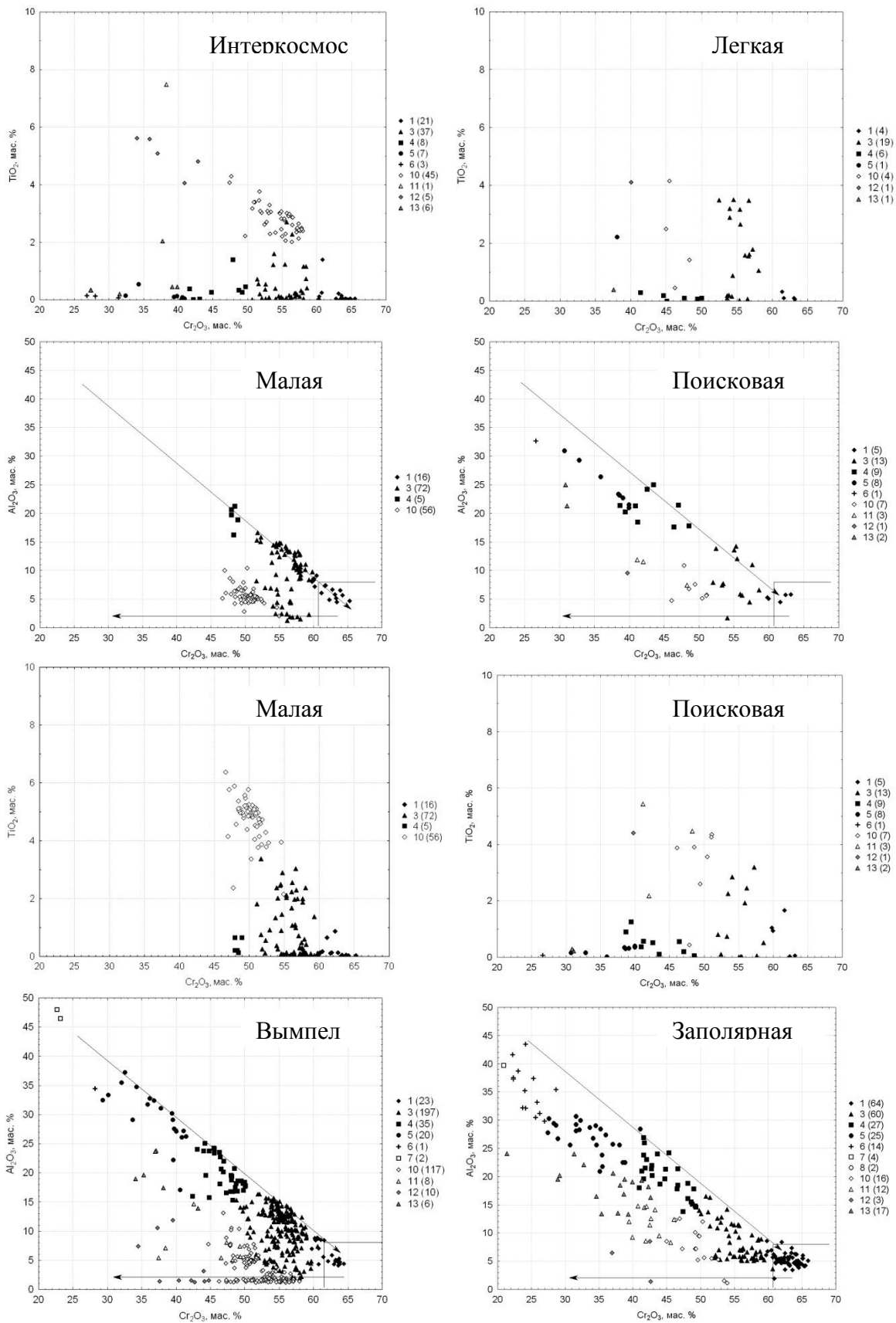


Рис. 5. См. продолжение рисунка на след. странице

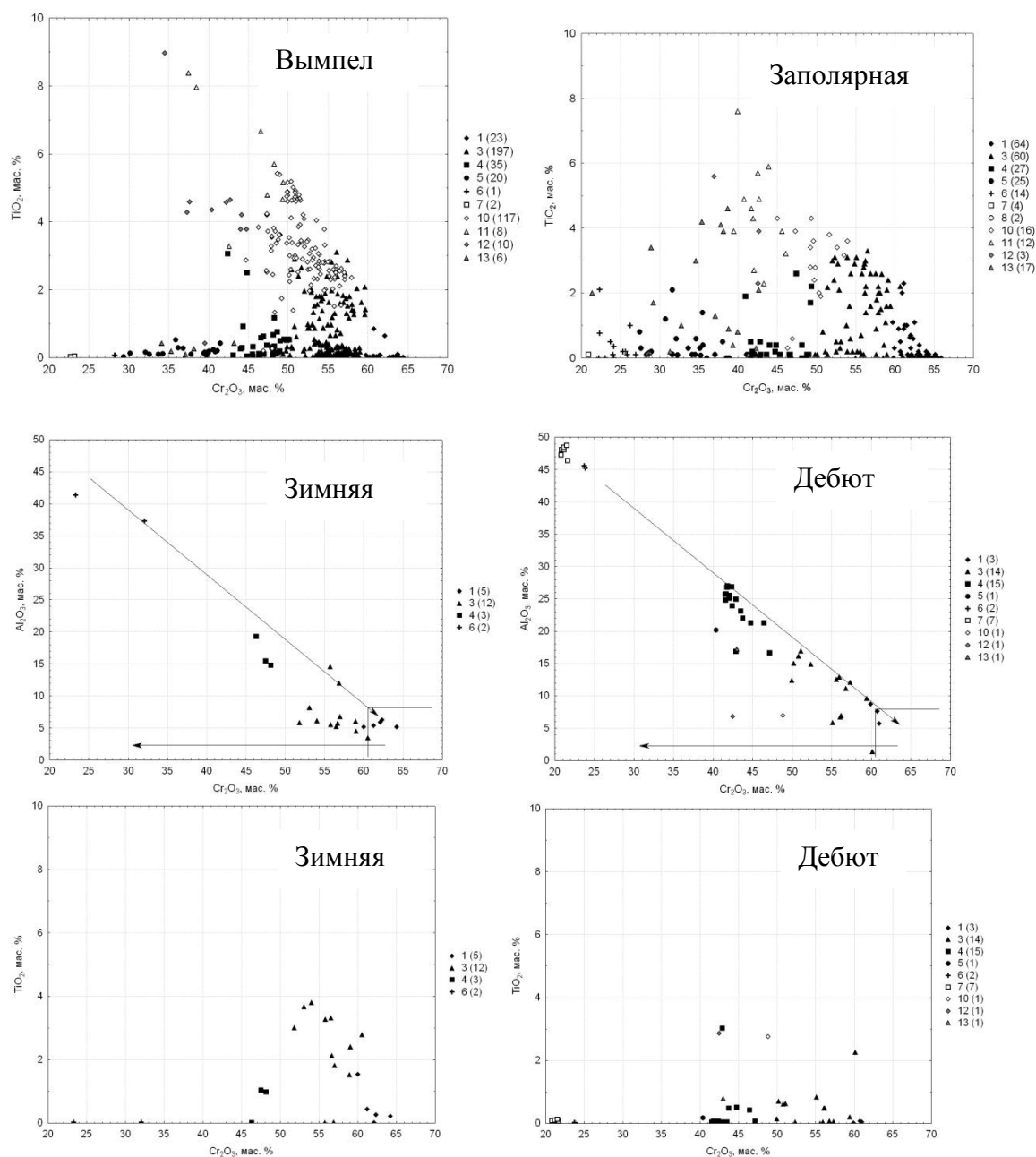


Рис. 5. Диаграммы составов хромшпинелидов выделенных химико-генетических групп для трубок Верхнемунского поля. Номера точек соответствуют номерам химико-генетических групп (см. табл. 2), в скобках указано количество анализов. Линией оконтурена область составов хромшпинелидов алмазного парагенезиса (Foley, 1985), стрелками обозначены направления трендов изменения составов шпинелидов из кимберлитов

Хромшпинелиды 3-й и 11-й групп на диаграммах Cr₂O₃-Al₂O₃ часто занимают промежуточное значение между двумя выделенными трендами. Если обратить внимание на названия этих обеих групп, то видно, что они похожи и отличаются тем, что шпинелиды 11-й группы относятся к измененным (скорей всего метасоматически) катаклазированным лерцолитам, что обозначает наличие следов мантийного метасоматоза прорванных кимберлитовой магмой пород. Поэтому при использовании классификации надо четко отслеживать какая часть анализов хромшпинелидов 3-й группы относится к собственно хромшпинелидам из неизменных лерцолитов, а какая уже принадлежит к промежуточным между 3-й и 11-й группами, т.е. с чертами хромшпинелидов из измененных катаклазированных лерцолитов.

Таблица 3

Частота встречаемости (в %) различных химико-генетических групп ильменитов из трубок Верхнемунского поля

№ ХГГ	325 лет Якутии	Дебют	Вымпел	Легкая	Поисковая	Заполяр- ная	Новинка	Зимняя	Деймос	Интеркос- мос	Малая
1	-	-	-	-	-	4,0	19,4	2,4	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	16,7	7,3	1,4	-	-
3	8,5	20,0	8,6	42,9	11,1	37,3	19,4	7,3	47,9	-	-
4	-	-	-	-	-	4,8	13,9	1,2	-	-	-
5	2,5	20,0	12,1	-	57,1	11,9	13,9	36,0	21,8	1,6	33,3
6	-	-	-	-	-	-	-	1,8	-	-	-
7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	-	5,0	3,4	-	-	-	-	-	-	-	-
9	-	-	6,9	-	-	-	-	-	-	-	50,0
10	2,5	-	3,4	-	17,5	3,2	5,6	1,-2	4,2	23,0	-
11	86,4	55,0	65,5	57,1	14,3	38,9	11,1	42,7	24,6	75,4	16,7
12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма (%)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Кол-во анализов	118	20	58	14	63	252	36	164	142	61	6

Процесс изменения хромшпинелидов, о котором идет речь, заключается в частичном или полном замещении алюминия титаном и нарастании в составе хромшпинелидов Fe^{3+} . На диаграммах состава в координатах $Cr_2O_3-TiO_2$ (см. рис. 5) хромшпинелиды принадлежащие перидотитовому тренду содержат менее 1 мас.% TiO_2 , а хромшпинелиды со следами метасоматоза от 1 до 5-6 мас.% TiO_2 . И таких шпинелидов много в тяжелой фракции трубок Вымпел, Заполярная, Малая, Интеркосмос, 325 лет Якутии.

Нами ранее было отмечено для тел Архангельской алмазоносной провинции, что, чем больше в тяжелой фракции шпинелидов из измененных катаклазированных лерцолитов, гранат-клинопироксен-хромшпинелевых сростков и из зональных гранатов, тем менее алмазоносным является тело (Гаранин и др., 2007). Этот факт в полной мере можно учитывать и при оценке потенциальной и реальной алмазоносности тел Верхнемунского поля и предполагать, что реальная алмазоносность этих тел значительно ниже потенциальной.

Пикроильменит. Как уже отмечалось нами, так и другими исследователями – пикроильменит наименее распространенный минерал в тяжелой фракции трубок Верхнемунского поля. Наличие достаточного количества анализов для некоторых изучаемых тел косвенно показывает о неединичных, а скорее подчиненных содержаниях этого минерала в ряде трубок Верхнемунского поля.

По химическому составу ильменита и характеру распределения химико-генетических групп для изученных трубок можно выделить одну особенность – не высокое, а зачастую низкое содержание или полное отсутствие ильменитов алмазоносных ассоциаций, что хорошо видно на диаграммах (рис. 6, табл. 3), где ильмениты алмазоносных парагенезисов локализуются в соответствующей области графика.

Исключение составляет трубка Новинка, для которой ильменит из алмазоносных пород (1-я, 2-я и частично 3-я химико-генетические группы) составляет более 50 %, правда при довольно невысокой выборке по сравнению со многими другими трубками – 36 анализов.

По характеру распределения ильменитов алмазоносных парагенезисов все трубки соответственно можно условно разделить на три группы – с представительным содержанием (трубки Заполярная, Новинка, Зимняя и Деймос), с низким или даже единичным содержанием (трубки Поисковая, Легкая, Вымпел, Дебют и 325 лет Якутии) и, наконец, с полным отсутствием ильменитов алмазной ассоциации (трубки Интеркосмос и Малая).

Среди 4-х трубок отнесенных к группе с представительным содержанием ильменита из алмазных парагенезисов две уже выделены в месторождения, поэтому есть основания предполагать о возможной промышленной алмазоносности в других двух изученных трубках – Зимняя и Деймос.

В другой выделенной группе трубок также присутствует одна из известных промышленно-алмазоносных трубок – трубка Поисковая. Этот факт может свидетельствовать, что алмазоносность трубок Верхнемунского поля в разных трубках связана с разными типами алмазоносных мантийных пород.

Не исключено, что алмазоносность тел данного поля связана как с равномернозернистыми лерцолитами так и дунит-гарцбургитами.

Интересно отметить, что в расположении тел с разным содержанием ильменита не наблюдается каких-либо закономерностей в расположении вдоль выделенных разломов, но имеются различия в соотношении парагенезисов. Так, например, схожи Деймос и Поисковая (Рис. 7). Для ильменита из этих тел наблюдается четкий тренд к ферримагнитному ильмениту 11 группы от магнезиального ильменита 2 и 3-ей групп. Очень схожи между собой трубки Новинка, Заполярная, Дебют (рис. 7). Для них, кроме данного тренда выявлено широкое распространение пикроильменита из ортопироксенитов.

В данном случае пикроильменит из тел Верхнемунского поля скорее показатель глубинности очагов кимберлитового магматизма и наличия ильменитовых гиппербазитов,

неравномерно распределенных в разрезе мантийных пород, чем показатель алмазоносности тел.

Обращает на себя внимание хромистость большинства зерен ильменита (Рис. 8), особенно в трубках Деймос, Новинка, Поисковая, Заполярная, Зимняя.

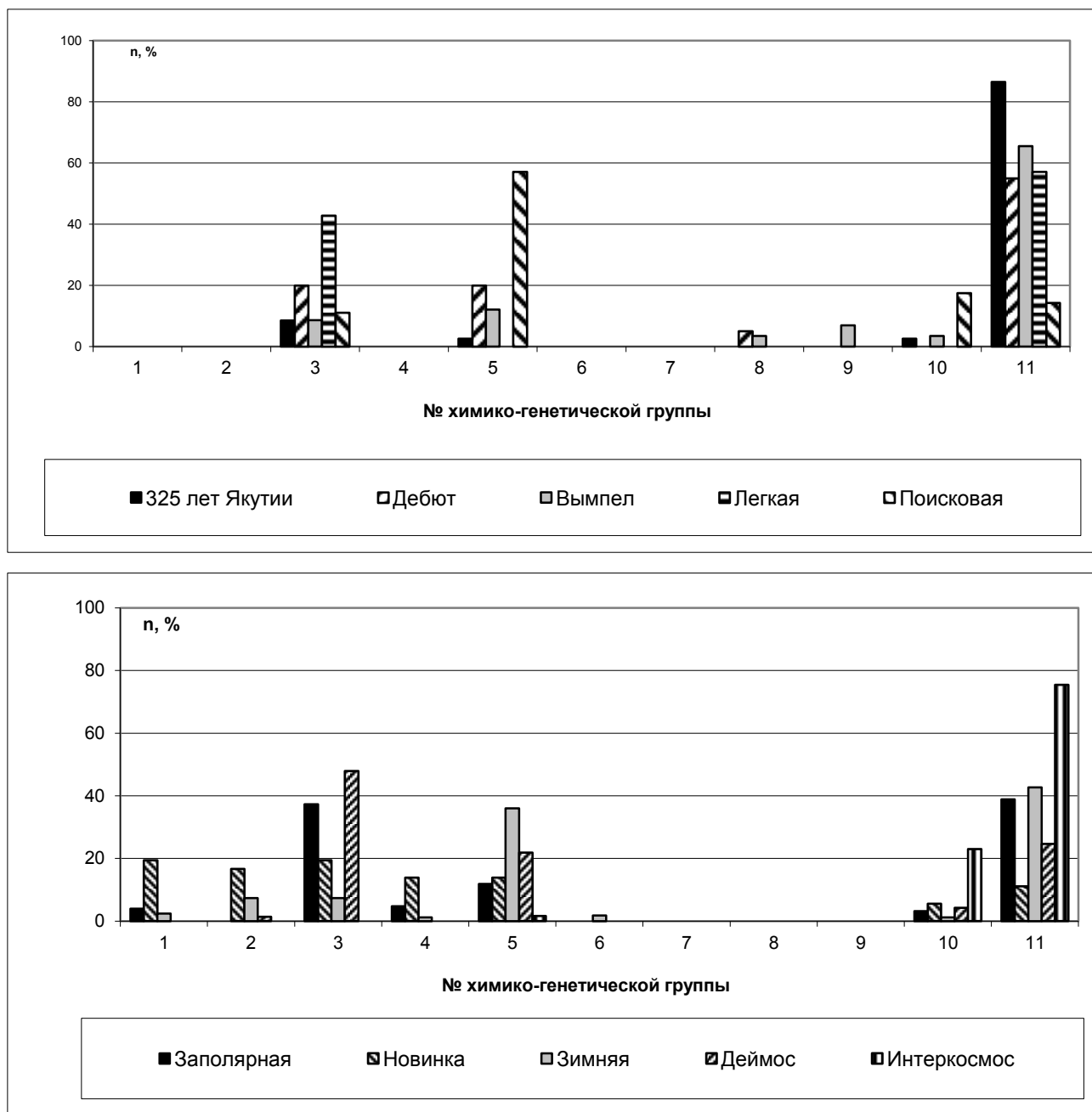


Рис. 6. Гистограммы распределения ильменитов различных химико-генетических групп в кимберлитах Верхнемунских трубок. n – частота встречаемости, общее количество анализов для каждой трубки указано в табл. 3

Суммируя исследования индикаторных минералов следует подчеркнуть, что потенциальная алмазоносность не была высокой из-за широкого проявления мантийного метасоматоза, что накладывало свой отпечаток на алмазоносность, которая уменьшалась за счет растворения алмазов уже в мантийных условиях.

Кроме того, необходимо учитывать и последующее воздействие кимберлитового расплава на алмаза. Косвенно уменьшение алмазоносности можно предполагать по широкому проявлению келифитовых кайм на гранатах. Также надо учитывать, что в

некоторых трубках широко проявлены структуры распада в пикроильмените, что нами было выявлено ранее для трубки Зимняя (Афанасьев и др., 1981; Гаранин и др., 1984).

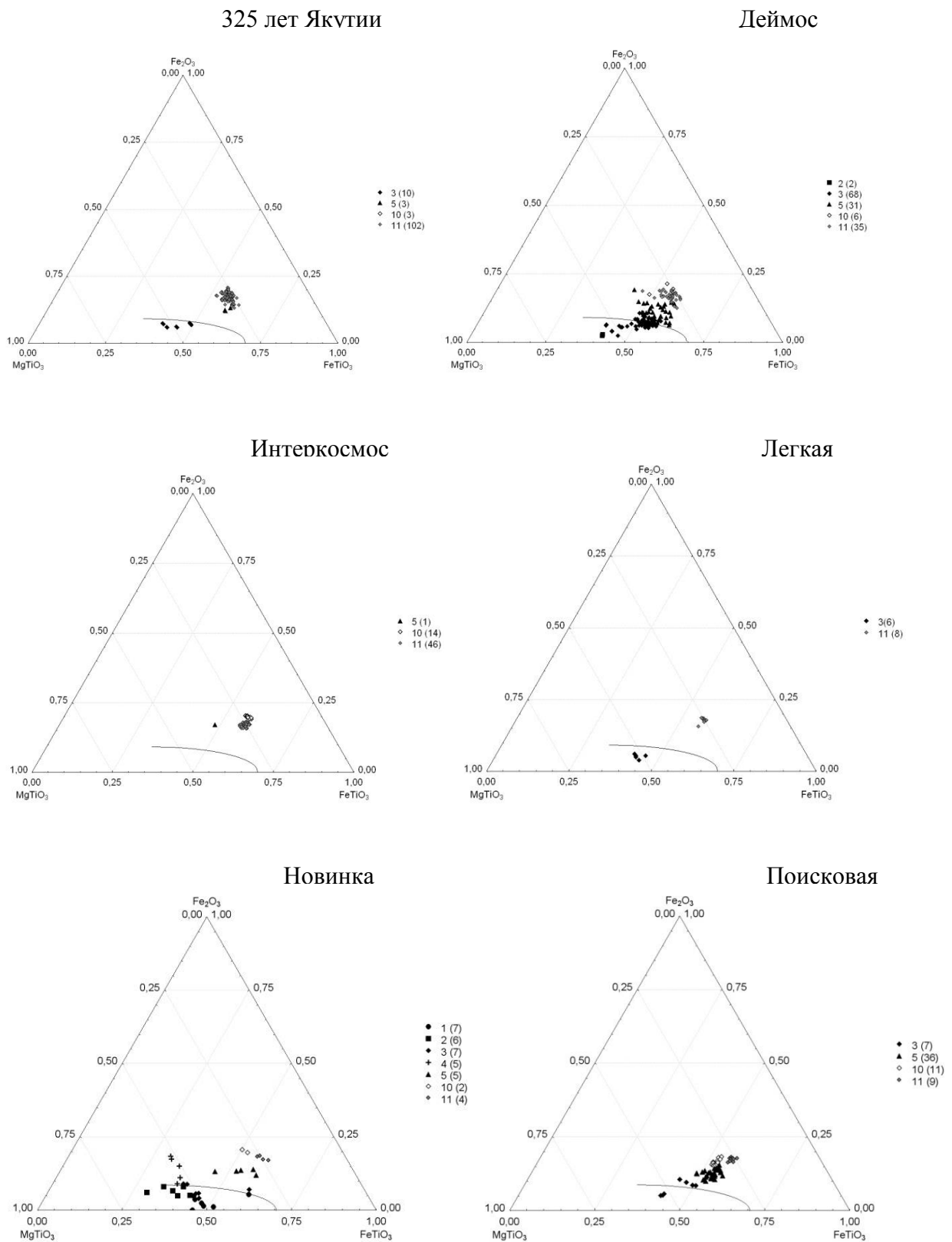


Рис. 7. См. продолжение рисунка на след. странице

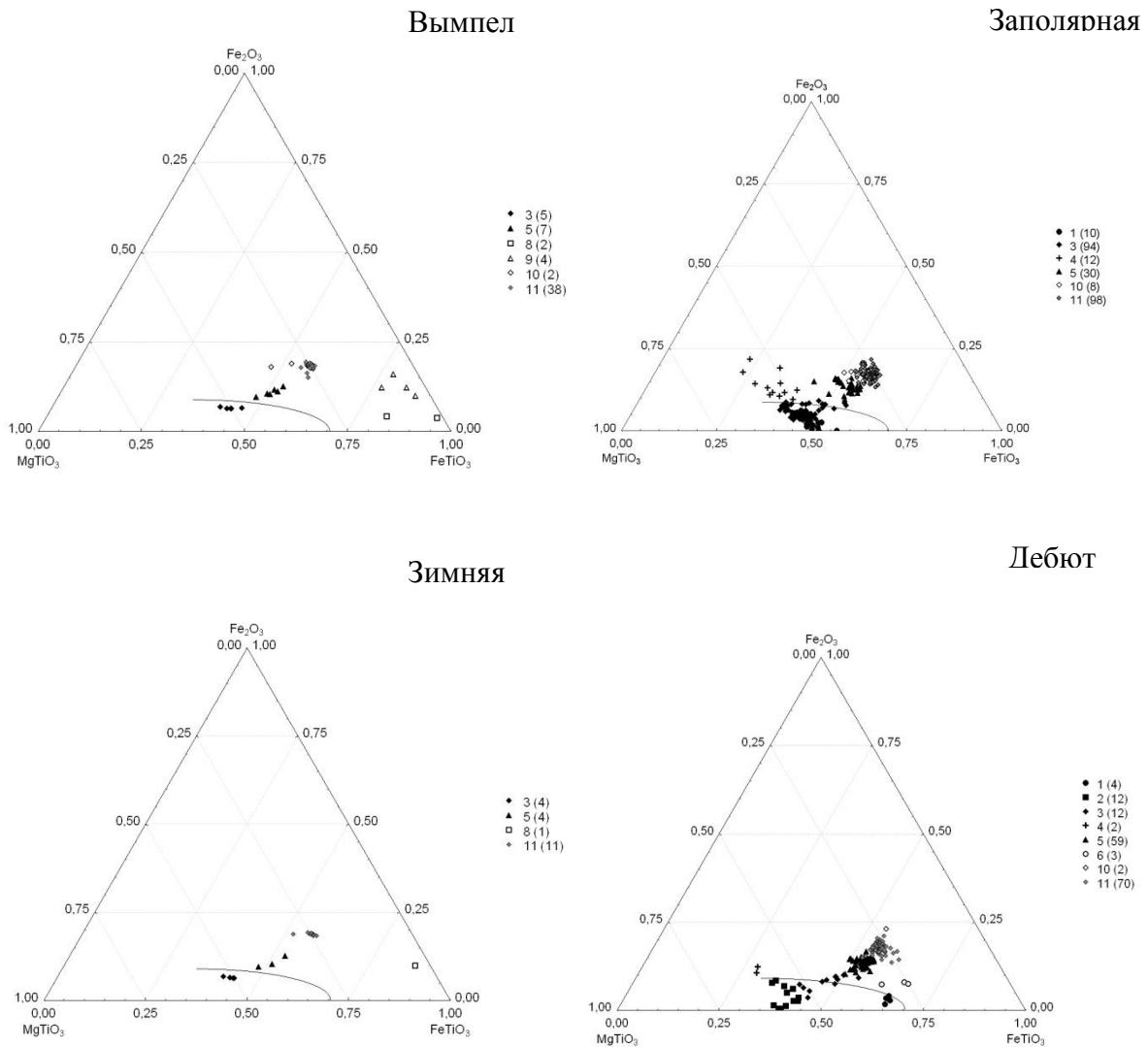


Рис. 7. Диаграмма составов ильменитов выделенных химико-генетических групп для трубок Верхнемунского поля. Номера точек соответствуют номерам химико-генетических групп (см. табл. 3), в скобках указано количество анализов. Линия на графике ограничивает область ильменитов из включений в алмазе и алмазоносных пород (Гаранин, 1989)

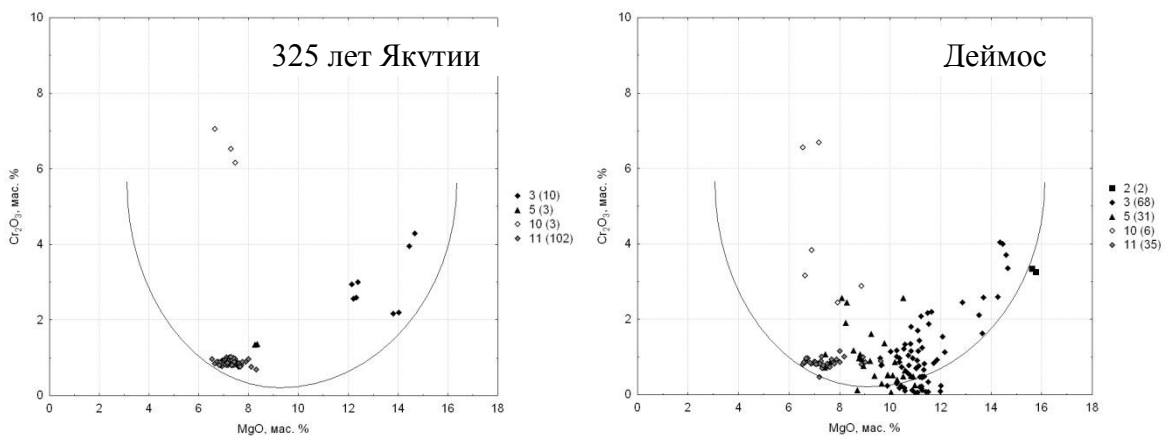


Рис. 8. См. продолжение рисунка на след. странице

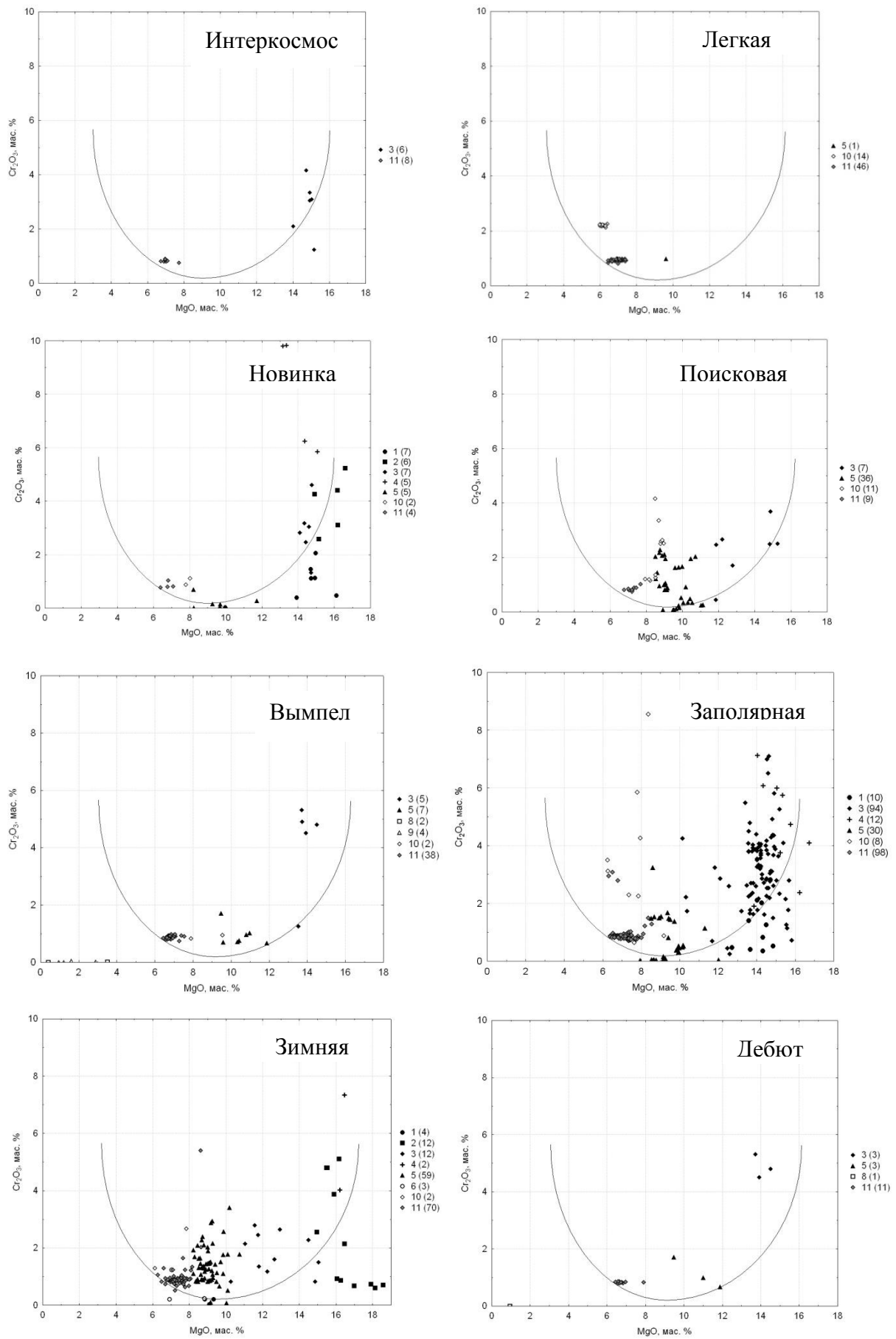


Рис. 8. См. продолжение рисунка на след. странице

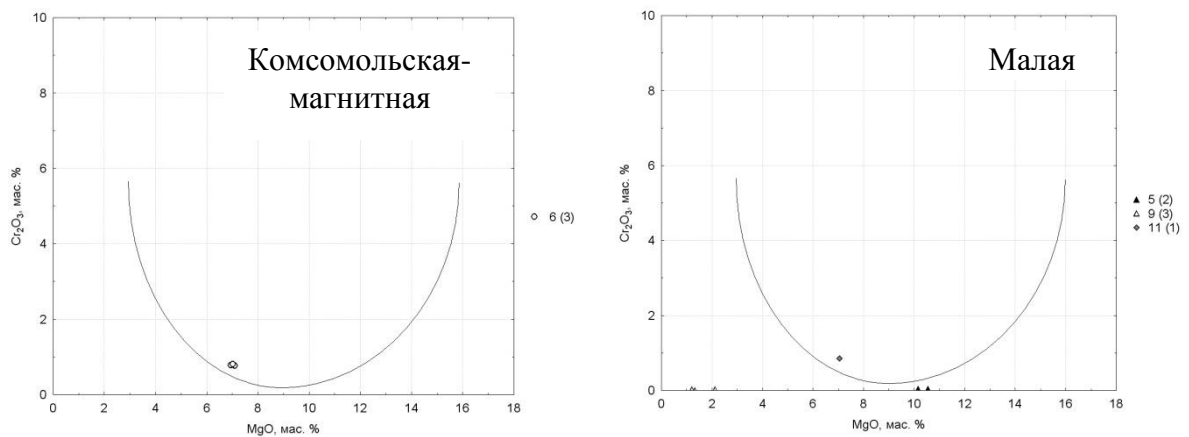


Рис. 8. Диаграмма составов ильменитов в координатах Cr_2O_3 – MgO выделенных химико-генетических групп для трубки Комсомольская-Магнитная. Номера точек соответствуют химико-генетическим группам, в скобках указано количество анализов. Линией на графике (а) обозначена зависимость для ильменита из кимберлитов Лесото из Западной Африки (Haggerty, 1975)

Микрокристаллические оксиды из пород. Как мы знаем, весомым доказательством уменьшения потенциальной алмазоносности тел являются данные об оксидной минерализации кимберлитовых пород (Гаранин, 2006).

Результаты исследования особенностей оксидной минерализации связующей массы кимберлитовых пород на примере трубки Новинка позволяют заключить следующее:

1. Высокое содержание хрома (40-57 мас.% Cr_2O_3) в пикрохромите из связующей массы обеих разновидностей порфиривого кимберлита свидетельствует о достаточно большой глубине зарождения кимберлитового расплава, и следовательно, о сравнительно высокой потенциальной алмазоносности этих пород.

2. Особенности гранулометрического состава микрокристаллических шпинелидов кимберлитовых пород трубки Новинка указывают на сравнительно длительную по времени кристаллизацию этих минералов (смещение массового гранулометрического состава в сторону крупных классов, в отличие от высокоалмазоносных кимберлитов центральных районов ЯАП).

3. Характерная черта оксидной минерализации как монтичеллитовой, так и флогопитовой разновидности – повышенное содержание перовскита. Перовскит из монтичеллитовой разновидности кимберлита более железистый и ниобиевый с повышенным содержанием редких земель, в среднем 1,4 мас.% Fe_2O_3 , 1,1 мас.% Nb_2O_5 и 2,8 мас.% LREE. В перовските из обеих разновидностей повышено содержание стронция (в среднем 0,3 мас.% SrO). Значительные содержания перовскита в связующей массе кимберлитовых пород обратно коррелирует с алмазоносностью (Гаранин, 2006).

4. Особенности строения магнетит–перовскитовых кайм в зональных выделениях шпинелидов из связующей массы монтичеллитовой разновидности кимберлитов, присутствие крупных кристаллов перовскита, а также отсутствие в основной массе титаномагнетитов указывают на *PT*-условия становления пород, близкие к физико-химическим параметрам совместного роста магнетита и перовскита. Предположительно, это камерная кристаллизация в условиях, приближающихся к закрытым при повышенной активности кальция, титана и фугитивности кислорода, что неизбежно приводит к частичному растворению алмаза. Присутствие монтичеллита в основной массе породы – индикатора коровых условий кристаллизации, косвенно подтверждает предположение камерных (закрытых) условий при продвижении кимберлитового расплава к дневной поверхности.

Выводы. Наличие в каждой изученной трубке гранатов и шпинелидов из высокоалмазоносных пород показывает, что за время своего становления кимберлитовый

расплав Верхнемунских трубок проходил через алмазоносные породы мантии, что подчеркивает потенциальную алмазоносность последних. Преобладание округлых форм кристаллов алмазов и полученные данные наших исследований свидетельствуют о гораздо низкой реальной алмазоносности трубок в целом из-за растворения алмазов в верхней мантии и в поднимающемся кимберлитовом расплаве.

Таким образом, исходя из анализа химического состава минералов-спутников алмаза из изученных тел Верхнемунского поля, схожих черт и проведенных параллелей с уже известными промышленно-алмазоносными трубками, есть основания предполагать наличие промышленной алмазоносности следующих тел – Деймос, 325 лет Якутии и Зимняя. Хотя в целом реальная алмазоносность тел данного поля ниже потенциальной, на что указывают данные о широком распространении в трубках перовскита и магнети-перовскитовых агрегатов.

Полученные данные могут быть рекомендованы для проведения дальнейших геолого-разведочных и геолого-оценочных работ на территории Верхнемунского поля в целях выявления новых промышленно-алмазоносных объектов.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. О неоднородности хромсодержащего ильменита из кимберлитовой трубки Зимняя и ее генетическом значении // Геология рудных месторождений. 1981. № 2. С. 44-57
2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, минералогия, геохимия). М.: Изд-во МГУ. 1999. 524 с.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов Якутии. М.: Изд-во МГУ. 1984. 240 с.
4. Гаранин В.К., Вержак В.В., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А.// К проблеме связи алмазоносности с минеральным составом кимберлитов и лампроитов. Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 15-22
5. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы М.: МГУ. 1991. 240 с.
6. Гаранин В.К., Вержак В.В., Гаранин К.В. Проблемы поиска алмазных месторождений на территории Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции и пути их решения // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 41-49
7. Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций России в связи с их генезисом и поисками // Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2006. 48 с.
8. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 264 с.
9. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра. 1998. 555 с.
10. Яковлев Д.А. Вещественный состав кимберлитов Верхнемунского поля (Якутия). Автореферат диссер. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Академкопия. 2007. 23 с.
11. Foley P.S. The oxidation state of lamproitic magmas // Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 1985, № 34, p. 217-238

Петрофизические свойства кимберлитов и родственных им пород

Самсонов П.А.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Работа посвящена выявлению связей петрофизических характеристик кимберлитов с их алмазоносностью, степенью вторичных изменений, а также эволюцией кимберлитового расплава. Основным недостатком предшествующих работ является ограниченность выборок параметров, либо их приуроченность к ограниченному участку или объекту. В основе данного исследования лежит собранная автором электронная база данных по петрофизическим свойствам кимберлитов, родственных им тел и вмещающих пород, включающая более 1000 замеров по 109 телам Архангельской (ААП), Якутской (ЯАП) и Центральноафриканской (ЦААП) алмазоносных провинций. На обширном материале показана не только взаимозависимость ряда петрофизических характеристик, но и их зависимость от вещественных параметров кимберлитовых и родственных им пород.

Введение

В настоящее время накопилась критическая масса статей, публикаций и монографий по теме петрофизического изучения кимберлитов, целью которых являлось установление значимых связей физических свойств пород с геологическими и генетическими особенностями диатрем [1, 2, 3]. При этом по отдельным, особенно слабо- и убогоалмазоносным, телам выводы сделаны всего по нескольким образцам с измеренными петрофизическими характеристиками; в то же время петрофизические свойства ряда трубок изучены по одному горизонту, одной или нескольким скважинам. Подавляющее большинство замеров не имеют привязки по разрезу, встречаются малоинформативные описания образцов; указанный в описании тип породы зачастую не совпадает с разрезом. Измерения могут быть проведены в разных лабораториях, разными методами, могут изучаться разные, не пересекающиеся между собой, свойства. И, наконец, всё это наряду с массой разнообразных особенностей пород, от которых зависит каждый из петрофизических параметров, делает любую выборку чрезвычайно неравномерной и богатой случайными закономерностями. Таким образом, основной задачей текущего исследования было выявление общих закономерностей и направления изменения петрофизических свойств кимберлитов, их зависимости от геологических факторов, без потери физического смысла измеряемых свойств.

Методы и параметры

В данной работе рассмотрены следующие петрофизические параметры: плотность водонасыщенных образцов (ρ_v , г/см³), плотность тяжелой фракции (ρ_t , г/см³), эффективная пористость ($P_{эф}$, %), условно-мгновенное насыщение (A , %), период полунасыщения ($T_{1/2}$, ч), скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) упругих волн (км/с), коэффициент Пуассона (μ), а также магнитная восприимчивость (χ , $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Рассчитываемые на основе формул теории упругости величины (модули Юнга, сдвига, объёмного сжатия, акустическая жёсткость и температура Дебая) имеют коэффициенты корреляции с V_p от 0,84 и выше, поэтому в работе рассматриваться не будут. Следует отметить, что большая часть из обсуждаемых физических свойств пород (за исключением A , $T_{1/2}$ и μ), представлены практически во всех работах на тему петрофизики кимберлитов.

Плотность, эффективная пористость и параметры насыщения собственных образцов измерялись при гидростатическом взвешивании предварительно высушенных образцов в процессе свободного их насыщения водой. Взвешивание образцов с точностью 10 мг производилось в момент погружения образца в воду, затем через 1 минуту; 1 ч; 1, 3, 5 суток

и более – вплоть до прекращения процесса насыщения. При расчёте перечисленных параметров в этой работе использовались следующие формулы [2, 4]:

$$\rho_v = 0,998 \cdot \frac{P_{нас}^{O_2}}{P_{нас}^{O_2} - P_{нас}^{H_2O}};$$

$$\rho_t = 0,998 \cdot \frac{P_{сух}^{O_2}}{P_{сух}^{O_2} - P_{нас}^{H_2O}};$$

$$\Pi_{эф} = \frac{P_{нас}^{H_2O} - P_{сух}^{H_2O}}{P_{сух}^{O_2} - P_{сух}^{H_2O}} = \frac{P_{нас}^{O_2} - P_{сух}^{O_2}}{P_{нас}^{O_2} - P_{нас}^{H_2O}};$$

$$A = \frac{P_{1мин}^{H_2O} - P_{сух}^{H_2O}}{P_{сух}^{O_2} - P_{сух}^{H_2O}};$$

$$T_{1/2} = e^k, \text{ где } k = \ln(t_{n+1}) - \left(\frac{P_{n+1}^{H_2O} - P_{cp}^{H_2O}}{P_{n+1}^{H_2O} - P_n^{H_2O}} \right) \cdot \ln(t_{n+1}) - \ln(t_n).$$

В вышеприведённых формулах $P_{сух}^{O_2}$ – вес сухого образца в воздухе; $P_{сух}^{H_2O}$ – вес сухого образца в воде; $P_{нас}^{O_2}$ – вес полностью насыщенного образца в воздухе; $P_{нас}^{H_2O}$ – вес полностью насыщенного образца в воде; $P_{1мин}^{H_2O}$ – вес образца в воде после первой минуты насыщения; $P_{cp}^{H_2O}$ – средний вес образца в воде в течение процесса насыщения; $P_n^{H_2O}, P_{n+1}^{H_2O}$ – веса образца в воде в моменты замеров n и $n+1$ (перед и после полунасыщения) соответственно; t_n, t_{n+1} – время замеров перед и после наступления полунасыщения.

Для определения скоростей упругих волн в образцах использовался ультразвуковой тестер УК 1401. Расчет коэффициента Пуассона проводился по стандартной формуле теории упругости по значениям скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн [4]:

$$\mu = \frac{1 - 2 \cdot \frac{V_s^2}{V_p^2}}{2 \cdot \left(1 - \frac{V_s^2}{V_p^2} \right)}$$

Магнитная восприимчивость измерена на каппаметре ИМВ–2.

В данной работе кимберлиты разделены на I и II типы по критерию наличия пикроильменита среди минералов тяжелой фракции породы (без учёта геохимических особенностей пород). При этом, как правило, в богатых пикроильменитом кимберлитах типа I он присутствует в количестве первых килограмм на тонну, в то время как концентрация шпинелидов в практически безильменитовых кимберлитах II типа редко превышает сотни грамм на тонну [5, 6]. Таким образом, кимберлиты первого типа содержат намного больше потенциально магнитных минералов. Под потенциально магнитными минералами тяжелой фракции (МТФ) кимберлитов будут пониматься пикроильмениты (*Ilm*) и хромшпинелиды (*Spl*).

Результаты исследований

Доказано, что при формировании кимберлитов на их вещественный состав и особенности вторичной минерализации сильное влияние оказывает вмещающая среда. Становление тел сопровождается дроблением и захватом вмещающих пород; происходит взаимодействие вещества с подземными водами. В связи с этим А.Д. Харьковом и др. [7] были выделены три вещественно-индикационных модели алмазоносных вулканитов, отвечающих ЯАП (карбонатно-терригенные осадочные комплексы), ААП (слабо литифицированные глинисто-кварцевые алевролиты и песчаники) и ЦААП (хорошо литифицированные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы или изверженные и

метаморфические образования). В данной работе автор также будет придерживаться отдельного рассмотрения особенностей петрофизических свойств каждой из алмазоносных провинций, так как петрофизические характеристики в них имеют некоторые отличия.

Рост плотности твёрдой фазы, прежде всего, связан с увеличением содержания минералов с относительно высокой плотностью, прежде всего, первичных (количество которых возрастает с глубиной), но и акцессории при значительных концентрациях оказывают видимое влияние на плотность (табл. 1). Кроме того, возрастание ρ_t в определенной степени зависит от величины закрытой пористости пород, которая не фиксируется при использовании метода гидростатического взвешивания [5]. Вероятно, закрытая пористость уменьшается вместе с открытой по мере увеличения глубин, на которых кристаллизовался кимберлитовый расплав, что связано с ростом всестороннего давления.

Водонасыщенное состояние считается естественным для кимберлитов, поэтому, как правило, в литературе оперируют величинами плотности водонасыщенных образцов, либо в ряде случаев вообще не указывают на тип измеренной ρ . Плотность водонасыщенных пород (в отличие от ρ_t твёрдой фазы) связана в первую очередь с их пористостью, которая, согласно многочисленным исследованиям, постепенно убывает с глубиной (в разной степени для отличных типов пород) [8, 9]. В том же направлении происходит рост плотности. Гидротермально-метасоматические преобразования кимберлитов, в частности, процесс серпентинизации, приводит к разуплотнению пород. Если же гидротермальным преобразованиям подвергается уже метасоматически изменённая порода, то плотность её возрастает за счёт уменьшения пористости и привноса вещества (на рис. 1з приводится зависимость $P_{эф}$ от содержания $CaCO_3$ для трубки Карпинского-2 ААП). Так, например, серпентинит имеет плотность $2,61 \text{ г/см}^3$, а образующаяся по нему тальк-карбонатная порода - $2,71 \text{ г/см}^3$ [9]. Так как степень серпентинизации кимберлитов уменьшается с глубиной, а процесс серпентинизации сопровождается увеличением объёма на 28%, то изменения величин плотности и пористости отражают и степень вторичных изменений пород, при том практически линейно [3].

Таким образом, для выветрелых кимберлитов, располагающихся в близповерхностных условиях, характерны низкая плотность и высокая эффективная пористость, достигающая 48–49% в корах выветривания по трубкам Нюрбинская и Ботуобинская. Вариации ρ_v и $P_{эф}$ для различных типов пород, слагающих диатремы, во многом зависят от преобладающих глубин отбора образцов для каждой выборки и от строения тел: чем глубже по разрезу располагается порфиновый кимберлит или кимберлитовая брекчия, тем большими значениями плотности и меньшими пористости она будет обладать. Чем шире по разрезу представлена конкретная фаза внедрения, тем больше в ней будут варьировать ρ_v и $P_{эф}$. Поэтому, среди кимберлитовых тел сложного строения, различные текстурно-структурные типы кимберлитов и фазы внедрения очень близки по своим петрофизическим свойствам (кроме магнитной восприимчивости, о чём будет сказано ниже), в то время как для трубок с простым строением, где различные типы кимберлитов мало пересекаются по глубине залегания, разницу в петрофизических особенностях выделить не трудно. То есть, видимая разница в основных физических свойствах пород диатрем различных фаз внедрения и типов, там, где её удалось выделить, объясняется в первую очередь интервалом глубины залегания этой фазы. Среди текстурно-структурных типов кимберлитов, порфиновые разности чаще других пород залегают на глубоких горизонтах, что находит отражение в их повышенной (относительно других типов кимберлитов) плотности, и пониженной пористости.

Величина условно-мгновенного насыщения (A) приближенно соответствует значению открытой макропористости. Период полунасыщения ($T_{1/2}$) характеризует соотношение относительно крупных и мелких классов пор в диапазоне микропористости. На скорость насыщения пород влияют не только соотношение размеров пор разных классов, но и преобладающая форма пор. Полузакрытые поры сложной формы (с раздувами и пережимами) насыщаются значительно медленнее. Такие поры характерны для пород с

наложенными изменениями [2, 10]. Время насыщения пород возрастает и при увеличении содержания глинистых фракций [3], что особенно характерно для кимберлитов ААП.

Таблица 1

Плотности наиболее распространённых минералов кимберлитов		
Название	Химическая формула	Плотность, г/см ³
Основные вторичные породообразующие минералы (слагают 90-98% объема подавляющего большинства трубок ¹)		
Серпентин ²	Mg ₆ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈	2,550±50
Сапонит	NaMg ₃ [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂ ×4H ₂ O	2,24-2,3
Кальцит	Ca[CO ₃]	2,712
Доломит	CaMg[CO ₃] ₂	2,84-2,866
Тальк	Mg ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂	2,58-2,83
Основные первичные породообразующие минералы		
Оливин (форстерит ³)	Mg ₂ [SiO ₄]	3,214-3,275
Флогопит	K(Mg,Fe) ₃ [AlSi ₃ O ₁₀](OH, F) ₂	2,78-2,85
Основные акцессорные минералы		
Алмаз	C	3,5-3,53
Графит	C	2,09-2,23
Пирит	FeS ₂	5,0-5,02
Гётит	α-FeOOH	4,268-4,29
Гематит	Fe ₂ O ₃	5,26-5,274
Рутил	TiO ₂	4,2-4,3
Анатаз	TiO ₂	3,79-3,97
Брукит	TiO ₂	4,08-4,18
α-Кварц	SiO ₂	2,648
Шпинель	MgAl ₂ O ₄	3,58-3,63
Хромит	FeCr ₂ O ₄	4,5-4,8
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	5,175-5,2
Ильменит	FeTiO ₃	4,68-4,76
Перовскит	CaTiO ₃	3,98-4,26
Бадделеит	ZrO ₂	5,4-6,02
Апатит	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F, Cl, OH, O)	3,18
Монтichelлит	CaMg[SiO ₄]	3,046-3,2
Сфен	CaTi[SiO ₄]O	3,48-3,6
Пироп	Mg ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₃	3,65-3,84
Энстатит	Mg ₂ [Si ₂ O ₆]	3,2-3,9
Диопсид	CaMg[Si ₂ O ₆]	3,22-3,38
Нефелин	KNa ₃ [AlSiO ₄] ₄	2,55-2,66

^[1]по данным [7]; ^[2] в т.ч. лизардит, хризотил, антигорит; ^[3] допускается примесь 10% фаялитового минерала, что вписывается в пределы для кимберлитов Fo₉₀₋₉₄ по [7]. По материалам (Справочник физических констант, 1969; <http://geo.web.ru/>)

На упругие характеристики (V_p и V_s) влияют величины открытой и закрытой пористости, степень раскристаллизации пород, упорядоченности кристаллической структуры минералов, тип и состав связующей массы (цемента) и интенсивность развития механических деформаций. На них также оказывают влияние количество глинистого материала и его дисперсность [2, 3,11]. В целом, с учётом постепенного уменьшения степени вторичных изменений с глубиной, по мере убывания пористости, растут и величины скоростей распространения продольных и поперечных волн, поэтому, также как и для ρ_v и $P_{эф}$, для определённой глубины характерны свои значения V_p и V_s кимберлитовых пород.

Коэффициент Пуассона (μ) используется в качестве более наглядного представления отношения V_p/V_s ; он изменяется от 0 до 0,5. Чем выше различия упругих свойств главных породообразующих минералов горной породы, тем выше будет значение μ . Следовательно, коэффициент Пуассона зависит от примесей ксеногенного материала, степени изменённости кимберлита, и от микротрещиноватости. Таким образом, μ можно рассматривать в качестве меры однородности минерального состава конкретного текстурно-структурного типа кимберлита: чем ближе значения, тем более однороден состав.

Магнитная восприимчивость (χ) пропорциональна содержанию ферромагнитных минералов в кимберлитах (титаномагнетиты, хромшпинелиды, ильменит, маггемит и гематит) [1, 2, 3, 11]. Параметр χ варьирует в чрезвычайно широких пределах, от первых единиц до десятков тысяч 10^{-5} ед. СИ. Процесс серпентинизации приводит к увеличению магнитной восприимчивости, а карбонатизация серпентинизированных пород – наоборот, – к её уменьшению. Это единственный из рассмотренных базовых петрофизических параметров, зависимость которого от глубины отбора образца не является основным фактором его изменения (это будет рассмотрено ниже).

Таким образом, значения основных петрофизических параметров во многом связаны с глубиной отбора образцов, а также взаимосвязаны по этой причине.

В первую очередь применим классический подход для выявления особенностей физических свойств пород, характерных для кимберлитовых тел разной продуктивности, попытаемся выделить особенности петрофизических характеристик отдельных типов пород, слагающих диатремы в различных провинциях распространения алмазоносного магматизма.

Архангельская алмазоносная провинция

Особенность кимберлитов и родственных им пород ААП – практически полное псевдоморфное замещение первичных минералов вторичными до глубин 300–400 м. Отмечаются две разновидности пород по характеру вторичной минерализации: серпентиновые и сапонитовые. В автолитовых кимберлитах Золотицкого (тр. Архангельская и им. М.В. Ломоносова) и Ижмозёрского (тр. Чидвия) полей содержание сапонита достигает 95%; преимущественно серпентиновая вторичная минерализация пород характерна для трубки им. В. Гриба. Рыхлая структура агрегатов минеральных частиц сапонита и более низкая сила сцепления между ними по сравнению с более плотными кристаллами пластинчатого серпентина-лизардита обуславливают различия в объёме порового пространства. Этот фактор существенно влияет на величины прежде всего плотности, эффективной пористости и параметров насыщения пород [11, 8]. Плотность водонасыщенных образцов кимберлитов ААП (табл. 2а) меняется от $1,68 \text{ г/см}^3$ для КБ верхних горизонтов трубки Карпинского-1 до $2,8 \text{ г/см}^3$ для пород глубоких горизонтов трубки Пионерская. При этом в большинстве тел различные типы кимберлитов в той или иной степени отличаются по средним значениям ρ_e . В среднеалмазоносной трубке им. В. Гриба средняя плотность кимберлитовых брекчий (КБ) $2,3 \text{ г/см}^3$ отличается в меньшую сторону от близких по ρ_e автолитовых и порфировых кимберлитов (АК и ПК соответственно), для которых она составляет $2,56$ и $2,54 \text{ г/см}^3$. Заметно различаются КБ и АК диатрем Карпинского-1 ($1,90$ против $2,05 \text{ г/см}^3$), КБ и ПК Первомайской ($2,53$ и $2,74$), а также АК и ПК трубки им. Ломоносова ($2,11$ и $2,49 \text{ г/см}^3$). В целом, разница в продуктивности тел не обнаруживает явной связи с их плотностью, но следует иметь в виду, что образцы из малопродуктивных тел не отбирались с больших глубин, что, вероятно, привело к заниженным значениям их ρ_e . Среди трубок с убогой алмазоносностью и неалмазоносных тел ААП, силлы Мела отличаются несколько повышенной средней плотностью $2,53 \text{ г/см}^3$. Замеры преимущественно сапонитизированных АК диатрем им. Ломоносова ($2,11 \text{ г/см}^3$), Карпинского-1 ($2,05$) и Архангельская ($2,2$), а также оливиновых мелилититов тр. Верхотина ($2,28$) и Чидвия ($2,24 \text{ г/см}^3$), позволяют отметить их низкую плотность по сравнению с серпентинизированными разностями пород трубок им. В. Гриба ($2,44$ – $2,63$, среднее $2,56$) и 746б ($2,5 \text{ г/см}^3$).

Таблица 2а

Петрофизические свойства кимберлитов Архангельской алмазодобывающей провинции

Трубка	Порода *	ρ_v (г/см ³)	$\Pi_{\text{эф}}$ (%)	A (%)	$T_{1/2}$ (ч)	χ (10 ⁻⁵ ед. СИ)	V_p (км/с)	V_s (км/с)	μ
Трубки со средней алмазодобываемостью									
Им. В. Гриба	В целом (31)	<u>1,84-2,63</u> 2,52	<u>3,0-13,7</u> 7,41	<u>0,12-2,15</u> 0,51	<u>0,13-7,70</u> 1,69	<u>6-2350</u> 492	<u>1,17-5,07</u> 3,57	<u>0,52-2,61</u> 1,91	<u>0,13-0,41</u> 0,27
	КБ (2)	<u>2,19-2,41</u> 2,30	<u>4,0-10,8</u> 7,4	<u>0,50-1,42</u> 0,96	<u>0,41-7,70</u> 4,06	<u>6-22</u> 14	<u>1,17-3,25</u> 2,21	<u>0,52-2,10</u> 1,31	<u>0,14-0,38</u> 0,26
	АК (15)	<u>2,44-2,63</u> 2,56	<u>3,0-11,0</u> 7,52	<u>0,12-2,15</u> 0,53	<u>0,13-4,99</u> 1,32	<u>20-925</u> 202	<u>2,14-5,07</u> 3,61	<u>1,14-2,40</u> 1,87	<u>0,15-0,41</u> 0,29
	ПК (13)	<u>2,32-2,61</u> 2,54	<u>5,6-13,7</u> 7,38	<u>0,16-1,35</u> 0,42	<u>0,23-5,08</u> 1,77	<u>18-2350</u> 937	<u>1,33-5,00</u> 3,74	<u>0,87-2,61</u> 2,06	<u>0,13-0,36</u> 0,25
Трубки с низкой алмазодобываемостью									
Им. Ломоносова	В целом (5)	<u>1,95-2,49</u> 2,19	<u>3,5-20,0</u> 12,27	0,18	-	<u>1-300</u> 119	1,85	1,27	0,06
	АК (1)	2,11	20	-	-	<u>20-32</u> 26	-	-	-
	ПК (1)	2,49	10,6	0,18	-	30	1,85	1,27	0,06
Пионерская	В целом (3)	<u>1,96-2,80</u> 2,52	<u>2,1-22,0</u> 8,05	0,2	-	<u>18-800</u> 343	5,65	2,96	0,31
Карпинского-1	В целом (2)	<u>1,68-2,32</u> 1,98	<u>3,4-19,7</u> 7,94	-	-	<u>20-200</u> 106	-	-	-
	КБ (1)	<u>1,68-2,04</u> 1,90	<u>9,9-19,7</u> 12,5	-	-	<u>23-200</u> 112	-	-	-
	АК (1)	<u>1,81-2,32</u> 2,05	<u>3,4-5,9</u> 3,4	-	-	<u>20-180</u> 100	-	-	-
Архангельская	АК (2)	2,2	19,9	-	-	<u>12-64</u> 34	-	-	-
Первомайская	В целом (7)	<u>2,47-2,74</u> 2,56	<u>0,9-13,6</u> 9,46	<u>0,0-0,4</u> 0,26	<u>1,82-17,5</u> 6,46	<u>34-1500</u> 250	<u>3,24-6,67</u> 4,50	<u>1,53-3,15</u> 2,25	<u>0,29-0,36</u> 0,33
	КБ (6)	<u>2,47-2,57</u> 2,53	<u>9,1-13,6</u> 10,88	<u>0,2-0,4</u> 0,3	<u>1,82-7,17</u> 4,63	<u>34-48</u> 42	<u>3,24-5,59</u> 4,14	<u>1,53-2,80</u> 2,10	<u>0,29-0,36</u> 0,33
	ПК (1)	2,74	0,9	0	17,47	1500	6,67	3,15	0,36
Поморская	КБ (4)	<u>1,90-2,30</u> 2,11	<u>5,7-25,0</u> 14,36	-	-	<u>23-500</u> 168	-	-	-

См. продолжение табл. на след. странице

Таблица 2а, продолжение

Трубки с убогой алмазонасностью и неалмазонасные тела									
Трубка	Порода *	ρ_v (г/см ³)	$P_{эф}$ (%)	A (%)	$T_{1/2}$ (ч)	χ (10 ⁻⁵ ед. СИ)	V_p (км/с)	V_s (км/с)	μ
Верхотина (Ан-402)	В целом (4)	2,28	25,4	1,76	-	$\frac{28-855}{428}$	0,76	0,52	0,04
Чидвия	В целом (2)	$\frac{2,13-2,34}{2,24}$	$\frac{11,2-19,6}{15,4}$	0,49	-	$\frac{94-177}{141}$	1,7	0,93	0,28
7466	В целом (1)	2,5	12,6	0,4	-	1300	3,75	2,13	0,26
Галина (Ан-478)	КБ (7)	$\frac{2,26-2,51}{2,36}$	$\frac{12-21,2}{17,66}$	$\frac{0,7-5,7}{1,76}$	$\frac{0,69-34,5}{5,65}$	$\frac{12-180}{86}$	$\frac{0,96-2,02}{1,55}$	$\frac{0,64-1,25}{0,93}$	$\frac{0,01-0,36}{0,18}$
Рождественская (Ан-162)	КБ (2)	$\frac{2,29-2,38}{2,34}$	$\frac{15,0-17,2}{16,1}$	$\frac{0,8-0,85}{0,83}$	-	$\frac{22-28}{25}$	$\frac{1,01-2,33}{1,67}$	$\frac{0,57-1,25}{0,91}$	$\frac{0,27-0,30}{0,29}$
Силл 495в	В целом (1)	2,33	23,4	13,1	-	340	1,42	0,87	0,2
тр. Куртяево	В целом (1)	2,45	20,3	0,5	-	1400	3,59	1,81	0,33
Силлы Мела	В целом (2)	$\frac{2,46-2,59}{2,53}$	$\frac{6,9-11,6}{9,25}$	1,46	-	0	$\frac{4,14-4,29}{4,22}$	$\frac{2,38-2,54}{2,46}$	$\frac{0,2-0,28}{0,24}$

Обозначения пород: КБ - кимберлитовая брекчия; АК - автолитовый кимберлит; ПК - порфиновый кимберлит; КВ - кимберлит выветрелый. Значения плотности приведены для водонасыщенных образцов. (*) в скобках указано максимальное количество образцов, по которым производился расчет хотя бы одного из свойств. В числителе интервал значений, в знаменателе - среднее значение.

Эффективная пористость кимберлитовых пород ААП (табл. 2а) особенно мала для ПК трубок Первомайская (0,9%) и Пионерская (2,1%), и наоборот, высокая для КБ диатремы Поморская (до 25%) и пород трубки Верхотина (25,4%). Различия между типами кимберлитов практически не проявлены для пород трубки им. В. Гриба, где средняя $P_{эф}$ практически не отличается между КБ (7,4%), АК (7,52) и ПК (7,38%), зато параметры насыщения позволяют выделить КБ как по повышенной величине A (0,96% против 0,42–0,53 для АК и ПК), так и по продолжительному $T_{1/2}$ (в среднем 4,06 ч против 1,32–1,77). Вероятно, особенности насыщения КБ связаны с примесью глинистого материала вмещающих пород, характерного для ААП. ПК трубок им. Ломоносова и Первомайская отличаются низкой величиной условно-мгновенного насыщения 0–0,18% и длительным периодом полунасыщения (17,47 ч для тр. Первомайская). Невероятно высокая величина A , выявленная для образца из силла 495в вероятно объясняется грубой трещиноватостью единственного имевшегося образца. Некоторые данные по представленным кимберлитовым телам позволяют сделать вывод о том, что кимберлитовые брекчии отличаются в среднем повышенной пористостью относительно других разновидностей кимберлитов, как, например, в трубке Карпинского-1, где $P_{эф}$ КБ составляет 12,5% против 3,4% у автолитовых разновидностей кимберлитов; то же характерно для тр. Первомайская (пористость КБ в среднем 10,88%, а ПК, которые встречаются лишь на глубоких горизонтах, – 0,9%). Может показаться, что эффективная пористость неалмазоносных и убогоалмазоносных тел ААП отличается повышенными средними значениями, но это связано с отсутствием образцов со средних и глубоких горизонтов. Особенности вторичной минерализации явно сказываются на величине $P_{эф}$: замещённые преимущественно серпентином породы трубок им. В. Гриба (3,0–13,7 при среднем 7,41%) и 746б (12,6%) отличаются значительно меньшей пористостью, чем преимущественно сапонитизированные АК таких диатрем, как им. Ломоносова (20%), Архангельская (19,9), а также породы трубок Чидвия (11,2–19,6, среднее 15,4%), Верхотина (25,4), Галина (12–21,2/17,66), Рождественская (15–17,2/16,1) и силла 495в (23,4%).

В целом можно отметить, что кимберлиты ААП характеризуются невысокими значениями магнитной восприимчивости, в большинстве тел не превышающей первых сотен 10^{-5} ед. СИ (табл. 2а). Самое высокое из выявленных значений принадлежит порфировым кимберлитам диатремы им. В. Гриба ($2350 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), в матриксе которой распространён титаномагнетит, а также встречается магнетит (которые практически не встречаются в верхних горизонтах трубок Золотицкого поля). Магнитные свойства различных разновидностей пород диатремы им. В. Гриба заметно отличается для ПК (18–2350, в среднем $937 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), КБ (6–22, 14) и АК (20–925, в среднем $202 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Среди трубок Золотицкого поля повышенной магнитной восприимчивостью также отличаются слабо изменённые ПК глубоких горизонтов (глубже 880 м), как, например в тр. Пионерская (800) и Первомайская ($1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Вероятно, это связано с более длительным процессом остывания кимберлитового расплава на глубине, и, возможно, с особенностями заключительных выплавок кимберлитового очага (известно, что в матрице глубоких горизонтов титаномагнетит является широко распространённой фазой среди микрокристаллических оксидов [5]). Слабо- и непродуктивные тела характеризуются совершенно различными показателями магнитной восприимчивости, от абсолютно немагнитных силлов Мела до заметно выделяющихся на общем фоне трубок 746б (1300) и Куртяево ($1400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Особенности вторичной минерализации заметно влияют на магнитные свойства кимберлитов ААП: высокая магнитная восприимчивость характерна для преимущественно серпентинизированных диатрем им. В. Гриба (6–2350, среднее $492 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и 746б (1300), в то время как для преимущественно сапонитизированных тел, таких как тр. им. Ломоносова, Карпинского-1, Архангельская, Чидвия, Галина, Рождественская и силла 495в она не превышает $340 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а в среднем менее $150 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Исключением является трубка Верхотина, где, несмотря на преобладание сапонита, χ достигает $855 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ

(среднее 428). Породы силлов Мела вообще не проявляют магнитных свойств, по-видимому, в силу интенсивной карбонатизации.

В тяжёлой фракции диатремы им. В. Гриба наряду с единичными знаками *Spl*, содержится в среднем около 5 кг/т *Ilm*; концентрация шпинелидов в телах Золотицкого поля лишь в трубке им. М.В. Ломоносова превышает 0,1 кг/т при отсутствии ильменита [5, 6, 12]. Диатремы 746б и Галина содержат несколько килограмм на тонну потенциально магнитных МТФ, а трубка Рождественская, силл 495в и оливковые мелилититы тр. Чидвия лишь единичные знаки. В целом зависимости χ от концентрации минералов тяжёлой фракции не наблюдается, зато прослеживается связь магнитной восприимчивости с составом микрокристаллических оксидов, в частности, прямая связь с присутствием в матриксе титаномагнетита и магнетита, а также с особенностями вторичной минерализации.

Скорости упругих волн ААП (табл. 2а), V_p и V_s варьируют в следующих рамках: от 0,76 и 0,52 км/с для одного из образцов трубки Верхотина до 6,67 и 3,15 км/с для ПК тр. Первомайская. На примере диатрем им. В. Гриба и Первомайской можно заметить, что КБ отличаются меньшими средними скоростями волн по сравнению с ПК глубоких горизонтов тех же тел. Кимберлитовые брекчии тр. им. В. Гриба характеризуются V_p 2,21 и V_s 1,31 км/с, а ПК – 3,74 и 2,06 км/с соответственно. Для Первомайской средняя V_p от КБ к ПК возрастает от 4,14 до 6,67 км/с, а V_s – с 2,1 до 3,15 км/с. Связь V_p и V_s с продуктивностью тел не прослеживается, зато на скорости упругих волн влияет характер вторичной минерализации. Преимущественно серпентинизированные породы трубок им. В. Гриба и 746б выделяются высокими средними скоростями V_p (3,57 и 3,75 км/с соответственно) и V_s (1,91 и 2,13) на фоне тел с высокой концентрацией сапонита: для диатрем им. Ломоносова, Чидвия, Верхотина, Галина, Рождественская и силла 495в, максимальная скорость продольных волн не превышает 2,33 км/с (а в среднем до 1,85 км/с), апоперечных – 1,27 км/с. Интенсивная карбонатизация силлов Мела привела к высоким скоростям V_p и V_s : в среднем 4,22 и 2,46 км/с. На примере диатрем им. В. Гриба и Первомайская, с относительно представительной подборкой образцов, заметна разница в средних значениях коэффициента Пуассона: 0,25–0,29 для первой и 0,33–0,36 для второй. Тем не менее, породы трубки Первомайская гораздо более однородны по своим упругим свойствам, а значит и по составу, чем кимберлиты диатремы им. В. Гриба, где ν варьирует от 0,13 до 0,41.

Якутская алмазоносная провинция

Плотность водонасыщенных образцов кимберлитов ЯАП меняется в широких пределах (табл. 2б), от 1,66 г/см³ на верхних горизонтах (выветрелые кимберлиты диатрем Нюрбинская и Ботуобинская) до 2,9 г/см³ для некоторых кимберлитовых брекчий трубки Айхал. При этом наблюдаются явные различия в средних значениях ρ_r между типами пород, слагающих тела кимберлитов: для трубки Мир кимберлитовые брекчии характеризуются средней плотностью 2,41 г/см³, а порфиновые кимберлиты – 2,65 г/см³. Столь же явно отличаются КБ, ПК и автолитовые кимберлиты трубок Айхал (2,39; 2,50; 2,32 г/см³ соответственно), Удачная-Восточная, Комсомольская и Дальняя (табл. 2б).

Для некоторых диатрем различия менее явны, как, например, между АК и ПК трубок Ботуобинская (2,50 и 2,48 г/см³ соответственно) и Удачная-Западная (2,54 и 2,51), или КБ и ПК трубки Новинка (2,54 и 2,55). Выветрелые кимберлиты всегда отличаются низкой плотностью: 1,66–2,28 (среднее 1,92 г/см³) для тр. Нюрбинская; 1,95–2,40 (2,20) для Ботуобинской; 1,80–1,96 (1,88) Айхал; 1,72–2,19 (1,96) Зарница. Отдельного упоминания заслуживают изменённые кимберлиты диатремы Нюрбинская, которые подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям в результате воздействия внедрившейся в них интрузии долеритов. По сравнению с неизменёнными АК они отличаются повышенной средней плотностью: 2,49 против 2,40 г/см³. В целом от высоко- к убогоалмазоносным телам наблюдается незначительное (в пределах 0,1–0,2 г/см³) возрастание средних плотностей пород, характерных для близких глубин залегания.

Таблица 26

Петрофизические свойства кимберлитов Якутской алмазодобывающей провинции

Трубка	Порода	ρ_v (г/см ³)	Π_{ϕ} (%)	χ (10 ⁻⁵ ед. СИ)	V_p (км/с)	V_s (км/с)	μ
Трубки с высокой алмазодобывающей способностью							
Мир Spl 90 Пм до 14400 Тип 1	В целом (26)	<u>2,10-2,65</u> 2,42	<u>8,0-26,0</u> 14,4	<u>75-6585</u> 578	<u>2,13-4,90</u> 4,04	<u>1,98-2,39</u> 2,16	<u>0,28-0,37</u> 0,33
	КБ (23)	<u>2,10-2,62</u> 2,41	<u>8,0-26,0</u> 14,4	<u>75-6585</u> 632	<u>2,13-4,90</u> 4,04	<u>1,98-2,39</u> 2,16	<u>0,28-0,37</u> 0,33
	ПК (3)	2,65	-	<u>251-314</u> 283	-	-	-
Нюрбинская Spl до 60 Пмнет	В целом (93)	<u>1,66-2,71</u> 2,36	<u>2,2-49,0</u> 16,1	<u>8-24000</u> 757	<u>2,62-4,09</u> 3,36	<u>1,53-1,85</u> 1,69	<u>0,25-0,38</u> 0,32
	КВ (13)	<u>1,66-2,28</u> 1,92	<u>11,4-49,0</u> 32,3	<u>19-76</u> 44	-	-	-
	АК (54)	<u>1,83-2,58</u> 2,40	<u>3,9-26,0</u> 15,1	<u>8-627</u> 47	<u>2,62-4,09</u> 3,36	<u>1,53-1,85</u> 1,69	<u>0,25-0,38</u> 0,32
	КИ (26)	<u>2,30-2,71</u> 2,49	<u>2,2-18,0</u> 9,9	<u>12-24000</u> 2588	-	-	-
Ботуобинская Spl до 160 Пм нет	В целом (48)	<u>1,95-2,72</u> 2,43	<u>2,5-48,0</u> 14,3	<u>7-1200</u> 140	5,70	2,48	0,38
	КВ (10)	<u>1,95-2,40</u> 2,20	<u>14,0-48,0</u> 27,4	<u>12-56</u> 24	-	-	-
	АК (12)	<u>2,39-2,70</u> 2,50	<u>4,3-22,0</u> 11	<u>7-1030</u> 343	5,70	2,48	0,38
	ПК (26)	<u>2,26-2,72</u> 2,48	<u>2,5-21,4</u> 10,8	<u>12-1200</u> 91	-	-	-
Айхал Spl 68,7 Пм 25,4	В целом (50)	<u>1,80-2,90</u> 2,40	<u>1,5-28,0</u> 8,5	<u>8-9000</u> 1193	<u>2,60-4,81</u> 3,74	<u>1,64-2,31</u> 2,02	<u>0,12-0,35</u> 0,28
	КВ (1)	<u>1,80-1,96</u> 1,88	-	<u>30-50</u> 40	-	-	-
	КБ (11)	<u>1,88-2,90</u> 2,39	<u>11,0-20,0</u> 14,5	<u>16-8000</u> 1829	-	-	-
	АК (9)	<u>2,01-2,69</u> 2,32	-	<u>280-3700</u> 1043	-	-	-
	ПК (17)	<u>2,09-2,64</u> 2,50	<u>1,5-28,0</u> 6,7	<u>10-9000</u> 889	<u>2,60-4,81</u> 3,74	<u>1,64-2,31</u> 2,02	<u>0,12-0,35</u> 0,28
Удачная	В целом (49)	<u>2,38-2,79</u> 2,52	<u>0,8-16,6</u> 5,43	<u>13-12000</u> 1707	<u>2,60-4,29</u> 3,34	<u>1,23-2,13</u> 1,90	<u>0,04-0,39</u> 0,24
Восточное Тело Пм 2000-6000 Splменьше	В целом (12)	<u>2,44-2,79</u> 2,60	<u>0,8-16,6</u> 4,56	<u>13-2500</u> 908	<u>2,60-4,19</u> 3,31	<u>1,82-2,11</u> 1,96	<u>0,04-0,33</u> 0,21
	КБ (1)	<u>2,50-2,52</u> 2,51	-	<u>2262-2388</u> 2325	-	-	-
	АК (1)	-	-	<u>13-126</u> 70	-	-	-
	ПК (7)	<u>2,53-2,69</u> 2,63	<u>0,8-7,3</u> 3,6	<u>300-1550</u> 712	<u>2,60-4,19</u> 3,31	<u>1,82-2,11</u> 1,96	<u>0,04-0,33</u> 0,21
Западное тело	В целом (37)	<u>2,38-2,65</u> 2,49	<u>3,7-9,6</u> 6,0	<u>22-12000</u> 1957	<u>2,80-4,29</u> 3,36	<u>1,23-2,13</u> 1,86	<u>0,12-0,39</u> 0,26
	КБ (22)	<u>2,41-2,55</u> 2,47	<u>3,7-8,1</u> 6,3	<u>23-3770</u> 2315	<u>2,80-4,09</u> 3,5	<u>1,73-1,97</u> 1,89	<u>0,21-0,34</u> 0,28
	АК (5)	<u>2,50-2,60</u> 2,54	-	<u>126-130</u> 253	-	-	-
	ПК (8)	<u>2,43-2,56</u> 2,51	<u>3,9-9,6</u> 5,5	<u>22-2380</u> 830	<u>2,80-4,29</u> 3,3	<u>1,23-2,13</u> 1,85	<u>0,12-0,39</u> 0,25

См. продолжение табл. на след. странице

Таблица 2б, продолжение

Трубки с низкой алмазонасностью							
Зарница Spl 4,9 / Пм 3730	В целом (15)	<u>1,72-2,55</u> 2,30	<u>6,2-35,0</u> 17,4	<u>210-5000</u> 1464	<u>3,11-4,20</u> 3,67	<u>1,94-2,34</u> 2,13	<u>0,2-0,29</u> 0,25
	КВ (1)	<u>1,72-2,19</u> 1,96	<u>26,0-35,0</u> 30,5	<u>4000-5000</u> 4500	-	-	-
	АК (14)	<u>2,22-2,55</u> 2,35	<u>6,2-24,0</u> 15,4	<u>210-3000</u> 997	<u>3,11-4,20</u> 3,67	<u>1,94-2,34</u> 2,13	<u>0,2-0,29</u> 0,25
Комсомольская Spl нет Пм ПК до 9600 АК до 21100	В целом (15)	<u>2,10-2,60</u> 2,45	<u>7,3-31,4</u> 14,6	<u>20-6761</u> 2025	<u>0,99-4,41</u> 2,94	<u>0,62-2,22</u> 1,64	<u>0,18-0,33</u> 0,26
	АК (9)	<u>2,49-2,57</u> 2,52	<u>9,5-14,1</u> 10,9	<u>88-6761</u> 2407	<u>0,99-4,41</u> 3,01	<u>0,62-2,22</u> 1,68	<u>0,18-0,33</u> 0,26
	ПК (4)	<u>2,22-2,40</u> 2,34	<u>19,8-31,4</u> 23,5	<u>20-1165</u> 339	<u>2,36-3,59</u> 2,80	<u>1,34-1,85</u> 1,58	<u>0,19-0,32</u> 0,25
Дальняя Spl 10 Пм до 12880	В целом (13)	<u>2,25-2,69</u> 2,56	<u>1,3-14,0</u> 7,3	<u>30-6000</u> 1525	<u>2,90-3,79</u> 3,40	<u>1,51-2,10</u> 1,77	<u>0,28-0,35</u> 0,32
	КВ (2)	<u>2,51-2,56</u> 2,54	<u>7,7-8,4</u> 8,1	<u>30-653</u> 342	<u>3,30-3,59</u> 3,45	<u>1,63-1,83</u> 1,73	<u>0,33-0,35</u> 0,34
	АК (2)	<u>2,36-2,62</u> 2,49	<u>11,0-13,0</u> 12	<u>350-3500</u> 1163	-	-	-
	ПК (7)	<u>2,42-2,69</u> 2,60	<u>1,3-10,0</u> 5,0	<u>483-6000</u> 1800	<u>2,90-3,79</u> 3,35	<u>1,51-2,10</u> 1,81	<u>0,28-0,32</u> 0,3
Новинка Spl до 300 Пм до 100	В целом (14)	<u>2,38-2,72</u> 2,55	<u>0,6-13,5</u> 7,7	<u>300-4000</u> 1214	<u>2,29-6,82</u> 4,47	<u>1,04-3,41</u> 2,26	<u>0,2-0,36</u> 0,31
	КВ (1)	<u>2,50-2,57</u> 2,54	-	<u>300-2000</u> 1150	-	-	-
	ПК (12)	<u>2,41-2,72</u> 2,55	<u>2,3-13,5</u> 8,1	<u>320-2800</u> 1134	<u>2,29-6,82</u> 4,47	<u>1,04-3,41</u> 2,26	<u>0,2-0,36</u> 0,31
Трубки с убойной алмазонасностью							
Моркока	В целом (6)	<u>2,14-2,72</u> 2,60	<u>7,0-16,0</u> 8,6	<u>10-8700</u> 1543	<u>2,70-6,78</u> 5,27	<u>1,61-3,20</u> 2,55	<u>0,22-0,42</u> 0,31
	КВ (4)	<u>2,53-2,72</u> 2,65	<u>7,0-10,4</u> 8,7	<u>100-1500</u> 713	<u>2,70-6,78</u> 5,47	<u>1,61-3,20</u> 2,52	<u>0,23-0,42</u> 0,34
	ПК (1)	2,6	2,9	10	4,49	2,68	0,22
Липа Spl среди микросидов, Пм нет	В целом (2)	<u>2,29-2,58</u> 2,41	<u>16,0-22,0</u> 19,0	<u>900-6000</u> 3475	-	-	-

Условные обозначения см. в табл. 2а. КИ - кимберлит изменённый (тр. Нюрбинская, зона внедрения интрузии долеритов)

Изменения значений эффективной пористости от одного типа пород диатрем к другому часто носят даже более выраженный характер, чем в случае с плотностью. $P_{эф}$ варьирует в пределах от 0,8 (ПК трубки Удачная-Восточная) до 49% (выветрелые разности тр. Нюрбинская). Ниже приводятся примеры для трубок, сложенных более чем одним типом кимберлита. В диатреме Ботуобинская АК и ПК практически не отличаются по средней эффективной пористости (11 и 10,8% соответственно); такая же закономерность проявлена между КВ и ПК тр. Удачная-Западная (5,5 и 6,3%). В то же время КВ и ПК тел Айхал (14,5 и 6,7%) и Моркока (8,7 и 2,9), АК и ПК трубки Комсомольская (10,9 и 23,5), и КВ, АК и ПК диатремы Дальняя (8,1; 12 и 5% соответственно) могут быть явным образом разделены по $P_{эф}$. Выветрелые кимберлиты трубок Нюрбинская, Ботуобинская и Зарница характеризуются очень высокой средней эффективной пористостью 27,4–32,3% (табл. 2б), а метасоматически изменённые породы тр. Нюрбинская наоборот отличаются от исходных АК пониженной средней $P_{эф}$: 9,9 против 15,1 %. При сравнении значений плотности и эффективной

пористости можно заметить, что для наиболее плотных пород свойственна низкая $P_{эф}$, и наоборот, – низкоплотные кимберлиты кор выветривания обладают наибольшей пористостью.

Принято считать, что магнитная восприимчивость диатрем пропорциональна содержанию ферромагнитных минералов. Учитывая диапазон изменения χ от первых единиц до $24000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (изменённые кимберлиты тр. Нюрбинская), можно сделать вывод о различии в концентрации потенциально магнитных минералов на несколько порядков. Также как и для ρ_v и $P_{эф}$, имеются примеры как незначительного, так и сильного различия средней χ между типами кимберлитов отдельно взятой диатремы. К первому случаю относятся АК и ПК трубки Айхал (1043 и $889 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), КБ и ПК тела Новинка (1150 и 1134). Гораздо чаще фазы внедрения отличаются по величине магнитной восприимчивости (см. остальные трубки в табл. 26). Наиболее ярко различия выражены в диатремах Удачная-Западная (КБ – 2315 ; АК – 253 ; ПК – $830 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), Комсомольская (АК – 2407 ; ПК – 339) и Моркока (КБ – 713 ; ПК – $10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Если бы не выветрелые кимберлиты трубки Зарница с высокой магнитной восприимчивостью (4000 – $5000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), то можно было бы утверждать, что для выветрелых разностей пород диатрем (Нюрбинская, Ботуобинская и Айхал) характерна низкая χ : 12 – $76 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Для большинства тел высокая магнитная восприимчивость, в среднем превышающая $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, характерна для неглубоко залегающих фаз, особенно слагающих центральные части диатрем, в то время как породы на глубине 250 – 300 м, как правило, обладают средней χ в пределах нескольких сотен $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ (АК и ПК тр. Удачная, ПК тр. Комсомольская) с локальными всплесками. В большинстве из рассматриваемых трубок выделенные разновидности пород могут встречаться на одинаковых глубинах, поэтому разница магнитных свойств между фазами нивелируется вторичными изменениями. Таким образом, характерная для ЯАП преимущественно серпентин-карбонатная вторичная минерализация существенно влияет на магнитные свойства пород.

В целом от высоко- к убогоалмазоносным трубкам средняя магнитная восприимчивость имеет тенденцию к увеличению, и объяснить эту связь одной лишь интенсивностью вторичных изменений не представляется возможным.

Кимберлиты I типа, содержащие многие килограммы на тонну ильменита, зачастую обладают высокой магнитной восприимчивостью, до 6500 – $12000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (тр. Удачная), и в среднем, как правило, их χ несколько выше, чем у кимберлитов типа II. От высокоалмазоносных трубок Мир (75 – 6585 при среднем $578 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и Удачная (13 – 12000 , среднее 1707) к низкоалмазоносным диатремам Зарница (210 – 5000 , 1464), Дальняя (30 – 6000 , 1525) и Комсомольская (20 – 6761 , среднее $2025 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) тенденция к постепенному возрастанию магнитной восприимчивости по мере снижения продуктивности тел практически не проявлена (лишь диатрема Мир явно отличается низкой, а Комсомольская – высокой средней χ). На примере тр. Комсомольская, где выборка по ПК представлена породами с глубины более 500 м, и ПК и АК тр. Удачная с глубоких горизонтов, интересно отметить, что высокая концентрация $P_{тв}$ тяжёлой фракции кимберлитов приводит к высокой магнитной восприимчивости лишь в зоне интенсивной вторичной минерализации; на глубоких же горизонтах χ кимберлитов I типа редко превышает несколько сотен $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. То есть ильменит из тяжёлой фракции пород при значительной концентрации участвует в создании высокого магнитного фона в зоне интенсивных вторичных изменений, т.е. сам начинает переходить в высокомагнитные разности. Следовательно, лишь высокая магнитная восприимчивость на горизонтах глубже 250 – 300 м может нести генетическую информацию об имевшем место в той или иной степени высокотемпературном воздействии при подъёме кимберлитового расплава.

Кимберлитовые брекчии верхних горизонтов Западного тела тр. Удачная гораздо в большей степени подверглись серпентинизации, чем Восточного, где присутствует неизменённый оливин [7], что, по-видимому, обуславливает несколько повышенную магнитную восприимчивость первых. Для пород Западного тела χ достигает 3770 и более,

вплоть до $12000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в то время как для Восточного не превышает $2500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, хотя по средним значениям оба тела близки.

Среди потенциально магнитных МТФ в высокоалмазоносных трубках Нюрбинская, Ботуобинская и Айхал преобладают *Spl*, содержание которых не превышает первых сотен г/т; *Илт* при этом отсутствует, либо содержится в меньших количествах (II тип кимберлитов). В ряду этих тел, для разностей пород, не затронутых интенсивными изменениями, постепенно возрастает магнитная восприимчивость: $47 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (до 627) для АК Нюрбинской; 343 (до 1030) и 91 (1200) для АК и ПК Ботуобинской; 1829 (до 8000) для КБ, 1043 (3700) для АК, $889 (9000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ для ПК трубки Айхал. Низкоалмазоносная диатрема Новинка, в которой также преобладают *Spl*, в целом характеризуется χ от 300 до $4000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при среднем 1214. И, наконец, убогоалмазоносное интрузивное тело Липа того же II типа, отличается ещё большей магнитной восприимчивостью, в пределах 900–6000, среднее $3475 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Таким образом, концентрация потенциально магнитных МТФ для кимберлитов II типа играет сугубо второстепенную роль на фоне постепенного возрастания χ от высоко- к низко- и убогопродуктивным телам; определяет общий фон состав микрокристаллических оксидов, который отражает возрастающую роль неблагоприятного для алмазоносности высокотемпературного воздействия в процессе эволюции расплава.

АК тела Нюрбинская, подвергшиеся высокотемпературному метасоматическому воздействию благодаря интрузии долеритов, резко выделяются исключительно высокой магнитной восприимчивостью (12–24000/среднее 2588 по сравнению с 8–627/среднее $44 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Так как породы трубки Нюрбинская отличаются низкой концентрацией потенциально магнитных МТФ (*Spl* до 60 г/т, *Илт* отсутствует), данный случай можно приводить в качестве наглядного примера того, к чему может приводить высокотемпературное воздействия на кимберлиты; алмазоносность в зонах, подвергшихся подобному воздействию резко падает.

Скорости продольных и поперечных сейсмических волн являются структурно-зависимыми величинами, а значит, также во многом определяются степенью выветрелости, наложенных изменений и плотностью образцов. Но не менее значимым влиянием на V_p и V_s обладает микротрещиноватость пород. Скорость распространения продольных упругих волн всегда выше, чем поперечных (табл. 2б), поэтому рассмотрим закономерности изменения скоростей на примере первых. Для имеющейся выборки V_p изменяется от 0,99 км/с для некоторых АК трубки Комсомольская до 6,82 для высокоплотных и низкопористых ПК тела Новинка. Средние значения V_p для высокоалмазоносных трубок на удивление близки: 3,30–3,74 км/с, за исключением тр. Мир (4,04 км/с) и Ботуобинская (5,70 км/с; имеется лишь один замер). Различия средних скоростей продольных волн между фазами внедрения также минимальны: 3,5 и 3,3 км/с для КБ и ПК диатремы Удачная-Западная; 3,01 и 2,80 км/с для АК и ПК Комсомольской; 3,45 и 3,35 для КБ и ПК Дальней. Особенно высокая средняя V_p измерена для ПК низкоалмазоносной тр. Новинка (4,47 км/с) и для убогоалмазоносных тел Моркока и Липа (4,49–5,47 км/с).

Коэффициент Пуассона (μ) для приведённых трубок варьирует от 0,04 для некоторых ПК Удачной Восточной до 0,42 для некоторых КБ диатремы Моркока). Среди рассматриваемых тел (табл. 2б) к равномерным по составу можно отнести КБ трубки Мир ($\mu = 0,28–0,37$), АК Нюрбинской (0,25–0,38), КБ Удачной-Западной (0,21–0,34), АК Зарницы (0,2–0,29), КБ и ПК тр. Дальняя (0,28–0,35). Сильнее всего различается μ для ПК Удачной-Восточной (0,04–0,33) и Удачной-Западной (0,12–0,39), КБ тела Моркока (0,23–0,42).

Центральноафриканская алмазоносная провинция

Для рассматриваемых кимберлитов Центральноафриканской алмазоносной провинции (табл. 2в) можно отметить возрастание плотности пород по мере снижения степени алмазоносности от средних $2,12 \text{ г/см}^3$ для кимберлитов трубки Катока до $2,51 \text{ г/см}^3$, характерных для убогоалмазоносных тел провинции Лунда. Для пород диатремы Катока

средняя ρ_v постепенно возрастает от выветрелых разностей ($1,99 \text{ г/см}^3$) к ПК ($2,08$) и кимберлитам кратерной фации ($2,12$), а наибольшей плотностью отличаются АК ($2,35 \text{ г/см}^3$).

В трубке Катока пористость варьирует от 4,4% для некоторых пород кратерной фации до 40,6% у некоторых выветрелых порфировых кимберлитов. В среднем наиболее пористыми являются выветрелые разности (29,24%), а наименьшей $P_{эф}$ отличаются АК (14,59%). Средняя эффективная пористость убогоалмазоносных кимберлитов провинции Лунда составляет 15,73%.

Слабоалмазоносная диатрема Катока отличается значительно меньшей магнитной восприимчивостью от убогоалмазоносных тел провинции Лунда: $13-868 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (среднее 278) по сравнению с $495-5500 (1900 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Некоторые общие закономерности изменения петрофизических характеристик

В таблицах 3а-в представлены корреляционные связи рассматриваемых петрофизических свойств пород. Приведённые коэффициенты корреляции можно назвать заниженными, так как выборка включает все физические свойства пород без отбраковки значений, сильно отличающихся от средних (так называемый эффект самородков). Основные выводы из табличных данных подтверждают теоретические: по мере роста глубины увеличивается плотность водонасыщенных пород (с плотностью твёрдой фазы эта зависимость гораздо менее выражена), уменьшается эффективная пористость, уменьшается доля открытых крупных пор, и возрастает роль закрытой микропористости, растут скорости продольных и поперечных упругих волн. Для ААП просматривается зависимость магнитной восприимчивости от глубины, но это, скорее всего, результат неравномерности выборки. Коэффициент Пуассона (в данной работе используется в качестве более наглядного представления отношения V_p/V_s) не обнаруживает явной связи с какими-либо основными петрофизическими параметрами кроме величин скоростей упругих волн, из которых он рассчитывается. В целом можно заметить, что коэффициенты корреляций одних и тех же величин сильно отличаются в выборках по каждой из алмазоносных провинций, и это в очередной раз подтверждает неоднородность выборки, с которой трудно что-либо поделаться без серьёзной потери информативности (например, можно свести физические свойства каждого тела к одному значению или интервалу значений отдельных параметров).

Наиболее наглядные закономерности продемонстрированы на рис. 1-3. Ввиду комплексной зависимости физических свойств пород от параметров геологической среды, тренды изменения петрофизических параметров на графиках показаны не в виде линий, а условными заштрихованными областями, построенными в пределах средних значений каждой из петрофизических характеристик. Следует отметить, что в ряде случаев, математически и статистически, тренды могли иметь противоречащий физическому смыслу наклон, но как было указано выше, даже несмотря на существенный объём выборки, она остаётся неравномерной (хотя бы потому что с глубоких горизонтов, как правило, изучено незначительное количество образцов). Теперь, зная приблизительную зависимость петрофизических свойств кимберлитов от глубины (а она существует для любых пород) для отдельной провинции, можно рассматривать особенности строения каждого конкретного кимберлитового тела по отклонениям от этой зависимости:

- выявлять зоны дробления и трещиноватости (пониженные для определённой глубины плотность, пористость, скорости V_p и V_s , высокая величина условно-мгновенного насыщения, относительно короткий период полунасыщения)
- зоны интенсивной вторичной минерализации (наоборот, повышенные для определённой глубины плотность и пористость, высокие скорости продольных и поперечных упругих волн, низкая A и длительный $T_{1/2}$)

Таблица 2в

Петрофизические свойства кимберлитов Центральноафриканской провинции

Трубка	Порода	ρ_v (г/см ³)	P_{ϕ} (%)	A (%)	$T_{1/2}$ (ч)	χ (10 ⁻⁵ ед. СИ)	V_p (км/с)	V_s (км/с)	μ
Трубки с низкой алмазонасностью									
Катока	В целом (111)	<u>1,75-2,49</u> 2,12	<u>4,4-40,6</u> 21,0	-	-	<u>13-868</u> 278	-	-	-
	КФ (35)	<u>1,75-2,35</u> 2,12	<u>4,4-40,2</u> 17,27	-	-	<u>13-800</u> 165	-	-	-
	КВ (21)	<u>1,76-2,19</u> 1,99	<u>11,4-40,0</u> 29,24	-	-	<u>54-860</u> 280	-	-	-
	АК (18)	<u>2,16-2,49</u> 2,35	<u>7,9-20,9</u> 14,59	-	-	<u>260-868</u> 508	-	-	-
	ПК (37)	<u>1,82-2,44</u> 2,08	<u>5,2-40,6</u> 22,88	-	-	<u>24-740</u> 272	-	-	-
Трубки с убогой алмазонасностью									
Кимберлиты провинции Лунда (Ангола), 7 тел	В целом (7)	<u>2,26-2,76</u> 2,51	<u>2,5-34,0</u> 15,73	<u>0,1-1,6</u> 0,59	<u>0,14-9,77</u> 2,10	<u>495-5500</u> 1900	<u>2,41-5,24</u> 3,66	<u>1,26-2,87</u> 2,00	<u>0,24-0,33</u> 0,29

Условные обозначения см. в табл. 2а. КФ – туфогенно-осадочные породы кратерной фации

Таблица 3а

Корреляция основных петрофизических параметров и глубины залегания пород из тел ААП

	Гл.	ρ_B	ρ_T	$P_{эф}$	A	$T^{1/2}$	χ	V_p	V_s	μ
Гл.	1	0,74	0,45	-0,68	-0,48	0,32	0,48	0,69	0,78	0,17
ρ_B		1	0,86	-0,41	-0,38	0,02	0,37	0,79	0,8	0,29
ρ_T			1	0,11	-0,02	0,23	0,26	0,49	0,5	0,04
$P_{эф}$				1	0,5	0,22	-0,25	-0,61	-0,63	-0,36
A					1	-0,13	-0,15	-0,37	-0,37	-0,1
$T^{1/2}$						1	0,04	0,04	0,01	-0,14
χ							1	0,48	0,5	0,12
V_p								1	0,95	0,54
V_s									1	0,32
μ										1

Посчитано на основе 43–65 пар значений. Условные обозначения: Гл. – глубина, ρ_B – плотность водонасыщенного образца, ρ_T – плотность тяжелой фракции, $P_{эф}$ – эффективная пористость, A – величина условно-мгновенного насыщения, $T^{1/2}$ – период полунасыщения, χ – магнитная восприимчивость, V_p – скорость продольных сейсмических волн, V_s – скорость поперечных сейсмических волн, μ – коэффициент Пуассона

Таблица 3б

Корреляция основных петрофизических параметров и глубины залегания пород из тел ЯАП

	Гл.	ρ_B	ρ_T	$P_{эф}$	χ	V_p	V_s	μ
Гл.	1	0,38	0,27	-0,36	0,16	-0,35	-0,42	-0,25
ρ_B		1	0,68	-0,82	0,12	0,41	0,39	0,21
ρ_T			1	-0,18	0,04	0,22	0,14	0,15
$P_{эф}$				1	-0,1	-0,36	-0,38	-0,15
χ					1	-0,06	-0,02	-0,08
V_p						1	0,91	0,55
V_s							1	0,2
M								1

Посчитано на основе 47–456 пар значений. Условные обозначения см. в табл. 3а

Таблица 3в

Корреляция основных петрофизических параметров и глубины залегания пород из тел ЦААП

	Гл.	ρ_B	ρ_T	$P_{эф}$	χ
Гл.	1	0,57	0,33	-0,27	0,23
ρ_B		1	0,62	-0,4	0,52
ρ_T			1	0,46	0,32
$P_{эф}$				1	-0,21
χ					1

Посчитано на основе 118 пар значений. Условные обозначения см. в табл. 3а

Можно отметить, что наиболее широко петрофизические характеристики пород изменяются в близповерхностных горизонтах, но, возможно, что мы просто располагаем слишком ограниченной выборкой кимберлитов с глубоких горизонтов. Со временем, по мере накопления петрофизических данных возможно уточнение вышеуказанных закономерностей.

Особенности вторичной минерализации, во многом определяемые особенностями вмещающих пород, палеогеографическими условиями и режимом теплового флюидного потока в пределах глубинных разломов, к которым приурочены эти тела, обуславливают уникальные градиенты изменения физических свойств пород по мере увеличения глубины не только для отдельных провинций развития кимберлитового магматизма, но и для полей, и даже тел.

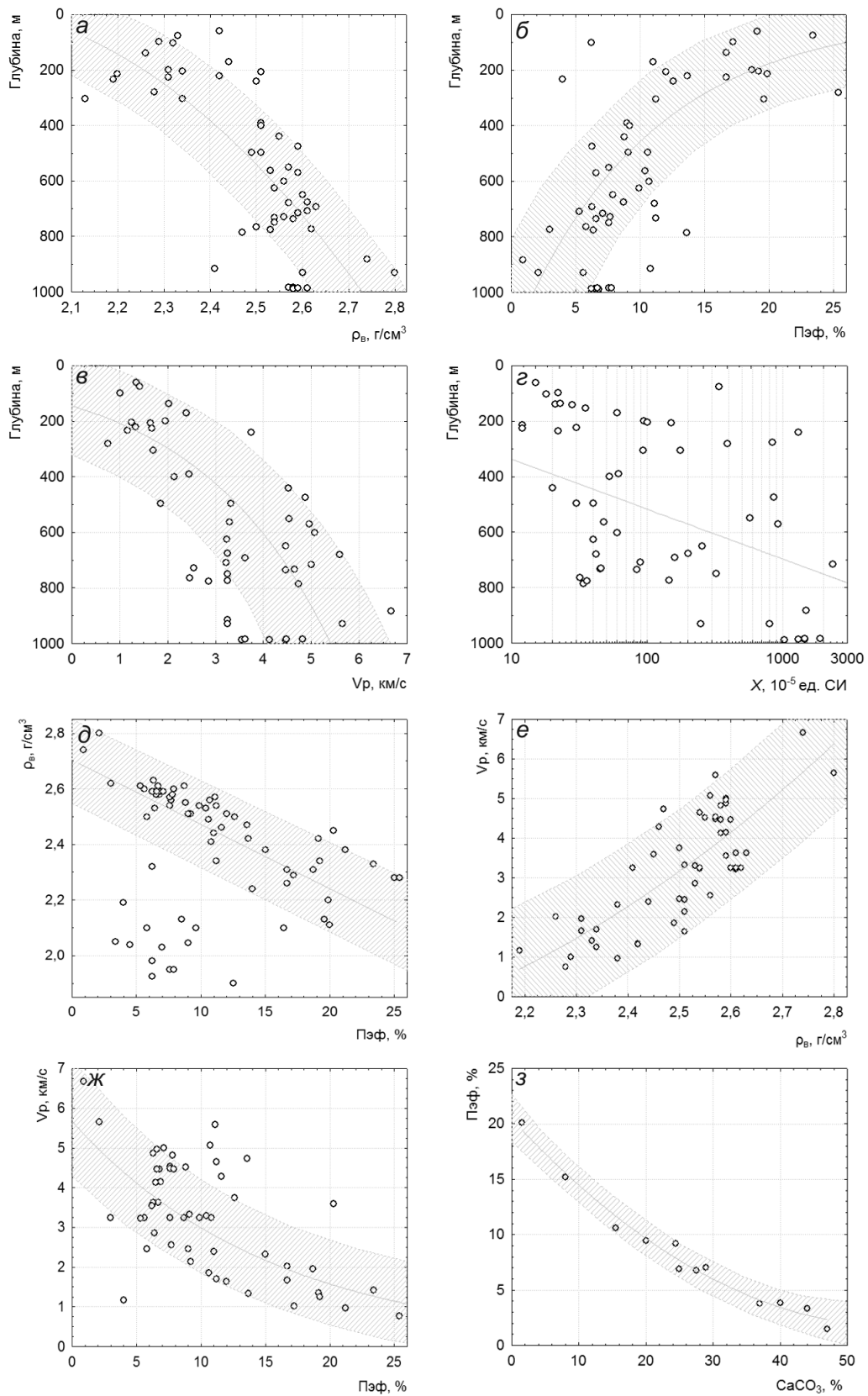


Рис. 1. Закономерности изменения петрофизических свойств ААП: (а-з) - от глубины, (д-ж) - взаимозависимость, (з) - зависимость $\Pi_{эф}$ от содержания CaCO_3 для трубки Карпинского-2 (пересчитано через удельное электрическое сопротивление по [3]). Условные обозначения петрофизических характеристик расшифрованы в таблице 3а

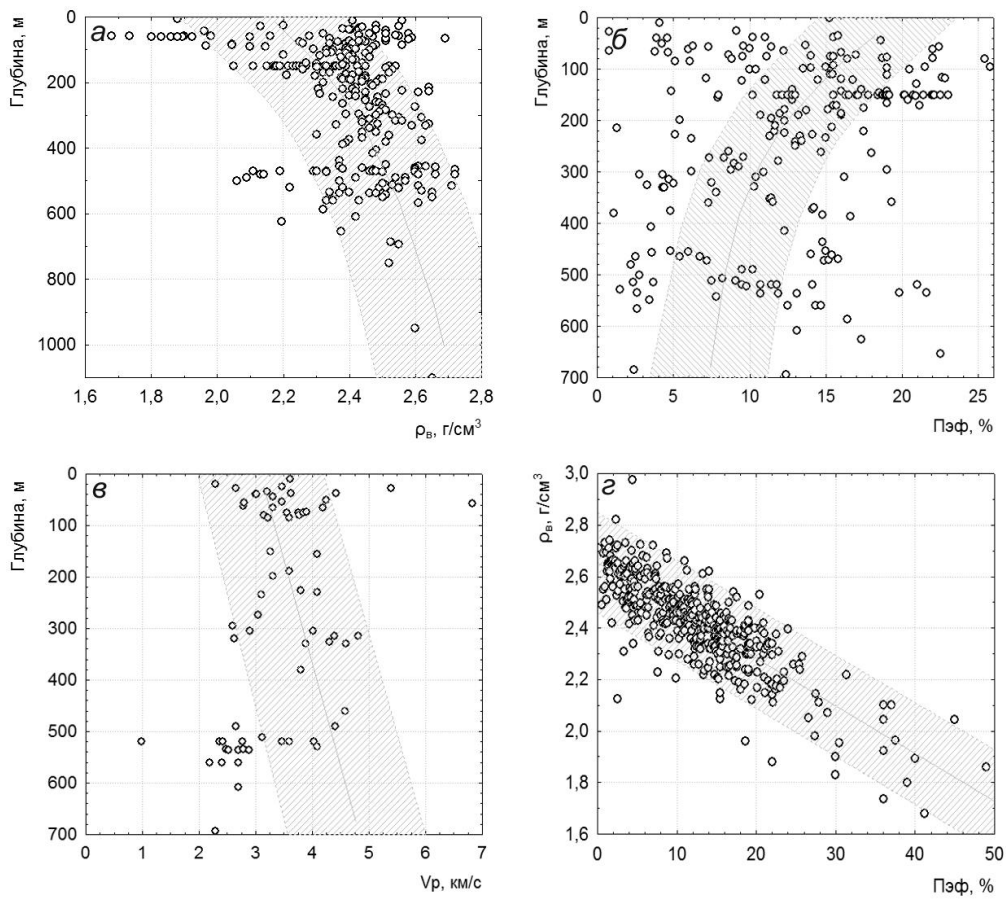


Рис. 2. Закономерности изменения петрофизических свойств ЯАП: (а-в) - от глубины, (г) – взаимозависимость

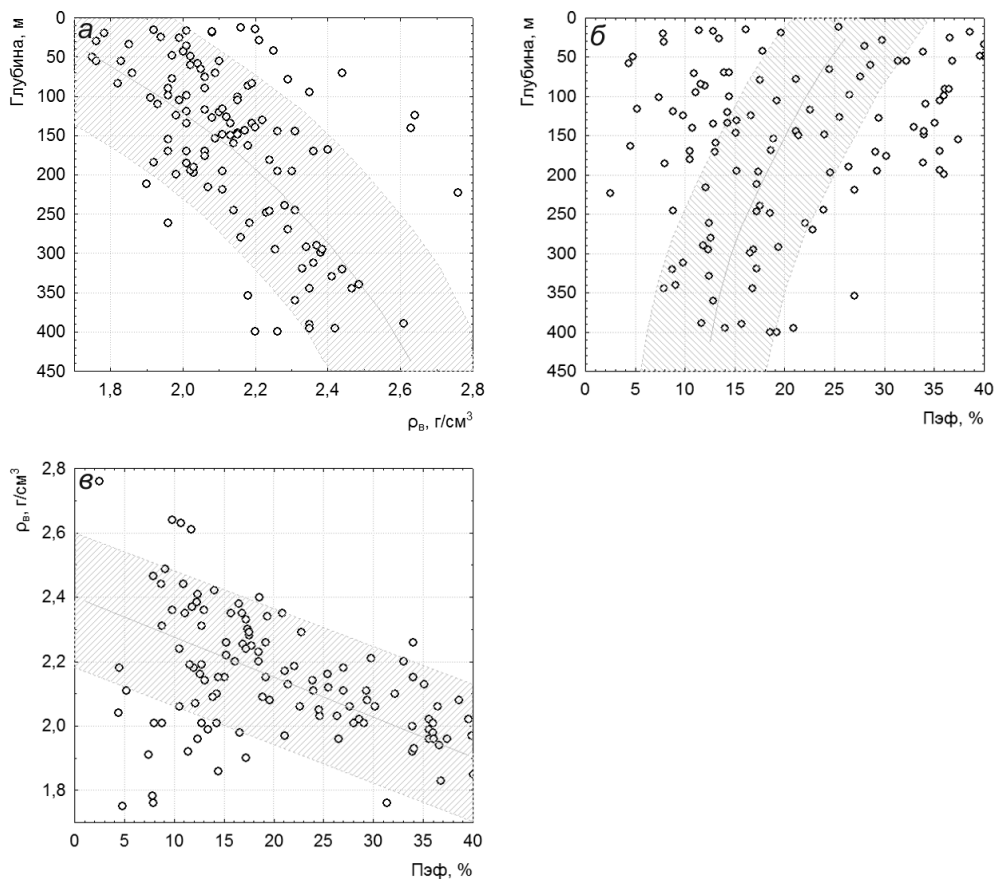


Рис. 3. Закономерности изменения петрофизических свойств Центральноафриканской алмазоносной провинции: (а-б) - от глубины, (в) - взаимозависимость

Выводы

Таким образом, на примере кимберлитов Архангельской, Якутской и Центральноафриканской алмазоносных провинций установлено, что по мере увеличения глубины отбора образца постепенно возрастает плотность ($1,66 < \rho < 2,99(3,14)$ г/см³), увеличиваются скорости V_p (0,76 – 6,82 км/с) и V_s (0,52 – 3,62 км/с), снижается Пэф (49 – 0,1 %): растёт доля микропор ($0,13 < T_{1/2} < 34,5$ ч), а количество крупных пор уменьшается ($13,1 < A < 0$ %). На фоне этих равномерных изменений становится возможным выделение зон дробления и интенсивной вторичной минерализации, областей с высокой примесью вмещающих пород, отличающихся не характерными для заданной глубины значениями петрофизических параметров.

Величина магнитной восприимчивости (χ) кимберлитов зависит в первую очередь от особенностей вторичной минерализации пород, во вторую очередь от состава микрокристаллических ферромагнитных минералов, обилие которых свидетельствует о неблагоприятных условиях для сохранения алмаза в процессе эволюции расплава. Чем более продолжительный (а следовательно неблагоприятный для сохранности алмаза) характер носит процесс эволюции расплава, тем сильнее состав оксидов связующей массы смещается к высокомагнитным разностям. Серпентинизация пород приводит к взрывному росту магнитной восприимчивости, в то время как карбонатизация и сапонитизация – к её уменьшению. В целом для высоко- и среднеалмазоносных пород Архангельской и Якутской алмазоносных провинций характерны низкие значения средней магнитной восприимчивости (чаще первые десятки-сотни, редко более $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) по сравнению с низкоалмазоносными разностями, в которых χ более $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ встречается довольно часто; более высокие значения носят локальный характер.

Особенно высокая магнитная восприимчивость при внедрении магматических тел в кимберлитовые трубки, зашкаливает за десятки тысяч ед. СИ.

Список литературы

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И. Петрофизические характеристики и некоторые особенности строения и состава кимберлитовых полей и массивов Якутии // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2003. В. 10. С. 78–97
2. Бурмистров А.А., Гаранин К.В., Старостин В.И., Южаков Л.С. Сравнительный анализ петрофизических параметров порфировых кимберлитов трубок имени В. Гриба (Архангельская область) и Айхал (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) / Под ред. Н.Н.Зинчука и др. Воронеж: Изд-во ВГУ. 2005. С. 762–772
3. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. –М.: Недра-Бизнесцентр. 2002. 685 с.
4. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений. –М.: МГУ. 1994. 288 с.
5. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. –М.: ГЕОС. 2009. 498 с.
6. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А., Валуев Е.П., Вержак В.В., Гаранин В.К., Заостровцев А.А., Кононова В.А., Литинский Ю.В., Пашкевич И.Р., Степанов А.Н., Фортыхин В.С. Новые технологии разведки алмазных месторождений. –М.: ГЕОС. 2001. 310 с.
7. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. –М.: Недра. 1998. 555 с.
8. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика. Учебник для вузов. – Томск: Изд-во Томского у-та. 1997. 462 с.
9. Дортман Н.Б. и др. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые. – М.: Недра. 1964. 391 с.
10. Самсонов П.А., Гаранин В.К., Бурмистров А.А., Ларченко В.А. Петрофизические характеристики кимберлитов, родственных им тел и вмещающих пород Архангельской алмазоносной провинции // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 4. С. 10-19

11. Кудрявцева Г.П., Подгаецкий А.В., Гаранин К.В. и др. Минеральный состав и петрофизические свойства кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега // Изв. вузов Геология и разведка. 2003. № 3. С. 29–35
12. Ларченко В.А., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Носова А.А., Гунин А.П. Новые кимберлитовые тела Зимнего берега // В сб. Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА. –Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 76-81

Создание искусственных противофильтрационных противомиграционных экранов для защиты водных ресурсов от загрязнения

Сергеев В.И.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Представленные в настоящей статье материалы являются результатом обобщения многолетних исследований, связанных с решением проблемы защиты окружающей среды в районах интенсивного техногенного воздействия. Тематика этих исследований продиктована не только назревшей необходимостью снизить отрицательное воздействие развития промышленности в стране, но и настойчивым влиянием Галины Петровны Кудрявцевой, неоднократно возвращавшейся к вопросу о том, что эта задача должна входить в круг проблем, которыми Лаборатория охраны геологической среды (ЛОГС) должна непосредственно заниматься.

Впервые, по настоянию Галины Петровны, специалисты ЛОГС приступили к рассмотрению вопроса о целесообразности использования защитных экранов в ходе планируемой разработки кимберлитовой трубки. В дальнейшем эти работы расширились и наработки использовались на других промышленных объектах. Появилась необходимость создания не только противофильтрационных, но и противомиграционных экранов. Использование естественных и искусственных экранов было связано с защитой водных ресурсов от загрязнения в районах складирования и захоронения радиоактивных и других токсичных отходов различных отраслей промышленности.

В целом ряде районов России, где в силу технологического процесса необходимо вести размещение отходов промышленности, поверхностные отложения представлены песками, не защищающими подземные воды от загрязнения сточными водами. В этом случае защитную функцию может выполнить искусственный горизонтальный геохимический барьер из природных суглинков (Рис. 1).

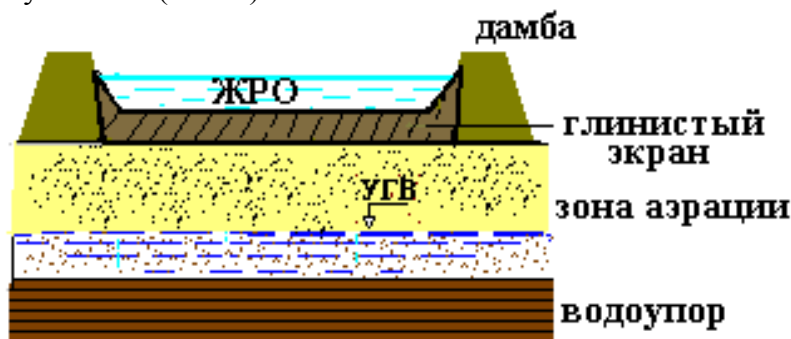


Рис. 1. Суглинистый защитный экран в основании участка складирования отходов

Возможность создания искусственного глинистого экрана в значительной степени определяется его стоимостью и наличием в районе сооружения хранилища дисперсного материала (глины, суглинков, супесей), способного поглощать выявленные загрязнители. Стоимость такого экрана будет определяться стоимостью добычи, транспортировки и укладки материала.

В случае миграции радиоактивных или других токсичных элементов за пределы участка размещения отходов и попадания их в подземную гидросферу можно говорить о выработке поглощающей способности естественной или искусственной толщи, экранирующей участок от водоносного горизонта, т.е. о прекращении ее работы в качестве геохимического барьера. Для локализации существующих или потенциально возможных очагов загрязнения в пределах водоносного горизонта района размещения отходов могут использоваться вертикальные защитные экраны как из природных материалов (глины, суглинки), так и из синтетических (например, силикатные гели, широко применяемые в

технической мелиорации грунтов). Одним из способов локализации очага загрязнения является создание на пути миграции потенциальных загрязнителей подземных вод защитного экрана типа «стена в грунте» (Рис. 2).

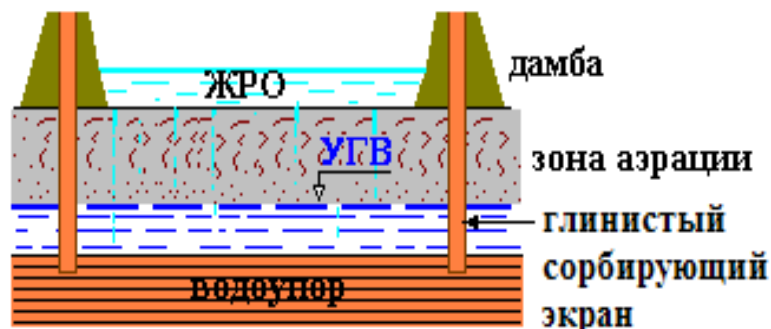


Рис. 2. Вертикальный сорбирующий экран, созданный способом «стена в грунте»

Работы по сооружению противодиффузионной защиты способом «стена в грунте» ведутся в соответствии с требованиями СНиП. Создание «стены в грунте» достаточно дорогостоящее мероприятие и при локализации аварийной ситуации на небольших предприятиях применять его экономически нецелесообразно. Более дешевой альтернативой является локализация очага загрязнения с помощью завесы, выполненной методом инъекции растворов в грунт.

Инъекционный способ создания геохимических барьеров основан на закачке тампонажных растворов в поровое и трещинно-пустотное пространство грунта. Инъекционные растворы представляют собой специально подобранные жидкообразные материалы, различные по химической природе и агрегатному состоянию, способные под давлением проникать в грунт. Наиболее широкое распространение в отечественной практике в настоящее время имеют растворы суспензионного типа, приготовленные на базе природных глинистых материалов, а иногда и портландцемента (бентонитосиликатный раствор BS, глино-бентонитосиликатный CBS, глиносилкатный CS, глиноцементный CZ), и химические гелеобразующие растворы на основе жидкого стекла и карбомидных смол (Рис. 3).

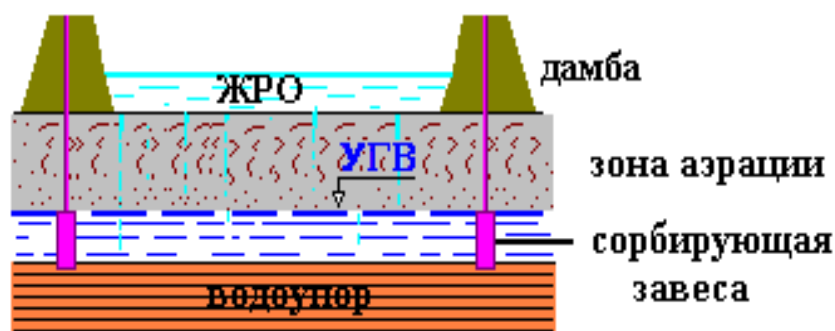


Рис. 3. Противодиффузионная сорбирующая завеса, созданная методом инъекции суспензионных или химических растворов в грунт

Необходимость количественной оценки степени защищенности подземных вод в районах размещения отходов промышленности продиктовала вопрос о рассмотрении эффективности работы защитных экранов не только как противодиффузионных, но и как поглощающих. Многолетнее изучение процесса массопереноса тяжелых металлов и радионуклидов в природных и искусственных глинистых, песчано-глинистых и песчано-гелевых материалах экранов позволило определить оптимальные математические модели массопереноса этих загрязнителей. В частности, установлено, что гидродисперсионная модель, учитывающая процессы поглощения (сорбция, осаждение, соосаждение)

загрязнителей, может успешно применяться для получения прогнозных решений по характеру распределения концентраций загрязнителей.

Для описания этой модели используется следующая система дифференциальных уравнений и граничных условий:

$$n \frac{dc(x,t)}{dt} = D \frac{d^2c(x,t)}{dx^2} - v \frac{dc(x,t)}{dx};$$

где t – время, $t > 0$;

x – расстояние вдоль пути фильтрации, $0 < x < \infty$;

n и D – миграционные параметры, характеризующие, соответственно, поглощение и миграцию загрязнителя в рассматриваемом экране: n – эффективная пористость, D – коэффициент гидродисперсии;

v – скорость фильтрации

Начальное условие:

$$c(x,0) = c^0 \text{ - фоновая концентрация;}$$

Граничные условия:

$$c(0,t) = c_0 \text{ - исходная концентрация в точке } x = 0;$$

$$c(\infty,t) = c^0 \text{ - исходная концентрация в точке } x = \infty$$

Приближенное решение уравнения:

$$c(x,t) = \frac{c(x,t) - c_0}{c^0 - c_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}(\xi)$$

В уравнение входят миграционные параметры (n и D), которые получаются в результате прямого лабораторного эксперимента с образцами разработанного сорбента и жидкими отходами. Зависимость изменения концентрации загрязнителя в фильтрате от объема профильтровавшейся через образец экрана жидкости позволяет рассчитать миграционные параметры и использовать их при решении прогнозных задач о распространении загрязнителей в материале экрана, рассматриваемого в качестве геохимического барьера.

Решение уравнения гидродисперсионной модели позволяет в конечном итоге получить характер распределения загрязнителя в поровом пространстве и твердой фазе в любой точке геохимического барьера на любой заданный момент времени (Рис. 4).

Данные о распределении концентрации загрязнителей по глубине в пределах природного или искусственного геохимического барьера дают возможность перейти к основной задаче – *количественной оценке* эффективности работы защитного экрана в качестве геохимического барьера, то есть расчету предельно допустимого времени эксплуатации участка размещения отходов промышленности. Принцип расчета основан на исключении возможности попадания любого из выявленных загрязнителей в водоносный горизонт с концентрацией выше ПДК как в период эксплуатации участка, так и после его консервации.

$$T_{np} = \frac{n}{v^2} (2\xi^2 D + mv - 2\xi \sqrt{\xi^2 D + Dvm}),$$

где m – мощность естественного или искусственного экрана, перекрывающего водоносный горизонт.

С учетом десорбции, которая может составлять от 0% до 85 % поглощенного вещества, предельно-допустимое время эксплуатации естественной грунтовой толщи или искусственного экрана уменьшается. Расчет T_{np} в этом случае выполняется с учетом дополнительной техногенной нагрузки на грунтовую толщу или искусственный экран.

Помимо определения T_{np} , знание миграционных параметров загрязнителей в материалах естественных и искусственных экранов позволяет решить на базе математического моделирования еще одну прогнозную задачу.

При создании искусственного геохимического барьера, учитывая большие площади хранилищ жидких токсичных отходов у нас в стране, из экономических соображений является очевидной необходимостью расчета минимально необходимой мощности защитного экрана на основе изучения его поглощающих свойств.

Выполненный комплекс исследований позволил предложить и апробировать формулу для расчета минимально необходимой мощности искусственного экрана.

$$m_{\min} = \frac{1}{n} (2\xi\sqrt{Dnt} + vt),$$

где t – заданное время эксплуатации защитного экрана.

В том случае, когда грунтовая толща, подстилающая участок размещения отходов, не обладает достаточной поглощающей способностью для защиты подземных вод в течение требуемого времени эксплуатации хранилища, необходимая минимальная мощность искусственного экрана, являющегося в таком случае дополнением к природной защитной способности грунтов, рассчитывается с использованием одного из итерационных методов вычислительной математики и приведенного выше решения уравнения гидродисперсионной модели.

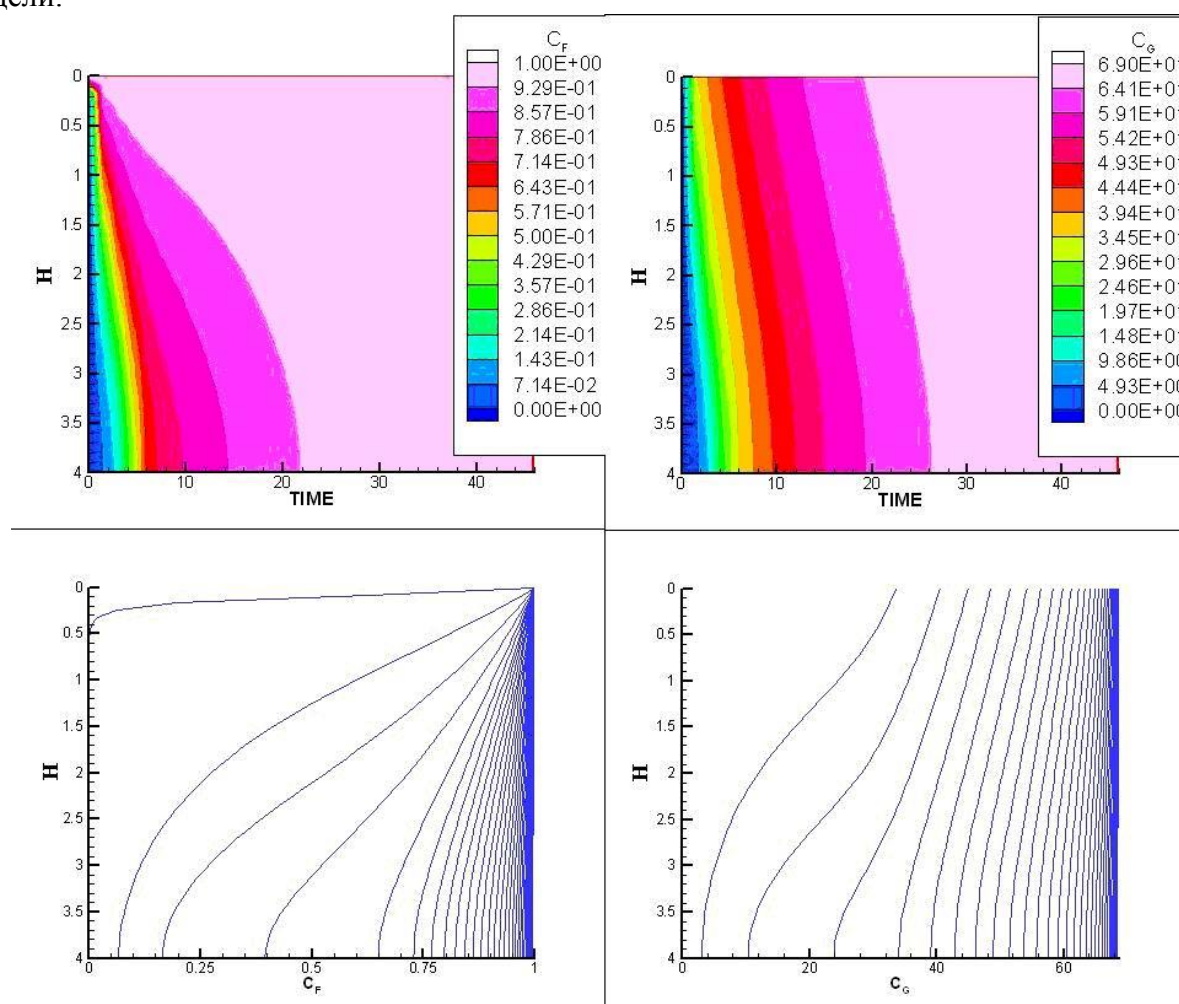


Рис. 4. Распределение загрязнителя во времени по глубине (H) в поровом пространстве и на твердой фазе сорбента (C_F – относительная концентрация в поровом пространстве, C_G – концентрация на твердой фазе, мг/г сорбента)

Таким образом, начатые при активной поддержке Г.П. Кудрявцевой работы по созданию противодиффузионных экранов с целью снижения скорости распространения загрязненных водных потоков переросли в весьма актуальные на сегодняшний разработки способов создания и количественной оценки эффективности работы искусственных защитных экранов, работающих в качестве геохимических барьеров.

«Для химиков синтез алмаза такая же высокая задача, как для алхимиков получение золота из неблагородных металлов»

[А. Ле Шателье о современных ему химиках]

Четвёртый источник алмаза

Спицын Б.В., Буйлов Л.Л., Алексенко А.Е.

Институт физической химии и электрохимии РАН, г. Москва

1. Введение

Направление и темп развития науки и техники во многом зависят от материалов, их доступности, свойств, возможностей обработки и совместимости друг с другом. Недаром целые эпохи развития человечества получили название по доминирующему в их культуре материалу: каменный, бронзовый, железный век, и, наконец, настоящее время – время новых, в том числе, искусственных материалов. Особое место среди них занимает алмаз. Общеизвестно, что алмаз обладает уникальным сочетанием механических, физических и химических свойств [1]: рекордно низкий коэффициент сжимаемости, огромные теплопроводность и твёрдость, превосходная радиационная стойкость, а также высокая химическая инертность. По этим и другим индивидуальным свойствам и, в особенности, по их сочетанию алмаз значительно превосходит любой из известных нам материалов. Поэтому он занимает высшую ступеньку в их иерархии, и может быть назван единственным в своем роде сверхматериалом.

Широкое использование алмаза в научной и производственной практике долгое время сдерживалось ограниченностью его природных ресурсов, а также техническими трудностями синтеза при сверхвысоких давлениях. Поэтому весьма актуальной была и остаётся задача синтеза алмаза при низком давлении, с использованием представлений и методов химии, физики и физической химии. Поэтому не случайно принципиально новые методы синтеза алмаза были разработаны силами сотрудников Института физической химии и электрохимии РАН (ранее – ИФХ АН СССР). И в этой области отечественная наука имеет абсолютный мировой приоритет.

2. Ресурсы алмаза

Рассмотрим источники алмаза, делающие его доступным в научной и практической деятельности. Их в настоящее время четыре:

- природные коренные и россыпные месторождения;
- синтез при статическом сверхвысоком давлении (СВД) и высокой температуре, с применением металлов-катализаторов;
- бескатализаторный синтез при динамических сверхвысоких давлениях (взрывной и детонационной методы). В зависимости от длительности синтеза происходит образование и рост кристаллов алмаза размером от (2-10) нм до 50 мкм;
- синтез плёнок и кристаллов алмаза из газовой фазы в условиях термодинамической метастабильности алмаза при температуре от 300 до 1600 °С и давлении вблизи и ниже 1 атм.

Последний метод, в соответствии с названием этого обзора, фактически является четвёртым источником алмаза для человечества.

3. Первоначальные методы газофазного синтеза алмаза

Первоначальная идея базировалась на том, что с позиций химии кристалл алмаза является огромной молекулой, построенной из атомов углерода. Каждый из них, за исключением поверхностных, связан с четырьмя соседними простыми сигма – связями,

направленными в пространстве по углам правильного тетраэдра. Структура поверхностного слоя атомов углерода в кристалле алмаза (в инертной или восстановительной среде) соответствует структуре атомов в его объёме до ~1400 К. Поэтому не могла не возникнуть мысль попытаться продолжить рост природного кристалла алмаза в лабораторных условиях путём присоединения новых атомов углерода, освобождаемых на его поверхности разложением молекул простых углеродсодержащих соединений. Первоначально предполагалось, что химическое состояние атома углерода в исходных соединениях должно быть аналогичным (sp^3 -состояние) электронному состоянию атомов углерода в структуре алмазного затравочного кристалла. Это могло способствовать кристаллизации выделяющегося углерода, под влиянием ориентирующих поверхностных сил, в форме нового алмаза. Именно такая, или подобная, идея лежала в основе первого авторского свидетельства [2] и патентов [3], заявленных во второй половине 50-х годов минувшего столетия почти одновременно и независимо в СССР и США. В качестве исходных газообразных соединений были использованы в СССР - галогенопроизводные метана, а в США - метан, простейшие метил-содержащие органические соединения и монооксид углерода.

Начальная скорость роста даже в самых благоприятных условиях проведения таких процессов (при атмосферном давлении и температуре ~1000 °С) не превышала ~1 нм/с. По мере продолжения пиролиза исходных углеродсодержащих веществ зарождались и разрастались центры роста графита и других неалмазных форм углерода, что в конечном итоге останавливало процесс роста алмазной фазы. Для значительного увеличения массы нового алмаза на затравочном алмазном порошке, необходимо было периодически прекращать процесс и проводить селективное удаление выделившегося графита жидкими или газообразными травителями [4].

Наилучшим решением было использование автоклавной обработки в атмосфере водорода при давлении в 50 атм и температуре 1000 °С в течение ~1 ч. Водород в этих условиях селективно стравливал все виды неалмазного углерода, практически не затрагивая исходный и выросший алмаз. При неоднократном повторении циклов рост-очистка оказалось возможным на природном алмазном порошке дисперсностью 0-1 мкм получить привес нового алмаза до 60% [5]. Параллельное выделение графита долгое время считалось неизбежным [6].

Лишь в последние годы японскими исследователями [7] путём термического разложения метана особой чистоты при ~900 °С на поверхности алмазной подложки была получена совершенная эпитаксиальная алмазная плёнка (АП). Это потребовало проведения процесса в условиях молекулярного потока CH_4 в сверхвысоком вакууме. При линейной скорости роста алмаза порядка 0,1 нм/ч получение относительно совершенной эпитаксиальной АП толщиной 20 нм занимало 200 часов. В аналогичном режиме, но с ещё меньшей скоростью, ~0,08 нм/ч, была получена эпитаксиальная АП с n-типом проводимости, легированная во время роста фосфором [7].

Первоначальные методы химической кристаллизации алмаза (ХКА) в режиме изотермического пиролиза простых газообразных соединений углерода позволили доказать принципиальную возможность синтеза алмаза в области его термодинамической метастабильности. Однако они имели три очевидных недостатка:

- малая скорость роста нового алмаза, которая не превышала 1 нм/ч,
- отсутствие селективности (т.е. совыделение графита),
- необходимость использовать в качестве подложек алмазные затравочные кристаллы, либо высокодисперсные алмазные порошки.

Удивительным образом все эти проблемы были успешно разрешены после разработки в ИФХ АН СССР метода высокотемпературной высокоградиентной химической транспортной реакции.

4. Химическая транспортная реакция и методы термической активации газовой фазы

Толчком к разработке нового метода газофазного синтеза алмаза послужила статья [8], где было показано, что травление графита в чистом водороде при давлении в десятки Тор и температуре 1650 °С происходит с линейной скоростью до 8 мм/сутки. Эта работа привела к идее использовать продукты высокотемпературного взаимодействия графита с водородом в качестве кристаллизационной среды для наращивания алмаза. С этой целью мы поместили затравочный кристалл алмаза, находящийся при температуре около 1000 °С, в зону продуктов взаимодействия нагретого в установке оптического нагрева [9] до 2000 °С графита с газообразным водородом при давлении 12 Тор. На затравочном кристалле алмаза был обнаружен слой белого сконденсированного углерода, что позволило утверждать, что происходил перенос углерода с графита на алмаз [10]. Это исследование, выполненное Б.В. Спицыным и А.В. Лаврентьевым, было ими продолжено, и в октябре 1966 года методом высокоградиентной высокотемпературной химической транспортной реакции (ХТР) в беспроточной системе: графит (2000 °С) – водород – алмаз (1000 °С) со скоростью 1 мкм/ч была впервые получена эпитаксиальная плёнка газофазного алмаза, наращенная на грани (111) природного алмаза. Изучение этих процессов, с применением косвенного и прямого омического нагрева графитового источника, продолжено с участием А.В. Смольянинова [11]. Позднее работы по синтезу алмаза этим и родственными методами, а также изучение свойств АП проводили сотрудники ИФХ: А.Е. Алексенко, Л.Л. Буйлов, В.П. Варнин, А.Е. Городецкий, Г.А. Соколова, С.Г. Андрушин, А.А. Ботев, А.А. Клочков, И.Г. Теремецкая и другие исследователи.

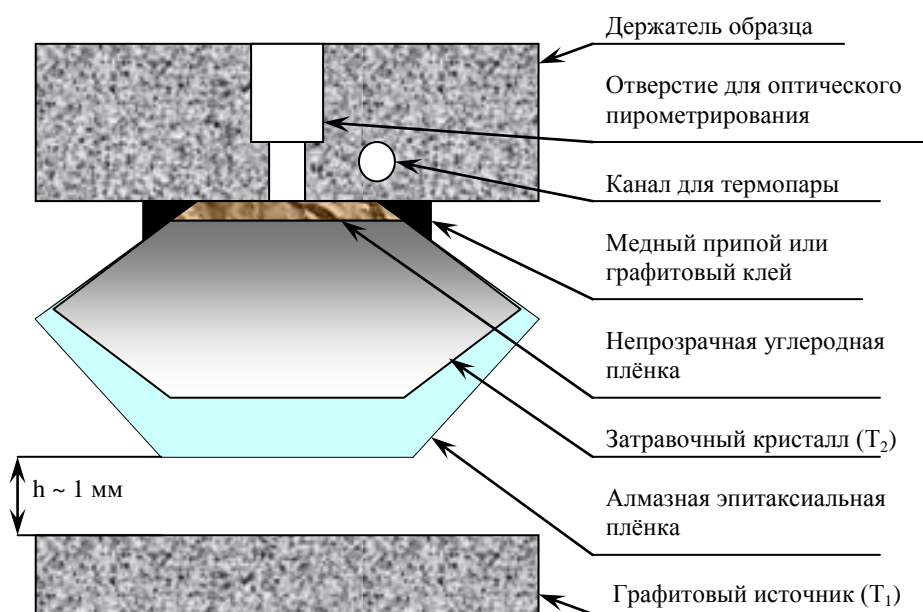


Рис. 1. Схема рабочей области реактора для осуществления метода ХТР

Описанный в [11] процесс химического переноса (транспорта) углерода с графита на алмаз в среде водорода (рис. 1) принципиально отличается от наиболее близкого по внешним признакам сэндвич-метода [12]. В методе высокотемпературной высокоградиентной ХТР кристаллизация алмаза была впервые осуществлена из термически активированной газовой фазы. Температура графитового источника превышает температуру алмазной подложки на 1000 и более градусов (рис. 1), а градиент температуры в газовой фазе составляет $10^4 \text{ K}\cdot\text{см}^{-1}$. По этим причинам механизмы процессов на поверхности источника и поверхности подложки должны существенно отличаться. В обычно используемом для получения эпитаксиальных плёнок полупроводников сэндвич-методе [12] разность температур близко расположенных источника и подложки составляет несколько десятков градусов, и, поскольку они находятся

в одинаковой кристаллической модификации, механизм химических реакций на поверхностях источника и подложки одинаков.

Основные особенности кристаллизационной зоны при использовании химического транспорта для наращивания плёнок алмаза поясним на схеме, рис. 1. В качестве затравочных кристаллов использовались уплощённые октаэдры, либо шпинелевые двойники природного алмаза. Наращивание алмаза происходило преимущественно на наибольшие по площади грани (111). Механический и тепловой контакт затравочного кристалла алмаза с держателем обеспечивается твёрдым металлическим (на основе меди) припоем или аквадаговым графитсодержащим клеем. Температура затравочного кристалла регулировалась пропусканием тока через держатель и измерялась с помощью оптического микропирометра через отверстие и/или с помощью вольфрам-рениевой термопары ВР5/ВР20, термоспай которой размещался в специальном канале держателя. Температура графитового источника регулировалась величиной пропускаемого через него переменного тока и измерялась с помощью микропирометра ВИМП-043М. Толщина АП, нарастающей во время опыта, определялась по привесу на микровесах и, независимо, с помощью интерференционного микроскопа типа МИИ-4. Скорость роста плёнки зависела от температур источника и подложки – T_1 и T_2 , соответственно, плоскопараллельного зазора между ними, h , и общего давления в газовой фазе, $P_{\text{общ}}$. Указанные параметры в различных сериях экспериментов устанавливались и поддерживались в следующих пределах:

T_1 , К	T_2 , К	h , мм	$P_{\text{общ}}$, Па
2023 – 2573	883 – 1473	0,1 – 3,1	$1,6 \cdot 10^3 – 5,3 \cdot 10^4$

В указанной области условий состав газовой фазы вблизи источника будет близким к равновесному в системе графит-водород при температуре T_1 . Важно отметить, что в [13], в примерно аналогичных условиях, путём отбора газовой среды непосредственно от поверхности графита, нагретого до 2273-2773 К в атмосфере водорода при давлении $2,5 \cdot 10^4 - 10^5$ Па был установлен химический состав прилегающей к поверхности графита газовой фазы. Определенный хроматографическим методом, он соответствовал равновесному (рассчитанному по термодинамическим данным) содержанию ацетилена как основного углеводородного компонента в указанных условиях.

Согласно данным термодинамического расчёта [14], доминирующим углеводородом в области температур выше 1700 К является ацетилен, а ниже 1300 К – метан, при общем давлении равном 10^4 Па в газовой фазе присутствуют и другие углеводородные частицы C_mH_n , концентрация которых вблизи подложки может быть выше, чем около источника. Кроме того, в области высоких температур весьма значительна концентрация атомарного водорода (примерно на порядок превышающая концентрацию ацетилена).

Важно отметить, что в авторском свидетельстве [11], выданном на новый способ наращивания алмаза, было указано присутствие в кристаллизационной среде ацетилена и атомарного водорода. С учётом вышеизложенного, и результатов исследования ХТР в широкой области параметров [14-17] представляется достаточно очевидным, что процесс ХТР при давлении в десятки и сотни Тор протекает по следующей общей схеме:



Ацетилен, являющийся основным переносчиком углерода в системе, адсорбируется на частично гидрированной поверхности алмазной подложки, вероятнее всего в виде этильных (C_2H) и этенильных (C_2H_3) радикалов, которые, взаимодействуя затем с налетающими частицами газовой фазы, могут образовывать хемосорбированные комплексы, состоящие из атомов углерода с sp^3 -гибридизацией [17]. Такие тетраэдрические комплексы, содержащие различное число атомов углерода, способны встраиваться в структуру алмаза. Таким образом, перенос углерода с графитового источника на алмазную затравку в этом

процессе можно трактовать как химическое превращение графита в алмаз. При длительном наращивании толщина АП могла составлять 10 мкм и более без образования каких-либо следов графита. Это позволило впервые исследовать закономерности кристаллизации АП, например, зависимость линейной скорости её роста от температуры подложки (рис. 2).

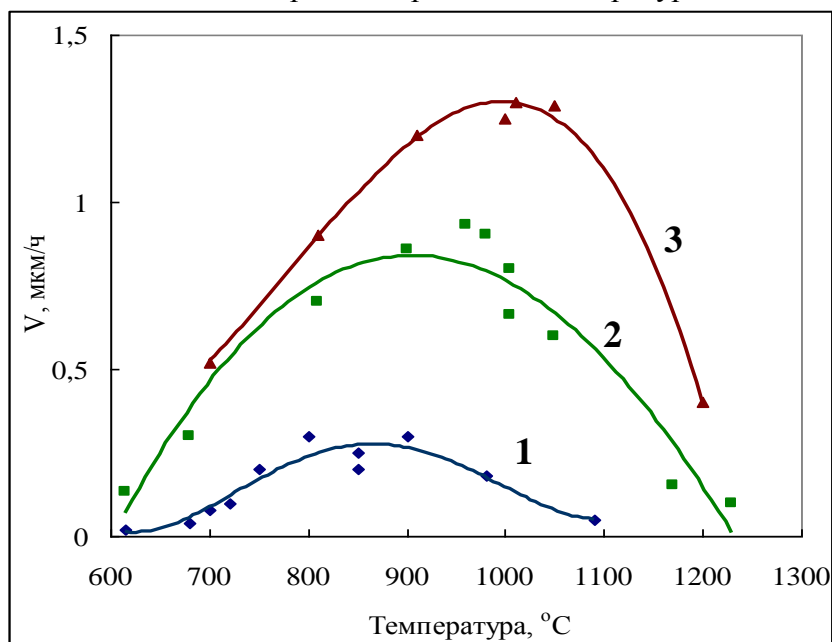


Рис. 2. Зависимость линейной скорости роста эпитаксиальной АП от температуры затравочного монокристалла алмаза, наращиваемого в режиме ХТР при давлении в газовой фазе: 1-12 Тор; 2 – 68 Тор; 3 – 162 Тор. Температура источника углерода, T_1 , и расстояние источник - подложка, h , равны 2000 °С и 0,5 мм, соответственно [14, 16]

Повышение скорости роста с общим давлением (параметр семейства кривых на рис. 2) во всей исследованной области температур обусловлено увеличением концентрации ацетилена в газовой фазе. Одновременно наблюдается сдвиг максимума скорости роста в область повышенных температур [16].

При больших временах наращивания в режиме ХТР происходило травление поверхности графитового держателя (рис. 1) вокруг затравочного кристалла алмаза. Это было важным указанием на селективность процесса синтеза. Она заключается в том, что рост и даже зарождение алмаза идёт при практически полном отсутствии выделения и осаждения неалмазных форм углерода. Это явление наблюдалось во всех системах активируемой ХКА, где в газовой фазе имелось значительное (от 1 до 10 %) содержание атомарного водорода.

С целью наглядной демонстрации явления селективности нами совместно с А.А.Ботевым были выполнены количественные исследования [18], в которых подложка из изотропного графита (плотность $2,06 \text{ г.см}^{-3}$) помещалась в кристаллизационную зону (рис. 1) с поддержанием параметров, идентичных используемым для наращивания алмазных плёнок на подложке из монокристаллов природного алмаза. В [18] было установлено кардинальное отличие поведения алмазных и графитовых подложек в зоне кристаллизации, что хорошо видно на рис. 3. В условиях, когда эпитаксиальная АП росла со скоростью $\sim 1 \text{ мкм/ч}$ (при $T_2 \sim 950 \text{ °С}$) происходило травление образца графита со скоростью $\sim 6 \text{ мкм/ч}$.

Следует отметить, что травление неалмазного углерода атомарным водородом было впервые отмечено в [19] и использовано в [20] для периодического травления совыделяющегося графита на алмазных порошках, наращиваемых пиролизом метана в циклических режимах. Однако только в методе ХТР впервые была использована газовая фаза, одновременно содержащая как ростовые (C_2H_2 и др. углеводороды), так и травящие (H и H_2) компоненты. Качественно соотношение скоростей роста алмаза и травления графита может быть графически проиллюстрировано на схеме, рис. 4. Скорости роста алмаза и

графита за счет углеводородного компонента, например, ацетилена, могут быть одного порядка величины. Однако скорость травления графита в типичных условиях активируемой ХКА, много выше скорости травления алмаза. Поэтому их «алгебраическая сумма» для алмаза оказывается положительной, а для графита – отрицательной. В результате даже намеренно нанесённые на поверхность затравочного кристалла алмаза частицы графита травятся (если условия синтеза оптимальны), а алмазная плёнка – растёт.

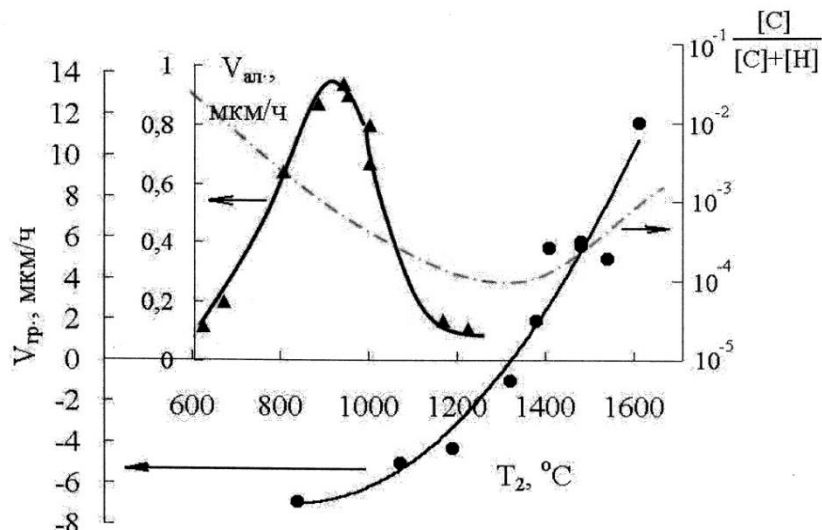


Рис. 3. Кинетика роста алмазной плёнки (верхняя сплошная кривая) и взаимодействие изотропного графита с кристаллизационной средой одноимённого состава при давлении 60 Тор (нижняя кривая). Штрих-пунктирной линией показана равновесная «растворимость» в газовой фазе

Это объяснение явлению селективного роста алмаза в присутствии атомарного водорода было впервые дано в [14, с. 181]: «существенно важным для протекания исследуемого процесса (ХТР) является присутствие в кристаллизационной среде высокоактивного атомарного водорода, который может с довольно высокой скоростью газифицировать графит, практически не затрагивая алмаз».

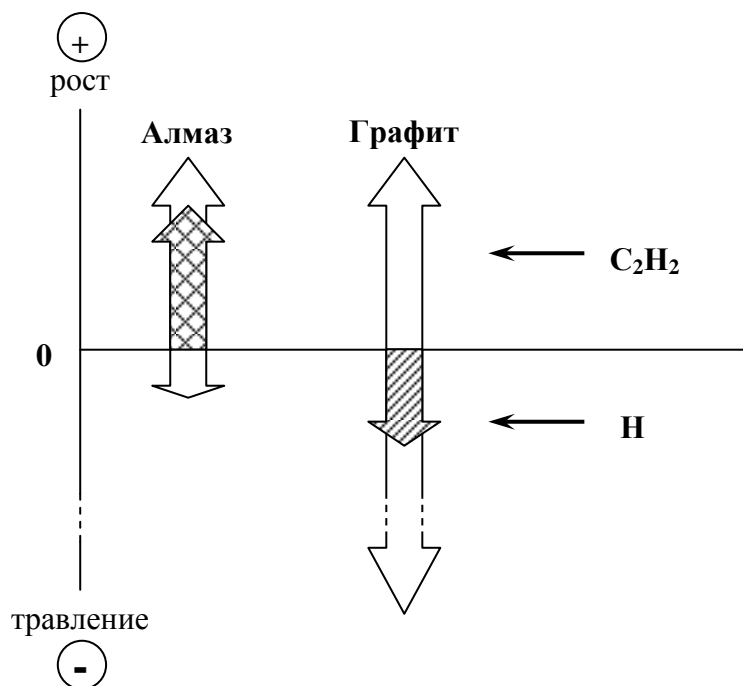


Рис. 4. Схема соотношения скоростей роста и травления алмаза и графита в режиме активируемой химической кристаллизации алмаза

Известный и широко распространённый метод нагретой нити [21] является, по существу, видоизменением метода ХТР. Если в методе ХТР активируемая кристаллизационная среда образуется из чистого графита и чистого водорода в беспроточном реакторе, то в методе нагретой нити готовая смесь метана и водорода пропускается через реактор и нагревается (термическая активация газовой фазы) карбидизированной вольфрамовой или танталовой проволокой. В ИФХ АН СССР для термической активации газа в проточной системе использовалась карбидизированная танталовая пластина. В этом методе, разработанном нами в начале 80-х годов, максимальная скорость роста поликристаллической алмазной плёнки на кремниевой подложке составляла 45 мкм/ч при атмосферном давлении.

5. Синтез алмаза на неалмазных подложках

В течение длительного времени применение затравочных кристаллов при синтезе алмаза в условиях его термодинамической метастабильности представлялось обязательным. Нами впервые в 1975 г. показано, что зарождение и последующий рост хорошо огранённых кристаллов алмаза могут протекать и на неалмазной подложке [22]. Основным фактором, обеспечивающим такую возможность, является наличие в газовой фазе травящего компонента – атомарного водорода, избирательно газифицирующего неалмазные формы углерода.

Синтез кристаллов алмаза на неалмазных подложках проводился в режиме ХТР на установке, описанной в [16]. Получены кристаллы размером в несколько десятков мкм; их алмазная природа установлена электронографическими исследованиями А.Е. Городецким. Форма и морфология, закономерности зарождения и двойникования кристаллов изучались методами оптической и растровой электронной микроскопии.

Частота зарождения кристаллов изменялась от $\sim 10^1$ до $\sim 10^6$ шт.мм⁻²ч⁻¹ в зависимости от параметров процесса, материала подложки и способа её предварительной подготовки. На металлах, не образующих карбидов (Cu, Au), наблюдалось значительно более низкая частота зарождения, чем на карбидообразующих материалах (Si, W, Mo). Указанная разница обусловлена существенным понижением свободной энергии системы алмазный зародыш – подложка при образовании относительно прочных химических связей между алмазом и карбидообразующим материалом.

Изучение закономерностей роста микрокристаллов [16] проводилось на подложках из полированной поликристаллической меди при низкой частоте зарождения, когда скорость роста не зависит от времени синтеза. Кристаллы алмаза имели обычно вид половины полногранного правильного полиэдра с гранями (100) и (111). Для расчёта скоростей роста выбирались наиболее крупные несросшиеся кристаллы, одна из граней которых была расположена параллельно подложке. В оптическом микроскопе измерялись линейные размеры кристаллов и их элементов, и затем вычислялись скорости роста в направлениях $\langle 100 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$ по формулам, следующим из геометрических соотношений, указанным на рис. 5. Для кристаллов с формой, близкой к октаэдру, удобно пользоваться формулой, приведённой в верхней части рис. 5; если же форма кристаллов близка к кубу, следует применять формулу, расположенную в нижней части того же рисунка.

Скорость роста немонотонно зависит от температуры подложки, её максимум соответствует 950 и 1000 °С для направлений $\langle 100 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$, соответственно. Отношение скоростей V_{100} и V_{111} роста в этих направлениях определяет форму роста (габитус) кристаллов (рис. 6). При общем давлении в системе 66 Тор, температуре источника 2350 °С и зазоре между источником и подложкой 1,6 мм октаэдрические кристаллы ($V_{100}/V_{111} \geq \sqrt{3}$) были получены при $T \sim 800$ °С, а правильные кубооктаэдры ($V_{100}/V_{111} = \frac{1}{2}\sqrt{3}$) при $T = 1000$ °С. В интервале $1000 < T < 800$ °С кристаллы алмаза имели промежуточный габитус. Минимальное значение $V_{100}/V_{111} = 0,75$ было достигнуто нами при давлении 24 Тор, температуре источника 2235 °С, зазоре 0,63 мм и температуре подложки 1000 °С. Кристаллы кубического габитуса ($V_{100}/V_{111} \leq \frac{1}{3}\sqrt{3}$) не были нами получены. Увеличение давления до 130-170 Тор приводило к

преимущественному развитию граней (111). Зависимости габитуса кристаллов от температуры источника и от зазора при определённых условиях синтеза имеют немонотонный характер. Кроме монокристаллов на поверхности подложки зарождались и двойники, доля которых в отдельных опытах достигала 50%. Наблюдалось три вида циклических двойников зарождения, полногранная форма которых состоит из двух, пяти или двадцати индивидуальных кристаллов. Двойникование в процессе роста является причиной появления двойниковых выступов на гранях кристаллов. Исследование большого числа образцов [16] показало, что такие двойники роста наблюдаются на гранях (100) при $V_{100}/V_{111} < 0,962$ а на гранях (111) – при $V_{100}/V_{111} > 0,962$. На гранях (100) наблюдалось четыре, а на гранях (111) – три ориентации двойниковых выступов (рис. 7).

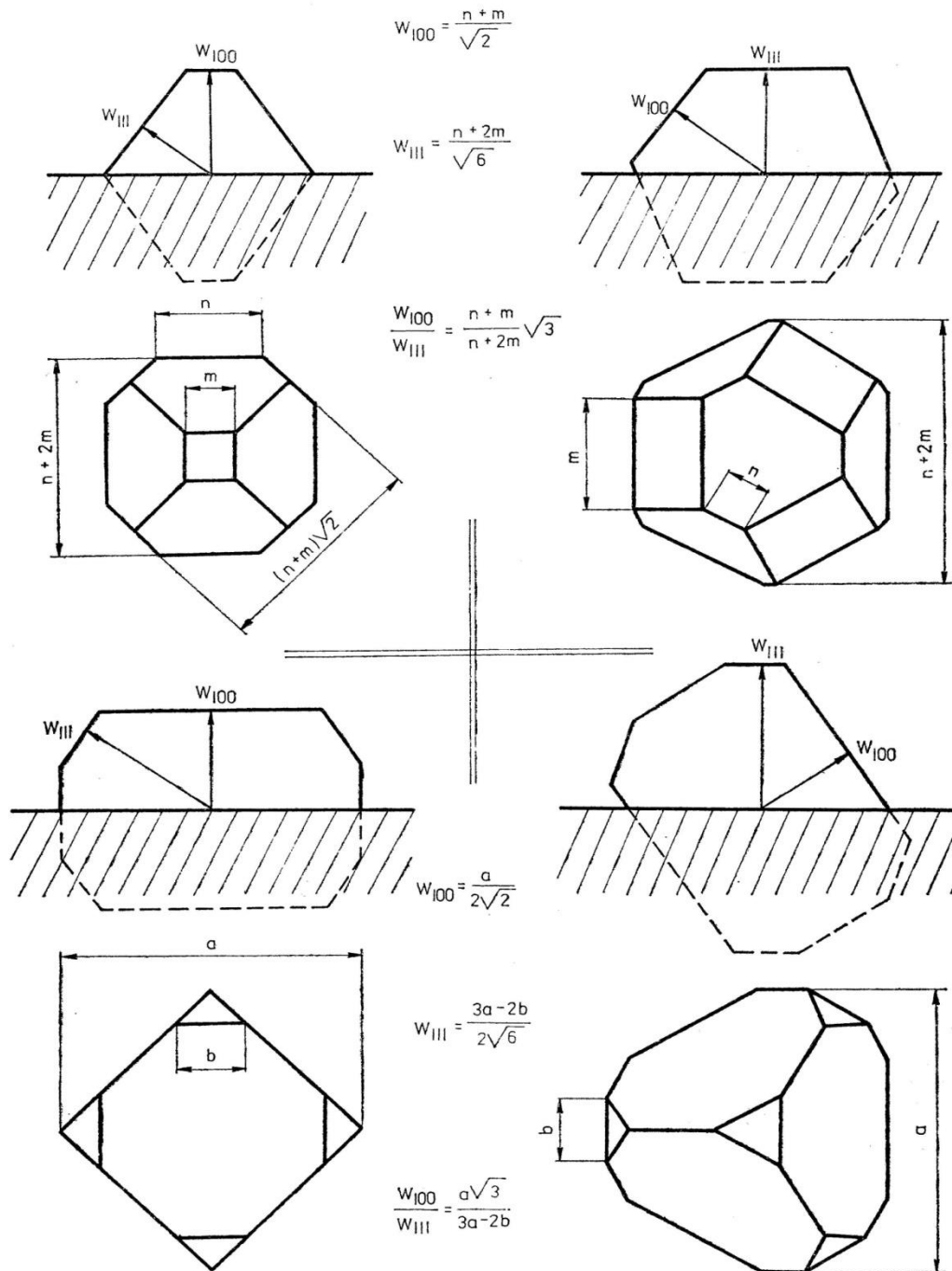


Рис. 5. Схема измерения скоростей роста микрокристаллов алмаза

При большой плотности зарождения кристаллов алмаза на инородных подложках и длительном проведении процесса происходит сращивание отдельных кристаллов и образуется поликристаллическая алмазная плёнка [23]. Однако силы сцепления АП с подложками из меди и золота недостаточны, и при остывании образца происходит отслоение плёнки из-за существенной разницы коэффициентов термического расширения этих материалов. Поэтому наращивание поликристаллических АП осуществляют обычно на подложках из кремния, а также из W, Mo и некоторых сплавов. Формирование покрытия начинается с образования тонкой переходной карбидной прослойки. Для уменьшения времени образования сплошного слоя нами было разработано несколько методов засева подложки частицами алмазных порошков. Подобные приёмы засева ныне широко используются многими исследователями; для синтеза нанокристаллических АП в порошок иногда добавляют частицы некоторых металлов.

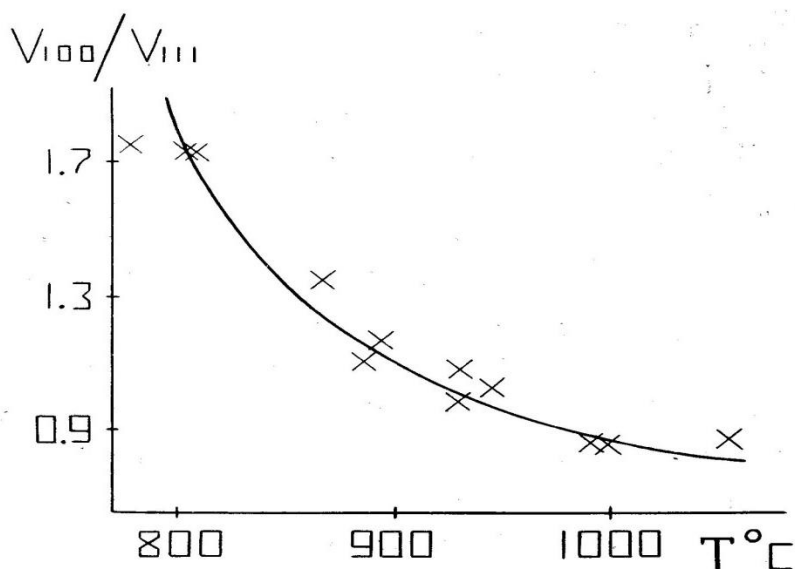


Рис. 6. Зависимость отношения скоростей роста микрокристаллов алмаза в направлениях $\langle 100 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$ от температуры кристаллизации

Мы исследовали различные способы получения поликристаллических АП на неалмазных подложках: в замкнутой системе в режиме ХТР, в проточном реакторе с термической активацией газовой фазы, в дуговом разряде постоянного тока, в гибридном методе – с термической активацией или наложением электрического поля. Было установлено [16,24], что закономерности образования алмаза в этих методах весьма близки:

- зависимость скорости роста от температуры подложки является немонотонной; максимум этой зависимости (850-1150 °C) смещается в область более высоких температур при увеличении общего давления в реакторе;
- зависимость скорости роста от уровня активации газовой фазы (температуры источника в методе ХТР, ток дугового разряда или напряжение смещения при наложении поля) также является немонотонной;
- морфология плёнок сильно зависит от «степени пересыщения», изменяясь от глобулярной (при низких температурах или высокой концентрации углеводородов в исходной смеси) до кристаллической;
- текстура АП в различных методах сходным образом изменяется при варьировании параметров синтеза.

Совокупность данных, полученных нами и, позднее, другими исследователями, приводит к выводу о качественно близком составе кристаллизационной среды и об однотипности процессов, протекающих на поверхности подложки в различных методах

синтеза. Однако единого мнения о деталях механизма роста алмаза из активируемой газовой фазы к настоящему времени ещё не выработано.

Мировым научным алмазным сообществом признаётся, что работы сотрудников нашего Института [22, 23, 25] открыли новую эру в развитии методов газофазного синтеза алмаза, поскольку кардинально увеличилась скорость роста и качество плёнок, существенно расширилась номенклатура доступных алмазных материалов с различными свойствами и появились новые области их использования.

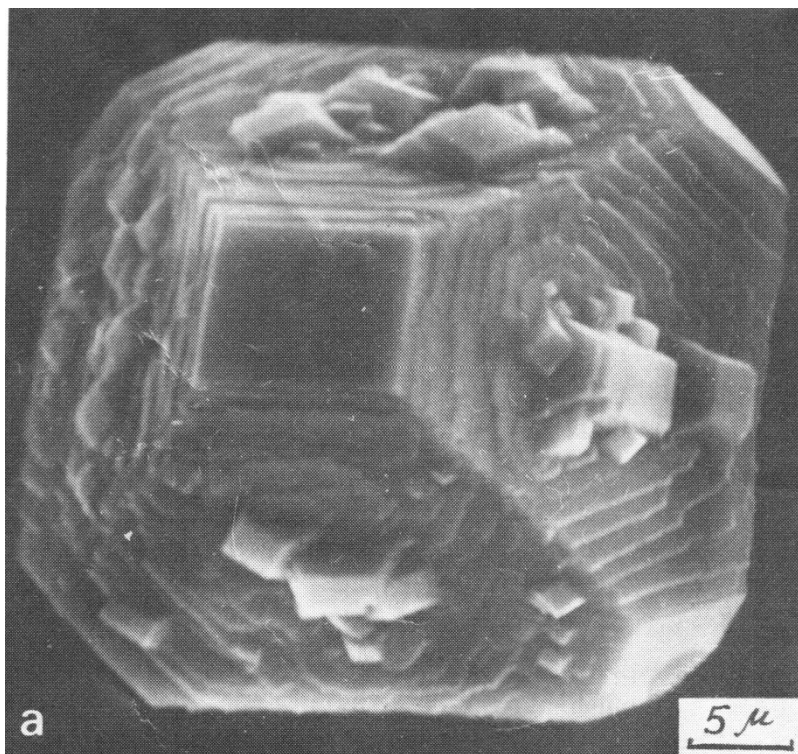


Рис. 7. Двойники роста на гранях (111) микрокристалла алмаза

6. Методы кристаллизации алмаза из активируемой газовой фазы

Различные методы активируемой ХКА были рассмотрены в ряде обзоров – см., например, [26-29]. Возможные способы активации газовой фазы представлены на рис. 8.

Методы ХТР и нагретой нити рассмотрены в разделе 4. Термическая активация газовой фазы используется и в ряде гибридных методов – см. раздел 7, а также в методе газаносителя [14,29]. Установка с газом-теплоносителем была разработана и испытана в ИФХ в 1965-1967 гг. В этом методе водород и метан вводились в кристаллизационную зону по отдельности, причём водород предварительно нагревался до 1900-2000 °С. По ряду причин на затравочных кристаллах при температуре 1050 °С были выращены не монокристаллические, а поликристаллические плёнки со скоростью ~1 мкм/ч.

Разнообразные методы электрической активации газовой фазы широко распространены при синтезе различных материалов, в том числе углеродных. Однако, классический режим тлеющего разряда приводит к получению не алмаза, а алмазоподобного углерода, поскольку частицы газовой фазы падают на его электроды со слишком большой энергией, что вызывает нарушение алмазной структуры [30]. Известно несколько способов уменьшения этой энергии – см. например, обзор [28]. Обычно это осуществляется с применением тормозящего электрополя и часто приводит к получению наноструктурированных алмазосодержащих плёнок.

Более подходящим для кристаллизации алмаза является режим дуги постоянного тока. Этот режим впервые был использован А.Е. Алексенко в 1979 г. для синтеза алмаза при атмосферном давлении [24,29]. При малой площади зоны кристаллизации (несколько мм²) скорость роста могла достигать 300 мкм/ч при 1100 °С [24]. Та же схема (с подложкой,

помещаемой на аноде дугового разряда) была реализована в 1980 г. Л.Л. Буйловым и А.А. Ботевым при пониженном давлении (~0,1 атм), что позволило увеличить сечение раряда и площадь подложек. Позже для синтеза диэлектрических и легированных АП нами было разработано четыре варианта полупромышленных установок (в том числе с устройством для смены семи подложек и установка с тремя катодами). Наряду с относительной простотой метода дугового разряда отметим потенциальную опасность загрязнения синтезируемого алмаза примесями из раскалённого до ~3000 °С катода (обычно карбидизированный вольфрам или тантал).



Рис. 8. Классификация методов активируемой химической кристаллизации алмаза

Этот неблагоприятный эффект может быть сведен к минимуму применением так называемого «тёплого катода». Эмиссия электронов из него не является, как в предыдущем случае, преимущественно термоэмиссионной, а обеспечивается бомбардировкой образующихся в газовой плазме положительных ионов: H^+ , H_2^+ , H_3^+ , $C_mH_n^+$. В результате материалом «теплого» катода может быть менее тугоплавкий и легче обрабатываемый металл, как например, молибден. Другим достоинством этого метода является возможность увеличения площади подложек, а недостатком – вероятность соосаждения неалмазных форм углерода.

Одним из наиболее мощных методов генерации кристаллизационной среды для роста алмаза является плазменный факел [26], зажигаемый в плазмотронах постоянного тока. Высокая скорость роста АП (до 100 мкм/ч на площади ~1 см²) достигается за счёт большой мощности дугового разряда (~10 кВт), очень высокой скорости протока газа (до 10 км/с) – смесь аргона с водородом в соизмеримой пропорции и довольно высокой концентрации (до 5-8 %) метана относительно водорода.

Чрезвычайно привлекательными являются безэлектродные газовые разряды, позволяющие избежать загрязнения АП примесями металлов из нагретых деталей реактора. Из их числа наиболее распространён и получил промышленное воплощение метод СВЧ [26,31]. В настоящее время усовершенствованным вариантом этого метода выращены со скоростью до 100 мкм/ч на малой затравке алмаза СВД (фирма Сумитомо) монокристалл массой не менее 10 карат. Меньшее распространение получил метод электронного циклотронного резонанса (ЭЦР), в котором расширение СВЧ-плазмы (что позволяет увеличить площадь подложки) достигается наложением магнитного поля при давлении ниже 1 Тор. ВЧ-активация газовой фазы на частотах порядка МГц и сотен кГц [26] позволяет использовать более простое оборудование. Однако уровень ВЧ-активации обычно бывает недостаточным для обеспечения полной селективности процесса.

Один из простейших методов химической активации – ацетилен-кислородное пламя. При небольшом отклонении состава C_2H_2/O_2 в сторону недостатка кислорода на небольшой площади (единицы и десятки $мм^2$) могут быть получены слои моно- и поликристаллического алмаза при температуре подложки выше 1000 °С со скоростью в десятки мкм/ч [32]. Увеличение площади иногда достигается передвижением подложки в процессе синтеза.

Известны пока единичные работы с применением мощного лазерного излучения с частотой, подходящей для возбуждения колебаний в молекуле – прекурсор для синтеза алмаза. Положительные результаты получены с помощью газообразного этилена, разлагаемого мощным сфокусированным излучением лазера (фотохимический метод, рис. 8).

Особого внимания заслуживают процессы синтеза алмаза, в которых преднамеренно используются несколько способов активирования газовой фазы (так называемые гибридные методы).

7. Гибридные методы

Нами было исследовано несколько вариантов сочетания термической и электрической активации газовой фазы. Первоначальные опыты в этом направлении были проведены в режиме ХТР в варианте сэндвич-геометрии. Газовая фаза в плоскопараллельном зазоре между нагретым графитовым активатором (который одновременно служил источником углерода) и подложкой (рис. 1) в типичных условиях проведения ХТР оказалась проводящей из-за эмиссии электронов с активатора. Разность потенциалов между активатором и подложкой составляла обычно 1-3 В и возрастала с температурой активатора и с уменьшением общего давления в реакторе [16]. Это позволило нам, начиная с 1974 года контролировать стабильность параметров синтеза в режиме ХТР. В 1975 г. было решено при выращивании как эпитаксиальных плёнок, так и микрокристаллов алмаза на медных подложках прикладывать между активатором и подложкой разность потенциалов (до 120 В) от внешнего источника постоянного тока. При отрицательном потенциале на подложке ток через газовый зазор практически был равен нулю, поскольку эмиттируемые активатором электроны не достигали подложки; не было обнаружено также каких-либо изменений скорости роста и характеристик получаемых АП. При положительном потенциале на подложке ток резко возрастал при повышении приложенного напряжения, поскольку эмиттируемые электроны вызывали дополнительную ионизацию (и атомизацию) молекул газа, то есть возникал несамостоятельный электрический разряд. (Ток через зазор приходилось ограничивать величиной ~0,5 А чтобы избежать перегрева подложки и появления нестабильности разряда.) При этом, очевидно, повышалась концентрация атомарного водорода, который переводил в газовую фазу углерод графитового активатора, и таким образом, приводил к повышению концентрации активных углеродсодержащих частиц в зазоре, служащих переносчиками углерода к подложке. Кроме того, бомбардировка подложки ускоренными электронами и отрицательными ионами могла способствовать интенсификации процессов разложения и поверхностной миграции адсорбированных на подложке углеводородных комплексов с преалмазной структурой. В результате скорость роста АП повышалась (максимально - в 4,4 раза), в ряде случаев без ухудшения

кристалличности. Привлекательным в этом варианте метода ХТР было также то, что этот выигрыш в скорости достигался при несоразмерно малых затратах энергии – не более 10 % от величины, расходуемой на нагрев графитового активатора. Таким образом, было показано, что использование дополнительных форм движения материи (в данном случае - электрической) позволяет реализовать эффективные параллельные «каналы» интенсификации процесса кристаллизации [33].

Другой вариант комбинации основной - термической и дополнительной - электрической активации был осуществлён нами при замене графитового активатора-источника углерода на нагревательный элемент (спираль) из вольфрамовой проволоки («горячая нить»), имеющий приблизительно ту же температуру около 2000 °С и использовании газовой смеси метана (или другого углеродсодержащего прекурсора) с водородом, прокачиваемой через реактор при давлении 0,05-0,2 атм [24,34,35]. К зазору в несколько мм между спиралью и подложкой прикладывалось постоянное напряжение 50-150 В («плюс» – на подложке). Синтезированные поликристаллические АП (на вольфрамовых подложках) во всём диапазоне исследованных условий имели хорошую кристалличность. Было установлено, что при низкой температуре подложки (800 °С) электрическая активация почти не оказывает влияния на скорость роста, в то время как при более высоких температурах (900 и 950 °С) она может быть повышена более чем в два раза. При этом мощность дополнительной активации (как и в методе ХТР) составляла не более 10-15 % от основной. Независимые эксперименты с примерно такими же результатами были осуществлены японскими исследователями [36]. Детальное обсуждение механизмов влияния дополнительной активации газовой фазы на скорость и качество моно- и поликристаллических АП проведено нами в работах [34, 35].

В процессах химической кристаллизации из газовой фазы (CVD) алмаза при более высоких давлениях влияние бомбардировки заряженными частицами на кристалличность должно ослабевать. Например, в работе [37], где использовался дуговой плазмотрон при атмосферном давлении, было изучено влияние положительного (относительно стенок плазмотрона) смещения 0-120 В на подложке, которое приводило к протеканию тока через неё величиной до 4,5 А/см². Скорость роста при этом оставалась практически постоянной (6 мкм/ч) до значения тока 2,5 А/см², после чего начиналось её резкое возрастание; при токе 4,5 А/см² она превысила 30 мкм/ч. Оптическая спектроскопия показала превышение температуры на несколько тысяч градусов в слое плазмы, прилегающем к растущей АП. Это могло, по мнению авторов, приводить к повышению концентрации атомарного водорода, а это, в свою очередь – к дополнительному образованию активных (метастабильных) углеводородных частиц. Кроме того, дополнительная активация могла вызывать появление поверхностных промежуточных состояний, что, в итоге, также способствовало повышению скорости роста в несколько раз. Качество получаемых АП практически не зависело от интенсивности вспомогательного разряда, сосредоточенного у подложки, оставаясь стабильно высоким даже при максимальных плотностях тока на ней.

Ещё одна комбинация двух видов активации – при помощи СВЧ-разряда и излучения ртутной лампы сверхвысокого давления – описана в [38]. Мощность СВЧ-генератора составляла 500 Вт, а плотность потока УФ-излучения лампы – 50 мкВт/см². Дополнительная оптическая активация приводила к повышению скорости роста алмазных затравок в 1,2-1,5 раза. Как считают авторы [38], это могло быть связано с фотохимической десорбцией водорода с поверхности растущего слоя. Одновременно УФ-облучение вызывало некоторое ухудшение кристалличности алмаза, однако следов графита не было обнаружено.

Таким образом, можно утверждать, что намеренное комбинирование различных способов активации (форм энергии и путей её введения в кристаллизационную зону) представляет несомненный интерес для повышения производительности методов синтеза газофазного алмаза, его качества, а также уточнения механизмов кристаллизации и сопутствующих ей процессов. Это направление, несомненно, усложняет общую картину синтеза, однако может обеспечить повышенную гибкость технологий, позволяя в

перспективе получать АП различной структуры, морфологии и свойств, а также реализовать дополнительные экспериментальные возможности для легирования АП.

8. Легирование алмазных плёнок

Поскольку одним из наиболее многообещающих приложений алмаза считалась (и считается) твердотельная электроника, исследователи прежде всего попытались легировать получаемые АП элементами III и V групп Периодической системы для придания этим плёнкам проводимости p- и n-типа, соответственно.

Первым элементом, преднамеренно введённым в алмаз при пиролизе смеси CH_4 и B_2H_6 , был бор [39]. На поверхности зёрен алмазного порошка (размером ~ 1 мкм) нарастали слои голубого цвета толщиной несколько десятков нм, p-типа (судя по знаку термо-ЭДС) проводимости. Корректно исследовать электрофизические свойства таких образцов, конечно, не представлялось возможным.

Только появление процессов активируемой ХКА позволило получать протяжённые образцы (АП и микрокристаллы) полупроводникового газофазного алмаза. Впервые это было сделано в дипломной работе А.Е. Алексенко, выполненной в ИФХ АН СССР в 1972 г. под руководством Б.В. Спицына. Нарастивание АП на природных кристаллах осуществлялось в режиме ХТР. Источником бора служил его карбид, помещённый на поверхность графитового источника углерода. При высокой температуре последнего B_4C газифицировался атомарным водородом с образованием карборанов различного состава. Так были получены АП толщиной до ~ 1 мкм с низким (до 10^{-2} Ом.см) сопротивлением (энергия активации проводимости $\sim 0,37$ эВ у слаболегированных образцов и близка к нулю у сильнолегированных), имевшие окраску от бледно-голубой до тёмно-синей. Плёнки были в целом монокристаллическими, с включениями B_4C при высоких уровнях легирования. Максимальная концентрация бора в таких АП (по данным электронно-зондового микроанализа) доходила до 2,6 ат.%. Так же, как и при легировании бором в методе НРТ, наиболее склонной к захвату его атомов оказалась растущая грань (111), а наименее склонной – грань (100).

При помощи обратного резерфордского рассеяния [40] было установлено, что при малых концентрациях бора в плёнках (до 0,1 ат.%) свыше 90% его атомов занимают места в узлах решётки алмаза. В частности, бор может (по данным катодolumинесценции [41]) заполнять вакансии углерода, тем самым понижая дефектность структуры (о чём свидетельствует и повышение стойкости боросодержащих АП к окислению). При возрастании концентрации бора его атомы начинают входить и в тетраэдрические междоузлия; в сильнолегированных образцах 80-90% всего бора присутствует в решётке именно в такой форме. Методом рентгеновской топографии было показано [42], что в первом случае введение бора приводит к уменьшению параметра алмазной решётки на $0,0006 \text{ \AA}$ и к возникновению напряжений несоответствия на границе с подложкой, а во втором – к расширению решётки и к ослаблению напряжений.

Дырочная проводимость легированных бором CVD-плёнок алмаза была подтверждена при помощи измерения термо-ЭДС и эффекта Холла [43]. Подвижность дырок была невысока – $2-3 \text{ см}^2/\text{В.с}$ при 300 К, возрастая до $10-15 \text{ см}^2/\text{В.с}$ при 500-700 К. Это может говорить о преобладании прыжковой проводимости по примесным уровням при низкой температуре и о рассеянии носителей на различного рода дефектах.

Проведение процесса синтеза в максимально чистых условиях, при низкой скорости роста (несколько мкм в сутки), позволило другим исследовательским группам получить легированные бором эпитаксиальные АП, не уступающие или даже превосходящие по подвижности дырок ($1840 \text{ см}^2/\text{В.с}$ при 300 К) лучшие образцы природных кристаллов [44].

К сожалению, в природе не нашлось вполне подходящего элемента-донора для алмаза. Единственный элемент V группы – азот - ковалентный радиус которого ($0,7 \text{ \AA}$) и энергия связи с углеродом близки к соответствующим параметрам атомов углерода в алмазе

- образует в его решётке глубокий донорный уровень, практически не влияя на проводимость матрицы при обычных условиях [45].

Фосфор, использованный в большинстве попыток синтезировать n-алмаз, имеет уже гораздо больший ковалентный радиус (1,1 Å), затрудняющий изоморфное замещение углерода в решётке алмаза. Вследствие этого, по-видимому, наши положительные результаты по легированию этим элементом в процессе CVD-синтеза [46] длительное время не были воспроизведены другими исследователями.

Значительный интерес в настоящее время проявляется к легированию алмазных плёнок серой. По теории изолированный атом серы в алмазе – глубокий донор, но сложные дефекты – сера с азотом, бором и вакансией могут быть донорами с меньшими энергиями 0,4-0,5 эВ [47].

С целью получения АП с электронным типом проводимости нами было осуществлено легирование фосфором, серой и литием первоначально в процессе ХТР. Элементарные Р и S, а также LiH испарялись в ростовой камере при повышенной температуре. Максимальные концентрации Р и S в плёнках доходили до 0,3 и 0,03 ат. %, а минимальные удельные сопротивления этих плёнок составляли 10^1 и 10^3 Ом.см, соответственно. Судя по знаку термо-ЭДС и ЭДС Холла, эти плёнки обладали проводимостью n-типа. Подвижность носителей в АП с фосфором составляла 12-15 см²/В.с, подвижность в АП, легированных серой, измерить не удалось. Энергия активации проводимости АП, содержащих фосфор, изменялась от 0,1 до 0,3 эВ при изменении его содержания от 0,003 до 0,3 ат. %, соответственно [24, 46]. АП, легированные серой, имели энергию активации ~0,38 эВ. При легировании литием воспроизводимых результатов получено не было.

Результаты большинства наших работ по легированию обобщены в [24, 46, 48] и сведены в табл. 1. На основе полупроводниковых АП были созданы прототипы электронных приборов: термистора, диода и фотодиода [49].

Подтверждение наших результатов по синтезу АП n-типа, легированных фосфором и серой, другими исследователями последовало лишь спустя примерно 20 лет. Трудности на этом пути были связаны, возможно, с пассивацией атомов фосфора в решётке CVD-алмаза водородом [50], а также, вероятно, с его способностью (подобно азоту) образовывать агрегаты в алмазе при высоких уровнях легирования подобно азоту. Тем не менее, например, авторам [51] удалось синтезировать АП с подвижностью электронов ~250 см²/В.с и изготовить светодиод на основе АП, легированных бором и фосфором. Нарращивание АП p- и n-типа проводилось в отдельных установках, с использованием (CH₃)₃B и PH₃, соответственно, при низкой концентрации метана. Концентрации В и Р в плёнках составляли (1-2)·10¹⁷ и (7-8)·10¹⁸ см⁻³, энергии активации 0,37 и 0,59 эВ, сопротивления 500 и 10⁵ Ом.см, подвижности носителей 300 и 60 см²/В.с, соответственно. При пропускании тока в прямом направлении он испускал излучение в фиолетово-голубой и УФ-областях, с пиком при 235 нм. Описана также успешная попытка легирования фосфором АП в процессе синтеза при помощи молекулярно-лучевой эпитаксии [7].

Таблица 1

Сводка данных по легированию АП [48]

Легирующий элемент	Концентрация легирующего элемента в АП см ⁻³	Удельное сопротивление, Ом.см	Толщина плёнки, мкм	E _a , эВ	Тип проводимости
Бор	$1,7 \cdot 10^{19} - 4,5 \cdot 10^{21}$	$10^6 - 2 \cdot 10^{-3}$	0,1 – 2	0,37 – 0,05	p
Фосфор	$5 \cdot 10^{18} - 5 \cdot 10^{20}$	$10^5 - 10^1$	0,05 – 1	0,11 – 0,04	n
Сера	$5 \cdot 10^{19}$	$10^5 - 10^3$	0,05 - 1	0,17	n*

*) оценка по неомичности электрических контактов

Спустя несколько лет после первой удачной попытки синтеза легированных серой АП в методе ХТР [46] ряд авторов также сообщил об успешном получении алмаза n-типа, легированного этим элементом. Например, эпитаксиальные АП синтезированные в СВЧ-разряде из смеси CH_4 , H_2 и H_2S , содержали 10^{16} - 10^{17} см^{-3} атомов серы, имели холловскую подвижность электронов ~ 600 $\text{см}^2/\text{В}\cdot\text{с}$ и энергию активации проводимости 0,37-0,38 эВ [52]. Однако значительное число попыток реализовать легирование АП серой *in situ* не увенчалось успехом.

Немногочисленные попытки легирования АП литием в процессе CVD-синтеза (например, [53]) не были успешными. В [54] показано, что образуемые этим элементом донорные и акцепторные центры могут в значительной степени компенсировать друг друга. Однако имеются данные по успешному легированию алмаза литием как при ионной имплантации [55], так и при помощи диффузии в электрическом поле – см., например, обзор [29]. Таким образом, дальнейшее продвижение в синтезе легированных полупроводниковых плёнок потребует, очевидно более сложных, комбинированных подходов, сочетающих введение в алмаз различных добавок (и, возможно, различными путями), а также послеростовой обработки. В связи с этим, в Лаборатории кристаллизации алмазных покрытий ИФХЭ РАН продолжают работы по исследованию различных аспектов легирования CVD-алмаза лёгкими элементами. В частности, было возобновлено исследование легирования фосфором [56].

Другим интересным и неожиданным результатом является обнаружение (вслед за открытием сверхпроводимости в образцах поликристаллического алмаза, легированных бором в методе СВД) сверхпроводимости при гелиевых температурах в АП, полученных методом ХТР [57]. Возможно, эти результаты расширят знания о фундаментальных электронных свойствах алмаза и придадут новый импульс CVD-алмазной электронике.

9. Свойства газозафазного алмаза

Получение толстых (в десятки и сотни мкм) АП и микромонокристаллов (поперечником до 50 мкм) алмаза позволило исследовать их механические, физические и химические свойства. Было установлено, что химический состав, параметр кристаллической решётки, микротвёрдость, показатель преломления эпитаксиальных АП - практически не отличаются от соответствующих свойств природного алмаза и синтетического алмаза, полученного методом СВД [5]. Прочность на раздавливание, измеренная на микрокристаллах, выращенных методом ХТР на медной подложке не уступала прочности алмазных зёрен аналогичного размера, полученных традиционным методом СВД [58].

АП на грани (111), легированные бором до концентрации $\sim 1 \cdot 10^{21}$ см^{-3} , даже превосходили примерно в 6 раз грань (111) природного алмаза по стойкости к окислению в расплаве KNO_3 при 550 °С [59]. По-видимому, это связано с ингибирующим влиянием плёнки оксида бора на процесс окисления. Позднее десятикратное повышение стойкости было установлено на поликристаллических борированных АП.

Как было уже отмечено, что высоколегированный бором алмаз СВД и высоколегированные бором АП наряду с полупроводниковыми свойствами обнаруживают и сверхпроводимость при гелиевых температурах.

Исследование износостойкости АП показало её высокую величину при соударениях с кварцевыми песчинками при их линейной скорости до и более 400 м/с. [1]. Прочность на изгиб монокристаллических АП отличалась примерно в 4 раза, в зависимости от направления стрелы прогиба. Большую стойкость АП проявляла, если изгиб осуществлялся в направлении к ростовой стороне АП. Теплопроводность высокочистых поликристаллических АП незначительно уступала по величине теплопроводности совершенных монокристаллов алмаза [60]. По-видимому, это обусловлено малым рассеянием фононов на межкристаллитных границах. Оптическая прозрачность поликристаллических АП и пластин наивысшего совершенства также не уступала природному алмазу и могла составлять в видимой области спектра $\sim 0,07$ см^{-1} [61].

В целом, возможности методов активируемой ХКА позволили синтезировать алмаз с рядом физических и химических свойств, выходящих за границы, установленные алмазу Природой. В результате усилий исследователей, входящих в мировое алмазное научное сообщество, удалось превзойти некоторые известные для алмаза свойства и характеристики и получить своеобразный «сверхалмаз» (Табл. 2).

Таблица 2

Некоторые сравнительные характеристики и свойства синтетического алмаза, полученного с применением методов активируемой ХКА (CVD алмаз)

Характеристика (размерность)	Природный алмаз	CVD алмаз	Относительное изменение
Плотность (г/см ³)	3,515	3,770 ^{*)}	1,073
Теплопроводность (Вт /м.К)	2100	3140 ^{**)}	1,5
Лучевая стойкость (отн. ед.)	1	15 ^{**)}	15
Удельное сопротивление для р-типа	10 ^{2****)}	10 ⁻³	10 ⁵
Подвижность дырок (см ² В ⁻¹ с ⁻¹)	1550 ±150 ^{***)}	1640	~ 1
Подвижность электронов (см ² В ⁻¹ с ⁻¹)	2000	200	0.1
Стойкость к окислению (отн. ед.)	1	6 - 10 ^{****)}	6 - 10

*) Изотопно-чистый С-13

**) Изотопно-чистый С-12

***) Алмаз типа II B

****) Легированная бором AP

10. Применения газофазного алмаза

Механические свойства поликристаллических AP делают их идеальным покрытием для режущих инструментов на основе твёрдых сплавов и, в особенности, нитридно-кремниевой керамики. Точение резцами, режущая кромка которых покрыта поликристаллическими AP, позволяет в десятки раз повысить ресурс работы при точении алюминий-кремниевых сплавов – одного из наиболее широко используемых материалов в автомобильной и авиационной промышленности.

Наряду с традиционным применением алмаза в обрабатываемом инструменте новой и перспективной областью его полезного использования является электроника. Следует подчеркнуть при этом несколько существенных обстоятельств. Во-первых, в природе не существует алмаза в виде тонких плёнок, в которых нуждается твердотельная электроника. Во-вторых, наиболее близок к выполнению требований “электронного качества” является безазотный алмаз, кристаллы которого находятся только в количестве порядка 1 % в природных камнях. В то же время получение плёнок и монокристаллов алмаза методами активируемой ХКА с минимальным содержанием в них азота является вполне решённой проблемой. Наконец, в природе ещё более редки, чем безазотные алмазы типа 2A, полупроводниковые алмазы типа 2B, имеющие дырочный характер проводимости. И только методами ХКА может быть получен также требуемый для электронных приборов алмаз донорного, т.е. n-типа проводимости. Уже в наших первых работах были получены прототипы простейших электронных приборов – резистор, диод и фотодиод [49]. В настоящее время получены находящие практическое применение диоды Шоттки на основе AP, легированных бором [62], светодиоды, диоды и некоторые другие активные электронные приборы. Следует отметить, что для создания высокотемпературных, высокоомощных, высокочастотных и радиационно-стойких электронных приборов реальную конкуренцию алмазу могут составить другие высокотемпературные алмазоподобные полупроводники: BN, SiC, AlN и GaN. Однако все они уступают алмазу по теплопроводности и могут успешно «работать» вместе с ним в гетероэпитаксиальных структурах (AlN/алмаз, AlN/ SiC), возможность синтеза которых была доказана методом активируемой ХКА [63].

Ещё до эры газофазного алмаза как природные, так и синтетические алмазы СВД начали применяться в качестве теплоотводов для традиционных приборов электронной техники. Например, алмаз был использован как пассивный элемент в кремниевых и галлий-арсенидных электронных приборах, в значительном числе работающих на спутниках, находящихся на околоземных орбитах. При термической активации газовой фазы методом горячей нити (с большим числом активирующих элементов) могут быть получены АП на значительной площади, что позволяет изготавливать из них (после резки, полировки и отделения от подложки) сразу десятки (сотни) теплоотводов для микроэлектроники.

В последнее время качество и размеры кристаллов газофазного алмаза достигли уровня, которые позволяют делать из него бриллианты, незначительно отличающиеся по качеству от полученных из природных монокристаллов после их шлифовки и полировки. Наибольший полупрозрачный монокристалл алмаза, выращенный методом активируемой ХКА (СВЧ-метод), достигает размера порядка 10 карат [73].

Имеются примеры использования алмазных плёнок в устройствах акустоэлектроники, парах трения, в качестве покрытий электрохимических электродов, окнах для мощных УФ, ИК, СВЧ и рентгеновского излучений, детекторов альфа-частиц, нейтронов и некоторых газов.

11. Заключение

В течение многих лет развития методов ХКА из газовой фазы появилось, наряду с тысячами публикаций в журналах и трудах конференций, значительное число обзорных статей [6,27,28,30,59,64-68,74] и монографий [1,4,5,26,62,69-72], посвящённых синтезу, легированию, структуре, свойствам, методам обработки и сочетания с неалмазными материалами, а также применению плёнок, пластин и кристаллов газофазного алмаза. Разноплановые исследования, которые активно проводятся в сотнях лабораторий, лишь в малой степени отражены в настоящем обзоре. Авторы видели свою главную задачу изложить в нём основные аспекты истории зарождения и развития практически с нуля методов химической кристаллизации алмаза и основных достигнутых результатов, которые им по счастью были доступны «из первых рук». Следует, однако, отметить, что в нашей стране эти работы пока не получили должной материальной поддержки, в отличие от многих других стран, стремящихся к интенсивному развитию высоких технологий.

Благодарности

Авторы признательны за помощь в обсуждении данной публикации Г.А. Соколиной, и в её оформлении - А.А. Ботеву.

Авторы также выражают благодарность своим многочисленным коллегам в России и за рубежом за неоднократное обсуждение результатов наших работ, частично объединённых в рамках этого обзора. Мы признательны также всем участникам алмазного сообщества, продолжающим исследования и разработки в актуальной и сегодня области синтеза алмаза из активируемых газовых сред.

Список литературы

1. J.E.Field ed.The Properties of Natural and Synthetic Diamond. London. Oxford. 1992.
2. Б.В.Спицын, Б.В.Дерягин. Авт. свид. № 339134 по заявке № 964957/716353 с приоритетом от 10.07.1956 г. на «Способ наращивания граней алмаза». Опубл. в БИ, 1980. No 17. С.323.
3. W.G.Eversole. USP № 3030187 and 3030188. Synthesis of diamond. Filed 23.07.1958.
4. Б.В.Дерягин, Д.В.Федосеев. Рост алмаза и графита из газовой фазы. М. «Наука», 1977.
5. Б.В.Дерягин, Д.В.Федосеев, В.Н.Бакуль, В.А.Рябов, Б.В.Спицын, Ю.И.Никитин, А.В.Бочко, В.П.Варнин, А.В.Лаврентьев, В.Л.Примачук. Физико-химический синтез алмаза. Киев. «Техніка», 1971.
6. Б.В.Дерягин, Д.В.Федосеев. Успехи химии. 1970. Т. 39. С. 1661.
7. T.Nishimori, K.Nakano, H.Sakamoto, Y.Takakuwa, S.Kono. Appl. Phys. Lett., 1997. V.71. P. 945.

8. E.A.Gulbransen, K.F.Andrew, F.A.Brassart J. *Electrochem. Soc.* 1965. V. 112. P. 49.
9. Б.В.Спицын, Г.Г.Лопатина. Всес. конф. по теплофиз. свойствам веществ при выс. температурах. 20-30 июля 1966. Новосибирск. Тез. докл. 1966. М. 32.
10. Б.В.Спицын. Дисс. к.х.н. М. ИФХ АН СССР. 1966.
11. Б.В.Спицын, А.В.Смолянинов. Способ наращивания слоев алмаза. А.с. № 287912 (СССР) от 21.04.1971.
12. F.H.Nicoll. J. *Electrochem. Soc.* 1963. V. 110. P. 1165.
13. М.Плустер, Т.Рид. Равновесие системы углерод-водород-ацетилен при высоких температурах // Реакции углерода с газами, М. ИИЛ. 1963. С. 300.
14. Б.В.Спицын. Дисс. д.х.н., М. ИФХ АН СССР (рукопись), Москва, 1973.
15. Б.В.Спицын. Сб. труд. I Межд. сем. по алмазным плёнкам. Улан-Удэ. 30 июня-6 июля, 1991. В: Техника средств связи. Научн.-техн. сб. Сер. технология производства и оборудование. Вып. 4. 1994. М.: ЦООНТИ «Экос». С. 7.
16. Л.Л.Буйлов. Дисс. к.ф.-м.н., М. ИФХ АН СССР, 1988.
17. Л.Л.Буйлов, А.Е.Алексенко, А.А.Ботев, Б.В.Спицын. Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. С. 888.
18. А.А.Ботев. Дипломная работа. МИТХТ. Москва. 1977.
19. И.И.Авраменко ЖФХ. 1946. Т. 20. С.1299.
20. J.C.Angus, D.J.Poferl, N.C.Gardner, S.Chauhan, T.J.Dyble, P.Sung. Rept. at Int. Conf. on Synthetic Diamonds, Kiev. U.S.S.R. Sept. 14-18, 1971.
21. S.Matsumoto, Y.Sato, M.Tsutsumi, N.Setaka. J. Mater. Sci. 1982. V.17. P. 3106.
22. Б.В.Дерягин, Б.В.Спицын, Л.Л.Буйлов, А.А.Клочков, А.Е.Городецкий, А.В.Смолянинов. Докл. АН СССР. 1976. Т. 231(2). С. 333.
23. Б.В.Дерягин, Б.В.Спицын, Л.Л.Буйлов, Г.В.Александров, В.П.Репко, А.Е.Городецкий, З.Е.Шешенина. Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. С. 388.
24. А.Е.Алексенко. Дисс. к.х.н. М.: ИФХ АН СССР. 1989.
25. B.V.Spitsyn, L.L.Bouilov, B.V.Derjaguin. J. Cryst. Growth. 1981. V. 52. P. 219.
26. M.A.Prelas, G.Popovici, L.K.Bigelow, eds. Handbook of Industrial Diamonds and Diamond Films. NY: Marcel Dekker Inc. 1998.
27. B.V.Spitsyn, L.L.Bouilov, A.E.Alexenko. Brazilian J. Physics, 2000. V. 30. P. 471.
28. Л.Л.Буйлов, А.А.Ботев. Матер. Межд. научн. конф. "Тонкие плёнки и наноструктуры". Изд. МГИРЭА. М. 2004. Ч. 2. С. 15.
29. Б.В.Спицын, А.Е.Алексенко. Развитие работ по химической кристаллизации алмаза в ИФХ РАН. Современные проблемы физической химии, М. "Граница", 2005. С.350-368.
30. B.V.Spitsyn, L.L.Bouilov, B.V.Deryaguin. Progr. Cryst. Growth Charact. 1988. V. 17 (2). P. 79.
31. M.Kamo, Y.Sato, S.Matsumoto, N.Setaka. J. Cryst. Growth. 1983. V. 62. P. 642.
32. L.M.Hanssen, W.A.Carrington, J.A.Butler, K.A.Snail. Mater. Lett. 1988. 7(7, 8). P.289.
33. Л.Л.Буйлов, А.А.Ботев, А.Е.Алексенко, Б.В.Спицын и др. А.с. 1082082 СССР. Способ выращивания слоёв алмаза и устройство для его осуществления. Заявл. 07.04.1982.
34. B.V.Spitsyn, L.L.Bouilov, A.E.Alexenko. Diam. Rel. Mater. 1999. V. 8. P. 1371.
35. А.Е.Алексенко, L.L.Bouilov, B.V.Spitsyn. Proc. 6th Int. Symp. on Diamond Materials. Electrochem. Soc. Proc. 2000. V. 99-32. P. 31.
36. A.Sawabe, T.Inuzuka. Appl. Phys. Lett. 1985. V.46. P. 146.
37. S.K.Baldwin, T.G.Owano, M.Zhao, Ch.H.Kruger. Diam. Rel. Mater. 1997. V. 6. P. 202.
38. M.Kamo, T.Ando, Y.Sato, K.Bando, J.Ishikawa. Diam. Rel. Mater. 1992. V. 1. P. 104.
39. Дж.С.Энджес, Н.К.Гарднер, Д.Дж.Поферл, С.Шаухан, Т.Дж.Дабл, П.Сунг. Синтетические алмазы в промышленности, ред. В.Н.Бакуль. Киев. Наукова думка, 1974. С. 30.
40. B.V.Spitsyn, A.E.Alexenko. Proc. of Int. Conf. on Diamond Crystallization under Reduced Pressure (Warsaw, Poland, June 27-30, 1985), Archiwum Nauki o Materialah. 1986. V. 7. № 2. P. 201.
41. В.С.Вавилов, А.А.Гиппиус, А.М.Зайцев, Б.В.Дерягин, Б.В.Спицын, А.Е.Алексенко. ФТП. 1980. Т. 14. Вып. 9. С. 1811.
42. Н.А.Бульёнков, Б.В.Дерягин, В.П.Мартовицкий, Б.В.Спицын, А.Е.Алексенко. Тез. докл. III Всесоюзн. совещ. «Дефекты структуры в полупроводниках» (Новосибирск, 27-29 ноября 1978), Новосибирск. СО АН СССР, 1978. Ч. 2. С. 228.
43. А.Е.Алексенко, В.С.Вавилов, Б.В.Дерягин, М.А.Гукасян, Т.А.Каратыгина, Е.А.Конорова, В.Ф.Сергиенко, Б.В.Спицын, С.Д.Ткаченко. Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 334.
44. S.Yamanaka, D.Takeuchi, H.Watanabe, H.Okushi, K.Kajimura. Diam. Rel. Mater. 2000. V. 9. P. 956.

45. B.V Spitsyn. Wide Band Gap Electronic Materials. Proc. of NATO ARW (Minsk, Belarus, May 4-6, 1994). NATO ASI Series. 3. High Technology. 1995. V. 1. P. 31.
46. A.E.Alexenko, B.V.Spitsyn. Diam. Rel. Mater. 1992. V. 1. P. 705.
47. E.Gheeraert, N.Casanova, A.Tajani, A.Deneuille, E.Bustarret, J.A.Garrido, C.E.Nebel, M.E.Stutzmann. Diam. and Rel. Mat. 2002. V. 11. P. 289.
48. B.V.Spitsyn. Proc. on Advanced Materials. Tsukuba: NIRIM. Ed. by M.Kamo, H.Kanda, Y.Matsui, T.Sekine. 1994. P. 169.
49. A.E. Alexenko, B.V.Spitsyn. Diamond and Diamond-like Films and Coatings. NATO Adv. Stud. Inst. 1991. Ser. B. 226. P. 789.
50. S.Koizumi, M.Kamo, S.Sato, H.Osaki, T.Inuzuka. Appl. Phys. Lett. 1997. V. 71. № 8. P. 1065.
51. S.Koizumi, K.Watanabe, M.Hasegawa, H.Kanda. Diam. Rel. Mat. 2002. V. 11. P. 307.
52. M.N.Gamo, C.Xiao, K.Ushizawa, E.Yasu, I.Sakaguci, H.Haneda, Y.Kikuchi, T.Suzuki, T.Ando. Proc. of ADC/FCT. 1999. P. 54.
53. R.Zeisel, C.E.Nebel, M.Stutzmann, H.Sternschulte, M.Schreck, B.Stritzker. Phys. Stat. Sol. (a). 2000. V. 181. № 45. P. 45.
54. M.Restie, K.Bharuth-Ram, H.Quintel, C.Ronning, H.Hofsass, S.G.Jahn. Appl. Phys.Lett. 1995. V. 66. № 20. P. 2733.
55. Е.А.Конорова. Ионная имплантация в алмаз. Проблемы физики и технологии широкозонных полупроводников. Доклады 2-го Всес. совещ. по широкозонным полупроводникам. Л.: ФТИ АН СССР. 1979. С. 35.
56. B.V.Spitsyn, I.V.Galushko, A.E.Alexenko, A.B.Spitsyn, M.A.Prelas, T.Ghosh, R.Tompson, S.Loyalka, R.Wilson. Diamond Films and Films of Related Materials. Proc. of 12 Int. Symp. «Thin Films in Electronics». Kharkov. Ukraine. 2001. P. 11.
57. V.A.Sidorov, E.A.Ekimov, E.D.Bauer, N.N.Mel'nik, N.J.Curro, J.D.Thompson, S.M.Stishov, A.E Alexenko, B.V.Spitsyn. Diam. Rel. Mater. 2005.
58. Б.В.Дерягин, Б.В.Спицын, Л.Л.Буйлов, А.Е.Алексенко, А.А.Ботев. Синтез и некоторые свойства плёнок и кристаллов газофазного алмаза. Сверхтвёрдые материалы: синтез, свойства, применение. Доклады международного семинара. Киев. Наукова думка, 1983. С.50.
59. B.V.Spitsyn. Handbook of Crystal Growth. Vol.3A. Ed. D.T.J. Hurlle. 1994. Ch.10. P. 401. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
60. A.V.Sukhadolau, E.V.Ivakin, V.G.Ralchenko, A.V.Khomich, A.V.Vlasov, A.F.Popovich. Diamond and Related Materials 14, No.3-7 (2005). P.589-593.
61. А.Ю.Лукьянов, В.Г.Ральченко, А.В.Хомич, Е.В.Сердцев, П.В.Волков, А.В.Савельев, В.И.Конов. Квантовая электроника. Т. 38, №12 (2008). С.1171-1178.
62. L.S.Pan, D.R.Kania. Diamond: Electronic Properties. London: Kluver, 1995.
63. A.E.Gorodetsky, R.Kh.Zalavutdinov, A.P.Zakharov, W.L.Hsu, B.V.Spitsyn, L.L.Bouilov, V.P.Stoyan. Diam. Rel. Mater. 1999. V. 8. P. 1267.
64. А.П.Руденко, И.И.Кулакова, В.Л.Скворцова. Успехи химии. 1993. Т. 62. С. 99.
65. Д.В.Федосеев, В.П.Варнин, Б.В.Дерягин. Успехи химии. 1984. Т. 53. С. 753.
66. R.C.DeVries. Annu. Rev. Mater. Sci. 1987. V. 17. P. 161.
67. J.C.Angus, C.C.Неyman. Science. 1988. V. 241. P. 913.
68. P.K.Bachmann, D.Leers H.Lydtin Diam. Relat. Mater. 1991. V. 1. P.1.
69. Ю.В.Плесков. Электрохимия алмаза. М. Изд.:УРСС, 2003.
70. C.E.Nebel and J.Ristein eds. Thin Film Diamond. V.I and II. 2003. Amsterdam. Elsevier, 2003.
71. В.Б.Квасков (ред.). Алмаз в электронной технике. М. Энергоатомиздат, 1990.
72. J.Asmussen, D.K.Reinhard, eds. Diamond Films Handbook. NY Marcell Dekker Inc., 2001.
73. S.S.Ho, C.S.Yan, Z.Liu, H.K.Mao, and R.J.Hemley. Prospects for large single crystal CVD diamond. Ind. Diam. Rev., № 1(2006) 28-30.
74. Б.В.Спицын, А.Е.Алексенко. Защита металлов, 2007. Т. 43. № 5. С.456.

Типоморфизм индикаторных минералов кимберлитов из отложений урзугской свиты центральной части Зимнебережного алмазоносного района

¹Третьяченко В.В., ²Бовкун А.В., ³Бортник С.Л., ⁴Веричев Е.М., ²Гаранин К.В., ³Гунин А.П.,
²Никитина К.В., ¹Третьяченко Н.Г.
¹НИГП АК «АЛРОСА», г. Архангельск, ²Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова,
³филиал АК «АЛРОСА» «АЛРОСА–Поморье», г. Архангельск, ⁴ОАО
«Архангельскгеолдобыча», г. Архангельск

На основе обработки значительного фактического материала для центральной части Зимнебережного района Юго-Восточного Беломорья в каменноугольных коллекторах урзугской свиты выделены и описаны два морфогенетических типа ореолов повышенных концентраций индикаторных минералов кимберлитов: Золотицкий (тип I) и Центрально-Зимнебережный (тип II). Установлены типоморфные особенности индикаторных минералов ореолов обоих типов, обусловленные парагенетической связью с кимберлитами различных полей Зимнебережного района, и показана их информативность для поисковых работ.

Введение

Шлихо–минералогический метод до сих пор остается одним из основных и наиболее результативных методов поисков месторождений алмазов. Именно с помощью этого метода были открыты многие кимберлитовые трубки, поля и районы в России и за рубежом. На начальном этапе поисковых работ на территории Зимнебережного района (ЗБР) минералогический прогноз стал решающим фактором в разворачивании здесь ГРР на алмазы.

Практическое применение шлихо–минералогических поисков в условиях ЗБР усложняется в силу нескольких факторов. Прежде всего, вся площадь ЗБР за очень редким исключением относится к «закрытым» территориям, где известные и прогнозируемые алмазоносные кимберлиты перекрыты мощными толщами разновозрастных осадков палеозоя и ледниковыми четвертичными отложениями или только последними. Кроме этого, известные здесь кимберлитовые тела обладают рядом особенностей, отличающих их от среднепалеозойских кимберлитов Якутской провинции. Так большинство алмазоносных трубок месторождения им. М.В. Ломоносова, сложенных безильменитовыми магнезиально–глиноземистыми кимберлитами, характеризуется слабым эрозионным срезом, обусловившим сохранность кратерных фаций мощностью до 100–150 м. При этом и так очень низкие содержания индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) в жерловых частях трубок подверглись весьма существенному разубоживанию в вулканогенно–осадочных образованиях кратерных построек. Достаточно высокими концентрациями пикроильменитов и пиропов, в том числе в верхних частях кратера, характеризуется только промышленно алмазоносная трубка им. В. Гриба. Наряду с этим, сравнительно высокие концентрации прежде всего высокомагнезиальных и высокохромистых ильменитов, а также пиропов, в том числе классической алмазной дунит–гарцбургитовой ассоциации, установлены в убого алмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых трубках Кепинского поля, которые характеризуются значительно более высокой степенью эрозионного среза (более детальная информация этого плана приведена в статье В.В. Третьяченко с соавторами «Формационные особенности» настоящего сборника) Особо следует отметить, что вышеуказанные различные типы первоисточников ИМК расположены здесь в пределах весьма ограниченного по площади участка недр. Совокупность данных факторов, а также вероятность разрыва в пространстве ореола и его коренного источника и возможность многократного переотложения ИМК из древних коллекторов в более молодые, значительно

усложняет общую шлихо–минералогическая обстановку в пределах ЗБР, что в ряде случаев отрицательно сказывается на поисковой информативности отдельных ореолов.

В этих условиях необходим комплексный геологический подход, учитывающий возможности метода в различных поисковых обстановках, который может быть реализован только исходя из типизации ореолов ИМК, связанных с разновозрастными, разнофациальными терригенными коллекторами. В связи с этим отметим, что в отличие от ИМК коренных источников ЗБР, которым посвящено достаточно много опубликованных материалов, по ореолам ИМК из промежуточных коллекторов на сегодняшний день имеется только весьма ограниченная информация (Соболев, 1991–1, 2; Вержак, 2004; Щербакова, 2005; Бовкун, 2008; Посухова, 2008). В настоящей статье рассматриваются особенности ореолов ИМК центральной части ЗБР, связанных только с промежуточным коллектором среднекаменноугольного возраста – урзугской свитой среднего карбона, формирование которой происходило на фоне жаркого аридного климата, в условиях фаций от аллювиальных в низах разреза до дельтовых и прибрежно–морских в средней и верхней части (Третьяченко, 2008–1, 2008–2). Основой фактического материала по характеристике ИМК для данной работы послужили результаты поисковых работ на алмазы, выполненных филиалом «АЛРОСА–Поморье», тематических исследований ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Архангельск), а также материалы более ранних поисковых и разведочных работ Беломорской ГДЭ и ГРЭ 17, которые сопровождалась научно–исследовательскими работами МГУ им. М.В. Ломоносова, направленными на детальное, всестороннее изучение ИМК из урзугского коллектора и выполнялись под руководством Г.П. Кудрявцевой.

Результаты исследований

Строение, литология, фации и палеогеографические условия формирования урзугского коллектора. Песчаный покров урзугской свиты характеризуется масштабным площадным развитием в центральной части ЗБР, который на начало подольского времени на большей части территории перекрывал образования вендского кимберлитовмещающего цоколя, а также отложения поздневизейско–раннесерпуховского возраста северного фланга ЗБР (Третьяченко, 2008–1, 2008–2).

В литологическом отношении это существенно красноцветная, в ряде случаев – пестроцветно–красноцветная толща преимущественно песчаных пород максимальной мощностью до 50–80 м, в составе которой выделяется два основных литолого–фациальных комплекса отложений, формирование которых происходило в условиях жаркого аридного климата:

- нижний (разнозернистые песчаники, алевролиты, алевропесчаниками, редко с прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов, долокреты), сформированный в условиях аллювиальных фаций, соответствующий первой (нижней) пачке урзугской свиты;
- верхний (пески, долокреты, в верхних частях разреза алевролиты, алевропесчаники), объединяющий в себе отложения второй, третьей и четвертой пачек, формирование которых происходило в обстановках бассейновых прибрежно–морских фаций и морского мелководья.

Аллювиальный комплекс выполняет днище протяжённой долинообразной эрозионной палеодепрессии в вендском цоколе, которая имеет северо–восточную ориентировку. На начальной стадии данного этапа на фоне заложения палеогидросети происходило формирование эрозионно–денудационного типа рельефа с образованием аллювиальных русловых фаций, которые мы наблюдаем сейчас в ряде тальвегов, где мощность грубозернистых песков достигает 20 м. В дальнейшем, по мере поднятия базиса эрозии всё большая роль в строении аллювиальной толщи принадлежит уже пойменным фациям, завершение формирования которых предшествовало развитию прибрежно–морских дельтовых. Исходя из относительных превышений погребенного рельефа, можно с уверенностью сказать, что основное направление переноса обломочного материала в области аккумуляции аллювия происходило, главным образом, в юго–западном направлении. В

качестве основных областей сноса обломочного материала на это время выступали палеовозвышенности, примыкающие к бортам палеодолины. Значительную роль играли также эрозионные останцы «островных» участков суши, в качестве которых выступали, в частности, и трубки Золотицкого кимберлитового поля (рис. 1).

В процессе развития урзугской трансгрессии дальнейшее формирование песчаного покрова происходило на фоне слабо расчлененного грядово–холмистого рельефа при общем слабом наклоне поверхности в юго–западном направлении. Обстановки осадконакопления этого времени были промежуточными – от дельтовых и прибрежно–морских при значительной и весьма значительной волновой активности на ранней и средней стадиях до слабо подвижного морского мелководья и значительной удалённости береговой линии – на завершающей стадии и характеризовались периодическими снижениями уровня моря с образованием горизонтов долокретов. По мере накопления осадков происходил процесс выравнивания и сокращения площадей прилегающих областей сноса, и в позднеурзугское время области суши располагались только на северо–западе, крайнем востоке и островных возвышенностях Кепино–Пачугской области (рис. 1).

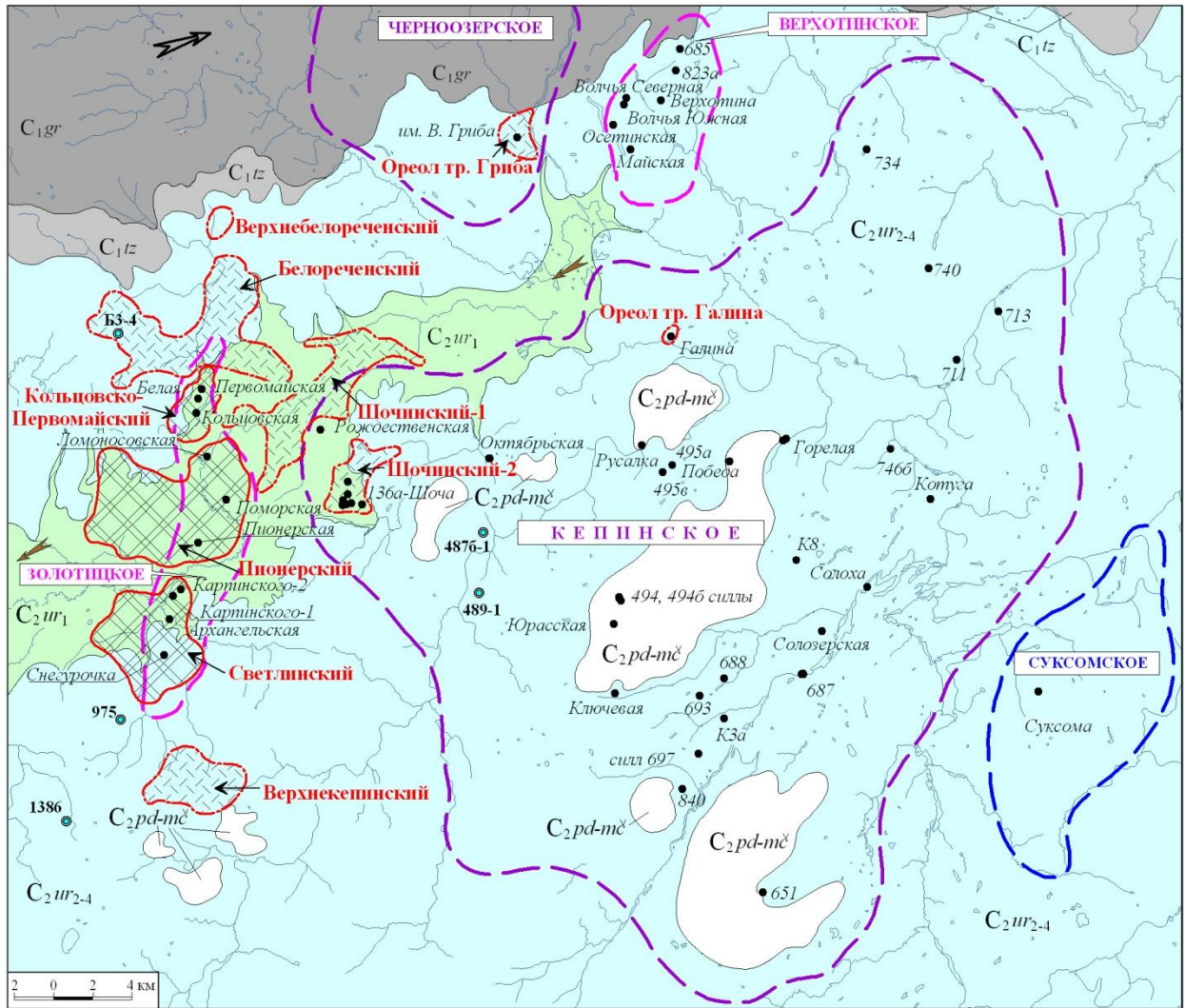
Характеристика ореолов ИМК. По особенностям видового состава, гранулометрии, физиографии и химизма ИМК для урзугского коллектора центральной части ЗБР выделено два морфогенетических типа ореолов (рис. 1): Золотицкий (тип I) и Центрально–Зимнебережный (тип II).

Первый – Золотицкий тип представлен полигенными и частично полихронными слабоконтрастными континентальными и бассейновыми ореолами повышенных концентраций ИМК, которые установлены, главным образом, в базальных горизонтах аллювиальных и бассейновых дельтовых фаций урзугской свиты и развиты в непосредственной близости и на удалении до 4–6 км к западу от трубок Золотицкого кимберлитового поля (рис. 1), что отражает общее направление переноса обломочного материала в ранне–среднеурзугское время.

Определяющими факторами в формировании ореолов рассеяния является в целом низкое содержание ИМ в трубках, которое усугубляется их существенным разубоживанием в туфогенно–осадочных отложениях верхних горизонтов кратерных фаций, низкая гидродинамическая активность среды осадконакопления, а также вероятное поступление ИМК из более раннего бассейнового коллектора – телзинской свиты.

По степени механического износа и видовому составу в ореолах Золотицкого типа отчётливо выделяются две ассоциации ИМК: 1 – *хромдиопсид–хромшпинель–пироповая* с низкой степенью износа минералов, связанная с кимберлитами Золотицкого поля; 2 – *хромшпинель–пироп–пикроильменитовая* с высокой степенью износа минералов, основным первоисточником которой вероятнее всего являются железо–титановые кимберлиты. Общая доля ИМК хромшпинель–пироп–пикроильменитовой ассоциации в ореолах Золотицкого типа варьирует от 19 до 73% от их общего количества.

В составе ИМК ближнего сноса (*хромдиопсид–хромшпинель–пироповая ассоциация*) преобладают хромиты и пиропы, в резко подчинённых количествах отмечены хромдиопсиды. По результатам разнопредставительного опробования отмечены находки алмазов (преимущественно мелких классов). Для зёрен хромшпинелидов, части пиропов и хромдиопсидов процесс истирания проявлен слабо (рис. 2). Его проявления выражаются в слабом притуплении вершин и ребер кристаллов, небольшом сглаживании геометрически правильного узора коррозионного первично–магматического рельефа, появлении тусклого блеска на поверхности граней и элементов скульптур. Нередко сравнительно хорошо сохранен первично–магматический рельеф, иногда отмечаются пиропы с реликтами келифитовой каймы и хромдиопсиды в карбонатной «рубашке». Ведущим процессом преобразования минералов является коррозионное растрескивание, начавшееся еще в кимберлите. Ему в большей степени подвержены крупные трещиноватые дефектные зерна, поэтому в ореолах рассеяния преобладают обломки и осколки зерен, за счет чего снижаются их гранулометрические показатели.



C_{1gr} 1 C_{1tz} 2 C_{2ur_1} 3 $C_{2ur_{2-4}}$ 4 ↗ ↘ 5 C_{2pd-mc} 6 Кепинское 7 ● Галина 8 а б 9 ● БЗ-4 10

Рис. 1. Схема расположения ореолов ИМК в базальных горизонтах урузгского коллектора центральной части Зимнебережного алмазоносного района. Условные обозначения: 1 – 4 – фациальные комплексы отложений базальной части ниже–среднекаменноугольного разреза: 1 – груборучейская свита поздневизейского возраста – аллювиально–пролювиальные пески, песчано–гравийные отложения, алевриты, глины; 2 – телзинская свита поздневизейско–раннесерпуховского возраста – прибрежно–морские пески, алевриты, палеопочвенные карбонатно–кремнистые горизонты; 3 – урузгская свита, русловые и пойменные фации нерасчленённые; 4 – урузгская свита, бассейновые – дельтовые, прибрежно–морские фации и морского мелководья; 5 – основные направления транзита обломочного материала: в груборучейское время (а) и раннеурузгское время (б); 6 – наиболее возвышенные участки палеорельефа – области отсутствия отложений урузгской свиты; 7 – поля кимберлитов и конвергентных пород, их названия; 8 – трубки взрыва, силы, их названия, номера; 9 – ореолы повышенных концентраций ИМК в базальных горизонтах урузгского коллектора: Золотицкого (а) и Центрально–Зимнебережного (б) типов, их названия; 10 – отдельные точки повышенных концентраций ИМК

Частота встречаемости ИМ в шлиховых пробах чрезвычайно низкая и низкая, что указывает на весьма неравномерное распределение этих минералов (практически по всем скважинам из базальных горизонтов отбирались и анализировались шлиховые пробы весом от 5–8 до 15–20 кг).

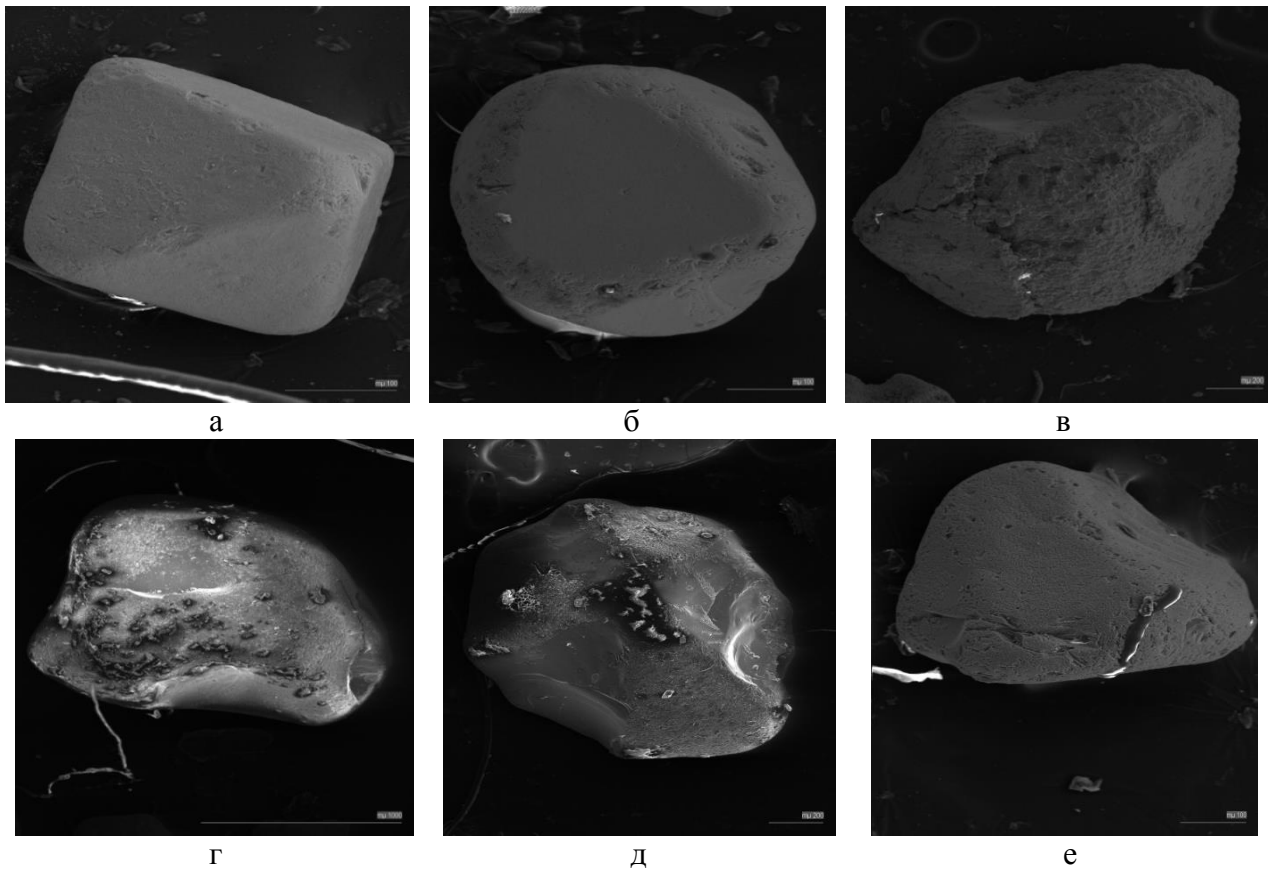


Рис. 2. Зерна хромшпинелидов (а, б – с гранями $\{111\}$, в – с трещиноватой каймой) и обломки зерен пиропов (г, д – слабоизношенные, е – изношенное) из ореолов Золотицкого типа. Растровые электронные микрофотографии, изображения во вторичных электронах

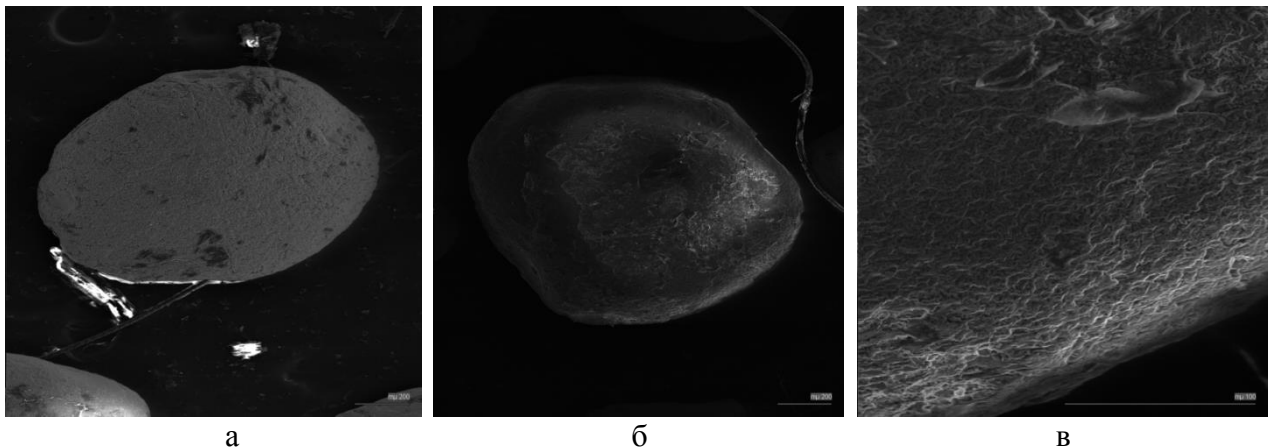


Рис. 3. Изношенные целые зерна пикроильменита из ореолов Золотицкого типа. Растровые электронные микрофотографии, изображения во вторичных электронах

В составе ИМК *хромшпинель–пироп–пикроильменитовой ассоциации* с высокой степенью износа зёрен во всех случаях доминируют пикроильмениты (рис. 3), менее распространены пиропы и в явно подчинённых количествах установлены хромиты. Наиболее изношенными являются пикроильмениты и хромиты. Содержания изношенных пикроильменитов достигают более 50 знаков на пробу, в отдельных ореолах они составляют до 50–70% ассоциации. По особенностям внутреннего строения здесь явно доминируют зёрна монокристаллического строения (порядка 98%), весьма характерно полное отсутствие зёрен с микропирамидальным (шипастым) типом поверхности. Пиропы характеризуются в основном III классом механического износа, достаточно часто отмечаются осколки.

Систематизация, обобщение и анализ имеющихся материалов по распространению ИМК позволили выделить над трубками Золотицкого поля, в непосредственной близости от них и реже на удалении максимум 4–6 километров, группу разноразмерных ореолов повышенных концентраций ИМ ближнего сноса связанных с базальными горизонтами аллювиальных и дельтовых фаций урзугской свиты. Это ореолы Пионерский, Светлинский и Кольцовско–Первомайский (рис. 1).

Ореол Пионерский связан преимущественно с аллювиальными фациями, восточным флангом охватывает центральную часть Золотицкого кимберлитового поля, основная его площадь располагается к западу от последнего. Частота встречаемости ИМК в пределах ореола крайне низкая. Общая доля ИМК хромдиопсид–хромшпинель–пироповой ассоциации ближнего сноса в аллювиальных фациях составляет 38%, в бассейновых – 28%. В аллювиальных фациях преобладает пироп, реже встречается хромит, еще реже – хромдиопсид, тогда как в бассейновых преобладает хромдиопсид при подчинённой роли хромита и пироба. Основную массу ИМК составляют зёрна класса –1 мм. По данным разнопредставительного крупнообъёмного и шлих–протолочного опробования в пределах ореола выявлено 30 кристаллов алмаза, из них 16 относятся к классу –2+1 мм.

Ореол Светлинский выделен на южном фланге Золотицкого кимберлитового поля в районе трубок им. Карпинского, Архангельская и Снегурочка и связан в основном с бассейновыми дельтовыми фациями. Частота встречаемости ИМК здесь несколько выше, чем в Пионерском ореоле, что объясняется непосредственной близостью кимберлитовых тел. Содержания ИМК ассоциации ближнего сноса достигают 5 – 10, в редких случаях (хромиты) до 60 знаков на пробу. Общая доля ИМК хромдиопсид–пироп–хромшпинелевой ассоциации ближнего сноса в аллювиальных фациях составляет около 80%, а в бассейновых 64%. И в аллювиальных и в дельтовых фациях доминируют хромиты, основную массу ИМК составляют зёрна класса –0,5 мм. По данным разнопредставительного мелкообъёмного и шлих–протолочного опробования в пределах Светлинского ореола выявлено в общей сложности 25 кристаллов алмаза.

Ореол Кольцовско–Первомайский выделен на северном фланге Золотицкого кимберлитового поля в районе трубок Кольцовско–Первомайской группы и связан, главным образом, с бассейновыми дельтовыми фациями. Частота встречаемости ИМК очень низкая. Общая доля ИМК пироп–хромшпинелевой (хромдиопсид не установлен) ассоциации ближнего сноса в аллювиальных фациях составляет около 50%, а в бассейновых только 30%. И в аллювиальных и в дельтовых фациях преобладают хромиты, основную массу ИМК составляют зёрна класса –0,5мм. При шлих–протолочном опробовании выявлен только 1 кристалл алмаза класса –1+0,5мм.

Особенности химизма ИМК ореолов I типа выделенных в районе Золотицкого кимберлитового поля рассматриваются нами главным образом на основе дискриминантных диаграмм, дополненных С.М. Саблуковым (2009). Данными диаграммами охарактеризованы и ИМ кимберлитов ЗБР, что позволяет достаточно обоснованно проводить сравнительную характеристику ИМ из промежуточных коллекторов и известных коренных источников, выделяя при этом ИМК, аналоги которых для данной территории на сегодняшний день не установлены.

Хромшпинелид является полигенным минералом, который встречается в разных типах коренных источников, вследствие чего его генезис интерпретируется не всегда просто и однозначно. Анализ типовых диаграмм в координатах $Cr_2O_3-Al_2O_3$ и $Cr_2O_3-TiO_2$ и $Cr_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2+Fe_2O_3$ (рис. 4), показывает, что только часть данных хромитов может быть достаточно уверенно связана с размываемыми кимберлитами Золотицкого поля. Отчетливо видна принадлежность большинства составов к перидотитам коэситовой субфации. Составы единичных зерен из Кольцовско–Первомайского ореола попадают в область D хромитов из включений в алмазе. Значительная же доля хромитов из бассейновых фаций, главным образом Пионерского ореола, характеризуется пикритовым трендом составов и, вероятнее всего, имеет некимберлитовый генезис. Последние, как было показано ранее (Бовкун, 2008),

по составу практически аналогичны хромитам из груборучейского коллектора, что предполагает поступление в урзугский коллектор обломочного материала из северной части ЗБР, что в полной мере соответствует палеогеографической обстановке ранне-среднеурзугского времени.

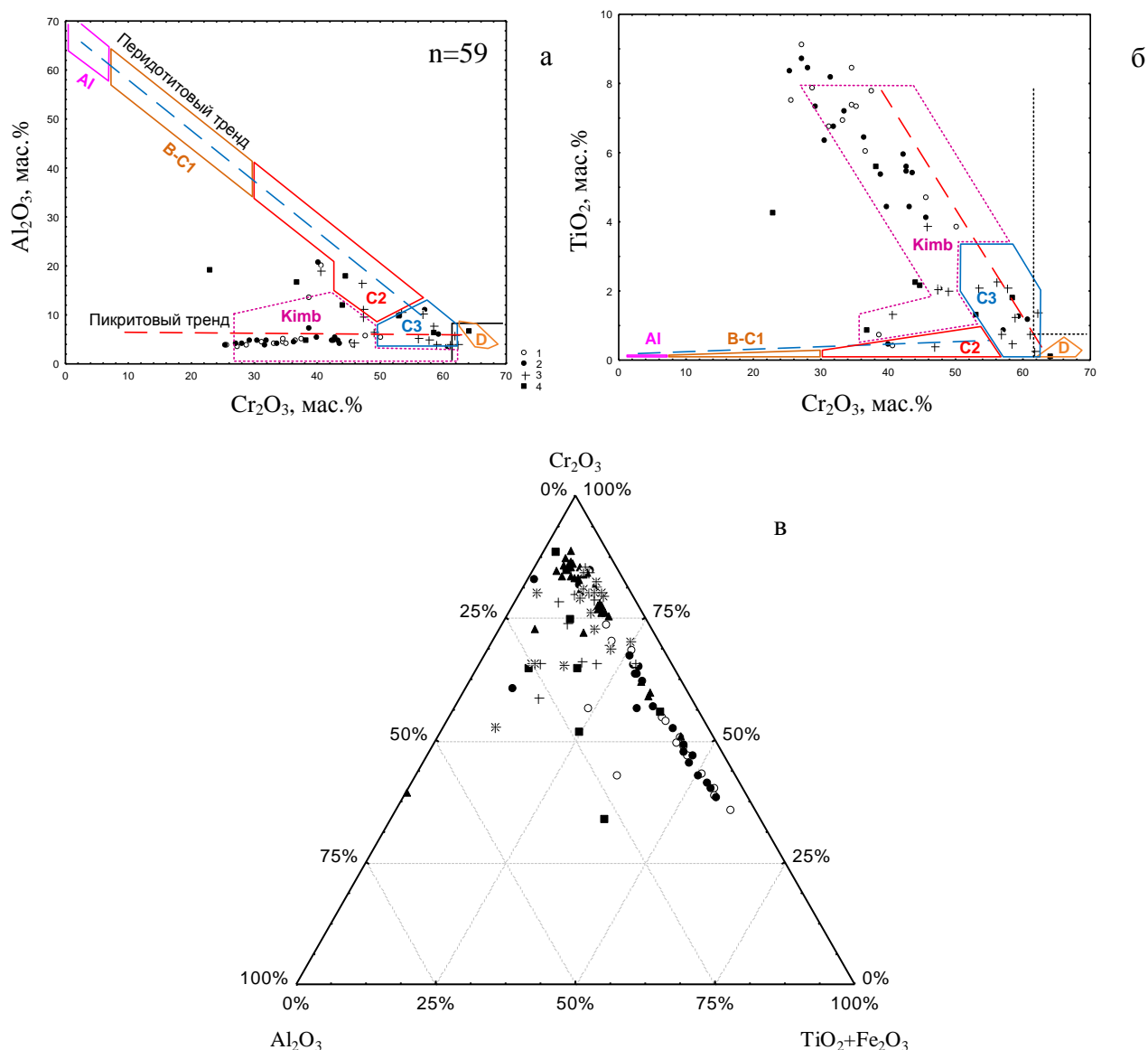


Рис. 4. Особенности состава хромшпинелидов из ореолов Золотицкого типа на диаграммах Cr₂O₃-Al₂O₃ (а), Cr₂O₃-TiO₂ (б) и Al₂O₃-Cr₂O₃-TiO₂+Fe₂O₃. Условные обозначения: 1–2 – ореол Пионерский (1 – аллювиальные, 2 – бассейновые фации), 3 – ореол Светлинский (бассейновые фации), 4 – ореол Кольцовско-Первомайский (бассейновые фации). Обозначения областей составов см. на рис. 5

Пиропы. На основе анализа типовых диаграмм в координатах Cr₂O₃ – CaO и Cr₂O₃ – TiO₂, (рис. 6) можно говорить о том, что, и в этом случае только часть изученных пиропов может быть достаточно уверенно связана с размываемыми кимберлитами Золотицкого поля. На графике Cr₂O₃-CaO для пиропов характерны максимальные значения по хрому 10–12%, по кальцию – около 7%. Большинство анализов попадают в область перидотитов гроспидитовой субфации C2. Значительная часть фигуративных точек составов находится в области перидотитов козситовой субфации C3. Единичные составы зерен Пионерского и Кольцовско-Первомайского ореолов соответствуют составу пиропов из включений в алмазе (D).

В то же время, на графике Cr₂O₃ – TiO₂ отчетливо видно, что составы значительной

части изношенных зерен соответствуют пиропам из ильменитовых перидотитов – индикаторов кимберлитов Fe–Ti минералого–петрохимического типа, которые характерны для Кепинского и Черноозёрского полей и вероятнее всего изначально были связаны с бассейновым телзинским коллектором, который размывался в ранне–среднеурзугское время.

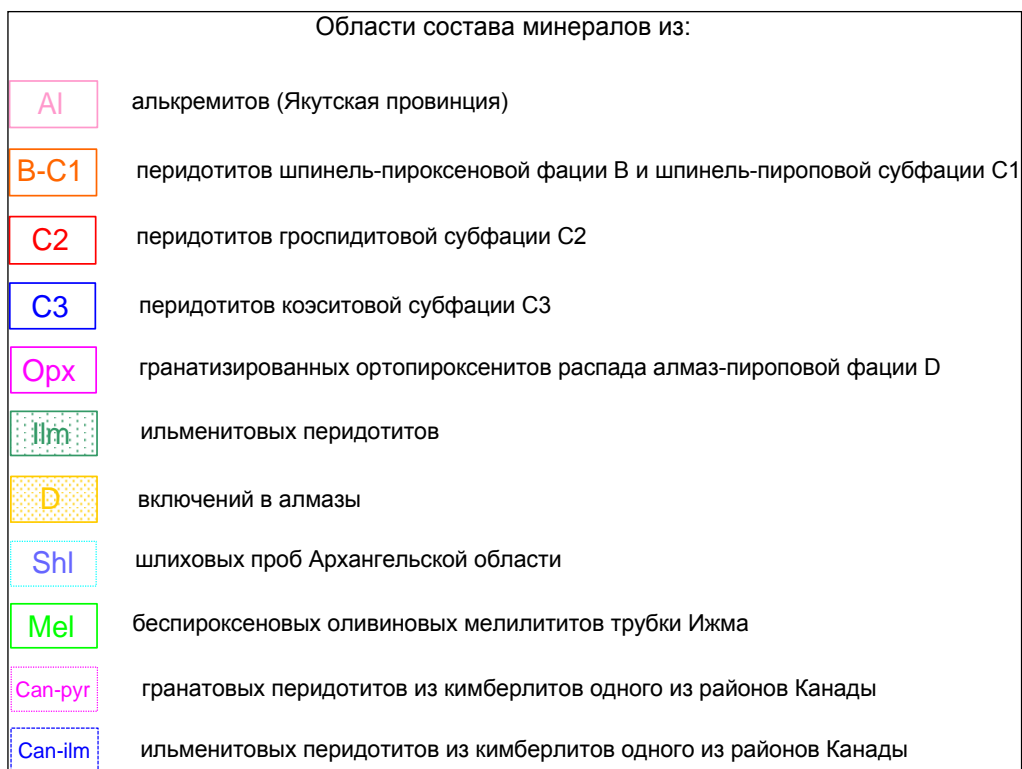


Рис. 5. Условные обозначения к диаграммам состава ИМК Зимнего Берега и других регионов (Саблуков, Саблукова, 2009ф)

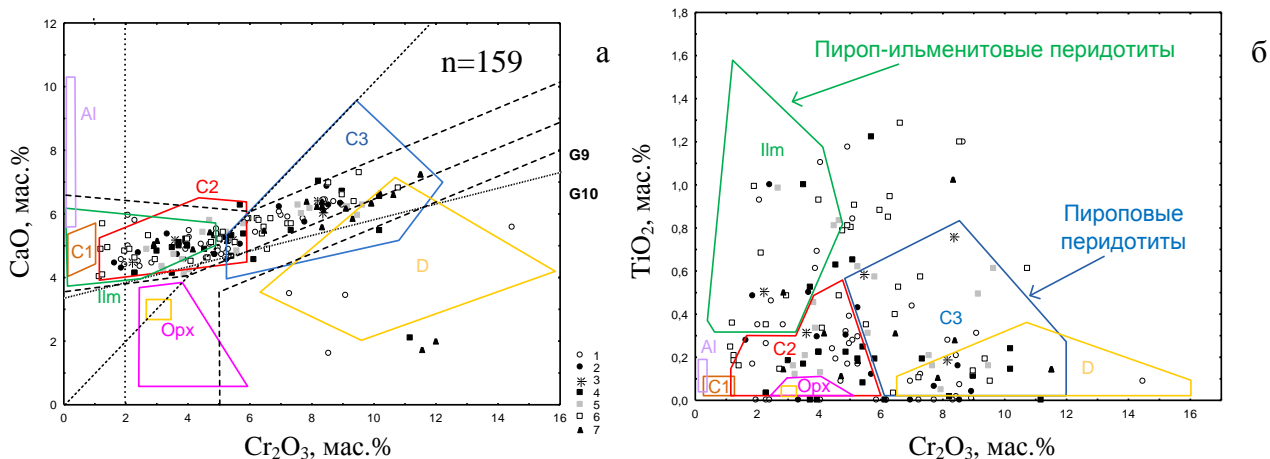


Рис. 6. Особенности состава пиропов из ореолов Золотицкого типа на диаграммах: Cr_2O_3 – CaO (а), Cr_2O_3 – TiO_2 (б). Условные обозначения: 1–2 – ореол Пионерский (1 – аллювиальные, 2 – бассейновые фации); 3–6 – ореол Кольцовско–Первомайский (3 – аллювиальные, 4–6 – бассейновые фации); 7 – ореол Светлинский (бассейновые фации). Обозначения областей составов см. на рис. 5

Более того, исходя из составов изношенных ильменитов данных ореолов, можно достаточно уверенно констатировать, что весьма значительная часть изношенных зёрен пироп–ильменитовой ассоциации связана с кимберлитами Черноозёрского типа, что фиксируется по характерным трендам составов, наличию высокохромистых разностей (рис. 7), а также по полному отсутствию зёрен с шипастым типом поверхности.

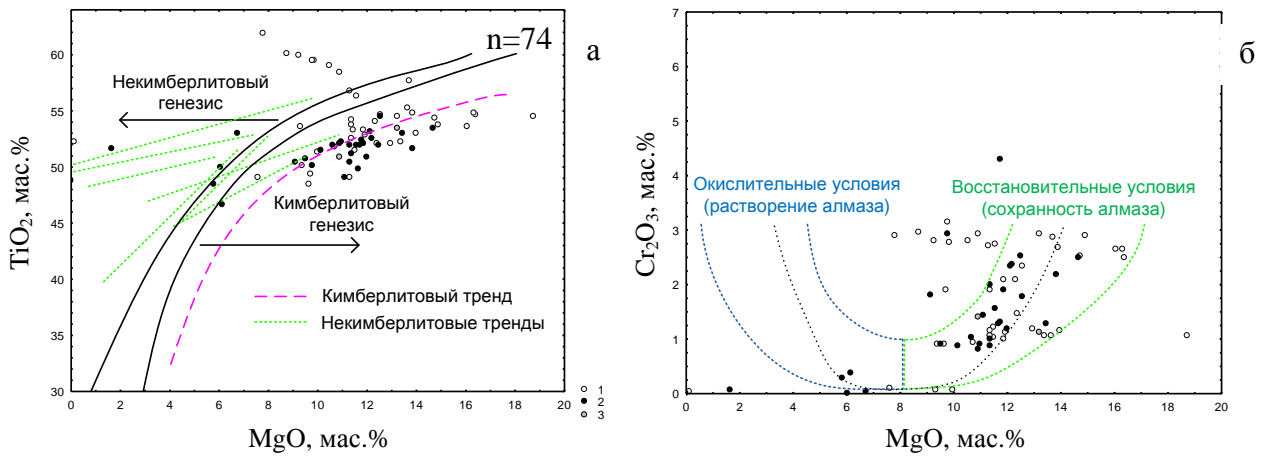


Рис. 7. Особенности состава ильменитов из ореолов Золотицкого типа на диаграммах MgO–TiO₂ (а), MgO–Cr₂O₃ (б). Условные обозначения: 1–3 – ореол Пионерский (1 – аллювиальные фации, 2–3 – бассейновые фации отдельных участков)

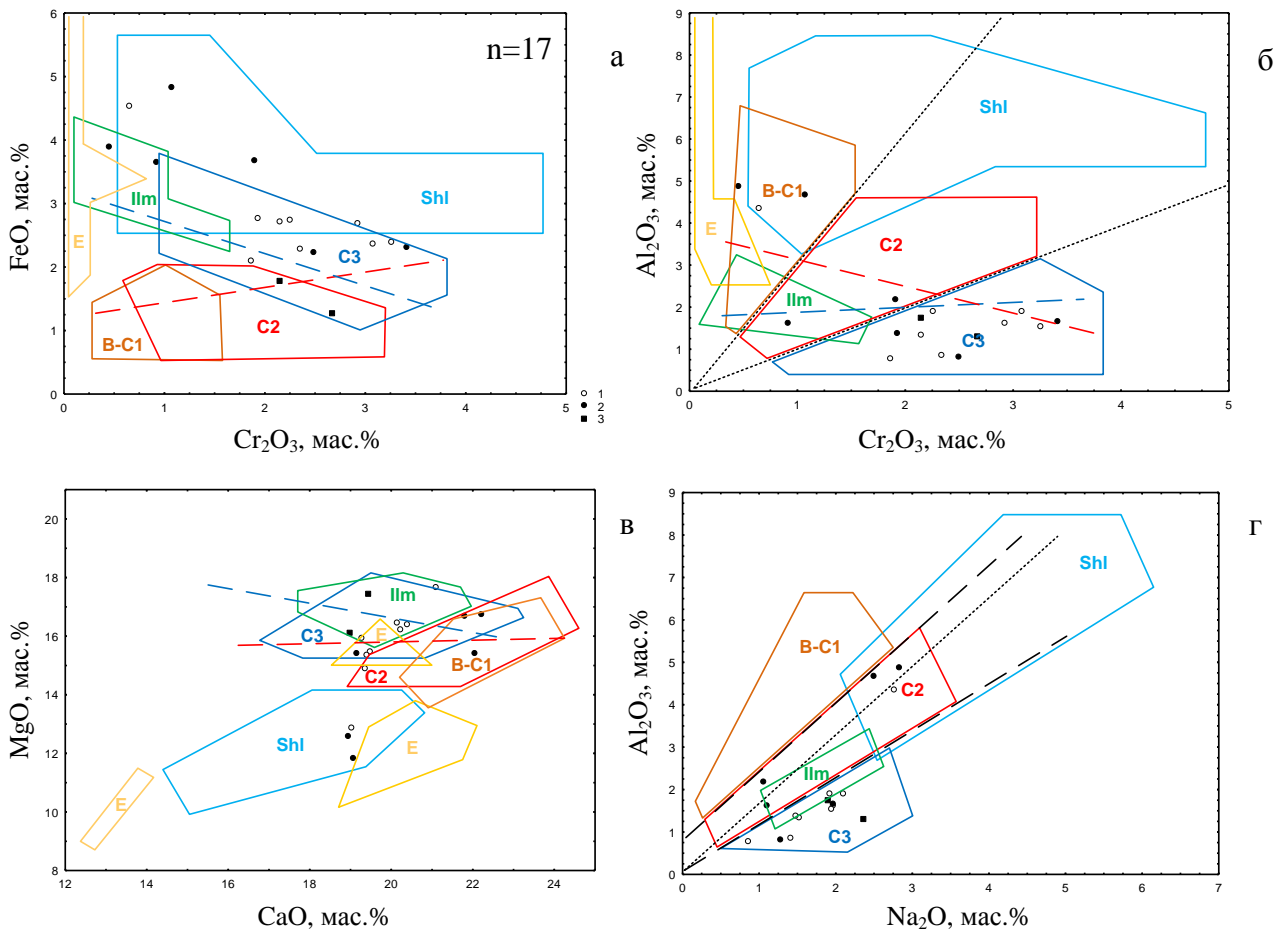


Рис. 8. Особенности состава клинопироксенов из ореолов Золотицкого типа на диаграммах: Cr₂O₃–FeO (а), Cr₂O₃–Al₂O₃ (б), CaO–MgO (в), Na₂O–Al₂O₃ (г). Условные обозначения: 1–2 – ореол Пионерский (1 – аллювиальные, 2 – бассейновые фации); 3 – ореол Кольцовско-Первомайский (бассейновые фации). Обозначения областей составов см. на рис. 5

Хромдиопсиды охарактеризованы очень незначительной выборкой и рассмотрены нами с использованием типовых диаграмм Na₂O – Al₂O₃, Cr₂O₃ – Al₂O₃, а также FeO–Cr₂O₃ и MgO–CaO (рис. 8). При этом, несмотря на ограниченность выборки, исходя из целого ряда параметров их составов, можно достаточно уверенно предположить, что проанализированные зёрна однозначно связаны с кимберлитами Золотицкого поля.

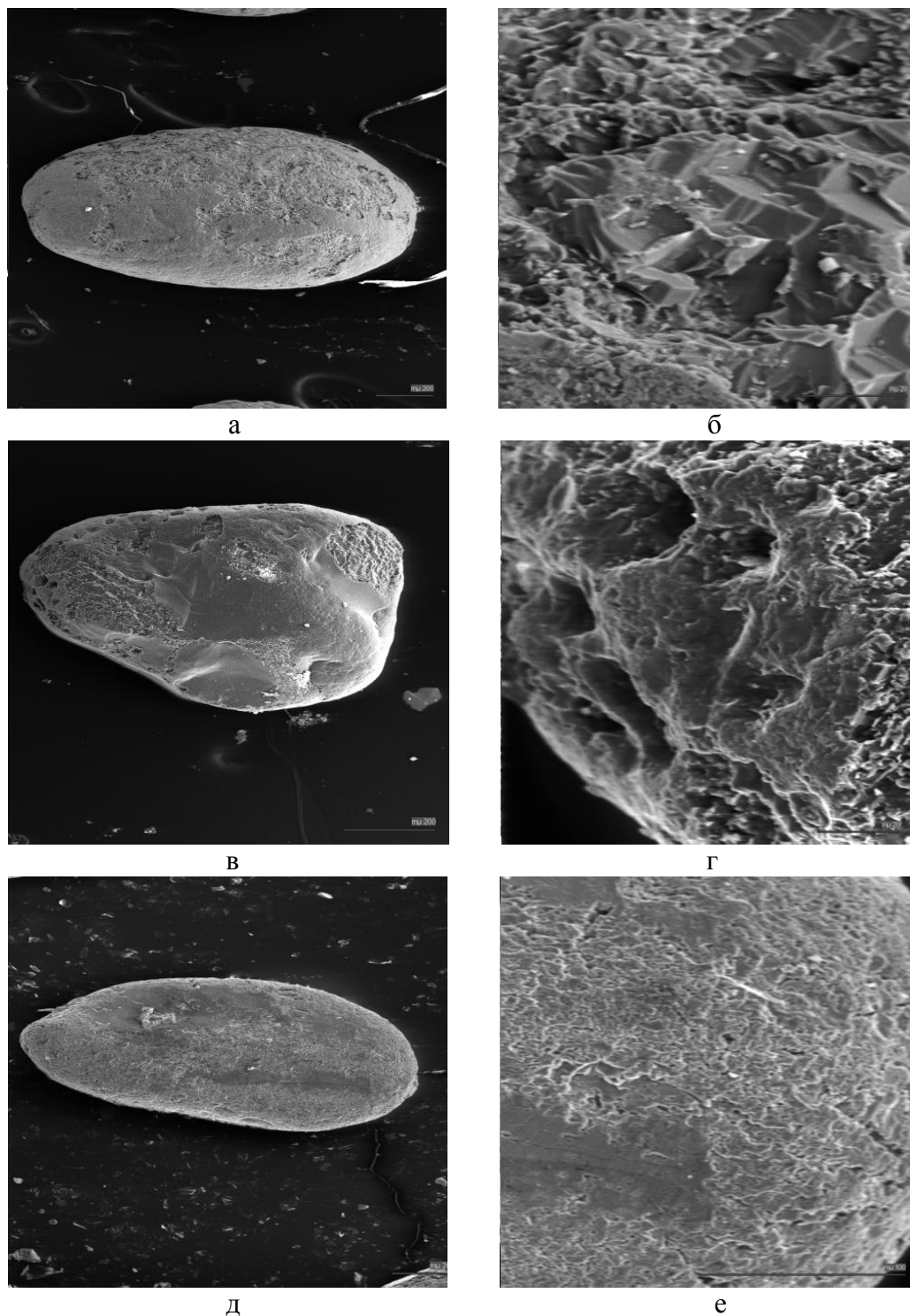


Рис. 9. Изношенные зерна пикроильменита с шероховатой и комбинированной поверхностью из ореолов Центрально–Зимнебережного типа. Увел. 50^x (а, в), 85^x (д), 400–500^x (б, г) и 850^x (е). Растровые электронные микрофотографии, изображения во вторичных электронах

Таким образом, учитывая высокую степень опосредованности района развития вышеуказанных ореолов и общее направление транзита обломочного материала в аллювиальных и дельтовых фациях урзугской свиты, данная ассоциация ИМ и алмазов связывается нами только с известными трубками Золотицкого поля, отражая типоморфизм видового состава, физиографии и химизма ИМ размываемых кимберлитов.

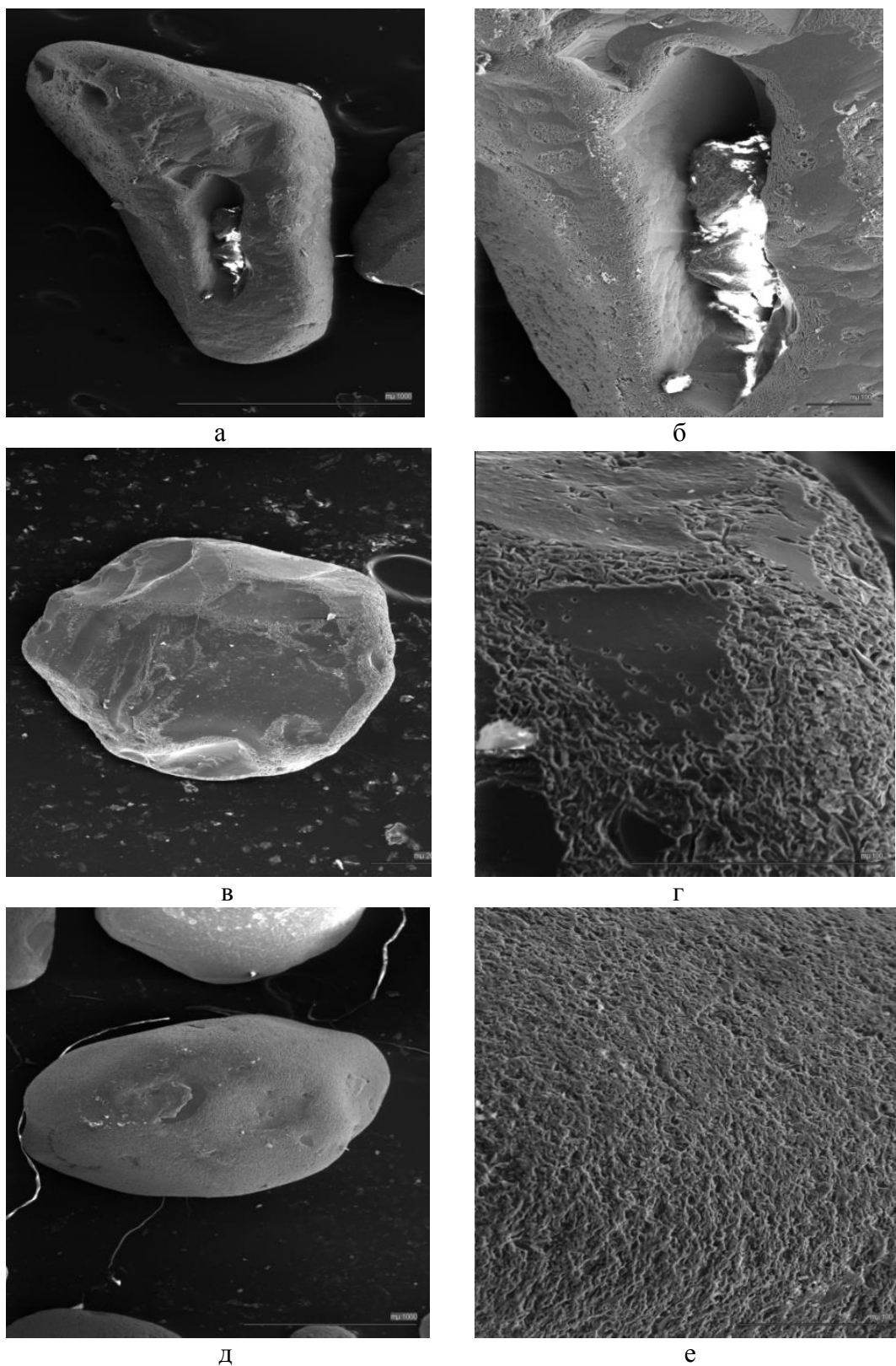


Рис. 10. Обломки и целые зерна пиропы с различной степенью механического износа из ореолов Центрально–Зимнебережного типа. Растровые электронные микрофотографии, изображения во вторичных электронах

Второй – Центрально–Зимнебережный тип представлен контрастными ореолами повышенных концентраций ИМК пироп–пикроильменитовой ассоциации преимущественно с высокой степенью механического износа зёрен, которые установлены, главным образом, в базальных горизонтах бассейновых, реже аллювиальных фаций урзугской свиты

центральной части ЗБР (рис. 1). Информация по ореолам данного типа приводится по тем же материалам, что и по ореолам I типа, но в данном случае в существенно большей степени использовались материалы поисковых работ на алмазы филиала «АЛРОСА–Поморье».

Определяющими факторами в формировании ореолов рассеяния данного типа является высокое содержание ИМ в кимберлитах железо–титанового типа Кепинского и Черноозёрского полей и достаточно высокая гидродинамическая активность среды осадконакопления в условиях бассейновых фаций, а также вероятное поступление ИМК из более ранних нижнекаменноугольных коллекторов: бассейнового – телзинской свиты и типично континентального – груборучейской свиты (рис. 1).

В целом, в составе ИМК данной ассоциации преобладают изношенные пикроильмениты, в существенно меньших количествах установлены пиропы. Слабо изношенные ИМ установлены, главным образом, в районе трубок Галина и им. В. Гриба. Явно преобладает класс крупности –1 мм, и только в локальном ореоле трубки Галина около 25% составляют ИМК класса +1 мм, притом, что здесь в значительных количествах выявлены зёрна пикроильменитов класса –8+2 мм и пиропов класса –4+2 мм. Отмечены единичные находки алмазов.

Пикроильмениты в ореолах данного типа установлены главным образом в классе –1 мм, при преобладании зёрен класса –0,5+0,25 мм. Зёрна крупнее 1 мм в обычно составляют первые проценты, исключение – локальный ореол трубки Галина, о чём сказано выше. Максимальные содержания их в отдельных пробах варьируют от 20 –30 до нескольких сотен на пробу. По морфологии это уплощенные эллипсоидальные, округлые лепешкообразные целые зерна, реже их обломки (рис. 9). Поверхность часто корродированная, слабошероховатая. Иногда встречаются ильмениты с лейкоксенизированной и лимонитизированной оторочками. Степень механического износа большинства зерен IV, гораздо реже III. Обычно они окатаны до уплощенного трехосного эллипсоида, что является крайней, наиболее устойчивой формой механического износа. Слабый износ отмечен в основном только в ореолах трубки Галина и им. В. Гриба. По степени сохранности преобладают целые зерна.

Пиропы, как и пикроильмениты, установлены главным образом в классе –1 мм, при преобладании зёрен класса –0,5+0,25 мм. Зёрна крупнее 1 мм составляют первые проценты за исключением ореола трубки 478 Галина. Максимальные содержания их в отдельных пробах варьируют от 5 – 10 до 20 – 30 знаков на пробу. Представлены преимущественно обломками, реже целыми зёрнами, что, по всей видимости, является следствием как первичной трещиноватости, так и наложенными процессами коррозионного растрескивания в условиях гипергенеза. Основным физиографическим отличительным признаком пиропов характеризуемой группы является повышенная (III кл.) и высокая (IV кл.) степень механического износа (рис. 10) при явном превалировании зёрен III класса износа, что весьма типично для бассейновых фаций переходного типа с незначительным участием прибрежно–морских обстановок осадконакопления. Слабый износ отмечен в основном только в ореолах трубки Галина и им. В. Гриба.

Хромдиопсиды и хромиты в целом не характерны для данного типа ореолов и отмечены только в отдельных случаях, где они составляют первые проценты от общего количества ИМК в ореоле.

Алмазы. По данным разнопредставительного крупнообъемного (шурфоскважины), мелкообъемного (керновые пробы диаметра 112 и 230 мм) и шлих–протолочного опробования в пределах площади развития ореолов Центрально–Зимнебережного типа, а также за их пределами в бассейновых фациях урзугской свиты, выявлено в общей сложности 23 кристалла алмаза. В результате обогащения крупнообъемных проб шурфоскважин обнаружено 2 кристалла, из них 1 относится к классу –4+2мм; керновых проб – 17 кристаллов, из них 3 класса –4+2 мм и в шлих–протолочных пробах – 4 кристалла, в том числе 2 класса –2+1мм. Как и в случае с алмазами из ореолов I типа, следует отметить, что и крупнообъемные и мелкообъемные пробы обогащались на обогатительных установках

Беломорской ГДЭ (крупнообъёмные) и ГРЭ 17 (керновые пробы), на тех же линиях, что и алмазоносные кимберлиты. И хотя в каждом случае производилась предварительная зачистка, возможность заражения проб не исключена.

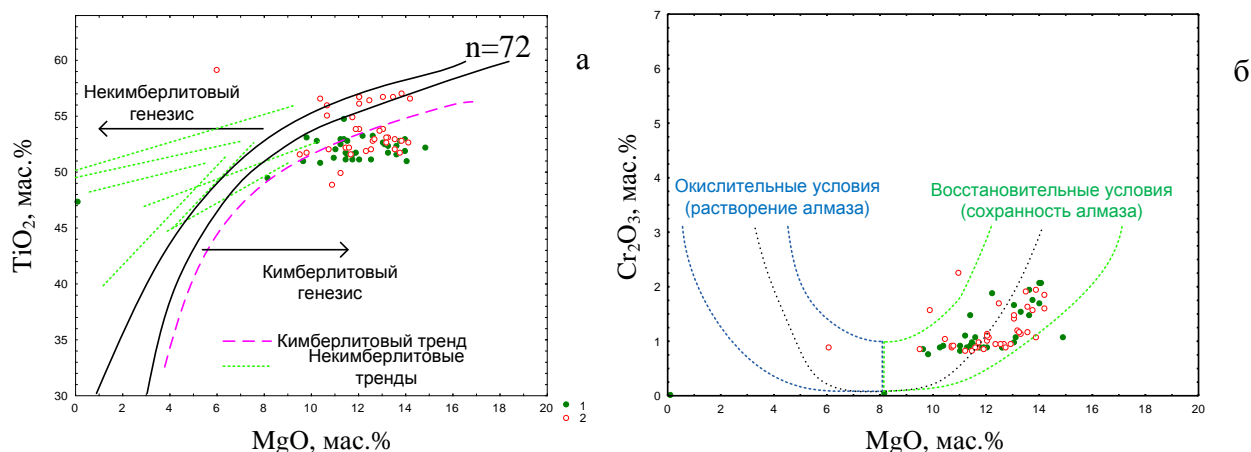


Рис. 11. Особенности состава ильменитов из ореолов Шочинский–1 и Шочинский–2 на диаграммах: MgO–TiO₂ (а), MgO–Cr₂O₃ (б). Условные обозначения: 1 – ореол Шочинский–1; 2 – ореол Шочинский–2

Всего в центральной части ЗБР нами выделено 7 в различной степени охарактеризованных ореолов данного типа: Шочинский–1, Шочинский–2 (Шочинская группа); Белореченский и Верхнебелореченский (Белореченская группа), а также ореолы Верхнекепинский, трубки им. В. Гриба и трубки 478 Галина. Кроме того, рассмотрены не вошедшие в ореолы, но представляющие определённый познавательный интерес отдельные скважины с аномальными концентрациями ИМК (рис. 1). Предваряя характеристику выделенных групп ореолов, отметим, что в палеогеографических обстановках урзугского времени они занимают резко отличные позиции относительно ранне–среднеурзугской палеодолины центральной части ЗБР. Так Белореченская группа ореолов приурочена к её правобережью, Шочинская – к осевой зоне, а ореолы Верхнекепинский (с серией аномальных точек) – к её левобережью. Ореолы трубок им. В. Гриба и 478 Галина, как узколокальные, рассматриваются отдельно.

Шочинская группа ореолов приурочена к юго–западному флангу Кепинского кимберлитового поля и связана с аллювиальными (Шочинский–1) и бассейновыми (Шочинский–2) фациями осевой зоны урзугской палеодолины (рис. 1). Содержания ильменитов достигают здесь 40 – 60, в единичных случаях до 130 знаков на пробу, пиропов – до 10 – 30 знаков. В составе ассоциации резко преобладают пикроильмениты, которые составляют от 94% всего количества ИМК, при этом все зёрна характеризуются III и IV степенями механического износа и практически всегда имеют размер менее 1 мм. Пиропы по гранулометрии и износу незначительно отличаются от ильменитов. В ореоле Шочинский–1 появляются зёрна класса –2+1 мм (8%) третьего класса износа. Слабоизношенные пиропы в классе крупности –1+0,5 мм составляют 8%, а в классе –0,5 мм – 26%. Примерно такая же картина по пиропам в ореоле Шочинский–2. Отметим, что наличие в аллювиальном ореоле Шочинский–1 только изношенных ильменитов, на наш взгляд свидетельствует об их поступлении из более раннего бассейнового коллектора – вероятнее всего нижнекаменноугольной телзинской свиты.

Фигуративные точки составов пикроильменита из данной группы ореолов на диаграмме в координатах MgO–TiO₂ (рис. 11), образуют две, хотя и перекрывающиеся, но достаточно обособленные области. При этом для ильменитов ореола Шочинский–1, связанного с аллювиальными фациями, характерны более низкие содержания титана, что более типично для ильменитов Кепинских трубок. В то же время ильмениты ореола Шочинский–2, связанного с бассейновыми фациями, в целом являясь более титанистыми,

занимают положение близкое к области составов пикроильменита из трубки им. В. Гриба. Кроме этого, данные ильмениты отличаются более высокими концентрациями Cr_2O_3 и MgO , что также более типично для пикроильменитов «Грибовского типа».

Сделанные выводы в определённой степени подтверждаются особенностями химсоставов пиропов. Так на графике $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$, подавляющее большинство фигуративных точек составов пиропов из бассейновых фаций образует на лерцолитовом тренде две обособленные области (рис. 12), которые по своим параметрам достаточно близки таковым трубки им. В. Гриба. В противоположность этому, Кепинские пиропы, как было показано выше, образуют непрерывный тренд. Следует обратить внимание на наличие в данной выборке хотя и немногочисленной (5 ан. – около 7%), но достаточно компактной области высокохромистых и высококальциевых пиропов верлитовой ассоциации, которые в пределах ЗБР на сегодняшний день известны только в трубке им. В. Гриба.

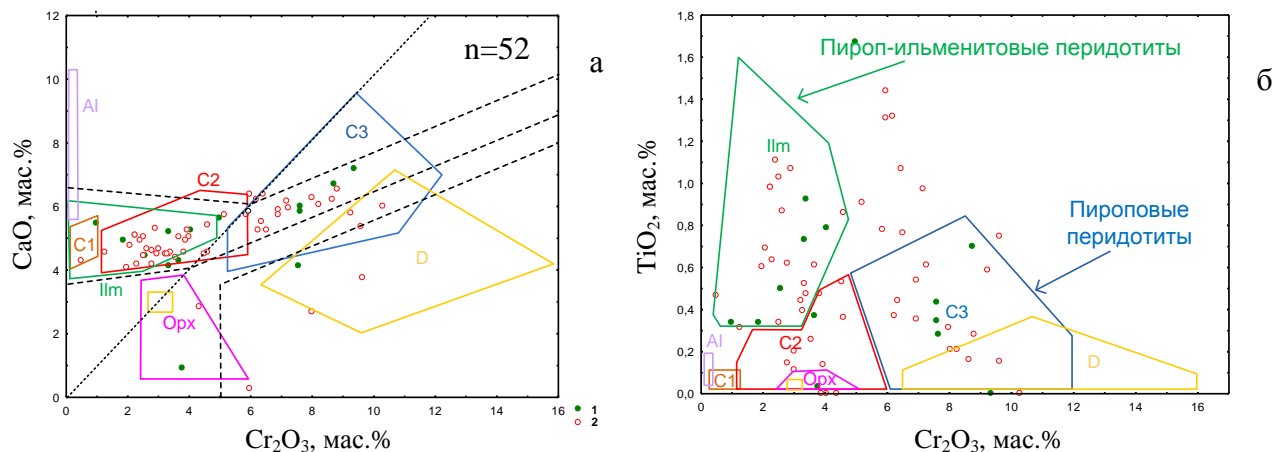


Рис. 12. Особенности состава пиропов из ореолов Шочинский-1, Шочинский-2 на диаграммах: $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ (а), $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (б). Условные обозначения: 1 – ореол Шочинский-1; 2 – ореол Шочинский-2

Характеризуя тренд распределения составов данных пиропов на графике $\text{TiO}_2-\text{Cr}_2\text{O}_3$ в сравнении с таковыми для Кепинских трубок и трубки им. В.Гриба, необходимо отметить их в целом явно повышенную титанистость, а также наличие высокотитанистых ($> 0,9\%$ TiO_2) и одновременно высокохромистых ($> 6\%$ Cr_2O_3) составов, что более типично для Кепинских кимберлитов, при этом здесь отсутствуют типично Кепинские высокотитанистые ($> 0,8\%$ TiO_2) и низкохромистые ($< 1,3\%$ Cr_2O_3) разновидности.

Белореченская группа ореолов (Белореченский (включая ан. точку БЗ-4) и Верхнебелореченский) расположена уже на некотором удалении (50–20 км) от известных кимберлитовых полей железотитанового типа и связана с бассейновыми фациями урзугской свиты (рис. 1), приуроченными к правобережью ранне-среднеурзугской палеодолины центральной части ЗБР. Содержания ильменитов в отдельных пробах здесь достигают 20 – 30, в единичных случаях до 50 знаков на пробу, пиропов – до 5 – 10, редко до 20 знаков. В составе ИМ преобладают пикроильмениты, которые составляют более 73%, но в отличие от Шочинской группы, здесь уже достаточно существенная роль принадлежит пиропам. Доминирующая часть зёрен пикроильменита характеризуется III и IV степенью механического износа, почти все зерна имеют монокристаллическое строение и размер менее 1 мм. Пиропы по гранулометрии и износу незначительно отличаются от пикроильменитов. В обоих ореолах появляются зёрна класса –2+1 мм, третьего и четвёртого классов механического износа. Отметим также, что слабоизношенные пиропы в классе крупности –1 мм составляют здесь до 15 – 20%.

Белореченская группа ореолов достаточно хорошо охарактеризована данными микронзондовых анализов, особенно для ильменитов (476 ан.).

Детальный анализ диаграмм составов ильменита из ореолов Белореченский и Верхнебелореченский (рис. 13) и их сравнение с соответствующими диаграммами для ильменита из кимберлитов трубки им.В. Гриба и тел Кепинского поля показывают, что существенная доля пикроильменита названных ореолов, отличаясь в целом высокими содержаниями титана, достаточно близка таковым из кимберлитов трубки им. В. Гриба. Так порядка 20% зёрен изученной выборки (как и в трубке им. В. Гриба) характеризуются содержаниями титана >55%, кроме этого, здесь также как и в трубке им. В. Гриба, основную массу ильменитов характеризуют анализы с концентрациями титана от 52 до 55%. На бинарной диаграмме MgO–TiO₂ хорошо видно, что фигуративные точки составов пикроильменита перечисленных ореолов образуют тренд, большей частью лежащий в области составов этого минерала из трубки им. Гриба.

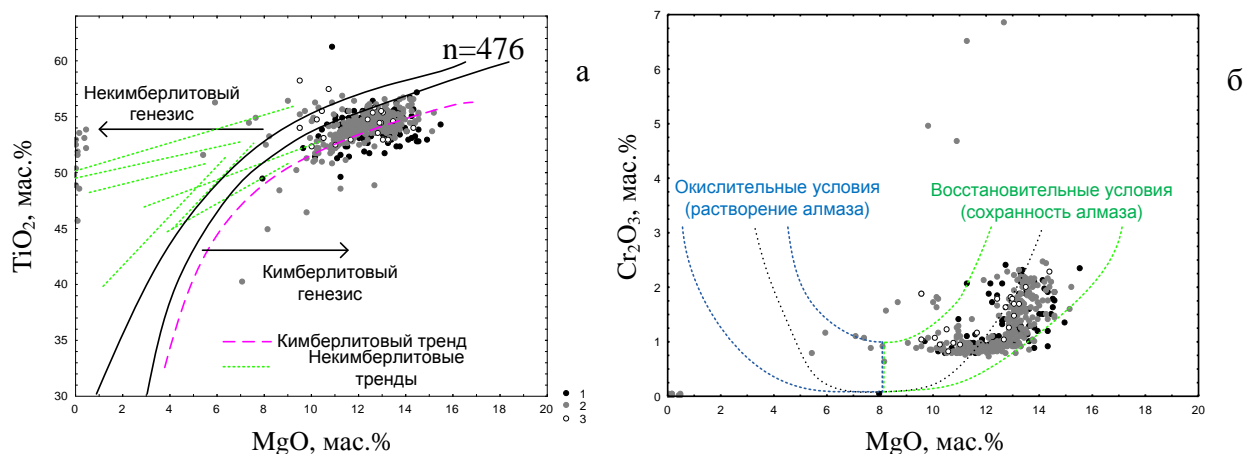


Рис. 13. Особенности состава ильменитполюв из ореолов бассейновых фаций правобережья урзугской палеодолины (Белореченский, Верхнебелореченский и аномальная точка БЗ–4) на диаграммах: MgO–TiO₂ (а), MgO–Cr₂O₃ (б). Условные обозначения: 1 – ореол Белореченский; 2 – аномальная точка БЗ–4; 3 – ореол Верхнебелореченский

Кроме всего выше перечисленного, также как в кимберлитах трубки им. В. Гриба, здесь фиксируются немногочисленные (4% от выборки) зерна магнезиального высокохромистого пикроильменита, содержащего до 6,9 масс.% Cr₂O₃. В телах Кепинского комплекса последние встречаются в виде единичных зёрен с концентрациями Cr₂O₃ только до 5,5%. Кроме этого, пикроильменит данных ореолов характеризуется в целом более высокими содержаниями марганца, что сближает его, с таковыми «Грибовского типа». В этой связи необходимо акцентировать внимание на находках в урзугском коллекторе Кольцовско–Первомайского ореола 2-х высокомагнезиальных (9,1% и 14,07%), высокотитанистых (56,8% и 55,85%), среднехромистых (1,3% и 1,35%) изношенных зёрен пикроильменита, содержания окиси марганца в которых составляют 2,16 и 3,76% соответственно. Пикроильмениты практически аналогичных составов с содержаниями марганца 1,5% и более (до 3,94%) в пределах ЗБР установлены только в высокоалмазоносной трубке им. В. Гриба.

Сделанные выводы в определённой степени подтверждаются особенностями химсоставов пиропов. Так тренды распределения фигуративных точек химсоставов пиропов на графиках хром–кальций и хром–титан характеризуемых ореолов (рис. 14) и изношенные пиропы Первомайско–Кольцовского ореола (рис. 6), больше схожи с таковыми трубки им. В. Гриба, чем Кепинских кимберлитов, и вполне закономерно резко отличаются от трендов распределения химсоставов гранатов Золотицких трубок. Из характерных особенностей, в сравнении с Грибовскими и Кепинскими пиропами, следует отметить их пониженную титанистость, что присуще гранатам трубки им. В. Гриба, а также наличие высокохромистых (>12% Cr₂O₃) разностей и обособленной группы пиропов с содержаниями Cr₂O₃ 2–4% и TiO₂ 0.8–1.0%, которые на сегодняшний день известны также только в трубке им. В. Гриба. Кроме

этого, следует отметить почти полное отсутствие в ореолах данной группы относительно низкохромистых и низкокальциевых пиропов дунит–гарцбургитового парагенезиса характерных для гранатов Кепинских кимберлитов.

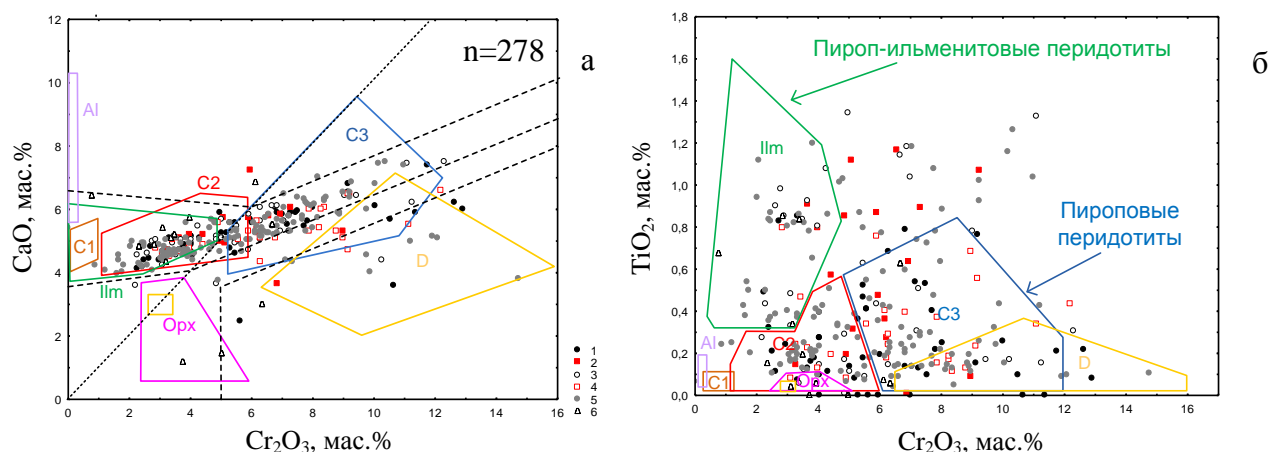


Рис. 14. Особенности состава пиропов из ореолов бассейновых фаций правобережья урзугской палеодолины (ореолы Белореченский, Верхнебелореченский и аномальной точки БЗ–4). Условные обозначения: 1 – ореол Белореченский (зерна без данных по износу); 2 – ореол Белореченский, зерна II класса мех. износа; 3 – ореол Белореченский, зерна III класса мех. износа, 4 – ан. БЗ–4, зерна II класса мех. износа, 5 – ан. БЗ–4, зерна III класса мех. износа; 6 – ореол Верхнебелореченский (зерна без данных по износу)

Верхнекепинский ореол расположен в 20–25 км от известных кимберлитовых трубок железо–титанового типа Кепинского поля и связан исключительно с бассейновыми, прибрежно–морскими фациями левобережья урзугской палеодолины (рис. 1). Содержания ильменитов в отдельных пробах здесь достигают 30 – 40 знаков на пробу, пиропов – до 5–и. В составе ассоциации резко преобладают пикроильмениты (90%), при этом явно доминируют зёрна с III и IV степенью механического износа и классом крупности –1 мм. В то же время, порядка 20% ильменитов находятся в классе крупности –2+1 мм, 7% из которых – это слабо изношенные зёрна. Ещё большее количество слабо изношенных зёрен наблюдается в более мелких классах (–1+0,5 мм – 14% и –0,5+0,25 мм – 26%). Наряду с зёрнами монолитного строения, здесь наблюдается существенная доля агрегатных разностей. Кроме этого на ряде слабо изношенных зёрен отмечены реликты микропирамидальной первичной поверхности и «рубашек». Пиропы в очень незначительном количестве (всего 17 зёрен), выявлены только в классе –1 мм, при этом 88% это класс –0,5 мм. Высокие концентрации в основном изношенных ильменитов и редкие знаки мелких слабо изношенных пиропов установлены также в скв. 489–1, 4876–1 и 50276–1 примерно в 15 км к северо–востоку от Верхнекепинского ореола.

Фигуративные точки составов пикроильменита ореола Верхнекепинский и сопредельных аномальных точек 4876–1, 487–1, 487а–1, 489–1, 975–1 на диаграмме в координатах MgO–TiO₂ (рис. 15) отражают пониженную магнезиальность зерен и в общем случае соответствуют основной области составов ильменита из тел Кепинского поля. Обращает на себя внимание и несколько смущает тот факт, что существенное количество анализов (34 ан. 2–й половины 80–х г.) ильменита из ореола Верхнекепинский дают содержания TiO₂ от 55 до 59,8%. В то же время более поздние анализы ильменита этого же ореола не дают таких высоких содержаний титана. Ситуация неоднозначна и нуждается в дальнейшем анализе и изучении. Можно конечно предположить, что такие ильмениты даёт неизвестный коренной источник, хотя на наш взгляд вероятнее всего мы имеем дело с системной погрешностью самих анализов.

Главным образом Кепинский тренд фигуративных точек для характеризующих ильменитов мы наблюдаем также на диаграмме в координатах MgO–Cr₂O₃ (рис. 15), при том,

что высокохромистые разновидности ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 3\%$) в данной выборке составляют менее 1% (в Кепинских телах 1,2%), а максимальные концентрации хрома не поднимаются выше 5%.

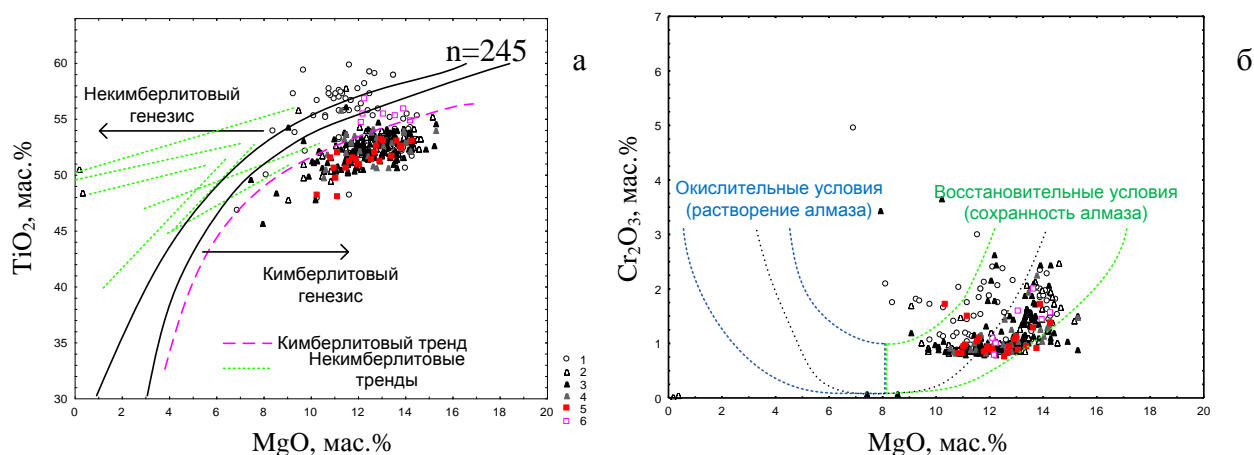


Рис. 15. Особенности состава ильменитов из ореолов бассейновых фаций левобережья урзугской палеодолины (ореол Верхнекепинский и аномальные точки 487б–1, 489–1, 975–1) на диаграммах: $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ (а), $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (б). Условные обозначения: 1 – ореол Верхнекепинский; 2–4 – аномальная точка 487б–1: 2 – скв. 487б–1; 3 – скв. 487–1; 4– 487а–1; 5 – аномальная точка 489–1; 6 – аномальная точка 975–1

Учитывая вышеизложенное, мы неизбежно приходим к выводу о значительной степени сходства химизма характеризуемых пикроильменитов и пикроильменитов из тел Кепинского поля.

Химсоставы пиропов Верхнекепинского ореола на настоящее время охарактеризованы только весьма незначительной (13 ан.) выборкой. Судя по имеющимся данным, мы можем идентифицировать данные пиропы только как парагенетически связанные с железо–титанистыми кимберлитами, определение же конкретной принадлежности их к какому либо кимберлитовому комплексу не представляется возможным.

В завершение характеристики ореолов II типа приведём имеющуюся у нас весьма неполную информацию по локальным ореолам районов трубок 478 Галина и им. В. Гриба.

Локальный ореол района трубки им. В. Гриба приурочен непосредственно к самой трубке и её ближайшему окружению и связан с базальными горизонтами бассейновых фаций урзугской свиты. По имеющимся у нас скудным материалам здесь обнаружено в общей сложности порядка 800 зёрен ильменитов и пиропов при резком доминировании первых.

Содержания ильменитов варьируют от нескольких знаков на пробу до 7–45% от тяжёлой фракции и вероятнее всего в этих случаях исчисляются многими сотнями, а возможно и тысячами зерен. Основная масса их сконцентрирована в классе –1 мм, на долю более крупных зёрен приходится только порядка 10–15%. Несколько более 50% составляют зёрна, на которых износ не отмечается и больше трети характеризуются слабым механическим износом I класса. Содержания пиропов колеблются от нескольких знаков до 10–20 зн. на пробу. Большинство из них относится к классу –0,5 мм, на долю более крупных зёрен класса –1+0,5 мм приходится только порядка 15–20 %. В классе –0,5 мм несколько преобладают зёрна II класса износа, остальные - это индивиды I класса. По имеющейся у нас информации алмазы здесь по результатам шлик–протолочного опробования не установлены.

В отношении химизма ИМ данного ореола, мы располагаем только данными по составам 82 зёрен пиропов. При анализе их особенностей возникает очень интересная картина. Если по содержаниям хрома и кальция тренды составов достаточно близки таковым из тр. им. В. Гриба, за исключением отсутствия низкохромистых разновидностей, то на графике $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (рис. 16), мы наблюдаем полное отсутствие пиропов из ильменитовых

перидотитов, которые по имеющимся данным достаточно широко развиты в трубке им. В. Гриба (!!!). В данном случае, можно предположить 2 точки зрения на формирование данного ореола.

1. Вероятнее всего, имеющаяся информация по химизму пиропов из трубки им. В. Гриба, в полной мере соответствует их составам только из серпентинизированных пород жерловой фации, которые на период формирования ореола, уже не могли быть источником ИМ. В этом случае не изученные составы пиропов кратера и особенно его верхних частей, учитывая наличие погребённой коры выветривания в кровли жерла данной трубки и наличие каолинита в кратерных отложениях (Веричев, 2002), в принципе могут существенно отличаться от изученных (жерловых), прежде всего отсутствием, или незначительным содержанием низкохромистых и высокотитанистых красных и оранжевых разновидностей, полностью растворённых в условиях зрелой коры выветривания. Косвенным подтверждением этому служат данные по гранулометрии пиропов из характеризуемого ореола, в составе которых явно доминирует мелкий класс $-0,5$ мм, а зёрна крупнее 1 мм, отмечены только в незначительных количествах. В то же время, на сегодняшний день, мы не располагаем какой либо информацией по наличию здесь пиропов с кубоидным и пирамидально-черепитчатым типом коррозии.

Кроме этого, предполагая данную точку зрения, следует иметь в виду, что охарактеризованная химанализами выборка пиропов вероятнее всего не является случайной, что предполагает отбор в монофракцию заведомо низкотитанистых разновидностей.

2. Можно также предположить, что данный ореол сформирован главным образом за счёт размыва груборучейского коллектора района трубки им. В.Гриба, пиропы которого однозначно прошли через кору выветривания и также характеризуются полным отсутствием паранегезиса ильменитовых перидотитов (Бовкун, 2008).

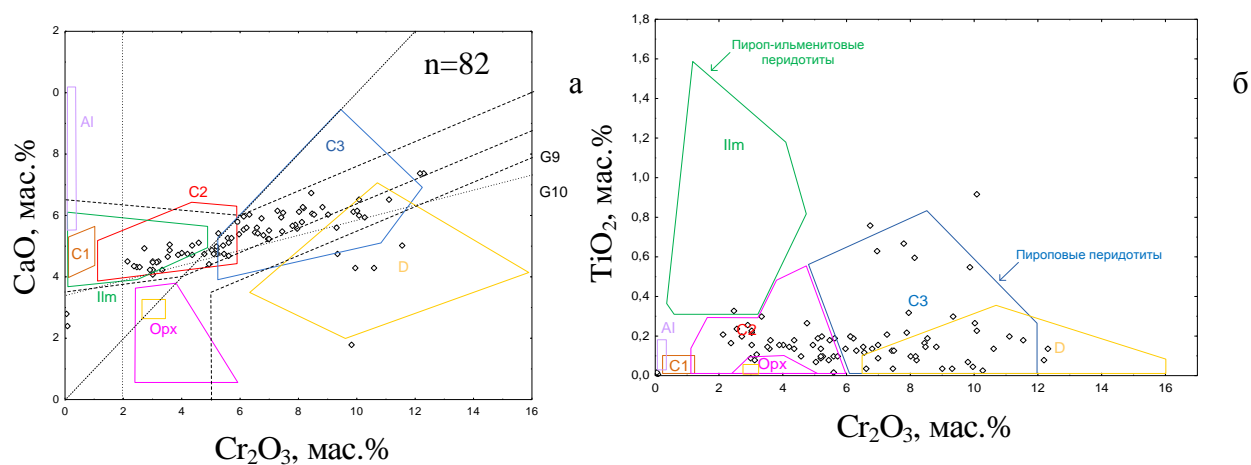


Рис. 16. Особенности состава пиропов из ореола трубки им. В. Гриба II-7

Локальный ореол района трубки 478 Галина приурочен непосредственно к самой трубке и её ближайшему окружению (рис. 1). Здесь в базальных горизонтах прибрежно-морских фаций урзугской свиты в 11 результативных скважинах выявлено 1406 пикроильменитов (92%), 118 пиропов (8%) и 4 зерна хромита, что скорее всего близко к характеру распределения ильменитов и пиропов в самой трубке. Так по данным филиала «АЛРОСА-Поморье» средние содержания пикроильменитов в данной трубке составляют 12 знаков на килограммовую пробу, а пиропов – 2 знака на пробу такого же веса, в отдельных пробах апикальной части диатремы содержания ильменитов и пиропов достигают 50 зёрен на килограммовую пробу, в то же время в ряде проб ильмениты явно доминируют и достигают 95 – 100% от всех ИМ.

Ильмениты сконцентрированы в основном в классе $-1+0,5$ мм, притом, что 34% составляют зёрна класса $-8+1$ мм, из них 8 зёрен класса $-8+4$ мм и 70 зёрен (5%) выявлены в классе $-4+2$ мм. Порядка 50% ильменитов всех классов крупности, это зёрна с 0 и I классами

механического износа. Наибольшая частота встречаемости таких зёрен установлена в классах $-1+0,5$ мм (I износ) и $-0,5$ мм (0 износ). В более крупных классах процент слабо изношенных зёрен существенно падает.

Пиропы установлены главным образом в классе $-0,5$ мм и только 11% составляют зёрна класса $-8+2$ мм. Около 70% пиропов всех классов крупности, это зёрна с I механическим износом. Наибольшая частота встречаемости таких зёрен установлена в классе $-0,5$ мм (около 80%). В более крупных классах процент слабо изношенных зёрен падает, но не так как для ильменитов, что указывает на то, что пиропы в данной литодинамической обстановке более устойчивы к истиранию.

В отношении данного локального ореола следует подчеркнуть то обстоятельство, что непосредственно над трубкой и в непосредственной близости от неё, базальная часть урзугского коллектора содержит достаточно значительную долю ильменитов (22%) и пиропов (24%) с высоким (III и IV классы) механическим износом. Кроме этого, явно повышенные и аномальные концентрации прежде всего ильменитов и в явно меньшей мере пиропов включая зёрна с низким механическим износом, установлены не только в базальном горизонте коллектора, но и прослеживаются на 5 – 9 м выше по разрезу от поверхности трубки. На настоящее время, ИМ ореола трубки Галина химсоставами не охарактеризованы.

Выводы

Детальное изучение ИМК из среднекаменноугольного урзугского коллектора центральной части Зимнебережного алмазоносного района позволило выделить здесь два основных типа ореолов.

Первый – Золотицкий тип представлен слабоконтрастными ореолами повышенных концентраций в основном слабоизношенных ИМК ближнего сноса, которые установлены, главным образом, в базальных горизонтах аллювиальных и бассейновых фаций урзугской свиты, сформированных в условиях жаркого аридного климата, в районе Золотицкого кимберлитового поля. В составе ИМК несколько преобладают хромшпинелиды, реже встречаются пиропы, хромдиопсиды, содержание которых составляет в среднем 2–5 знаков на пробу. Несмотря на то, что трубки Золотицкого кимберлитового поля характеризуются в целом очень низкими концентрациями ИМ, которые к тому же сильно разубожены в сохранившихся кратерных постройках, всё же они находят своё отражение в характеристиках ближних ореолов рассеяния ИМК от этих трубок, хотя и являются преимущественно весьма слабоконтрастными.

При этом, необходимо учитывать тот факт, что выявленные здесь ореолы по своей природе являются полигенными и полихронными и в весьма значительной степени заражены изношенными зёрнами пироп–пикроильменитовой ассоциации парагенетически связанной с железо–титанистыми кимберлитами.

Кроме этого, как показали наши исследования, в данных ореолах присутствуют хромиты, которые к Золотицким трубкам никакого отношения не имеют и являются вероятнее всего перетолженными из нижнекаменноугольного коллектора.

Второй – Центрально–Зимнебережный тип представлен контрастными ореолами повышенных и аномальных концентраций в основном сильно изношенных пикроильменитов и пиропов, установленных в базальных горизонтах главным образом бассейновых (дельтовых и морского мелководья) фаций урзугской свиты центральной части ЗБР, сформированных также в условиях жаркого аридного климата. Концентрации ИМК здесь достигают 100 и более знаков на пробу. Ореолы данного типа очень широко развиты в пределах центральной части Зимнебережного алмазоносного района, при том, что прослеживаются они практически по всему разрезу нижнекаменноугольных коллекторов.

Определяющими факторами в формировании ореолов рассеяния данного типа является в целом высокое содержание ИМ в кимберлитах железо–титанового типа Кепинского и Черноозёрского комплексов, достаточно высокая гидродинамическая активность среды осадконакопления в условиях бассейновых фаций, а также вероятное

поступление ИМК из более раннего бассейнового коллектора – телзинской свиты. Кроме этого, следует учитывать и тот факт, что образование описываемых ореолов происходило в условиях массового и масштабного поступления ИМ в коллектор на протяжении всего урзугского времени, что обеспечивалось относительно высоким стоянием территорий Кепинского и Черноозёрского полей, как основных областей питания.

По степени механического износа и видовому составу ИМК здесь достаточно отчётливо выделяется только одна – пироп–пикроильменитовая ассоциация преимущественно с высокой степенью износа зёрен, которая является неким минералогическим фоном, что существенно сказывается на поисковой информативности тех, или иных ореолов и требует скрупулёзного анализа в каждом конкретном случае. В то же время мы акцентируем внимание на том, что и ореолы данного бассейнового литодинамического типа в условиях Зимнебережного района, при надлежащем изучении, также в целом ряде случаев несут достаточно выразительную информацию поисково–прогнозного характера. Более того, применительно к палеогеографической обстановке урзугского времени, отнесение их к так называемым «дальнего сноса», в условиях ЗБР, как показали наши исследования, в принципе неверно. Слабо изношенные ИМ установлены, главным образом, в локальных ореолах трубок Галина и им. В. Гриба. Явно преобладающий класс крупности –1 мм и только в ореоле трубки Галина около 25% составляют ИМК класса +1мм, притом, что здесь в значительных количествах выявлены зёрна пикроильменитов класса –8+2 мм и пиропов класса –4+2 мм.

Детальное изучение пиропов и пикроильменитов из ореолов Центрально–Зимнебережного типа позволило установить, по крайней мере, общие черты шлихо–минералогической зональности в распределении ИМ парагенетически связанных с железотитанистыми кимберлитами Кепинского и Черноозёрского полей.

Прежде всего, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в составе ассоциации ИМК из Белореченского ореола, приуроченного к правобережью урзугской палеодолины центральной части ЗБР, мы наблюдаем достаточно значимое количество пиропов (порядка 25%), тогда как для Верхнекепинского (левобережье) эта цифра составляет только около 5%. Данные показатели достаточно удовлетворительно коррелируются с содержаниями пиропов в трубке им. В. Гриба, где они в разных типах пород составляют от 10–15 до 50 и более процентов от всех ИМК, тогда как в Кепинских кимберлитах максимальная доля пиропов не превышает 5%. Кроме этого, выполненный нами на основе данных минлаборатории филиала «АПРОСА–Поморье» анализ морфологического описания пикроильменитов показывает, что пикроильмениты правобережья урзугской палеодолины в явном большинстве имеют монолитное строение, тогда как в пределах её левобережья фиксируется значительная доля (до 50 и более %) зёрен с агрегатным строением. Другой характерной особенностью пикроильменитов левобережья урзугской палеодолины является наличие зёрен с «шипастым» типом поверхности и повышенное содержание зёрен в «рубашке», что типично для ильменитов из Кепинских кимберлитов.

Отмеченные особенности видового состава ИМК из ореолов правобережья и левобережья урзугской палеодолины, находят своё подтверждение и в типоморфизме их химических составов. Так анализ химсоставов пикроильменитов и пиропов Белореченского ореола, даёт основание предполагать их парагенетическую связь, главным образом, с известными и прогнозируемыми кимберлитами «Грибовского типа». В то же время типоморфные особенности составов ИМ из ореола Верхнекепинский и серии аномальных точек, свидетельствуют о том, что данные ИМ связаны с размываемыми кимберлитами Кепинского поля.

В целом, выполненные исследования по типизации ореолов ИМК континентального и бассейнового литодинамических типов из урзугского коллектора центральной части Зимнебережного алмазоносного района со всей очевидностью показывают достаточно сложную шлихо–минералогическую ситуацию региона, которую необходимо учитывать при проведении поисковых работ.

Список литературы

1. Бовкун А.В., Третьяченко В.В., Гаранин В.К. Типоморфные свойства ореолов индикаторных минералов кимберлитов из поздневизейского коллектора Зимнебережного кимберлитового района (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология и разведка, № 5, 2008. С. 11–17.
2. Вержак В.В., Гаранин В.К., Минченко Г.В., Третьяченко В.В., Бортник С.Л. Особенности формирования и характеристика ореолов индикаторных минералов кимберлитов в среднекаменноугольном коллекторе северного фланга Золотицкого кимберлитового поля (Архангельская алмазоносная провинция) // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых: Сб. научн. тр. – Якутск, 2004. С. 53–70.
3. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Е.М. Автореф. дис. канд. геол.–минер. наук. М, 2002 – 44с.
4. Посухова Т.В., Третьяченко В.В., Гаранин В.К. Морфогенетические типы минералов–спутников алмаза в коренных и россыпных месторождениях севера Восточно–Европейской платформы и её обрамления. Материалы научно–практической конференции «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико–технологическое обеспечение их решений. Мирный, 2008. С. 201–207.
5. Третьяченко В.В. Литолого–фациальная характеристика и палеографические условия формирования раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // Мат. науч.–практ. Конф. «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико–технологическое обеспечение их решений». Мирный, 2008. С. 125 –131.
6. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго–Восточного Беломорья. Дис. к. г.–м. н., Москва, 2008. 28 с.
7. Щербакова Т.Е. Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега // Дис. к.г.–м.н. Москва, 2005. 201 с.
8. Соболев В.К. Проблема коренных источников округлых алмазов. Сборник научн. трудов. Геология и полезные ископаемые Севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 68–100.
9. Соболев В.К., Колодько А.А., Левин В.И. Проблема прогнозирования и поисков разноранговых кимберлитовых объектов с низким содержанием минералов–спутников. Проблемы прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов. Труды ЦНИГРИ, вып. 250, 1991. С. 83–97.

Формационные особенности раннегерцинских щёлочно-ультраосновных и основных вулканических комплексов и критерии алмазонасности кимберлитов Юго-Восточного Беломорья (Северо-Восток Архангельской области)

¹Третьяченко В.В., ²Бовкун А.В., ²Гаранин К.В.

¹НИГП АК «АЛРОСА», г. Архангельск, ²Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

В статье изложены многоплановые данные по особенностям геологического строения, петрографии, минералогии высокобарофильных акцессориев и оксидов связующей массы, петрохимии, геохимии, алмазонасности и возрасту раннегерцинских комплексов кимберлитов и конвергентных пород, а также базальтовых трубок Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ). На основе анализа этих материалов выполнена формационная типизация пород, с выделением основных таксонов ранга: региональная формация - субформация (мегакомплекс) – вулканический комплекс. Показаны типоморфные петрологические признаки разноранговых алмазонасных объектов. Особо выделены факторы связанные минералогией высокобарофильных акцессориев и оксидов связующей массы, разработка которых, начиная с середины 80-х годов прошлого столетия, осуществлялась в Лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством Г.П. Кудрявцевой и В.К. Гаранина.

Введение

В пределах кимберлитовой области ЮВБ (Третьяченко, 2008) известно уже более сотни проявлений раннегерцинских вулканических образований различной формационной принадлежности, которые располагаясь в районах Кулойского плато и Онежского полуострова, характеризуются значительным разнообразием степени алмазонасности, вещественного состава, внутреннего строения и т.п., при этом в отличие от других алмазонасных провинций, здесь в пределах достаточно ограниченного участка недр данные различия проявились чрезвычайно сильно и носят явно выраженный дискретный характер. Так, в пределах центральной части Кулойского плато в непосредственной близости друг от друга (5–10 км) или на некотором удалении, расположены не только продуктивные и низко- или убого алмазонасные и не алмазонасные кимберлиты различных минералогическо-петрохимических типов, но и типичные конвергентные породы, а также базальтовые трубки. В этих условиях первостепенное значение приобретает необходимость выработки системного подхода к формационной типизации пород и выделению вещественных критериев алмазонасных кимберлитов, что наряду с особенностями структурного контроля, является одним из главнейших элементов прогнозно-минерагенической основы ведения ГРП на алмазы.

Состояние основных аспектов формационной типизации изученных объектов

С момента открытия в 1975 году силлов пикритовых порфиринов на р. Меле, а в дальнейшем в 1980 году первой алмазонасной кимберлитовой трубки Поморская и по настоящее время, комплексному изучению геологического строения вулканических образований ЮВБ, их возраста, петрографо-минералогической, петрохимической и геохимической характеристикам, алмазонасности, а также формационной принадлежности, посвящен целый ряд работ многих известных геологов, занимающихся проблемами кимберлитового магматизма (Саблуков, 1995, 2000, 2005; Соболев, 1991; Богатиков, 2000, 2007; Кудрявцева, 2005; В.К. Гаранин, 2006; К.В. Гаранин, 2006; Лапин, 2004; Ларченко, 2005; Третьяченко, 2004, 2008, 2009; Веричев, 2002) и др. Несмотря на значительный объём выполненных исследований, собственно формационному анализу кимберлитов, конвергентных пород и базальтовых диатрем ЮВБ, за некоторым исключением, уделялось

недостаточное внимание. С различной степенью детальности эти вопросы рассмотрены, по сути, только в отдельных публикациях (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление схем классификаций раннегерцинских щелочно-ультраосновных вулканических образований Юго-Восточного Беломорья по данным различных авторов

№ п.п.	Автор	Формационная принадлежность, петрографический тип пород
1	2	3
1.	Соболев, 1991	Альнеит-кимберлит-карбонатитовая формация
		<i>Кимберлиты с округлыми алмазами</i> - Золотицкое поле <i>Типичные кимберлиты</i> - Ан. 688, 734 <i>Пикритовые порфириды</i> - тр. Шочинская и Октябрьская <i>Оливиновые меллититы и альнеиты</i> (мелилитовые пикриты) - тр. Чидвинско-Ижмозерской группы
2.	Саблуков, 1995; Веричев, 1999	Кимберлитовая формация
		<u>Магнезиально-глиноземистая серия</u> <i>Кимберлиты</i> -Золотицкое поле <i>Киммелилиты</i> - тр. Чидвинская, Апрельская, Ан. 772 <i>Флогопитовые киммелилиты</i> - Верхотинское поле, (Ан. 401, 402, 407, 451, 685, 823 ^а) <i>Беспироксеновые оливиновые меллититы</i> - тр. Ижма <i>Оливиновые меллититы</i> - Ненокское поле
3.	Богатиков, 2000	<i>Кимберлиты группы I</i> -тр. им. В. Гриба, Кепинское поле (тр.Ключевая, Ан. 734, 687, 688, 697, Звездочка) <i>Кимберлиты группы II</i> - Золотицкое поле <i>Оливиновые меллититы: беспироксеновые оливиновые меллититы</i> (трубки Чидвинско-Ижмозерской группы - Ижма, Весенняя, Чидвия; Кепинского поля, Н -100б, 495, 406, 496, 711, 713, 740), <i>оливин-пироксеновые меллититы</i> - (тр. Апрельская и тр. Онежская полуострова); <i>оливин-флогопитовые меллититы</i> - Верхотинское поле (тр. 401, 402, 407, 451, 685, 823а)
4.	Лапин, 2004	Карбонатит-кимберлитовая группа формаций
		Формационно-минерагенические ряды различных геохимических типов пород 1. <i>Алмазоносные кимберлиты</i> – Золотицкое поле, тр. им. В. Гриба 2. <i>Неалмазоносные и убогоалмазоносные кимберлиты</i> - пикриты – Кепинское и Чидвинское поля 3. <i>Породы пикрит-альнеитового (или пикрит-мелилититового) семейства ассоциирующие с редкометальными карбонатитами-оливиновыми меллититами</i> - Ненокское поле
5.	Богатиков, 2007	Три петрогеохимических типа кимберлитов Зимнего Берега <i>I тип</i> - <i>низкотитанистые</i> ($TiO_2 < 1$ масс. %) - Золотицкие кимберлиты <i>II тип</i> - <i>умеренно-титанистые</i> (TiO_2 около 1 масс. %) - кимберлиты трубки им. В. Гриба <i>III тип</i> - <i>высокотитанистые</i> ($TiO_2 > 1$ масс. %) - кимберлиты трубок Кепинского поля

Не вдаваясь в подробный анализ приведённых в табл. 1 и других классификаций, отметим, что все они по своей направленности в той или иной мере указывают на минералого-петрографические, петрохимические и геохимические особенности конкретных типов пород, но в то же время, за некоторым исключением, не отражают (или недостаточно отражают) основные аспекты их петрогеохимической типизации и формационной принадлежности. К тому же, в большинстве случаев при петрохимических и геохимических построениях должным образом не учитывается степень вторичных изменений (сапонитизация, карбонатизация) пород, которые существенным образом искажают особенности их первичного состава.

Не всегда учитываются специфические особенности вещественного состава тех, или иных образований. Например, вряд ли оправдано отнесение к пикритам, только на основании петрогеохимических показателей (Фролов, 2005) ряда Кепинских тел (ан 688, 734, 693 и др.),

которые характеризуются высокими (3,5–6,2 кг/т) концентрациями пиропов и ильменитов, в том числе алмазоносных парагенезисов [Кудрявцева, 2005; Гаранин, 2006].

В ряде работ к оливиновым мелилититам, наряду с вулканитами Неноксы, отнесены породы Чидвинско-Ижмозерской группы, тр. Суксомы, а также Верхотинских трубок (кроме тр. им. В Гриба) и некоторых Кепинских тел. В связи с этим отметим, что в отличие от оливиновых мелилититов Ненокских трубок, для которых важнейшими типоморфными признаками являются широко развитые вкрапленники клинопироксена, низкие концентрации магния (12–18%) и высокие глинозёма (9–13%), породы Чидвинско-Ижмозерской группы и тр. Суксома не содержат таких вкрапленников и характеризуются явно повышенной магниальностью (MgO 22–28%) и пониженной глинозёмистостью (Al₂O₃ 5-8%), несмотря на высокие содержания в них микролитов мелилита (клинопироксена), присутствие фельдшпатоидов и щелочных амфиболов, в полной мере соответствуют фельдшпатоидным пикритам (Богатиков, 1987).

Что же касается пород Верхотинских трубок и некоторых Кепинских тел, то эти образования, характеризуясь в целом большей степенью ультраосновности по отношению к таковым Чидвинско-Ижмозерской группы (см. ниже) и содержащие до 5 – 10% микролитов мелилита, при редкой встречаемости нефелина, в лучшем случае следует относить к мелилитсодержащим беспироксеновым щелочным пикритам.

Отметим также, что выделенные С.М. Саблуковым (1995, 2000, 2005) магниально-глинозёмистая и железо-титанистая петрохимические серии, согласно рекомендациям А.В. Лапина и др., (2004), следует рассматривать в качестве минералого-петрохимических типов пород. На наш взгляд данная точка зрения, более реально отражает петрологические особенности щелочно-ультраосновных образований ЮВБ. В части глинозёмистой серии это подтверждается также результатами исследований, выполненных в ИГЕМ (Парсаданян, 1996; Богатиков, 2000 и др.), которые указывают на то что, несмотря на определённое сходство вулканитов Золотицкой и Чидвинско-Ижмозёрской групп по поведению таких элементов как Th, U, K, Nb, Hf, по соотношениям и содержаниям основных петрохимических компонентов, а также Ni, Cr, LILE, LREE, вулканиты Чидвинско-Ижмозёрской группы тел не являются продуктами дифференциации первичного кимберлитового расплава, а связаны с самостоятельным мантийным источником. Как это будет показано ниже, об этом свидетельствуют также различные параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем и данные абсолютной геохронологии для тех, или иных формационных таксонов.

Терминология

В настоящей работе классификационная терминология щелочно-ультраосновных образований ЮВБ приводится в соответствии с рекомендациями Петрографического комитета ОГГТ АН СССР (Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1., 1983) Согласно данным рекомендациям, типоморфные признаки рассматриваемых ассоциаций вулканических пород, указывают на принадлежность их к семейству щелочных пикритов с выделением в его составе собственно кимберлитов, беспироксеновых щелочных пикритов, фельдшпатоидных пикритов и оливиновых мелилититов.

Данные образования в подавляющем большинстве случаев образуют территориально-сближенные сообщества тел, с присущими им типоморфными признаками вещественного состава, геологического строения, а также возрастной позиции, что в свою очередь применительно к общепринятым основам формационного анализа магматических и вулканических образований, предопределяет необходимость выделения их, прежде всего, в ранге вулканических комплексов. Таковы требования Петрографического кодекса (Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования, 1995), который был утверждён МПК 28 декабря 1994 года и является действующим по настоящее время.

В соответствии со статьями III.2 – III.7 Петрографического кодекса, основным региональным петрографическим подразделением при расчленении природных ассоциаций

магматических горных пород является *магматический комплекс*, который как общий собирательный термин включает понятия «вулканический комплекс», «плутонический комплекс» и «гипабиссальный комплекс малых интрузий». Магматический комплекс картируется как совокупность тел конкретной ассоциации магматических пород и является той ключевой петрографической единицей, которую рекомендуется выделять на геологической карте и в ее легенде, помещать в сводную литостратиграфическую колонку и использовать как основу при описании магматических образований региона, поэтому каждому магматическому комплексу присваивается индивидуальное название.

В свою очередь «Вулканический комплекс – это конкретная ассоциация (парагенез) вулканических (эффузивных, вулканокластических, гипабиссальных) горных пород, слагающих геологические тела (покровные, экструзивно-жерловые, субвулканические) и их совокупности, располагающиеся в определенном геологическом пространстве. Вулканические породы комплекса составляют закономерную ассоциацию, которая обладает общими чертами состава, морфологии, строения и соотношения с вмещающей средой, указывающими на их образование в течение единого этапа эволюции вулканического процесса в ограниченный отрезок геологического времени. Важнейшим признаком вулканического комплекса следует считать постоянство, устойчивость его структурно-вещественных параметров – однотипность или упорядоченное их изменение в ходе развития вулканического процесса. Границами комплекса считаются резкие нарушения этого признака, которые обычно совпадают с отчетливыми значительными перерывами в вулканическом процессе и изменениями в его характере».

В данной формулировке определение вулканического комплекса достаточно близко сути такого минерагенического (формационно-минерагенического) таксона как кимберлитовое (пикритовое) поле. При этом, следуя главным образом В.А. Милашеву, под термином «кимберлитовое (пикритовое) поле» мы понимаем: «Обособленный, ограниченный по площади, участок развития пространственно сближенной группы достаточно схожих по особенностям вещественного состава, и степени эрозионного среза вулканических тел, формирование которых происходило при близких термодинамических и тектонических условиях в узком возрастном диапазоне; который в иерархии системного подхода является самостоятельным таксоном и занимает промежуточное положение между кимберлитовым (алмазоносным) районом и кимберлитовой трубкой (кустом, цепочкой трубок)». Линейные размеры (площади) полей устанавливаются только эмпирически и, в нашем случае, колеблются от 6х9 км (Верхотинское) до 70х35 км (Кепинское).

Кроме этого, согласно Петрографическому кодексу основой петрографической систематики и классификации всего многообразия природных ассоциаций магматических (вулканических) пород конкретных территорий, является понятие о региональных магматических формациях (субформациях), как обобщенных моделях однотипных магматических комплексов, выделение которых рекомендуется при составлении специализированных карт и оценке минерагенических перспектив изучаемой территории.

Результаты исследований

В соответствии с вышеприведёнными положениями Петрографического кодекса и на основании выполненного нами комплексного анализа типоморфных особенностей основных сообществ (совокупностей) раннегерцинских вулканических образований ЮВБ, в качестве наиболее крупных региональных формационных таксонов выделяются:

1. Щелочно-ультраосновная формация Юго-Восточного Беломорья;
2. Сояна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс.

1. Щелочно-ультраосновная формация Юго-Восточного Беломорья

Щелочно-ультраосновная формация ЮВБ включает в себя около 90 трубок взрыва и субинтрузивных тел кимберлитов и конвергентных пород, которая по совокупности базовых

петрологических критериев рассматривается нами в составе двух достаточно дискретно обособленных субформаций (рис. 1 и 2):

I - субформации кимберлитов – беспироксеновых щелочных пикритов, объединяющей в себе магнезиально-глинозёмистые (Mg-Al) кимберлиты и пикриты Золотицкого и Верхотинского комплексов и железо-титанистые (Fe-Ti) кимберлиты и беспироксеновые щелочные пикриты Черноозёрского (тр. им. В. Гриба), Кепинского, Мегорского, и Мельского комплексов (*Зимнебережный мегакомплекс*), расположенных в центральной и северной частях Зимнего Берега;

II - субформации глинозёмистых фельдшпатоидных пикритов – оливиновых мелилититов, в которую входят только Mg-Al фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозёрского, Ненокского и Суксомского комплексов (*Ненокско-Чидвинский мегакомплекс*), приуроченные, главным образом, к южной части Зимнего Берега и Онежскому полуострову.

Основополагающими индикационными параметрами выделенных субформаций (мегакомплексов) и слагающих их комплексов являются:

- специфические черты геологического строения тел, слагающих отдельные вулканические ассоциации;
- петрографические особенности магматической составляющей: количественные соотношения фенокристов оливина и клинопироксена I и II генераций, наличие тех, или иных количеств микролитов мелилита, клинопироксенов и фельдшпатоидов в основной массе пород;
- петрохимические (содержания магния, глинозёма, силикатной извести, железа, титана и щелочей, характер щёлочности) и геохимические (содержания хрома, никеля, кобальта, тантала, гафния, рублидия, бария, стронция, ниобия, неодима, циркония, урана, тория и некоторых других элементов, параметры самарий-неодимовой и рублидий-стронциевой изотопных систем) характеристики;
- минералогические особенности глубинных нодулей, высокобарофильных индикаторных аксессуариев и оксидов связующей массы; алмазоносность пород;
- возраст вулканических комплексов.

Учитывая то обстоятельство, что достаточно детальное освещение вопросов геологического строения и вещественного состава кимберлитов и конвергентных пород ЮВБ приведено в целом ряде опубликованных работ, основное внимание нами акцентировано на тех факторах, которые имеют самое непосредственное отношение к формационной типизации и алмазоносности тех или иных объектов.

Особенности геологического строения, размеры и морфология тел. Среди проявлений *Зимнебережного мегакомплекса* преобладают трубки взрыва, реже встречаются силы сложенные только массивными разностями пород. Большинство трубок относятся к категории крупных и средних. В плане кимберлитовые трубки имеют округлую, эллипсоидальную или гантелеобразную формы, с размерами по длинной оси до 1,2 км, причем по размерам большинство трубок относится к категории средних (5-20 га) и мелких (менее 5 га), реже наблюдаются крупные (5–20 га) и только единичные тела являются весьма крупными (более 20 га). Выделенные здесь вулканические комплексы существенно различаются размерами тел, степенью их эрозионного среза, характером становления жерловых частей трубок (много-, и однофазовые), а также объёмом пород кратерной и субинтрузивных фаций (табл. 2).

Главными особенностями *промышленно алмазоносных тел Золотицкого и Черноозёрского комплексов* являются (табл. 2):

- принадлежность их к категории крупных и весьма крупных, при незначительной степени эрозионного среза;
- значительная степень латеральной и вертикальной неоднородности выполняющих их образований, связанная с многофазовостью их формирования (трубки Ломоносовская,

Пионерская, Карпинского 1 и 2, Архангельская, им. В. Гриба), при этом в обобщённом виде фазовая последовательность выглядит следующим образом: ксенотуфобрекчии – туфы (туфобрекчии) – автолитовые брекчии – жильные порфиновые разности – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения кратерных построек.

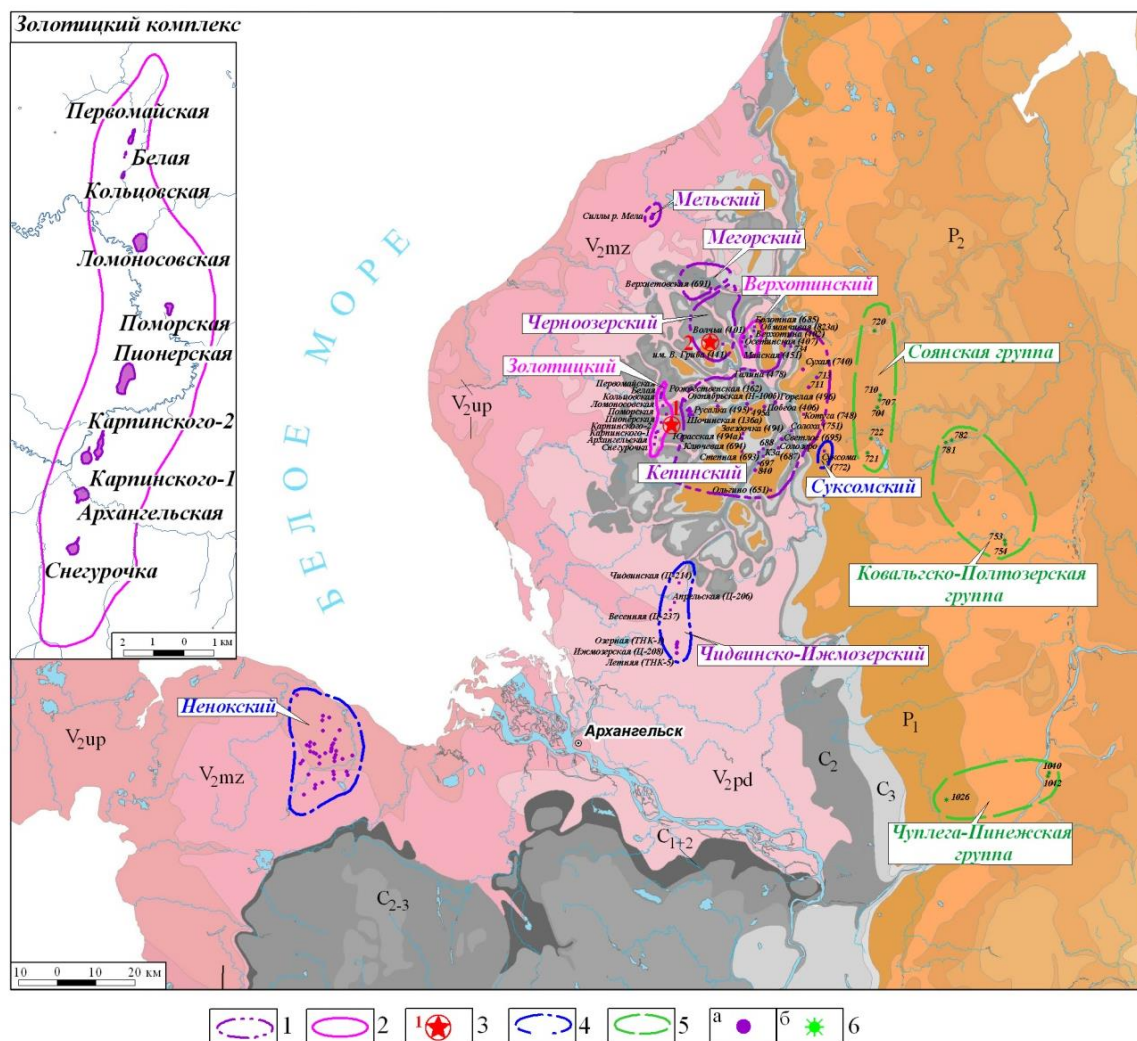


Рис. 1. Схема расположения раннегерцинских комплексов кимберлитов, конвергентных пород и базальтовых трубок взрыва ЮВБ. Условные обозначения: **1 - 4 - Кимберлитовые и мелилитит-пикритовые комплексы:** 1 - 2 - Субформация кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов – Зимнебережный мегакомплекс: 1 - Fe-Ti тип: Кепинский; Мегорский, Мельский; Черноозерский; 2 – Mg-Al тип: Золотицкий, Верхотинский; 3 - Месторождения алмазов: 1 - им. М.В. Ломоносова, им. В. Гриба; 4 - Субформация фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов – Ненокско-Чидвинский мегакомплекс (Mg-Al тип): Ненокский, Чидвинско-Ижмозерский, Суксомский; **5 - Группы трубок Сояна-Пинежского базальтового комплекса:** Соянская, Ковальско - Полтозерская, Чуплега-Пинежская; 6- Трубки взрыва: а - кимберлитов, пикритов, оливиновых мелилититов, б - толеитовых базальтов

Отметим также, что среднеалмазоносные трубки Северной группы месторождения им. М.В. Ломоносова (Карпинского 2 и Пионерская), являясь двухкорневыми, имеют ильно вытянутую гантелеобразную форму, тогда как высокоалмазоносным Архангельской и Карпинского 1 Южной группы присущи близизометричные формы и однокорневое строение. Кроме этого, характерной особенностью трубок Карпинского 2 и особенно Пионерской является появление на глубоких горизонтах столбов автолитовых брекчий низкоалмазоносных и убого алмазоносных порфириновых разностей кимберлитов.

Таблица 1

Общая геологическая характеристика вулканических комплексов щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья

Вулканические комплексы, трубки, силлы	Форма тел			Морфология			Мощность (м), сложн. строен. кратера	Фазы образов - основные разновидности пород жерловой фации				Многоэта жн. системы пластовых тел (силлов)
	трубки	силлы	смещ.	размеры от-до, м	площадь, га от-до/ср.	аз. прост. длин. оси, град.		1 - КТБ, ТБ	2 - ТФ	3 - АБ	жилы, дайки порфир. разн.	
<i>1</i>	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1. Субформация кимберлитов -беспироксеновых щелочных пикритов (Зимнебережный мегакомплекс)												
1.1. Mg-Al тип												
1.1.1. Золотицкий - кимберлитовый:												
- промышленно алмазоносные: Ломоносовская, Пионерская, Карпинского 1 и 2, Архангельская	+	-	-	575x340 - 1200x500	<u>10,2-38,0</u> 21,6	0 - 25	0 - 170/ сложн.	+++	+++	+++	+	-
- низко алмазоносные: Снегурочка, Поморская	+	-	-	376x229 - 400x240	<u>5,6-7,3</u> 6,5	0 - 25	-	+++	-	-	-	-
- убого алмазоносные: Кольцовская, Белая, Первомайская	+	-	-	120x90 - 350x150	<u>0,4-3,2</u> 1,7	0 - 5	-	+++	-	-	-	-
1.1.2. Верхотинский - беспироксеновых щелочных пикритов: 685, 823а, 402, 407, 401, 451	+	-	-	100x70 - 560x140	<u>0,6-5,4</u> 2,3	6 - 2,7	0 - 23	+++	-	-	-	-
1.2. Fe - Ti тип												
1.2.1. Черноозерский - кимберлитовый (тр. им. В. Гриба)	+	-	-	570x480	16,0	25	170	+	-	+++	-	-
1.2.2. Кепинский - кимберлитов-беспироксен. щелочных пикритов:												
- трубки, в т. ч. сопряженные с силлами (688,496,136а, 494а, 694, 693, 840, 751, 748, 406, 495, 478, 162, 100б, 711, 713, 740, 840, 746б)	+		+	685x320 - 140x40	<u>0,4-10,8</u> 6,4	от 14-30 до 45-350	- ?	+++	-	-	+++	+++
- автономные системы силлов: 687, 695, 697, 734, 494	-	+	-	1100x1000 - 190x146	2,3-170,0	-	-	-	-	-	-	+++
1.2.3. Мегорский - беспироксеновых пикритов (тр. 691)	+	-	-	410x240	7,7	50	56?	+++	-	-	-	-
1.2.4. Мельский - беспироксен. щелочн. пикритов (силлы р. Мела)	-	+	+	не уст.	-	-	-	-	-	-	-	+++
2. Субформация фельдшпатоидных пикритов - оливиновых мелилититов (Ненокско-Чидвинский мегакомплекс) - Mg-Al тип												
2.1. Ненокский - фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов (42 трубки Онежского п-ова)	+	-	-	80 - 600	0,9 - 32	5 - 15	+	+++	-	+++	+	-
2.2. Чидвинско-Ижмозерский - фельдшпатоидных пикритов												
- Чидвинская группа: Чидвинская, Апрельская	+	-	-	1810x580 -	3,9 - 74,2	13 - 20	39 - 124/сложн. н.	+	+++	++	+	-
- Ижемская группа: Ижмозерская, Озерная, Летняя, Весенняя	+	-	-	278x224			-	+	-	+	+++	-
2.3. Сукомский - фельдшпатоидных пикритов (тр. 772 (Суксома)	+	-	-	1980x1100	170,0	15	до 270/сложн. н.	+++	-	+	-	-

Примечание: КТБ - ксенотуфобрекчия, ТБ - туфобрекчия, ТФ - туфы, АБ - автолитовая брекчия



Рис. 2. Схема строения щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья

Однофазовыми выполненными исключительно ксено- и туфобрекчиями являются также *неалмазоносные и убого алмазоносные в основном мелкие по размерам трубки Верхотинского и Кепинского комплексов*. Следует также указать на невыдержанность простираций трубочных тел Кепинского комплекса и незначительное развитие здесь кратерных построек. Кроме этого, типоморфным признаком вулканитов Кепинского и Мельского комплексов является самостоятельная проявленность и сопряженность с трубками взрыва образований субинтрузивных фаций (силы, жилообразные тела) (табл. 2).

Среди *неалмазоносных проявлений Ненокско-Чидвинского мегакомплекса* также резко преобладают трубки взрыва, но появляются штоко- и дайкообразные тела сложенные только массивными разностями пород (тр. Весенняя, Ижмозёрская, Усть-Сюзьма). На глубоких горизонтах тр. Чидвинской и в отдельных трубках Ненокского комплекса установлены маломощные жилы, соответственно массивных пикритов и оливиновых мелилититов. Здесь полностью отсутствуют системы многоэтажных силлов. Трубки по размерам весьма крупные, крупные и средние, среди которых отмечаются уникальные – Суксома (170 га) и Чидвинская (74 га). Наряду с довольно простыми объектами, выполненными породами одной разновидности, для части изученных тел установлена многофазовость их становления. Для отдельных трубок (Суксома и Чидвинская) характерно наличие сложнопостроенного кратера с весьма значительной мощностью туфогенно-осадочных пород достигающей 270 м (табл. 2).

Петрографические особенности пород являются одним из важнейших классификационных признаков, при этом выполненные исследования показывают, что данные критерии достаточно отчетливо проявлены как для мегакомплексов и отдельных комплексов, так и отдельных трубок.

К основным минералого-петрографическим особенностям магматической составляющей *алмазоносных кимберлитовых пород Золотицкого и Черноозёрского комплексов* относится (рис. 3):

1. Широкое развитие крупных (до 20–30 мм) ксеноморфных псевдоморфоз по оливину I генерации, общее содержание которых составляет порядка 50 – 60% магматической составляющей пород.
2. Незначительные количества вкрапленников флогопита-1 (до 2%), при том, что флогопит-2 в отдельных автолитах слагает до 20–30% площади шлифа;
3. Наличие в автолитовых брекчиях Золотицких кимберлитов незначительного количества микролитов метасоматического клинопироксена; присутствие отдельных лейст изменённого мелилита.
4. Присутствие значительных количеств зональных, достаточно крупных автолитов.

Содержания алмазов в трубках, в общем случае зависят от различной концентрации ксеногенного материала и закономерно снижаются от автолитовых брекчий до вулканогенно-осадочных пород кратера, при этом, высокоалмазоносными являются только автолитовые брекчии трубок им. В. Гриба, Архангельская и Карпинского 1.

На фоне этой общей усреднённой закономерности, особенно отличаются порфиоровые, убого алмазоносные кимберлиты глубоких горизонтов (инт. глубин 840–1065 м) трубки Пионерская! Здесь содержание оливина I генерации не превышает 30–40%, при том, что субидиоморфные и идиоморфные фенокристы составляют около 30%. Вкрапленники погружены в мелкозернистую основную массу, состоящую из микролитов оливина, чешуйчатого флогопита (до 60% от объема связующей массы), значительного количества клинопироксена, мелких зерен оксидных минералов и серпентинового мезостазиса.

Кроме этого, в плане алмазоносности, обращают на себя внимание особенности компонентного состава низкоалмазоносных забалансовых туфов и ксенотуфобрекчий жерловой части трубки Карпинского 1, при том, что содержание в них псевдоморфоз по оливину и автолитов только на 13% (туфы) и 30% (ксенотуфобрекчии) меньше, чем в автолитовых брекчиях этой же трубки, а концентрации алмазов падают больше чем на порядок! Оказывается, что для данных низкоалмазоносных разновидностей пород весьма

характерно резкое увеличение доли автолитов (в частности простого строения) по отношению к кристаллокластам оливина и появление здесь значимых содержаний микролитов – замещённых клинопироксена и возможно мелилита. К этому следует добавить, что в ксенотуфобрекчиях убого алмазоносных трубок Кольцовско-Первомайской группы, соотношение кристаллокластов оливина I к автолитам составляет 2:1, тогда как для промышленно алмазоносных тел это соотношение имеет обратный характер.

Отметим также, что серпентиновые и сапонит-серпентиновые разности характерны только для автолитовых брекчий трубок Ломоносовская, Пионерская, Карпинского 1 и 2, Архангельская, им. В. Гриба, а также жильных кимберлитов глубоких горизонтов трубки Пионерская, во всех остальных разновидностях пород в качестве основного пороодообразующего минерала выступает сапонит.

В отличие от вышеописанных пород, магматическая составляющая неалмазоносных и убого алмазоносных кимберлитов и конвергентных пород Зимнебережного (Кепинские и Верхотинские трубки, силлы р. Мелы) и Ненокско-Чидвинского мегакомплексов характеризуется, прежде всего, явным доминированием в её составе фенокристов оливина II генерации, а также наличием в основной массе значимого переменного количества микролитов мелилита, нефелина и метасоматического клинопироксена. По устному сообщению С.М. Саблукова (2001 г.) в слабоизменённых серпентинизированных пикритах трубок Озёрная и Летняя Чидвинско-Ижмозерского комплекса установлены монтичеллит и рихтерит. Кроме этого, для Ненокских трубок, отмечается ведущая роль уже вкрапленников клинопироксенов двух генераций, а в отдельных телах мелилита. Вкрапленники последнего отмечены также в тр. Суксома (Саблуков, 1995). Одним из основных типоморфных признаков пикритов Верхотины, силлов р. Мелы является достаточно широкое развитие вкрапленников флогопита (Саблуков, 1995) (рис. 3). Значительное количество вкрапленников флогопита характерно также для отдельных тел Кепинского комплекса.

Петрохимическая характеристика. Учитывая значительную и весьма значительную степень вторичных изменений щёлочно-ультраосновных вулканитов ЮВБ – серпентинизации и последующих сапонитизации и карбонатизации, одним из основных методов их формационной типизации являются исследования петрохимического плана. В общей сложности нами было собрано из различных источников и систематизировано более тысячи силикатных анализов магматической составляющей вулканитов региона и сопредельных территорий (Терский берег Кольского полуострова и Средний Тиман), результаты обработки которых, легли в основу построения различного типа рекомендованных и авторских диаграмм (рис. 4 и 5). При анализе особенностей химизма пород, наряду с традиционными показательными для кимберлитов оксидами, нами широко использовался также такой показатель как концентрация силикатной извести, которая в численном отношении соответствует содержанию CaO за минусом кальция связанного с кальцитом и апатитом. Данный показатель в рабочем порядке был предложен С.М. Саблуковым, ещё в середине 80-х годов прошлого столетия. Несмотря на то, что в этом пересчёте присутствует элемент некоторой условности, тем не менее, в подавляющем большинстве случаев именно для слабо карбонатизированных, или некарбонатизированных разновидностей пород, мы имеем один из достаточно надёжных инструментов петрохимической классификации пород.

Анализ средних химических составов пород кимберлит-пикритового Зимнебережного мегакомплекса, в составе которого выделяются Mg-Al и Fe-Ti типы пород (рис. 5^б), показывает, что им присуща достаточно высокая степень ультраосновности, проявленная в высоких содержаниях магния, и явно пониженных глинозёма, силикатной извести и щелочей при преобладании калия (рис. 4 и 5^а).

Низкоалмазоносная тр. Поморская, забалансовая среднеалмазоносная Снегурочка и убогоалмазоносные (Кольцовская, Белая, Первомайская) Золотицкого комплекса являясь однофазовыми, сложены только ксенотуфобрекчиями и относятся к категории мелких (табл. 2).

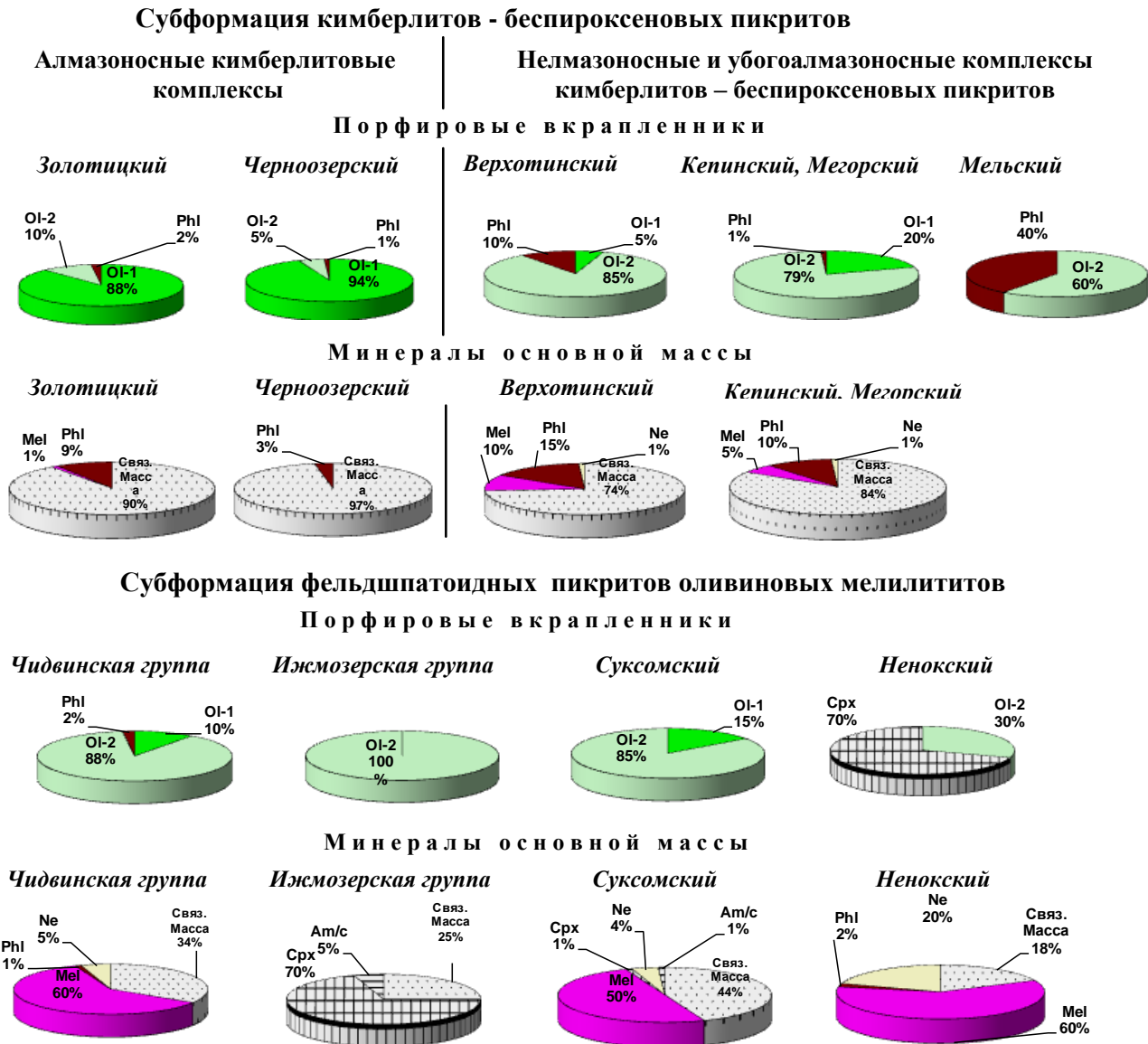


Рис. 3. Петрографические особенности пород щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья

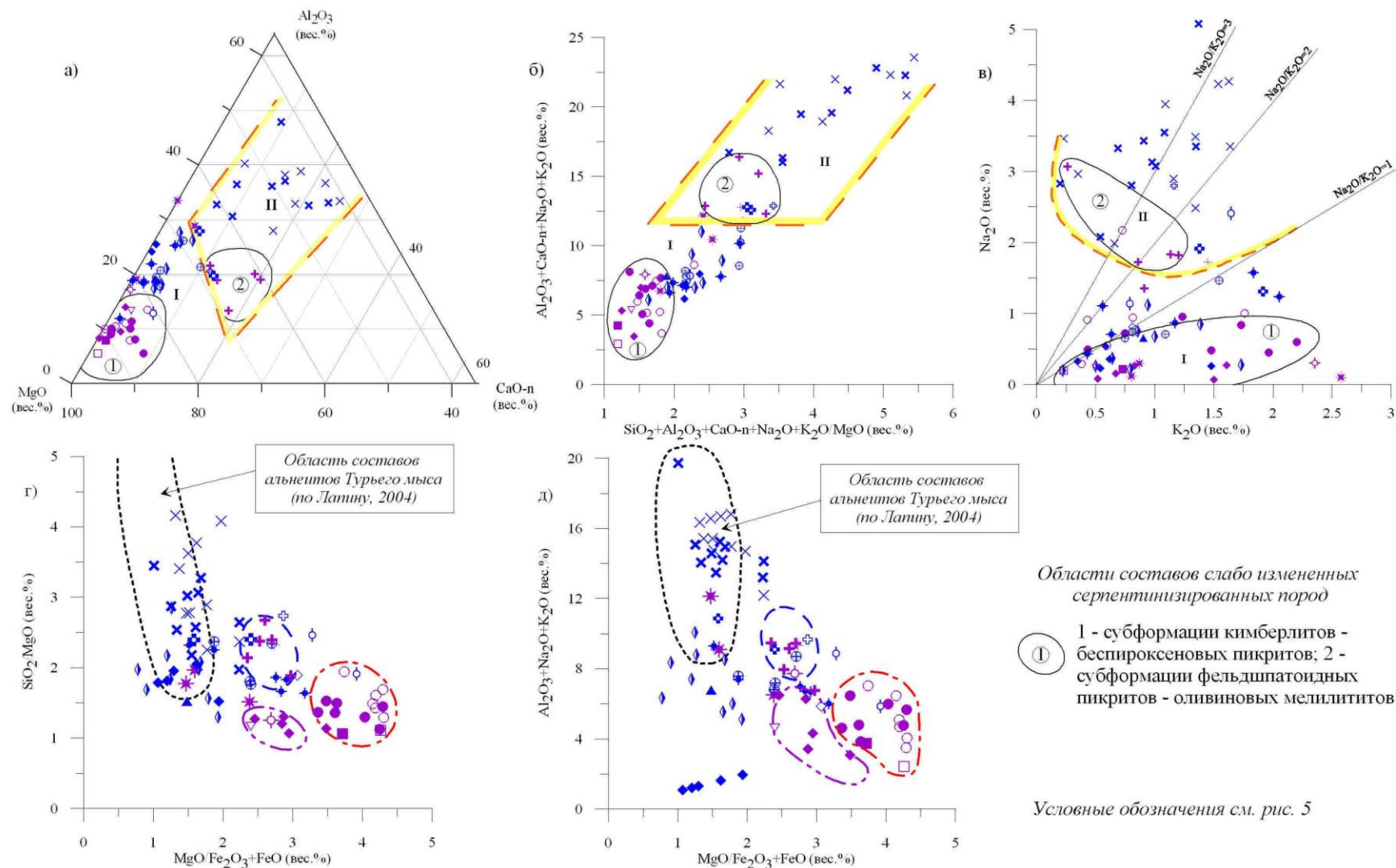


Рис. 4. Особенности химических составов магматической составляющей вулканических комплексов щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья на диаграммах: а) $\text{MgO} - \text{CaO-n} - \text{Al}_2\text{O}_3$; б) $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO-n} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO-n} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, ($n = \text{CO}_2 \times 1,27 + \text{P}_2\text{O}_5 \times 1,32$); в) $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$; г) $\text{MgO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{SiO}_2 / \text{MgO}$ и д) $\text{MgO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

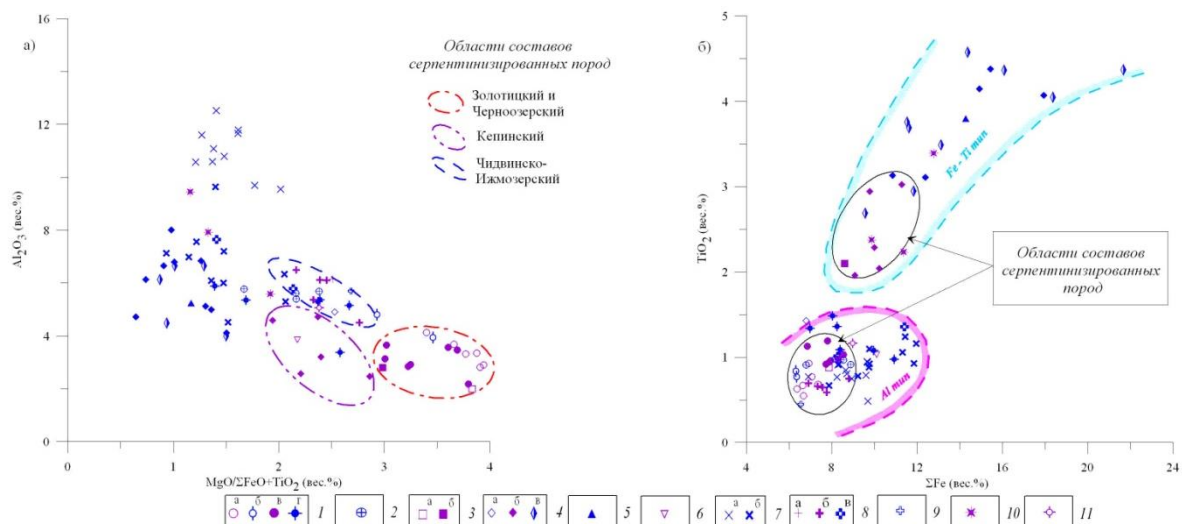


Рис. 5. Особенности химических составов магматической составляющей вулканических комплексов щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья на диаграммах: а) $MgO/\Sigma Fe+TiO_2 - Al_2O_3$ и б) $\Sigma Fe - TiO_2$. Условные обозначения: **I. Субформация кимберлитов - беспироксеновых щелочных пикритов: Mg-Al тип:** 1 - Золотицкий кимберлитовый комплекс: а - автолитовые брекчии серпент., б - автолитовые брекчии сапонит., в - автолиты серпент., г - автолиты сапонит.; 2 - Верхотинский комплекс флогопитовых пикритов: автолиты сапонит.; **Fe-Ti тип:** 3 - Черноозерский кимберлитовый комплекс: а - автолитовые брекчии серпент., б - автолиты из автолитовых брекчий серпент.; 4 - Кетинский комплекс кимберлитов - беспироксеновых щелочных пикритов: а - туфобрекчии сапонит., б - порфиновые пикриты, кимберлиты серпент., в - порфир. кимберлиты, автолиты сапонит.; 5 - Мегорский комплекс беспироксеновых щелочных пикритов: автолиты из ксенотуфобрекчий сапонит.; 6 - Мельский комплекс флогопитовых пикритов: порфир. пикриты серпент. **II. Субформация фельдшпатоидных пикритов - оливиновых мелилититов (Mg-Al тип):** 7 - Ненокский комплекс фельдшпатоидных пикритов - оливиновых мелилититов: а - автолитовые брекчии сапонит.; б - автолиты из автолитовых брекчий сапонит.; 8 - Чидвинско-Ижмозерский комплекс фельдшпатоидных пикритов: а - автолитовые брекчии серпент., б - серпент. автолиты из ксенотуфобрекчий, порфир. пикриты серпент., в - автолиты из туфов сапонит. 9 - Суксомский комплекс фельдшпатоидных пикритов: автолитовые брекчии сапонит.; **Кимберлиты и конвергентные породы Среднего Тимана и Терского берега Кольского полуострова:** 10 - Средний Тиман, Умбинский комплекс (трубки Умбинская, Водораздельная, Средненская); 11 - Терский берег, тр. Ермаковская 7

Наименее изменённые серпентинизированные разности алмазоносных автолитовых брекчий Золотицкого и Черноозёрского комплексов – это высокомагнезиальные породы, содержания MgO , в которых варьирует от 27 до 34% и в среднем составляет 28–29% для Золотицких трубок и 33,5% для трубки им. В. Гриба Средние концентрации других показательных оксидов составляют: кремнезёма (37 – 42%), глинозёма (2,0–3,3%), суммарного железа (6–8%), титана (0,6–0,9%), калия (0,23–0,8%) и натрия (0,2–0,4%), при этом кимберлиты тр. им. В. Гриба содержат минимальные концентрации кремнезёма, глинозёма и щелочей, при несколько повышенной титанистости (рис. 4 и 5). В автолитах наблюдаются закономерные увеличения концентраций титана до 1–1,2% и незначительные повышения суммарного железа, тип щёлочности приобретает уже весьма отчётливо выраженный K–Na характер. Согласно (Богатиков, 2007), по содержаниям титана в пределах Зимнего Берега выделяется два типа алмазоносных кимберлитов – низкотитанистые Золотицкие ($TiO_2 < 1\%$) и умеренно титанистые трубки им. В. Гриба (TiO_2 около 1%).

Отметим также, что для алмазоносных автолитовых брекчий Золотицкого комплекса содержание силикатной извести варьирует от 1,4 до 4%, в среднем составляет (2–3%) и

только в убогоалмазоносных порфировых жильных разностях глубоких горизонтов трубки Пионерской она весьма существенно повышается и составляет в среднем 8,6%. Последнее достаточно удовлетворительно корреспондируется с наличием здесь значительного количества микролитов клинопироксена. Судя по содержаниям СаО (1,83%), СО₂ (1,47%), в серпентинизированных кимберлитах тр. им. В. Гриба практически вся известь связана с кальцитом (рис. 4).

В различной степени сапонитизированных разновидностях алмазоносных автолитовых брекчий трубок Карпинского 2, Архангельской и автолитах из алмазоносных ксенотуфобрекчий тр. Карпинского 2 наблюдается снижение содержания магния до – 22,9%, 22,5% и 18,5% соответственно. В них повышаются концентрации кремнезёма до 51–52%, глинозёма до 4,1–5,3% и натрия до 2,2–3%, при этом тип щёлочности меняется с К–Na на Na–К (рис. 4 и 5).

В сапонитизированных автолитах из ксенотуфобрекчий *низкоалмазоносной тр. Поморская, среднеалмазоносной забалансовой тр. Снегурочка, убого алмазоносных тел Первомайско-Кольцовской группы, а также из низкоалмазоносных ксенотуфобрекчий и туфов тр. Карпинского 1*, в целом повышаются концентрации титана до 1,34 – 1,49% (трубки Снегурочка, Поморская, Первомайская), а также существенно увеличиваются соотношения окисного железа к закисному (до >8 в тр. Поморской). Особенно отметим, что в автолитах из низкоалмазоносных ксенотуфобрекчий и туфов трубки Карпинского 1, концентрации глинозёма повышаются до 5,9%, а сумма щелочей, при явно выраженном натровом характере, достигает соответственно 3,3 и 4%! И это при том, что данный показатель в сапонитизированных автолитах из алмазоносных туфов и ксенотуфобрекчий трубки Карпинского 2, в целом не превышает 2%. В то же время в автолитах из ксенотуфобрекчий убого алмазоносной тр. Первомайская отмечается только повышенное содержание титана (1,36%), при «нормальных» (для сапонитизированных разностей) концентрациях глинозёма (5,15%), суммарного железа (6,98%) и щелочей (0,87%), несколько увеличивается соотношения окисного железа к закисному (чуть более 4-ёх).

Железо-титанистые убого алмазоносные и неалмазоносные кимберлиты и пикриты Карпинского и Мегорского комплексов характеризуются, прежде всего, явно повышенными и высокими концентрациями суммарного железа и титана (рис. 5^б), при том, что серпентинизированным разностям силлов кимберлитов и пикритов присущи достаточно высокие содержания магния (28 – 29%).

В наименее карбонатизированных *неалмазоносных флогопитовых пикритах силлов р. Мелы* средние содержания магния варьируют в пределах 23 – 25%, при том, что концентрации других показательных пороодообразующих оксидов составляют: TiO₂ – 1,03%, Al₂O₃ – 3,86%, ΣFe – 10,12%. Отметим, что исходя только их показателей петрохимического плана, на принадлежность данных образований к железо-титанистому типу могут указывать только несколько повышенные содержания ΣFe.

Сопонитизированным автолитам *неалмазоносных ксенотуфобрекчий флогопитовых пикритов Верхотинского комплекса*, в сравнении с алмазоносными кимберлитами присущи явно пониженные концентрации магния (15,3 – 21,2%), а также существенно повышенные (до 11) соотношения окисного железа к закисному.

Отчетливо выраженный типохимизм магматической составляющей *неалмазоносных вулканитов Ненокско-Чидвинского мегакомплекса* выразился в резко повышенной роли глинозёма (до 9,6%, в среднем 5–7%), силикатной извести (11–18 %) и суммы щелочей (до 6,6%) с устойчивым явным преобладанием натрия над калием, которое мы наблюдаем также и в наиболее свежих серпентинизированных разновидностях, весьма характерны также довольно низкие содержания магния (13–17%, редко до 23,3%). На предлагаемых классификационных диаграммах (рис. 4 и 5) характеризующие породы образуют достаточно обособленные поля фигуративных точек, особенно отчётливо это выражено для наименее изменённых серпентинизированных разностей пород.

Таблица 2

Параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем для раннегерцинских щелочно-ультраосновных вулканических комплексов ЮВБ

№ п.п.	Трубки, силлы	ϵ_{Nd}	ϵ_{Sr}	$T_{(DM)Nd}$, млрд лет
1. Субформация кимберлитов - беспироксеновых щелочных пикритов				
Золотицкий кимберлитовый комплекс Al-типа (<i>месторождение им. М.В. Ломоносова</i>)				
1	Тр. Ломоносовская	- 2,7	+ 18,9	1,21
2	Тр. Пионерская	- 2,2	- 4,5	1,1
3	Тр. Карпинского-1	- 3,8	+ 5,5	1,26
4	Тр. Карпинского-2	- 3,2	+ 4,4	1,19
5	Тр. Карпинского-2	- 5,0	+ 26,2	1,3
Верхотинский комплекс флогопитовых пикритов Al-типа				
6	Тр. 401	- 7,6	+ 16,6	0,987
Черноозерский кимберлитовый комплекс Fe-Ti типа (<i>месторождение им. В. Гриба</i>)				
7	Тр. им. В. Гриба	- 1,0	+ 15	1,01
8		+ 1,1	+ 22	0,86
9		+ 0,9	+ 27	0,88
10		+ 1,5	+ 18	0,84
11		+ 1,5	+ 12	0,84
12		+ 1,2	+ 12	0,86
Кепинский комплекс убогалмазонасных и неалмазонасных кимберлитов - беспироксеновых щелочных пикритов Fe-Ti типа				
13	Силлы Звездочка	+ 1,7	- 11,6	0,8
14	Силлы ан. 687	+ 1,2	- 1,2	0,8
15	Тр. Ан. 693	+ 2,1	- 6,4	0,79
16	Тр. Ан. 695	+ 1,4	+ 0,3	0,81
Мегорский комплекс беспироксеновых щелочных пикритов Fe-Ti типа				
17	Тр. Ан. 691	+ 1,1	+ 2,6	0,89
Мельский комплекс флогопитовых пикритов Fe-Ti типа				
18	Силлы р. Мела	- 5,4	+ 2,9	0,8-1,1
19		- 5,0	+ 2,5	
20		- 6,1	- 3,3	
21		- 5,9	- 1,6	
22		- 5,8	- 2,4	
23		- 4,7	- 5,3	
24		- 5,8	+ 8,1	
25		- 5,6	- 4,4	
26		- 4,6	- 4,1	
27		- 4,8	- 5,5	
2. Субформация фельдшпатоидных пикритов - оливиновых мелилитов Al - типа				
Суксомский комплекс фельдшпатоидных пикритов				
28	Тр. Суксома	- 10,2	+ 60,5	2,26
Чидвинско-Ижмозерский комплекс фельдшпатоидных пикритов				
29	Тр. Апрельская	- 6,4	+ 24,4	1,42
30	Тр. Ижмозерская	- 9,7	+ 26,0	2,13
Ненокский комплекс фельдшпатоидных пикритов - оливиновых мелилитов				
31	Тр. Усть-Сюзминская	- 10,2	+ 66	2,2

Примечание: параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем под порядк. номерами 1, 3, 4, 6, 15, 16, 17, 28, 29, 30, приводятся по данным [Махоткин, 1997]; 2, 5, 7-14, 31 [Богатиков, 2007]; 18-27 [Первов, 2005]

Геохимические особенности кимберлитов и конвергентных образований ЮВБ на протяжении уже достаточно длительного времени являются объектом самого пристального

внимания специалистов. Наиболее полным сводкам этого плана посвящены работы сотрудников ИГЕМ (Парсаданян, 1996; Богатиков, 2000, 2007; Первов, 2005; Махоткин, 1997; Кротков, 2001; Кононова, 2007; Голубева, 2008), а также К.В. Гаранина (МГУ) (2006) и С.М. Саблукова ЦНИГРИ (1995). Данные работы внесли существенный вклад в наши представления об образовании кимберлитов и конвергентных им пород ЮВБ и их мантийных источниках.

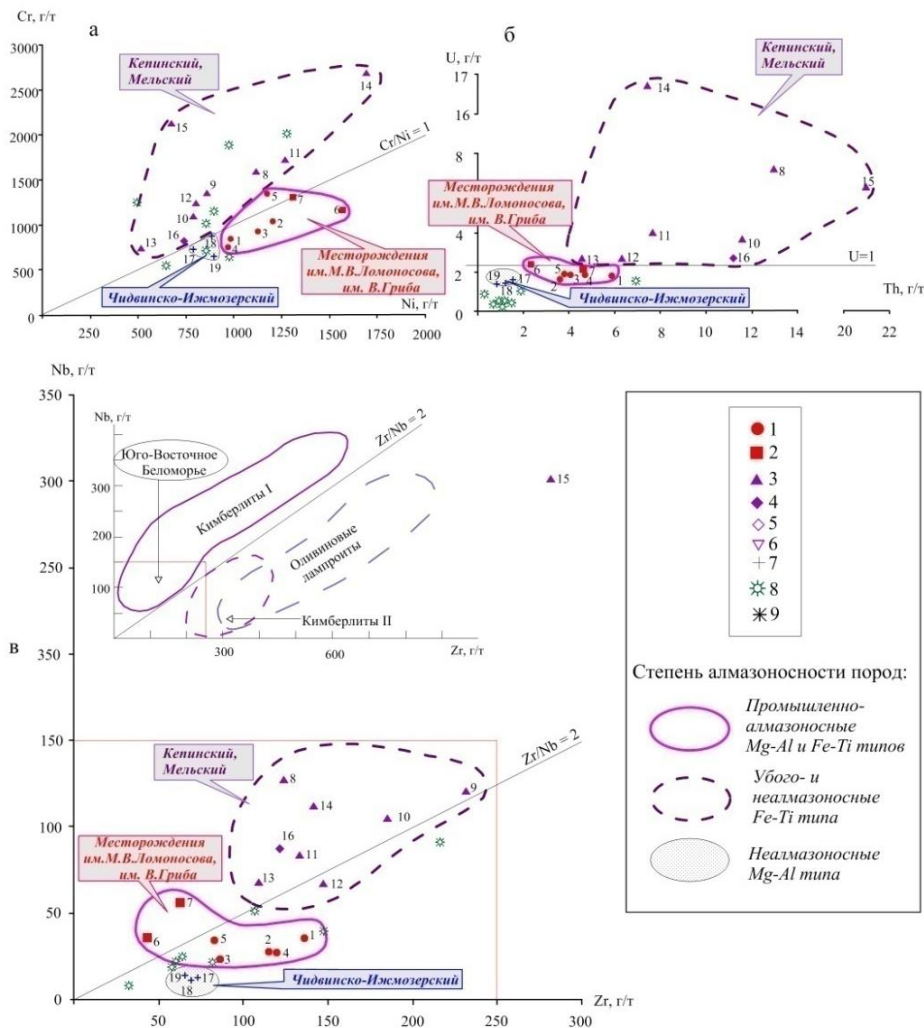


Рис. 6. Особенности распределения концентраций Cr-Ni (а), U-Th (б), Nb-Zr (в) в кимберлитах и конвергентных породах Юго-Восточного Беломорья. Условные обозначения: 1, 2 - промышленно-алмазоносные кимберлиты: 1 - Mg-Al-типа - месторождение им. М.В. Ломоносова, 2 - Fe-Ti типа - месторождение им. В. Гриба; 3, 4, 5 - убогоалмазоносные и неалмазоносные Fe-Ti кимберлиты - беспироксеновые щелочные пикриты: 3 - Кепинского, 4 - Мельского, 5 - Мегорского комплексов; 6 - флогопитовые пикриты Mg-Al-типа Верхотинского комплекса; 7 - неалмазоносные фельдшпатоидные пикриты и оливинные мелилиты (Mg-Al-типа) Чидвинско - Ненокского мегакомплекса; 8 - кимберлиты тр. Нюрбинская Накынского поля ЯАП (по данным (Саблуков, 2010)); 9 - кимберлиты Каави-Куопио Восточной Финляндии (по данным (Кротков, 2001)). Примечание: Содержание микроэлементов для фигуративных точек под порядк. номерами: 1-5, 8 - 11, 17 - 18 приводится по данным (Парсаданян, 1996); б - микроэлементы Ni, V, Y (туффзиты, среднее из 3 анализов), микроэлементы Cr, Co, Sc (туффзиты, среднее из 8 анализов), по (Веричев, 1999); остальные микроэлементы (среднее из 3 анализов) – (Веричев, 2002); 7 – (Кононова, 2007); 12, 13, 14, 15 – (Голубева, 2008); 16 – (Первов, 2005); 19 – (Гаранин, 2006). Под порядк. номерами: 13, 15, 19 анализировались тела существенно сапонитового состава, под остальными - серпентинизированные разновидности пород.

Было показано, что алмазоносные кимберлиты тр. им. В. Гриба и Золотицкого комплекса по большинству геохимических параметров существенно отличаются от убого алмазоносных и неалмазоносных пород ЮВБ, что позволяет использовать их для выделения продуктивных объектов ещё на ранней стадии ГРР. В качестве отдельных показательных параметров, в частности могут быть использованы содержания и соотношения Cr – Ni, U – Th, Nb – Zr (рис. 6), а также Sm – Nb и Rb–Sr изотопные характеристики (табл. 3, рис. 7).

Значительный интерес, применительно к формационной принадлежности пород, при сравнении их с кимберлитами групп I и II Южной Африки, представляют особенности поведения ниобия и циркония (рис. 6) и параметры Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем (табл. 3, рис. 7). Собранные и обобщённые нами материалы показывают, что в целом кимберлиты и конвергентные породы ЮВБ занимают свою обособленную позицию и составы только неалмазоносных и убого алмазоносных разновидностей частично перекрываются с полями кимберлитов I и II. Что же касается промышленно алмазоносных кимберлитов, то они существенно отличаются, как от группы I, так и группы II и должны быть выделены в самостоятельный – Архангельский тип кимберлитов, при этом практически аналогичные параметры Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем присущи алмазоносным кимберлитам Каави-Куопио Восточной Финляндии и тр. Нюрбинская Накынского поля ЯАП (рис. 7).

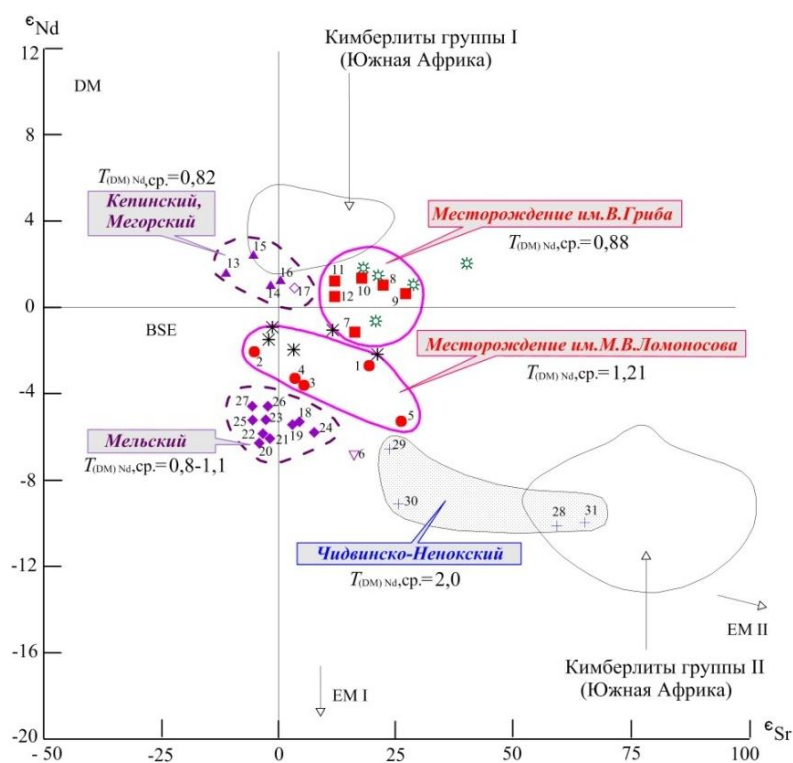


Рис. 7. Диаграмма параметров Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в кимберлитах и конвергентных породах Юго-Восточного Беломорья. Условные обозначения см. на рис. 6. Примечание. Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам таблицы 3.

Индикаторные минералы кимберлитов (ИМК). Минералогические особенности высокобарофильных аксессуаров являются не только одним из ведущих факторов формационной типизации характеризуемых пород, но имеют определяющее значение при выделении алмазоносных объектов. Основной объём аналитических исследований по изучению ИМК ЮВБ выполнен в различные годы Проблемной лабораторией месторождений алмаза Геологического факультета МГУ под руководством Г.П. Кудрявцевой и В.К. Гаранина, результаты которых приведены в целом ряде фундаментальных работ (Богатиков, 2000; Кудрявцева, 2005; Гаранин, 2006). В связи с этим

в настоящем сообщении мы приводим только основные типоморфные особенности отдельных минералов и их парагенезисов тех или иных формационных таксонов, акцентируя внимание на связи их с алмазоносными разновидностями кимберлитов. Выполненный нами анализ имеющейся информации показывает, что основные различия минералогического плана рассматриваемых образований заключаются в следующем.

1. *Для пород Зимнебережного мегакомплекса* характерным является присутствие двух основных ассоциаций высокобарофильных аксессуариев, различных (включая алмаз–пироповую) фаций глубинности: пироп–хромдиопсид–хромшпинелевой в породах Mg-Al типа и хромдиопсид – Ti–пироп–пикроильменитовой (хромдиопсид – Ti–пироп – Ti–хромшпинель) в породах Fe-Ti типа.

Средние содержания ИМК в породах Mg-Al типа (Золотицкий и Верхотинский комплексы) низкие и очень низкие и варьируют от знаковых количеств и нескольких г/т (тела Верхотинского комплекса) до 150 – 200 г/т в *промышленно алмазоносных трубках месторождения им. М.В. Ломоносова*. В среднеалмазоносной забалансовой тр. Снегурочка средние концентрации их составляют порядка 60 г/т. В то же время, для *низкоалмазоносной тр. Поморской и убого алмазоносной Первомайской* данные значения не превышают 15г/т, а для *убого алмазоносных Кольцовской и Белой* это первые г/т. Почти всегда в составе ассоциации доминируют хромшпинелиды, которые в 5 – 10 раз (редко больше) превышают содержания пиропов и хромдиопсидов. В *неалмазоносных флогопитовых пикритах Верхотинских трубок* пиропы и хромдиопсиды встречаются только в знаковых количествах.

В противоположность Mg-Al типу пород, для кимберлитов Fe-Ti типа типичными являются высокие очень высокие средние концентрации хромдиопсид – Ti–пироп–пикроильменитовой ассоциации ИМК, которые варьируют в основном от 3-х – 5-и до 14,5 кг/т в ряде тел Кепинского комплекса, а в автолитовых брекчиях тр. им. В. Гриба составляют 7,4 кг/т. При этом, и что особенно следует отметить, соотношение пикроильменит/пироп в *алмазоносной тр. им. В. Гриба* составляет только около 2-х, тогда как в *убого алмазоносных и содержащих только знаковые количества алмазов кимберлитах Кепинского комплекса* концентрации пикроильменитов, как минимум на порядок, а в ряде случаев на два и больше порядка выше, чем пиропов.

В типичных *неалмазоносных пикритах Fe-Ti типа Кепинского, Мезгорского и Мельского комплексов* ведущим высокобарофильным аксессуарием являются хромшпинелиды, концентрации которых варьируют от 0,01 до 1кг/т, притом, что пикроильмениты, пиропы и хромдиопсиды в основном отмечаются только в знаковых количествах.

Типоморфным признаком *хромшпинелидов, пиропов и хромдиопсидов промышленно алмазоносных кимберлитов Золотицкого комплекса и трубки им. В. Гриба*, является резкое преобладание минеральных парагенезисов высокобарической коэситовой субфации СЗ. В целом распределение и соотношение гранатов ультраосновного и эклогитового парагенезиса различных ХГГ для месторождений имени В. Гриба и имени М.В. Ломоносова довольно схожи. Главной отличительной особенностью пиропов трубки им. В. Гриба от таковых из кимберлитов Золотицкого комплекса, является очень высокое содержание титанистых пиропов из ильменитовых перидотитов.

Наряду с общими типоморфными особенностями химизма высокобарофильных аксессуариев кимберлитов Золотицкого комплекса в целом, следует особо отметить их существенные, весьма специфические различия для среднеалмазоносных автолитовых брекчий Северной группы тел месторождения им. М.В. Ломоносова (Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-2), высокоалмазоносных автолитовых брекчий Южной группы тел (Карпинского-1, Архангельская), убого алмазоносных кимберлитовых ксенотуфобрекчий трубок Кольцовско-Первомайской группы, а также среднеалмазоносной забалансовой тр. Снегурочка и низкоалмазоносной Поморской.

Так среди и хромшпинелидов, и пиропов, и хромдиопсидов из среднеалмазоносных кимберлитов Северной группы трубок, в сравнении с таковыми из высокоалмазоносных Южной группы, явно преобладают высокохромистые разновидности из перидотитов

высокобарической (34–40 кбар) коэситовой субфации С3. Кроме этого для Северной группы тел характерно также повышенное содержание пиропов и хромшпинелидов алмаз-пироповой фации D (> 40 кбар).

Но, как это ни странно, наиболее отчётливо вышеуказанные особенности проявились для убогоалмазоносных трубок Кольцовско-Первомайской группы, где явно доминируют высокохромистые хромиты с повышенными содержаниями титана, а подавляющее большинство пиропов и почти все хромдипсиды принадлежат коэситовой субфации С3. При этом, именно в убогоалмазоносных ксенотуфобрекчиях данной группы тел мы наблюдаем максимальные для Золотицкого комплекса концентрации пиропов и хромитов алмаз-пироповой фации D.

В то же время в низкоалмазоносной трубке Поморской почти все пиропы являясь низко и среднехромистыми и очень низкотитанистыми (TiO_2 менее 0,2%) принадлежат коэситовой субфации С2, при том, что составы соответствующие алмаз-пироповой фации D здесь отсутствуют.

Наряду с вышеизложенным, следует отметить также, что в направлении от высоко до убого алмазоносных кимберлитов Золотицкого комплекса, существенно повышается доля высокохромистых (более 60% Cr_2O_3) шпинелидов с повышенными (от 2-х до 4,4% TiO_2) содержаниями титана. Предполагается, что возникновение хромшпинелидов такого уникального состава может быть связано с проявлением мантийного метасоматоза в алмазоносных дунитах и гарцбургитах.

В этом же направлении происходит явное снижения доли пиропов ЛАС (лерцолитов аномального состава), которые в высокоалмазоносных трубках Архангельская и Пионерская составляют порядка 10-15%, в среднеалмазоносных Ломоносовской, Пионерской и Карпинского 2 не более первых процентов и полностью отсутствуют в убого алмазоносных телах Первомайско-Кольцовской группы.

Пикроильменит из кимберлитов трубки им. В. Гриба имеет сравнительно узкий диапазон химического состава с широко варьирующим, но в целом сравнительно высоким содержанием хрома (0,13–8,6 масс.% Cr_2O_3) и сходный по составу с пикроильменитом из алмазоносных и неалмазоносных ильменитовых гипербазитов и метасоматизированных перидотитов. Важнейшей особенностью химсостава ильменитов трубки им. В. Гриба является наличие одновременно высокотитанистых, высокомагнезиальных и высокохромистых разностей.

Составы пикроильменитов *убого алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов Кепинского комплекса* отличаются от таковых из высокоалмазоносной трубки имени В. Гриба более низким содержанием Cr_2O_3 , которые только в отдельных случаях достигают 5,5 масс.%. Кроме того, в кимберлитах Кепинского комплекса, в сравнении с кимберлитами трубки им. В. Гриба, почти в 2 раза увеличиваются средние содержания окисного железа.

Пиропам Кепинского комплекса присуще близкое соотношение коэситовой и гроспидитовой субфаций, при небольшом преобладании последней, а также высокое содержание низкохромистого титанистого пироба из слабоалмазоносных ильменитовых лерцолитов, соизмеримое с содержанием пиропов двух выше названных субфаций. Характерным является преобладание пиропов из алмазоносных равномернозернистых лерцолитов 3–5 ХГ. Нередко в повышенном количестве присутствует пироб алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса 1 ХГГ (до 7,5% в силах ан. 734). В отдельных телах (трубка ан. 688) резко повышено количество гранатов эклогитового парагенезиса (44,6%), среди которых преобладает гранат из магнезиально – железистых эклогитов 19-20 ХГГ. В отличие от трубки им. В. Гриба, в телах Кепинского комплекса заметно понижено содержание высокохромистого пироба из равномернозернистых лерцолитов (в основном 3 ХГГ) и повышено количество высокотитанистого граната.

Весьма характерным отличительным признаком *хромшпинелидов из тел Кепинского комплекса* является полное отсутствие выделений округло-овальной формы. По материалам С.М. Саблукова (1988 г.), в подавляющем большинстве объектов данного поля явно

доминируют хромиты второй генерации, исключение составляют кимберлиты и кимпикриты аномалий 695 и 697, в которых преобладает первая генерация. По особенностям химических составов, наблюдается значительное разнообразие минеральных форм – от высокохромистых и умереннотитанистых субальомагнетитов до высокотитанистых субальомагнетитов и до хромистых титаномагнетитов. При этом, в отличие от хромитов Золотицкого комплекса, для которых характерен отчётливый изоморфизм Cr^{3+} - Al^{3+} , здесь, в хромшпинелидах второй генерации очень характерен изоморфизм другого типа Cr^{3+} - Ti^{4+} - Fe^{3+} . Кроме этого, специфика составов характеризуемых хромшпинелидов выражается также в повышенных содержаниях в них, одновременно окисного железа, титана.

В отличие от трубки им. В. Гриба, в которой хромшпинелиды имеют очень узкий диапазон составов и представлены, главным образом высокохромистыми шпинелидами, относящимися преимущественно к коэситовой субфации, *хромшпинелиды Кепинского комплекса* широко варьируют по составу, при этом хромшпинелиды гроспидитовой субфации преобладают над хромшпинелидами коэситовой субфации. Кроме того хромит алмаз-пироповой фации глубинности практически отсутствует и резко повышено количество хромшпинелидов с высоким содержанием двуокиси титана, окисного железа и глинозёма, что свидетельствует о высокой степени окисленности минералообразующей среды.

Из типоморфных особенностей *силлов пикритов р. Мела* следует отметить широкое развитие здесь специфических низкоглинозёмистых и высокотитанистых хромшпинелидов. Кроме этого здесь установлены низкомагнезиальные, низкохромистые пикроильмениты, которые наряду с геохимическими особенностями пород (см. рис. 6) указывают на принадлежность их к железо-титанистому типу.

2. Для субформации фельдшпаттоидных пикритов-оливиновых мелилититов, в отличие от Зимнебережного мегакомплекса, типичным является отсутствие, или исчезающе малое количество в основном весьма низкотитанистых пиропов лерцолитового парагенезиса и незначительные содержания хромдиопсидов притом, что доминирующие здесь хромшпинелиды имеют главным образом идиоморфный октаэдрический облик. В составе хромшпинелидов трубок Чидвинской и Ижмозёрской резко преобладают высокохромистые, низкотитанистые разновидности соответствующие коэситовой субфации глубинности, часть хромшпинелидов по составу близка к хромиту алмаз-пироповой фации, в резко подчиненном количестве присутствуют хромшпинелиды гроспидитовой субфации. В трубке Суксомской отмечены хромиты только низкобарической гроспидитовой субфации С2, а в Ненокских трубках увеличивается также доля низкобарической шпинель-пироповой субфации С1. Примерно такая же картина, по фациям глубинности наблюдается в отношении хромдиопсидов, при этом в Ненокском комплексе существенно увеличивается количество зёрен шпинель-пироксеновой субфации В.

Кроме этого, в самое последнее время С.М. Саблуковым с соавторами [Саблуков, 2009] изучен характер распределения редких элементов в пиропе (Sr , Y , Zr , Ga , Ni , Zn) и хромшпинелидах (Zr , Nb , Ga , Ni , Zn) из алмазоносных кимберлитов Северной (Ломоносовская, Пионерская и Карпинского 2) и Южной (Карпинского 1 и Архангельская) групп месторождения им. Ломоносова, тр. им В. Гриба и убого алмазоносных кимберлитов Пачугского куста (тр. ан. 688 и ан. 751) Кепинского поля, что позволило оценить Р-Т условия образования вышеуказанных глубинных минералов, имеющих самое непосредственное отношение к степени алмазоносности вмещающих их пород. В соответствии с этими материалами, разная степень алмазоносности практически не различимых по составу кимберлитов трубок Северной и Южной групп Золотицкого поля находит объяснение в более интенсивном воздействии на литосферную мантию Северной группы процессов расплавленного метасоматоза, вызванного внедрением девонского астеносферного диапира (плюма). В трубках Пачугского куста в распределении редких элементов (Ti , Ga , Zr , Y , Ni) в пиропе отразилось весьма интенсивное проявление процессов «горячего» расплавленного метасоматоза под воздействием астеносферного диапира (интрузива), которое могло привести к уничтожению алмазов в мантии. Характерным признаком пиропов трубки им.

Гриба является умеренность проявления всех мантийных процессов: деплетированности пиропов, воздействия расплавленного и флогопитового метасоматоза. Это может указывать на относительно «спокойные» условия развития мантийного субстрата, что весьма благоприятно и для образования, и для сохранения алмазов.

Глубинные нодули. Изложенные выше сведения по высокобарофильным аксессуариям существенно дополняются результатами исследований С.М. Саблукова с соавторами, по глубинным нодулям мантийных пород и Р-Т условиям образования пиропов и хромшпинелидов из кимберлитов Золотицкого, Кепинского и Черноозёрского комплексов Зимнебережного алмазоносного района.

По данным (Саблуков, 2000, 2005) здесь выделяется два типа мантийного субстрата – гомогенный «дунитовый» и гетерогенный «эклогит-перидотитовый», последний в свою очередь подразделяется на два подтипа: собственно «эклогит-перидотитовый» и «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый».

Гомогенный «дунитовый» субстрат характеризует Золотицкий комплекс промышленно алмазоносных кимберлитов и представлен, главным образом, дунитами, содержащими клинопироксен, ортопироксен, пироп и хромшпинелид в виде второстепенных или аксессуарных минералов. Лерцолиты очень редки, гарцбургиты и ортопироксениты единичны. 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.

Собственно «эклогит-перидотитовый» субстрат установлен только для убогоалмазоносных и неалмазоносных кимберлитов Кепинского комплекса и представлен очень широким набором типов мантийных пород. Среди гипербазитов Mg–Al 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.

«Эклогит-клинопироксенит-перидотитовый» субстрат наиболее полно представлен только в высокоалмазоносной трубке им. В. Гриба и характеризуется значительным количеством типов мантийных пород. Здесь среди гипербазитов Mg–Al 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. Широко распространены ильменитовые и гранат-ильменитовые перидотиты и пироксениты. Значительно развиты эклогиты групп – А, В, С, а также эклогитоподобные породы и гранулиты. Достаточно часто отмечаются мегакристы не только пироба и ильменита, но и диопсида, хромдиопсида, омфацит-жадеита, гроссуляра, ортопироксена, оливина, флогопита, рутила, а также многочисленные клинопироксен-флогопитовые «метасоматические породы».

Видовой состав и химизм оксидов связующей массы. По результатам исследований выполненных в Проблемной лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ под руководством Г.П. Кудрявцевой и В.К. Гаранина (Богатиков, 2000; Кротков, 2001; Гаранин, 2006; Гаранин, 2009) установлено, что видовой состав, химизм, взаимоотношение друг с другом, характер внутреннего строения зёрен и последовательность кристаллизации оксидных минералов, заметно отличаются в различных комплексах Зимнебережного мегакомплекса, а также в отдельных телах и даже фазах становления тел.

Типичный набор и эволюция составов оксидов из связующей массы пород для каждого из комплексов характеризуются своими специфическими особенностями, что устанавливается по видовому набору и количеству тех или иных минералов, а также различным параметрам эволюционных трендов шпинелидов, ильменита и рутила. В общем виде схема последовательности кристаллизации микрокристаллических оксидов в связующей массе выглядит следующим образом (рис. 8).

Убогоалмазоносные и неалмазоносные комплексы

Алмазоносные комплексы

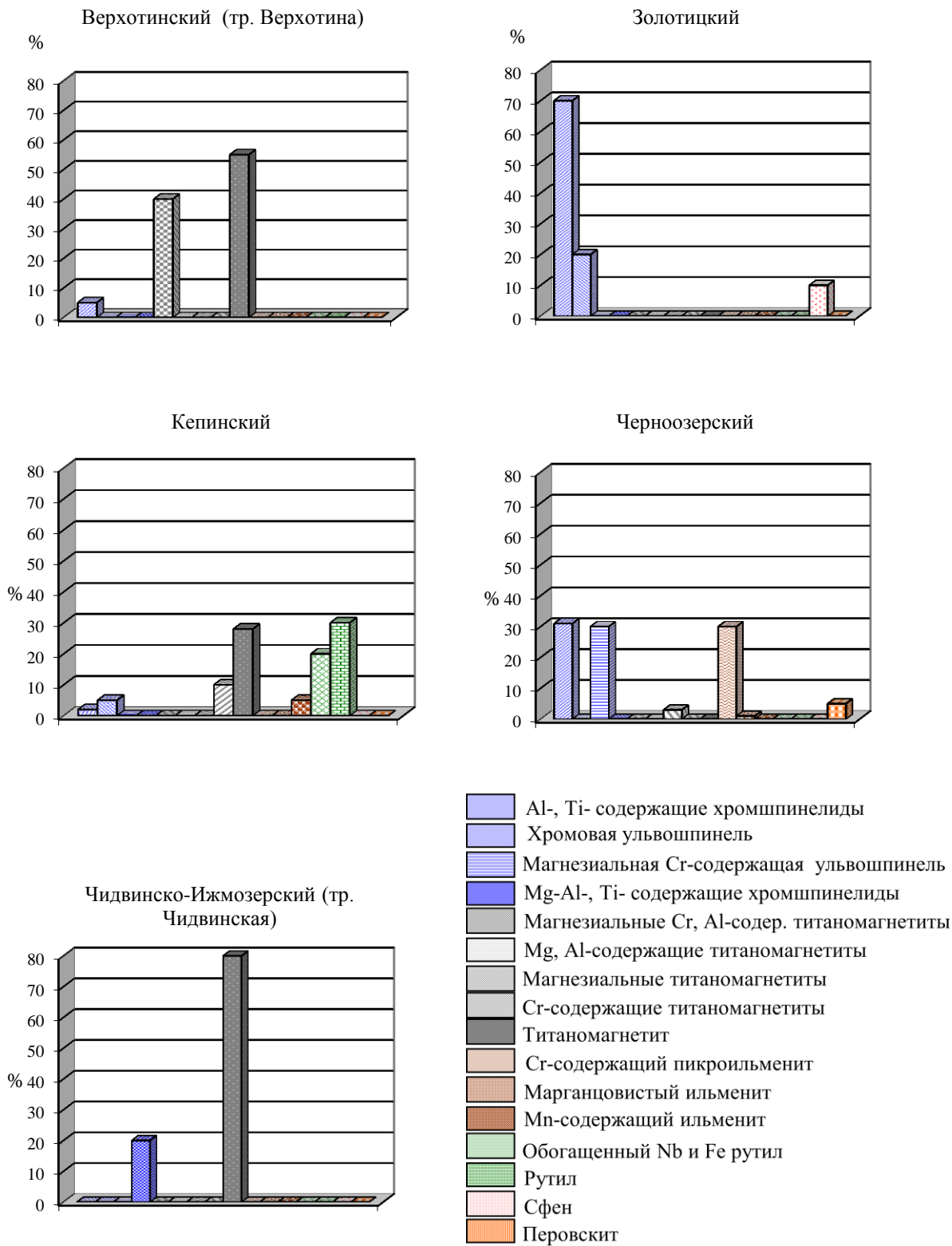


Рис. 8. Количественные соотношения и последовательность кристаллизации микрокристаллических оксидов в связующей массе кимберлитов и конвергентных пород Зимнебережного района

Золотицкий алмазосный комплекс: Al-Ti-содержащие хромиты (преобладают – 70%) → хромовая ульвошпинель (20%) → сфен (10%). При этом, что особенно важно в плане алмазосности, в порфирировых убого алмазосных разностях глубоких горизонтов трубки Пионерской за ульвошпинелью добавляется перовскит в ассоциации с титаномагнетитом.

Алмазосная кимберлитовая трубка им. В. Гриба: Al-Ti-содержащие хромиты (30%) + Cr-содержащий пикроильменит (~ 30%) → магнезиальная хромовая ульвошпинель (30%) → магнезиальный титаномагнетит (-3%) + перовскит (5-10%) → Mn-содержащий ильменит (1%).

Убого алмазосный и неалмазосный Кепинский комплекс: Al-Ti-содержаний хромит (<2%) → хромовая ульвошпинель (~5%) → Cr-содержащий титаномагнетит (10%) → рутил (23-62%) → титаномагнетит (15-50%) → рутил, обогащенный примесями (20%) → Mn-содержащий ильменит (5%).

Неалмазосный Верхотинский комплекс: Al-Ti-содержащий хромит (менее 5%) → магнезиальный Cr-Al-содержащий титаномагнетит (40%) → титаномагнетит (55%).

Неалмазосный Чидвинско-Ижмозёрский комплекс: Al-Ti-содержащий хромит (около 20%) → титаномагнетит (около 80%).

Обращает на себя внимание особенность алмазосных объектов Золотицкого комплекса (в цементе породы только шпинелиды) и трубки им. В. Гриба (в цементе шпинелиды и пикроильменит). Кроме этого, отчетливо проявляется тенденция роста активности железа (особенно трехвалентного) и титана в кимберлитовых и других системах в направлении от алмазосных до убого алмазосных и неалмазосных объектов. Следует также подчеркнуть, что тренд кристаллизации оксидных минералов в цементе высокоалмазосной трубки им. В. Гриба, схож с трендом кристаллизации алмазосных магнезиальных Fe-Ti тел Якутии (трубки Мир и Удачная).

2. Сояна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс

Сояна-Пинежский вулканический комплекс включает в себя 13 трубок взрыва долерит-базальтового состава, выявленных в восточной части ЮВБ (Саблуков, 1995; Богатилов и др., 2000; Третьяченко, 2004, 2008). Размеры их колеблются от 375 до 1125 м по длинной оси. Простираение длинных осей в целом устойчивое в северо-восточном (0-60°) направлении, преобладают С-С-В румбы 13-18°. Характерной чертой для верхних частей трубок является наличие хорошо выраженного и выполненного вулканогенно-осадочными отложениями раструба – кратера. Суммарная мощность туфогенно-осадочных отложений кратерных частей трубок колеблется от 67 до 250 м.

Вулканыты жерловой фации представлены туфами средне-крупнопсефитовыми до агломератовых, с массивной, участками «неяснослоистой» текстурой, в которых содержание базальтовой пирокластик – 40–50%, ксенолитов прорванных пород не более 1%, до 8–10% составляет примесь ксеногенного кварца. Цемент туфов гидрохимический порового типа образован агрегатом цеолитов, хлорита, сапонита, карбоната. Структура пород литовитрокластическая, псаммито-мелкопсефитовая, гетерокластическая. Ювенильный материал представлен лито- и витрокластами гиалобазальтов с явным преобладанием последних. Литокластам присуща мелкопорфировая структура, при этом вкрапленники составляют до 10% объема и представлены псевдоморфозами по оливину, пироксену и плагиоклазу.

В трубке ан. 1026 встречены слабоизмененные кластолавы с реликтами свежего вулканического стекла, плагиоклаза и клинопироксена. По результатам рентгено-спектрального анализа выполненного в ЦНИГРИ (материалы С.М. Саблукова, 1990 г.), плагиоклаз соответствует лабрадору, вокруг которого фиксируются тонкие каймы калиевого полевого шпата, клинопироксен представлен диопсид-авгитом. Наряду с вышеописанными разностями пород, в трубках ан. 720 и ан. 722 вскрыты маломощные (0,5–6,5 м)

субитрузивные тела темно-серых до черных миндалекаменных долерито-базальтов (722) и оливковых долеритов (720).

Оксидная минерализация представлена главным образом Al-Mg-содержащим титаномагнетит (95%) и примесью Mn-содержащего ильменита (5%).

Значительные вторичные изменения пород, проявившиеся главным образом в сапонитизации, хлоритизации и карбонатизации, существенно отразились на их петрохимических особенностях. Это выразилось, прежде всего, в резком повышении роли летучих и извести и значительном повышении величины отношения окисного железа к его закисной форме. Более того оказалось, что происходит довольно устойчивый процесс выноса натрия при существенном привносе калия. Вполне естественно, что при оперировании такими составами неизбежны огромные ошибки при определении формационной принадлежности пород, что, собственно говоря, мы и наблюдаем в ряде работ, в которых они отнесены к субщелочным базальтам, трахибазальтам, и даже андезито-базальтам. В то же время слабоизменённые долерито-базальты трубки 722, оливковые долериты трубки 720, а также свежее вулканическое стекло трубки 1026 (материалы С.М. Саблукова, 1990 г.) (Третьяченко, 2004, 2008), характеризуются составами вполне сопоставимыми с толеитовыми базальтами нормального ряда внутриплитных континентальных обстановок (рис. 9). На это же указывают их геохимические особенности (Парсаданян, 1996), что наряду с приведенными выше сведениями по петрографии, отражает на наш взгляд истинное положение вещей по отношению к Союна-Пинежскому комплексу в целом и позволяет рассматривать его в составе раннегерцинской долерит-базальтовой формации Восточно-Европейской платформы.

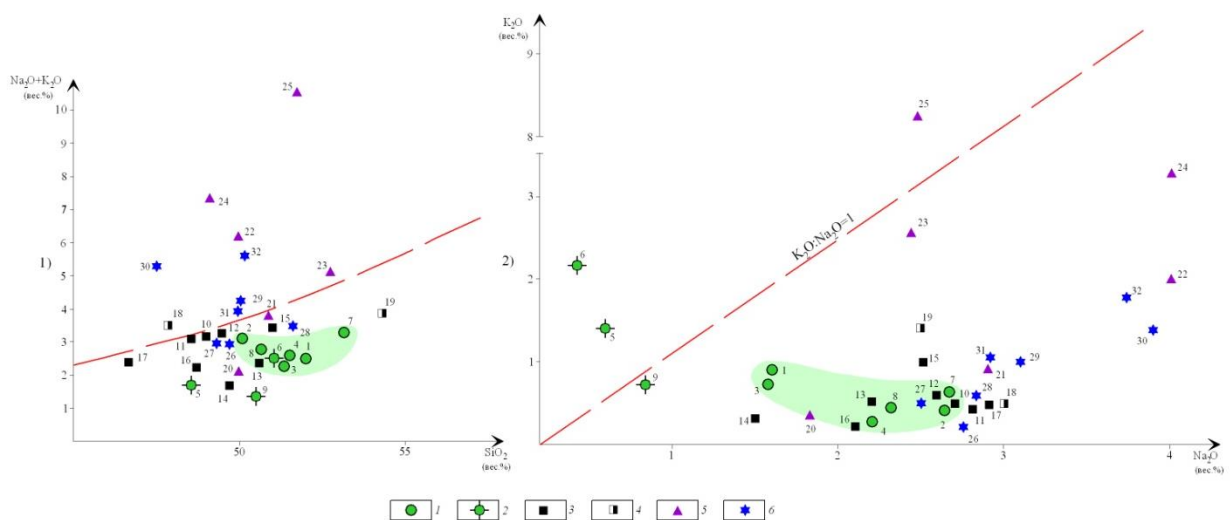


Рис. 9. Петрохимические особенности базальтов из трубок Союна-Пинежского комплекса на диаграммах кислотность-щелочность (1) и характер щелочности (2). Условные обозначения: 1, 2 – Базальты и долерито-базальты Союна-Пинежского комплекса: 1 – неизмененные или слабо измененные, 2 – измененные; 3 - Базальты, долериты и диабазы ВЕП средне-позднедевонско – раннекаменноугольного возраста (по (Магматизм складч. и платформ. рег. СССР, 1981)): Тиманский кряж (10 – базальты Тимана, 11 – Сев. Тимана, 12 – Ср. Тимана, 13 - 14 – Зап. Притиманье (13 – скв. Н. Пеша, 14 – скв. Койнас-опорная, 15 – с. Серегово); 16 – Мамоновского комплекса, 17 – Припятско-Днепровского комплекса; 4 - Базальты и долерито-базальты ЮВБ позднерифейского и поздневендского возраста: 18 - Солозерского (R₃) и 19 - Войзерского (V₂) комплексов; 5, 6 – Средние составы базальтовых серий (по Богатикову, 1987): 5 – областей сжатия (толеитовой серии: 20, 21, 22, 23); субщелочной серии: 24, 25); 6 - областей растяжения и внутриплитного магматизма (толеитовой серии: 26 – срединно-океанических хребтов, 27 – океанических островов, 28 – траппов, 29 – континентальных рифтовых областей; субщелочной серии: 30 - океанических островов, 31 – траппов, 32 - континентальных рифтовых областей

3. Возраст вулканических комплексов

Одной из важнейших для исследуемого региона является проблема возраста различных сообществ щелочно-ультраосновных и основных вулканитов, что имеет самое непосредственное отношение к типизации вулканических комплексов, определению их минерагенического потенциала и выработке обоснованной концепции ведения поисковых работ на алмазы.

Прежде чем кратко охарактеризовать состояние проблемы возраста вулканических комплексов в целом, отметим ряд принципиальных выкладок (Третьяченко, 2008, 2009).

1. Трубки взрыва (силлы) ЮВБ прорывают отложения верхнего венда, а самыми древними перекрывающими являются породы верхнего визе (Верхнетовская – Ан. 691), и судя по наличию в них ореолов пиропов и пикроильменитов аналогичных таковым в трубке им. В. Гриба, последняя также имеет довизейский возраст, сохранив при этом мощную кратерную часть, что может указывать на небольшой временной интервал между её становлением и временем формирования ореолов минералов-спутников.
2. Мощные кратерные постройки установлены также для ряда трубок Золотицкого, Чидвинско-Ижмозёрского, Суксомского и Сояна-Пинежского комплексов. В подавляющем большинстве тел Кепинского и Мегорского полей – кратерные постройки отсутствуют.
3. По наличию литокластов раннего палеозоя в составе раннегерцинских вулканитов ЮВБ, достаточно отчётливо выделяются три основные разновозрастные группы трубок (Ларченко, 2005; Третьяченко, 2008, 2009).
 - Группа I – трубки, в которых литокласты позднего кембрия-раннего силура установлены в больших количествах, вплоть до огромных рифов «видимой мощностью» до 150 м – это Кепинский и Мегорский (тр. 691) комплексы;
 - Группа II – трубки, в которых повсеместно присутствует, в целом, незначительное количество литокластов, представленных только практически однотипными тонкотерригенными породами поздний кембрий-раннеордовикского возраста (Чидвинская, Апрельская, Суксома и трубки Сояна-Пинежского базальтового комплекса); при этом вполне естественно, что они не обнаружены в субинтрузивных телах трубок Ижмозёрская, Весенняя, Летняя и Озёрная, а также дайках долерито-базальтов в базальтовых трубках;
 - Группа III – трубки, в которых полностью отсутствуют литокласты данного возраста – Золотицкий, Черноозёрский, Верхотинский и Ненокский комплексы. При этом в отличие от первых трёх комплексов, где мощная толща раннепалеозойских отложений была денудирована на момент их формирования, в пределах района развития Ненокских трубок они вероятнее всего отсутствовали изначально.

Впервые вопросы возраста вулканитов были детально проработаны С.М. Саблуковым (Саблуков, 1987, 1995; Веричев, Саблуков 1999), который, основываясь на результатах изучения литокластов палеофлоры, обнаруженных и детально изученных в трубках взрыва Онежского полуострова и Зимнего Берега, а также факте наличия или отсутствия в трубках литокластов позднего кембрия – среднего ордовика, отсутствующих в современном геологическом разрезе региона, впервые пришёл к заключению о том, что кимберлитовый и базальтовый вулканизм региона проявился в связи тектоно-магматической активизацией Севера Восточно-Европейской платформы в позднем девоне, а не в позднебайкальское время как считалось ранее.

При этом, в работе (Саблуков, 1995) им был сделан основной вывод о том, что растительные остатки в трубках взрыва – это фрагменты растений времени прорыва, и время формирования трубок взрыва Зимнебережного вулканического района от начальных извержений до конечных ограничено поздним девоном (неопределённость 14 млн. лет). Разнообразие трубок по набору флоры и присутствию ксенолитов кембрия – ордовика указывает скорее не на разный их возраст, а на особенности распределения ландшафтных зон

ЮВБ в позднем девоне, а также палеогеографии и палеотектоники кембрийско – среднекарбонового времени.

В связи с этим отметим, что возраст растений *Callixylon* (*Archaeopteris*) не ограничивается только поздним девонем и известен также в раннекаменноугольных (турнейских) отложениях ((Matten L., 1972), устное сообщение С.М. Снигиревского, СПб ГУ, 2007), что полностью соответствует заключению С.В. Мейена (1983 г.), приведённому в работе (Саблуков, 1987).

Кроме этого, в большинстве случаев находки ископаемой углефицированной флоры действительно были обнаружены в виде относительно «чистых» углефицированных литокластов палеофлоры, находящихся непосредственно в эруптивных брекчиях кимберлитов. Но в то же время, по крайней мере в нескольких случаях (трубки Поморская, ан. 1040 (Саблуков, 1995), им. В. Гриба (Веричев, 1999), растительные остатки однозначно заключены в породных литокластах. Так в трубке ан. 1040 углефицированный растительный остаток заключён в крупном ксенолите светло-серого, мономиктового кварцевого песчаника, без какой либо примеси базальтовой тефры. Кроме этого, детальное изучение образца 259/155 ксенотуфобрекчии жерловой фации трубки Карпинского 1, в котором А.Л. Юриной (МГУ) установлена форма *Archaeopteris*, показало, что на фрагментах растительного остатка присутствуют породные примазки, каёмки, представленные серым разномерным песчаником с хорошо окатанными кварцевыми зёрнами, или глинистым алевролитом. В свою очередь это означает, что растительные остатки в такого рода литокластах, дают нам возраст существовавших на время прорыва и в дальнейшем денудированных пород, которые по определению являются более древними, чем сама трубка и таким образом могут указывать только на нижний возрастной предел определённой эпохи вулканизма, что по своей значимости ставит их в один ряд с литокластами нижнего палеозоя.

В дальнейшем Е.М. Веричевым (2002), на основе закономерностей распространения в трубках ксенолитов ордовика, в рамках временного диапазона 374 – 350 млн. лет была предложена такая последовательность формирования вулканических образований Зимнебережного района – Кепинское поле, трубки: Верхнетовская, Чидвинская, Апрельская → Золотицкое поле → тр. им. В.Гриба, мелилититы Верхотинской группы, пикриты Ижмозёрской группы (Крутихи, Летняя, Озёрная, Весенняя).

В более поздней работе В.А. Ларченко с соавторами (2005), дана следующая возрастная последовательность формирования трубок: I этап – средний девон (кратер обрушения трубки 496 Кепинского комплекса); II этап – фран–фамен: фран – остальные тела Кепинского комплекса, трубки Чидвинской группы, а также Суксома, Ан. 691 и базальтовые трубки; фамен – Золотицкая, Верхотинская группы и тр. им. В. Гриба, и III этап – ранний карбон (возможно фамен) – трубка Ижмозёрская.

По состоянию на сегодняшний день информация по возрасту вулканитов существенно дополнена результатами радиологических датировок пород Золотицкого, Черноозёрского, Чидвинско-Ижмозёрского, Мельского и Кепинского комплексов, выполненных главным образом в ИГЕМ и ВСЕГЕИ (Ларченко, 2005; Третьяченко, 2008, 2009). Какие-либо данные по абсолютному возрасту кимберлитов Мегорского и Верхотинского комплексов отсутствуют.

С нашей точки зрения, наиболее достоверные сведения по абсолютному возрасту получены для трубки им. В. Гриба (Rb–Sr) – 372 ± 8 млн. лет, силлов серпентинизированных кимберлитов ан. 697 Кепинского комплекса (Rb–Sr) - $397,2 \pm 0,4$ млн. лет, трубке Ломоносовской (K–Ar) – 355 ± 10 млн. лет, а также для трубки Карпинского 1 (Ar–Ar) - 323 ± 19 млн. лет. Кроме этого заслуживают особого внимания K–Ar датировки для самых свежих разностей фельдшпатоидных пикритов трубок Ижмозёрской (368 ± 12) и Озёрной (361 ± 12). В тоже время полученные различными методами значения абсолютного возраста – 380 ± 6 и 385 млн. лет для Золотицких трубок, представляются в значительной степени «удревнёнными», что вполне закономерно и согласуется с данными различных авторов по радиологической датировке кимберлитов Якутской провинции.

Наряду с материалами по макрофлористическим остаткам, установленным в трубках взрыва и изотопному датированию пород, особого внимания заслуживают результаты изучения палинокомплексов выявленных в отдельных трубках Сояна-Пинежского, Ненокского и Золотицкого комплексов.

Прежде всего, это выявленный О.А. Орловой (МГУ, 2007 г.) комплекс миоспор в образцах из средней части кратера базальтовой трубки 782 (коллекция автора), в явно стратифицированных туффитах и туфопесчаниках, в которых наблюдается обилие достаточно крупных (до 3–4 см) *in situ* (расположенных на плоскостях напластования) углефицированных растительных остатков. Несмотря на то, что внешне хорошо сохранившаяся растительность, по заключениям О.А. Орловой и С.М. Снигиревского (СПб ГУ, 2008), очень сильно изменена и на клеточном уровне не поддаётся идентификации, по заключению М.Г. Раскатовой (Воронежский ГУ, 2008), с учётом видового состава палинокомплекса, можно достаточно уверенно говорить о раннефранском возрасте изученных отложений (вероятнее всего Коми надгоризонт, охарактеризованный палинозоной *Contagisporites optivus* – *Spelaeotriletes krestovnikovii* (OK)). Ранее в образце из озёрных осадков кратера базальтовой трубки 753, А.Л. Юриной (МГУ, 1989 г.) ожелезненные растительные остатки были определены как *Archaeopteris sibirika* zal. – типичная форма для франских комплексов (Третьяченко, 2008, 2009). Кроме этого, А.Д. Архангельской (ВНИГРИ, 1984 г.) в ксенотуфобрекчиях трубки Болванцы Ненокского комплекса был установлен типичный пашийский (нижняя часть Коми надгоризонта) комплекс миоспор (совместно с *Callixylon*) (Саблуков, 1987). К этому следует добавить, что установленный ранее И.А. Сиверцевой (1987) фаменский комплекс миоспор в трубке Снегурочка (Ларченко, 2005), по заключению М.Г. Раскатовой (2008 г.) предположительно указывает на их ранне-среднефаменский возраст.

Таким образом, в отличие от широкого возрастного диапазона макрофлористических остатков (Саблуков, 1995), имеющиеся заключения по комплексам раннефранских миоспор, позволяют утверждать, что формирование Ненокских и базальтовых трубок произошло в течение раннего франа (позднего живета–раннего франа по шкале (Alekseev et al., 1996)). При этом, принимая во внимание однотипный набор (по сравнению с базальтовыми диатремами) литокластов нижнего палеозоя в Чидвинской, Апрельской и Суксомской трубках, такой же возраст предполагается в целом для Чидвинско–Ижмозёрского и Суксомского комплексов. Это, в свою очередь, предопределяет более ранний возраст Кепинского и Мегорского и более поздний – Золотицкого, Черноозёрского и Верхотинского комплексов.

Полученные новые данные, наряду с более ранней информацией, позволяют пересмотреть имеющиеся представления о возрасте вулканических комплексов. На основании комплексного анализа материалов по изучению возраста ксенолитов нижнего палеозоя и растительных остатков в трубках взрыва, а также результатов изотопного датирования пород, в составе раннегерцинского цикла ЮВБ нами выделено два основных этапа щелочно–ультраосновного и базальтового вулканизма (рис. 10):

I – пражско–раннефранский (410–375 млн. лет), в течение которого были сформированы: Кепинский, Мегорский и Мельский комплексы (*пражско–раннеживетская эпоха – 410–390 млн. лет*); и Ненокский, Чидвинско–Ижмозёрский, Суксомский и Сояна–Пинежский комплексы (*позднеживетско–раннефранская эпоха – 387–375 млн. лет*);

II – фаменско–ранневизейский (370–340 млн. лет), в течение которого произошло становление трубок Золотицкого, Черноозёрского (тр. им. В. Гриба) и Верхотинского комплексов.

При этом следует особо отметить, что локализация конкретных эпох формирования кимберлитов и конвергентных пород ЮВБ в рамках единого раннегерцинского цикла вулканизма, позволила определить, не выявленные ранее, основные аспекты линейной возрастной зональности вулканических комплексов, которая имеет определяющее значение

для формационно-минерагенического районирования и прогнозирования алмазности территории ЮВБ (рис. 11).

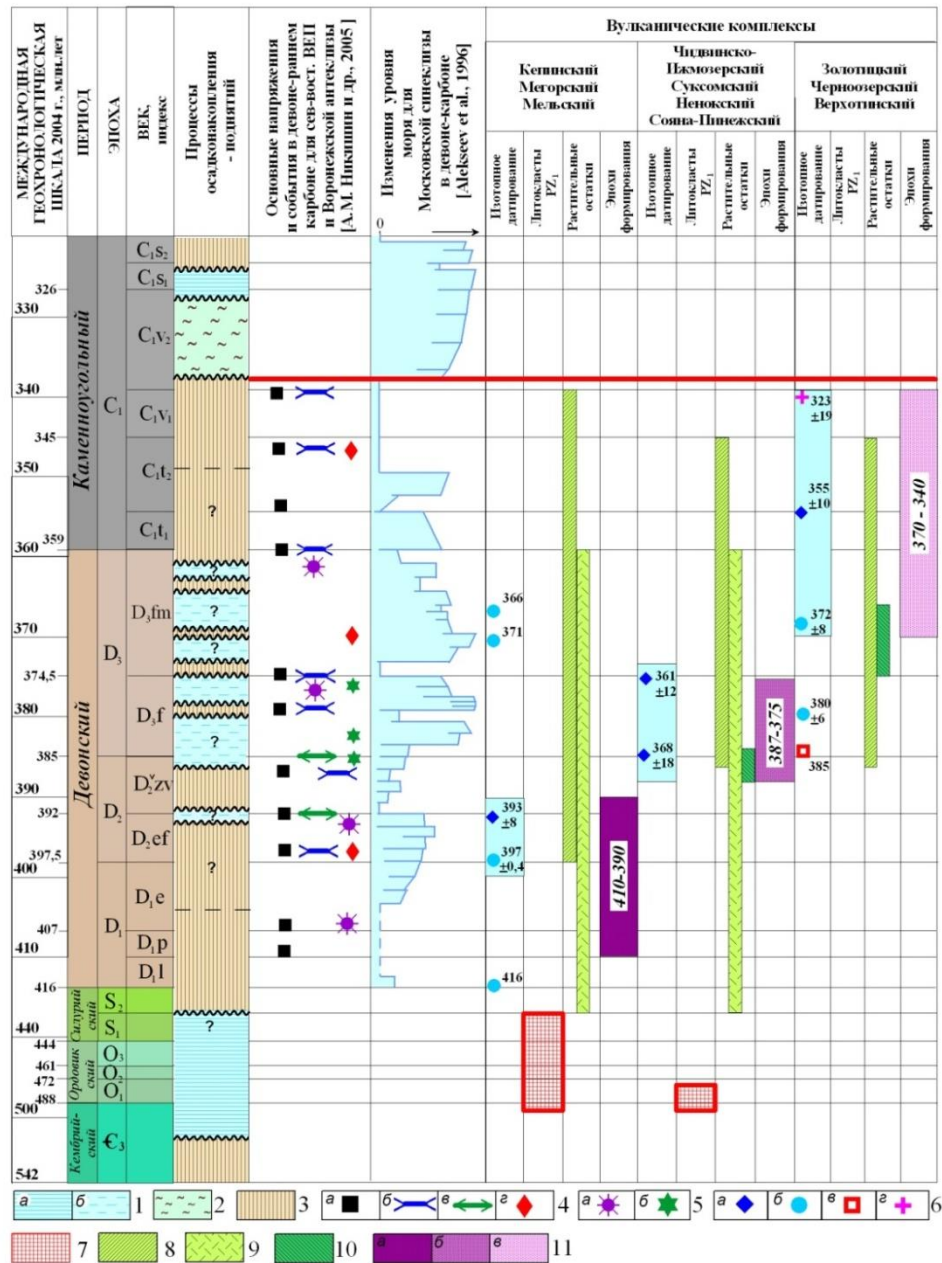


Рис. 10. Схема корреляции основных геологических событий в раннем-среднем палеозое - и эпох формирования раннегерцинских вулканических комплексов в пределах ЮВБ. Условные обозначения: 1 - Периоды устойчивого осадконакопления с формированием бассейновых фаций: а - установленные, б - предполагаемые; 2 - Периоды осадконакопления в условиях континентальных аллювиальных фаций; 3 - Периоды устойчивых поднятий; 4 - Геотектонические обстановки: а - общие тектоно-палеогеографические перестройки, б - сжатия, в - растяжения, г - общелитосферной складчатости; 5 - Основной, щелочной, щелочно-ультраосновной вулканизм на Кольском полуострове и Тимане; 6 - Методы определения абсолютного возраста: а - К-Аг, б - Rb-Sr, в - U-Pb, г - Ar-Ar; 7-10 – Возрастные диапазоны литокластов и остатков растительности установленных в трубках взрыва: 7 - литокласты PZ1; 8 - растительные остатки - *Archaeopteris* (*Callixylon*), *Leptophleum* sp., *Xenocladia*; 9 - водораслеподобные пресноводные сходны с *Germanophyton*; 10 - споро-пыльцевые комплексы; 11 - Эпохи формирования вулканических комплексов: а - Fe-Ti кимберлитов-щелочных пикритов; б - фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов и базальтов; в - Fe-Ti кимберлитов и Al кимберлитов-щелочных пикритов

Таблица 4

**Возрастная корреляция раннегерцинских вулcano-плутонических комплексов северо-востока ВЕП
и сопоставление эпох раннегерцинского вулканизма ЮВБ с раннегерцинским этапом развития сопредельных складчатых областей**

Эпохи раннегерцинского вулканизма ЮВБ	Северо-восток ВЕП				Геотектонические события сопредельных складчатых областей	
	ЮВБ	Кольский полуостров		Тиман	Ранние герциниды Урала	Поздние каледониды Фенноскандии (Хаин, 1977)
		Беломорский блок	Кольский блок			
Пражско-раннеживетская (410-390 млн. лет)	Кепинский, Мегорский, Мельский		Кургинский и Себлявярский плутоны	Умбинский комплекс оливиновых мелилититов	Предколлизийный период, меланжи, гипербазитовые массивы и олистостромы офиолитовых аллохтонов (Пучков, 1998). Поздний эйфель-ранний живет – режим растяжения, базальтовый вулканизм и новообразование океанической коры. Конец раннего - начало среднего девона – реорганизация системы островных дуг, обдукция офиолитов Сакмарской зоны на Уралтаусский микроконтинент (Зоненшайн, 1990).	Конец силура - начало девона – основные деформации, региональный метаморфизм, мигматизация и гранитизация каледонского комплекса.
Позднеживетско-раннефранская (387-375 млн. лет)	Ненокский, Чидвинско-Ижмозерский, Суксомский, Сояна-Пинежский	Нефелиновые сиениты, карбонатиты – оз. Варака, Сокли, Нива; Нефелиновые сиениты, мелилититы, кимберлиты Турьего п-ва и Терского берега		Кумушкинский базальтовый комплекс	Субдукция Европейской пассивной континентальной окраины под островную дугу. Поздний живет-ранний фран – островодужный вулканизм новой (Магнитогорской) островной дуги (Зоненшайн, 1990).	Нижний-средний девон – рифтогенез, формирование континентальных красноцветных моласс.
Фамен-ранневизейская (370-340 млн лет)	Золотицкий, Черноозерский, Верхотинский		Хибинский и Ловозерский плутоны		Начало роста поднятия Урал-Тау, заключительная стадия формирования Кракинских тектонических покровов. Поздний девон-раннее турне – блокирование зоны субдукции, почти полное прекращение островодужного вулканизма в обстановке общего сжатия. Турне-раннее визе – окончательное блокирование зоны субдукции (Зоненшайн, 1990).	Поздний девон-ранний карбон – свальбардские складчатые, надвиговые и сбросовые дислокации.

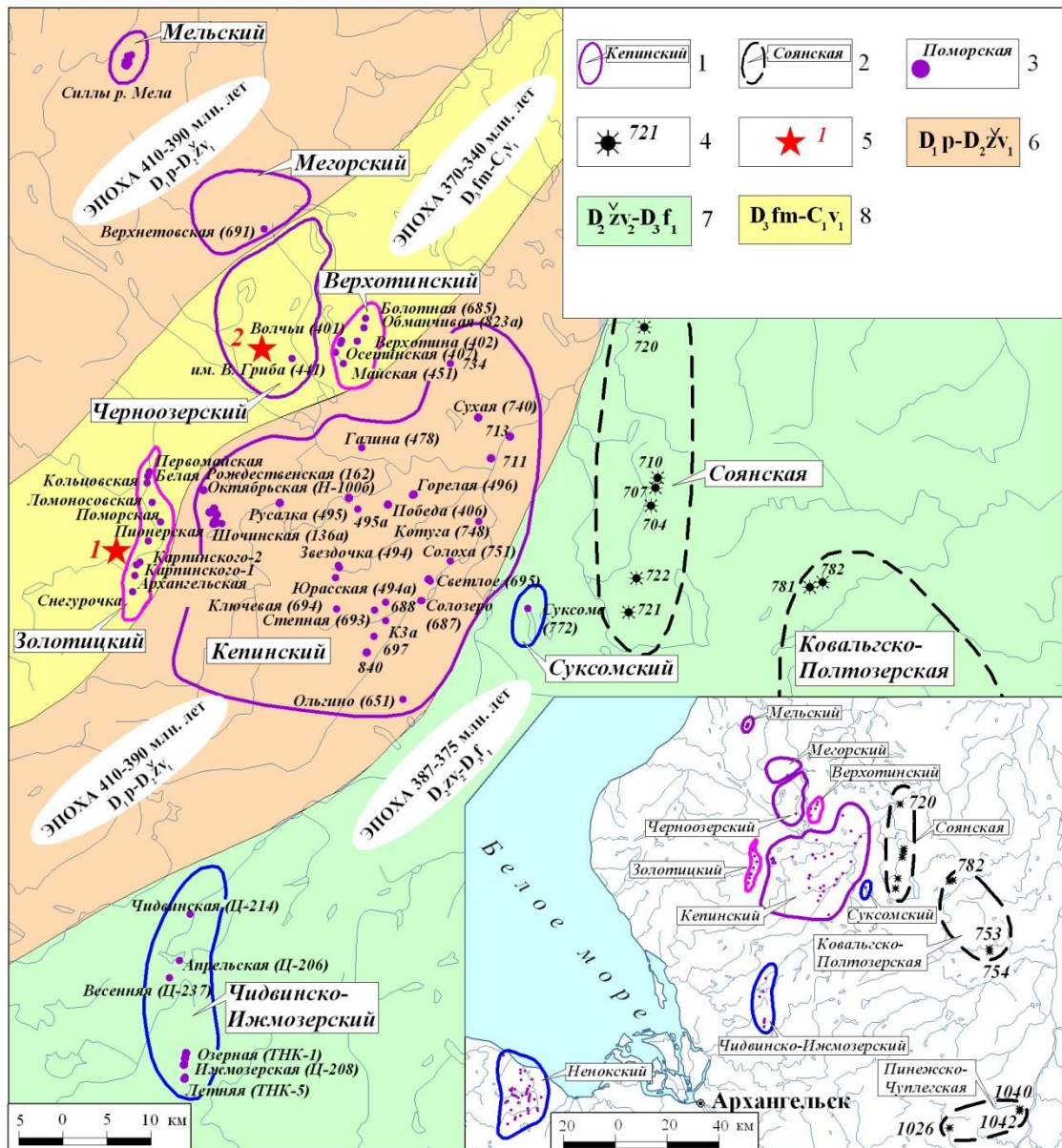


Рис. 11. Схема возрастной зональности раннегерцинских вулканитов ЮВБ. Условные обозначения: 1,2 - вулканические комплексы, их названия: 1 - кимберлитов и конвергентных пород, 2 - группы трубок Сояна-Пинежского базальтового комплекса; 3,4 - трубки взрыва, силлы, их названия, номера: 3 - кимберлитов и конвергентных пород, 4 - базальтов; 5 - месторождения алмазов: 1 - им. Ломоносова, 2 - им. В. Гриба; 6 - 8 - эпохи проявления вулканизма: 6 - пражско-раннеживетская (410-390 млн. лет), 7 - позднеживетско-раннефранская (387-375 млн. лет), 8 - фаменско-ранневизейская (370-340 млн. лет)

В региональном плане (табл. 4), в пределах северо-востока ВЕП (Кольская провинция, Тиман) с первой из выделенных эпох возможно связано формирование в пределах Кольского блока - Кургинского и Себьвярского щелочно-ультраосновных массивов, а также внедрение трубок Умбинского поля Среднего Тимана с возрастом 390–400 млн. лет (Саблуков, 1987). Второй эпохе (387–375 млн. лет), предположительно соответствует становление массивов нефелиновых сиенитов и карбонатитов (Африканда, Оз. Варака, Сокли, Нива) и нефелиновых сиенитов, мелилититов, кимберлитов Турьего п-ва и Терского берега Беломорского блока. К этой же эпохе, вероятнее всего, приурочено формирование Хибинского и Ловозерского плутонов Кольского блока. Сопоставление с

магматическими проявлениями Кольской провинции приводится с использованием данных изотопного датирования (Геология рудных районов..., 2002).

Особо следует отметить, что продуктивная фаменско–ранневизейская эпоха является весьма близким возрастным аналогом эпохи внедрения промышленно алмазоносных трубок Мало-Ботуобинского, Алакитского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции. Следует отметить также, что выделенная нами самая ранняя пражско–раннеживетская эпоха – 410–390 млн. лет, исходя из возраста тр. Нюрбинская – 399,6±4,6 млн. лет (Саблуков, 2010), в принципе соответствует эпохе формирования трубок Накынского поля ЯАП

В рамках выделенных этапов и эпох, формирование отдельных комплексов, вероятнее всего, происходило в течение относительно кратковременных (не более 5 млн. лет) периодов, приуроченных к определённым геотектоническим событиям в пределах северо–востока ВЕП, которые, в свою очередь, были тесно связаны с особенностями геодинамических режимов в прилегающих складчатых системах Фенноскандии и Урала (табл. 4). При этом, основная роль в формировании алмазоносных кимберлитов (370–340 млн. лет) отводится фазам сжатия и литосферной складчатости северо–востока ВЕП, тогда как для различных типов вулканитов I этапа, более характерно чередование эпизодов растяжения (рифтогенез, базальтовый вулканизм) и сжатия.

Заключение

Подводя итог по формационной типизации щёлконо-ультраосновных комплексов ЮВБ, следует отметить, что в целом, геологическое строение и вещественный состав кимберлитов и конвергентных пород ЮВБ, сходны с аналогичными породами Якутской, Африканской и других кимберлитовых провинций. В то же время, имеется ряд существенных отличий, основными из которых являются:

1. Весьма контрастно проявленная и чрезвычайно сильно выраженная дискретность типоморфных особенностей вещественного состава, геологического строения, возраста и степени алмазоносности разноранговых сообществ вулканитов и отдельных трубок, зачастую расположенных в непосредственной близости друг от друга.
2. Широкое развитие двух, ярко выраженных минералого-петрохимических типов пород – магнезиально-глинозёмистого и железо-титанистого.
3. Резко пониженные содержания тяжелой фракции и высокобарофильных аксессуариев, в частности, при доминирующей роли хромшпинелидов в промышленно-алмазоносных трубках месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова, принадлежащих магнезиально-глинозёмистому типу.
4. Значительная степень латеральной и вертикальной неоднородности выполняющих трубки пород, с широким развитием последовательного ряда вулканитов – ксенотуфобрекчии – туфы – автолитовые брекчии (туффизиты) – порфиновые разности – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения кратерных построек, образование которых обусловлено многофазовостью формирования диатрем, что является одной из главных особенностей промышленно-алмазоносных тел центральной части Зимнебережного района. Весьма характерно наличие в ряде тел кратерных построек.
5. Отчётливо выраженный характер эксплозивных фаз, что в ряде случаев обусловило сильную засоренность пород ксеногенным материалом песчано-глинистых пород верхнего венда и глинисто-карбонатных нижнего палеозоя и привело к интенсивной сапонитизации кимберлитовых и конвергентных пород обоих минералого-петрохимических типов.
6. Выделенные в составе щёлконо-ультраосновной формации ЮВБ в качестве самостоятельных таксонов две субформации (мегакомплексы) – кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов и фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов и входящие в их состав вулканические комплексы достаточно отчётливо выражены целым рядом индикационных признаков петрологического плана, что

- позволяет использовать их в качестве основополагающих факторов (критериев) при решении вопросов минерагенического (формационно-минерагенического) районирования. При этом, минерагеническому таксону ранга – кимберлитовый (пикритовый) район будет соответствовать конкретная субформация (мегакомплекс), а кимберлитовому (пикритовому) полю – кимберлитовый (пикритовый) комплекс.
7. Промышленно алмазоносные кимберлиты Золотицкого и Черноозёрского комплексов, характеризуясь целым рядом типоморфных признаков петрологического плана, сформированы на протяжении самой поздней фаменско–ранневизейской эпохи, которая является весьма близким возрастным аналогом эпохи внедрения промышленно алмазоносных трубок Мало-Ботуобинского, Алакитского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей Западной Якутии. Становление их происходило в условиях сжатия и литосферной складчатости северо-востока ВЕП.
 8. По минералого-петрохимическим особенностям промышленно-алмазоносные Mg - Al кимберлиты Золотицкого комплекса (I тип низкотитанистых кимберлитов по (Богатиков, 2007)) могут быть сопоставлены с высокоалмазоносными Накынскими кимберлитами ЯАП, а Fe – Ti – Черноозёрского (II тип умеренно-титанистых кимберлитов по (Богатиков, 2007)) с кимберлитами Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов ЯАП.
 9. По основным изотопным характеристикам промышленно алмазоносные кимберлиты Зимнего Берега практически аналогичны алмазоносным кимберлитам тр. Нюрбинская ЯАП и трубкам Каави-Куопио Восточной Финляндии. При этом, по отношению к кимберлитам I и II групп Южной Африки, они занимают промежуточное положение и могут быть выделены в самостоятельный Архонгельский тип.
 10. Типоморфные индикационные признаки железо-титанистых кимберлитов и беспироксеновых щелочных пикритов Кепинского и Мегорского комплексов позволяют в целом достаточно уверенно сопоставить их с кимберлитами группы I Южной Африки и кимберлитами и щелочными пикритами северных полей Якутской алмазоносной провинции (III тип высокотитанистых кимберлитов по (Богатиков, 2007)).
 11. Фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Ненокско-Чидвинского мегакомплекса испытывая определённое сходство с глинозёмистыми кимберлитами Золотицкого комплекса и флогопитовыми пикритами Верхотины, всё же на наш взгляд, по набору основных характеристик наиболее близки альнеит-пикритам, в том числе ассоциирующим с карбонатитами. При этом, в качестве основного критерия здесь выступает взаимодополняющий комплекс петрографических, петрогеохимических и минералогических параметров, которые, по отношению к Зимнебережному мегакомплексу, фиксируют резкие изменения в степени ультраосновности пород, а также типе и характере щёлочности. По параметрам Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем, данные образования тяготеют к кимберлитам группы II Южной Африки.
 12. Петрологические особенности Сояна-Пинежского долерит-базальтового комплекса вполне сопоставимы с таковыми для толеитовых базальтов нормального ряда внутриплитных континентальных обстановок, что позволяет рассматривать данный комплекс в составе раннегерцинской долерит-базальтовой формации Восточно-Европейской платформы.

Список литературы

1. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород. М., Недра, 1987. 152 с.
2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Архангельская алмазоносная провинция. М., 1999. 524 с.
3. Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А. и др. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология, геохимия. Петрология, 2007, № 4, т. 15. С. 339-360

4. Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И. и др. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция). ДАН СССР, 1999, том 368, № 2. С. 226-229
5. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Е.М. Автореферат. дис. канд. г-м н., М., МГУ, 2002. 44 с.
6. Вержак В.В. Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. г-м н., М., МГУ, 2001. 36 с.
7. Гаранин К.В. Щелочные ультраосновные магматиты Зимнего берега: их потенциальная алмазоносность и перспективы промышленного освоения. Автореферат дис. канд. г-м н., М., МГУ, 2003. 27 с.
8. Гаранин К.В. Щелочные ультраосновные магматиты Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция): геология, генезис, алмазоносность, поиск и перспективы освоения. М., МГУ, 2006. 371 с.
9. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России. М., ГЕОС, 2009, 498 с.
10. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты, 2002. 360 с.
11. Голубева Ю.Ю. Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ – Архангельская (Зимнебережное поле). Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М., МГУ, 2008. С. 66 – 75
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, М., Недра, 1990. 328 с.
13. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 6. С. 483 – 505
14. Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В., и др. Атлас морфогенеза алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской алмазоносной провинции. М., МГУ, 2005. 624 с.
15. Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Кимберлиты и конвергентные породы. М., 2004. 226 с.
16. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В. и др. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района. Геология алмазов - настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 322-354.
17. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. - Л., Недра, 1981. 215 с.
18. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Часть 1. Отв. ред. Гоньшакова В.И., М., Наука, 1983. 368 с.
19. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З., Саблуков С.М. и др. Плюм-литосферное взаимодействие как геодинамическая модель образования Архангельской алмазоносной провинции. ДАН, 1997, том 353, №2. С. 1-5
20. Никишин А.М. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2005. 388 с.
21. Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А. Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Петрология, 1996, № 5, т. 4. С. 496-517
22. Первов В.А., Ларченко В.А., Степанов и др. Силлы кимберлитов по р. Мела (Архангельская алмазоносная провинция): новые данные о возрасте, составе пород и минералов. Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронежский ГУ, 2005. С. 558-571
23. Саблуков С.М. О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород. Труды ЦНИГРИ, вып. 218, 1987. С. 24-27
24. Саблуков С.М. Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов. Автореферат дис. канд. г-м н., М., ЦНИГРИ, 1995. С. 24
25. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция. Петрология, 2000, том 8, № 5. С. 518 – 548.
26. Саблуков С.М., Саблукова Л.И. Реконструкция строения мантийного субстрата Зимнебережного алмазоносного района по особенностям мантийных ксенолитов и вещественному составу пород. Региональная геология и металлогения. С-П, ВСЕГЕИ, 2005, № 26. С. 94 – 102
27. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л. Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы. Труды

- IX межд. семинара. Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Миасс, Инст. географии СО РАН, 2009. С. 135-170.
28. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Карпенко М.А. и др. Магматизм Накынского кимберлитового поля и геодинамика Сибирского кратона. Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Труды XXI Международной научной конференции посвящённой 100-летию со дня рождения академика Владимира Ивановича Смирнова. Москва, МГУ, 2010, Том 2. С. 227-251
 29. Соболев В.К. Проблема коренных источников округлых алмазов. Геология и полезные ископаемые Севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 68-100
 30. Третьяченко В.В., Вержак В.В., Ротман А.Я. Геология и вещественный состав раннегерцинских базальтовых трубок Юго-Восточного Беломорья. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. (Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми), Сыктывкар, 2004. С. 141-143
 31. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирований кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореферат дис. к. г-м. н., М., МГУ, 2008. 28 с.
 32. Третьяченко В.В., Раскатова М.Г., Орлова О.А. Эпохи раннегерцинского щёлочно-ультраосновного и базальтового вулканизма Юго-Восточного Беломорья. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. (Материалы XV Геологического съезда Республики Коми), Сыктывкар, 2009. С. 333-338
 33. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Кимберлиты и карбонатиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М., 2005. 540 с.
 34. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977. 359 с.
 35. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 268. P.149-168
 36. International Stratigraphic Chart. 2003, International Commission on Stratigraphy. Htt: //www.Stratigraphy.org.
 37. Matten L. Callixylon from the Moury formation (Lower Mississippian) of Tennessee // *J. Palaeontol.* 1972. V. 46, N 5. P. 711-713.

Геология щёлочно-ультраосновных магматических пород Ханкайского массива северного Приморья

¹Шелков П.Н., ²Гаранин К.В.

¹Геопроиск ООО, ²Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Рассмотрены условия локализации, геологическое строение и минеральный состав тел щелочно-ультраосновных пород Ханкайского массива Северного Приморья. В пределах массива и зоны его обрамления обнаружена ассоциация магматических пород основного-ультраосновного состава, в том числе алмазоносные тела лампрофиров. Выделено два поля алмазоносных магматитов: Незаметнинское и Ариадненское. Доказана потенциальная алмазоносность Ханкайского массива и его перспективность на обнаружение коренных источников алмазов, связанных с щёлочно-ультраосновными породами, отличающимися от классических кимберлитов и лампроитов по своему минеральному составу.

Введение

Поиск месторождений алмаза на территории Российской Федерации проводится, прежде всего, в пределах известных алмазоносных провинций – Якутской и Архангельской. С прошлого века продолжают поиски коренных источников промышленно алмазоносных россыпей, локализованных в пределах Пермского края. В настоящее время перспективными для обнаружения новых коренных источников алмаза, помимо уже отмеченных, признаются поисковые площади, расположенные в Карелии, Красноярском крае, Иркутской и других областях России. Одной из таких перспективных площадей поисков является территория Приморского края, в частности Ханкайский массив Северного Приморья. Отметим, что в этом регионе, в непосредственной близости от границы с Российской Федерацией, на территории КНР обнаружены промышленно-алмазоносные кимберлитовые тела Ляодунского полуострова и алмазоносные тела магматитов Жаохе, представляющие Восточно-Китайскую алмазоносную провинцию (рис. 1).

Северное Приморье – территория Приморского края, расположенная к северу от оз. Ханка и ограниченная на востоке Центральным Сихотэ-Алиньским разломом, отличается достаточно сложным геолого-тектоническим строением. Ханкайский кристаллический массив является частью крупного Буреин-Цзямуси-Ханкайского композитного массива расположенного на территории РФ и КНР. По данным геологов КНР наиболее древние породы комплекса в Китайской части Ханкайского массива (сопоставляемые с Иманской свитой в РФ) имеют датировку 3600 млн. лет, что сопоставимо с толщами гранитоидов нижнего алдана Алдано-Станового щита (3570±60 млн. лет, U-Pb метод датировки абсолютного возраста). В пределах массива распространены щелочные оливиновые базальты, пикриты и пикробазальты, а также тела эруптивных брекчий, сложенные карбонатитами.

Таким образом, с учетом архейского возраста кратонизации фундамента, существуют геолого-тектонические предпосылки для обнаружения в этой области коренных источников алмазов, связанных, прежде всего, с кимберлитами и родственными им породами. Следует отметить, что первые достоверные сведения о возможности обнаружении алмазов в Приморье были получены еще в 1937 г., когда в с. Незаметное у китайского золотодобытчика была изъята партия из 10 крупных алмазов (0,8-1 карат).

В период проведения поисковых работ на алмазы в Северном Приморье (1998-2010 гг.) нами были вскрыты, опробованы и изучены более 15 коренных объектов щёлочно-ультраосновного магматизма. Проведены исследования алмазов и его минералов-спутников из коренных тел и шлиховых ореолов, для определения их морфологических особенностей и

химического состава. Полученные данные позволили установить локализацию и предположить прогнозную алмазоносность коренных источников алмаза.

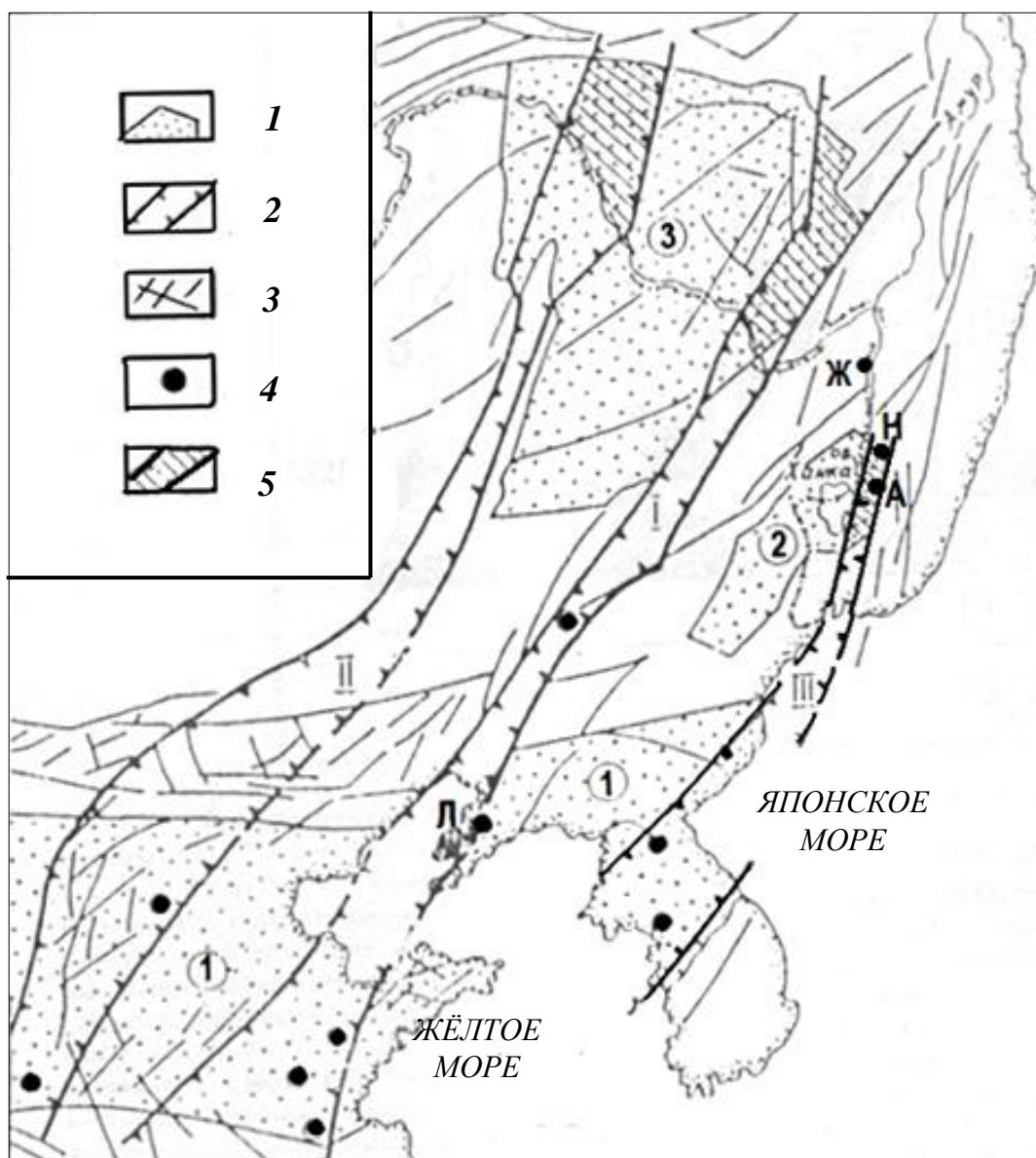


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема северной части Восточно-Китайской алмазоносной провинции по А.В. Синицину (1986). Условные обозначения: 1 – Докембрийские щиты и срединные массивы (1 – Сино-Китайский щит, 2 – Приханкайский массив, 3 – Зейско-Буреинский массив или плита Сунгари); 2 – Зоны активизации в пределах Восточно-Китайской рифтовой системы: I – Центральная или осевая, II – Благовещенская, III – Ханкайско-Корейская; 3 – Тектонические нарушения; 4 – Поля магматизма (Л – промышленно-алмазоносное поле Ляодуньского полуострова, проявления потенциально алмазоносного магматизма в зоне Ханкайско-Корейской активизации в пределах Ханкайского массива: Ж – Жаохэ (КНР) вблизи г. Бикин, Н – Незаметнинское, А – Ариадненское, в КНР; 5 – Площади перспективные для поисков кимберлитов на территории РФ.

Предварительно, обнаруженные тела можно пространственно объединить в два поля ультраосновных лампрофировых пород – Незаметнинское и Ариадненское. Следует особо отметить, что в данной публикации охарактеризованы только щелочно-ультраосновные породы К-ряда, содержащие в своём составе минералы индикаторы кимберлитов – хромиты (с содержанием Cr_2O_3 30-63%), пиропы, и единичные знаки алмазов. Встреченные тела основного и щелочно-ультраосновного состава Na-ряда, не содержащие данных минералов-

индикаторов кимберлитов не охарактеризованы, однако следует отметить, что они также были обнаружены в пределах указанных полей.

Проявления щелочно-ультраосновного магматизма в пределах северной части Ханкайского массива

Магматические тела Незаметнинского и Ариадненского полей сложены существенно калиевыми разновидностями щелочно-ультраосновных пород, приурочены к северной части Ханкайского массива и могут рассматриваться как потенциально алмазоносные объекты.

Как видно на рис. 1, 2 оба поля расположены в пределах Ханкайско-Корейской зоны тектоно-магматической активизации являющейся восточной ветвью разлома Тал Лу, контролирующего локализацию промышленно алмазоносных кимберлитов Ляодунского полуострова в КНР и проявление алмазоносных вулканитов Жаохэ (расположенное в пределах Ханкайского массива) вблизи границы с РФ.

Ариадненское поле

Всего в результате проведенных в 1998-2010 гг. геологоразведочных работ в пределах Ариадненского поля при заверке шурфами шлиховых ореолов хромитов было вскрыто 12 коренных тел, сложенных брекчиями калиевых щелочно-ультраосновных слюдистых лампрофиров, прорывающих алевролиты Ариадненского комплекса верхней юры, а их общее количество вероятно составляет несколько десятков тел. Брекчии имеют порфировый облик, с вкрапленниками макрокристов размером от 0,5 до 5 мм, сцементированных карбонат-сапонитовой связующей массой, в некоторых телах карбонаты образуют прожилки до 10 мм. Мощность тел - 10-20 м при простирации 150-300 м. Тела вскрыты шурфами и канавами. В магнитном поле вскрытые тела эруптивных брекчий, как правило, выражаются вытянутыми цепочками сближенных локальных магнитных аномалий интенсивностью от 80 до 120 НТл, отдельные тела не выражены в магнитном поле, например тело «Водораздельное».

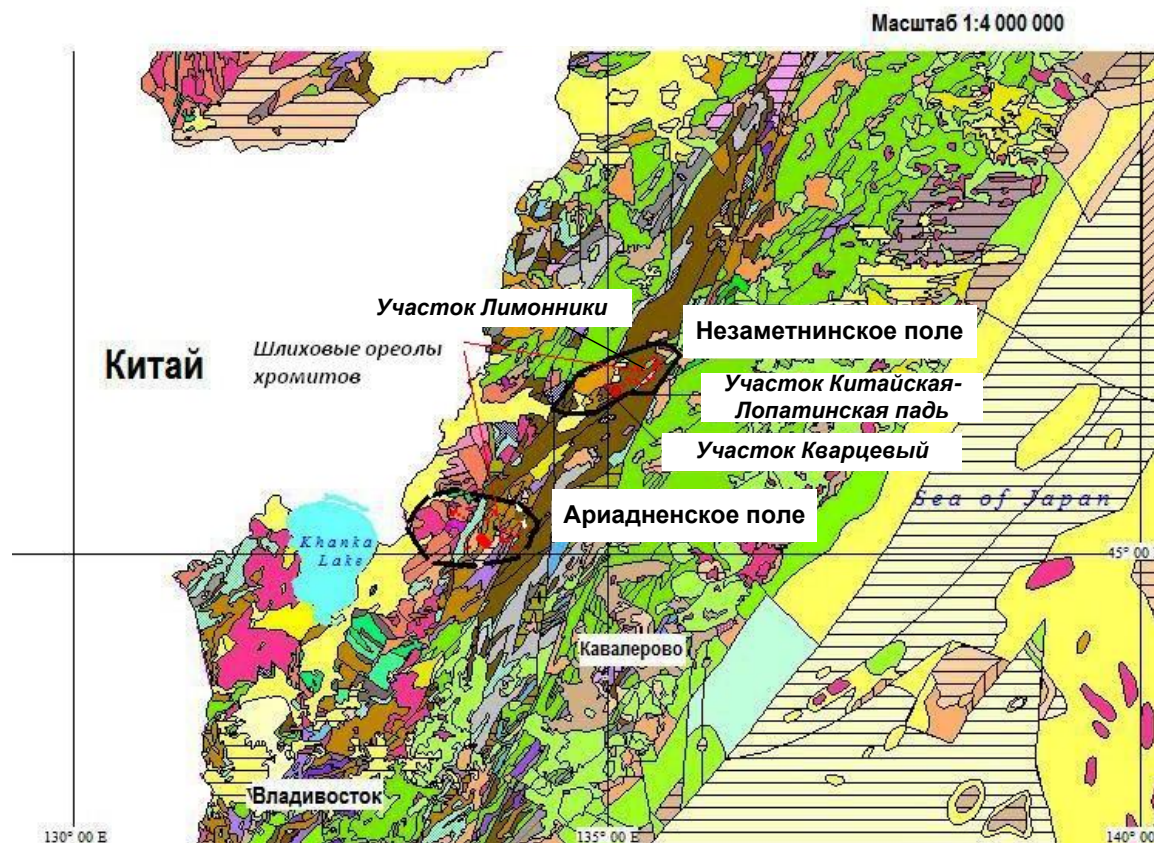


Рис. 2. Схема расположения Ариадненского и Незаметненского полей магматических пород

Следует отметить, что в большинстве случаев тела брекчий лампрофиров на Ариадненском поле секут достаточно прочные толщи алевролитов и хорошо проявляются на поверхности вытянутыми кальдерами проседания. Как правило, в пределах таких кальдер наблюдаются колонии барсуков, вблизи нор которых в разрушенном материале (ывалах) легко обнаружить обломки богатых слюдой брекчий (рис. 3).



Рис 3. Воронка проседания над телом Ариадное-1 (а), обнажение голубовато-бурых слюдистых брекчий лампрофиров на контакте с прорываемыми алевролитами (б) и образец слюдистой брекчий лампрофирового состава из тела Ариадное-1 (в)

В качестве примера обнаруженных пород можно привести описание лампрофировой брекчий из тела Ариадное-1. Цвет породы – от голубовато-серого до светло-серого и буроватого в окисленных разновидностях (рис. 3в). Порода рассланцована, имеет порфировый облик. Порфировые вкрапленники представлены слюдой и зёрнами амфибола, размером 0,3-1 см. Более мелкие вкрапленники полностью изменены и замещены вторичным карбонатом. Слюда практически полностью хлоритизирована. По прожилкам развит кальцит, образующий в приконтактных с алевролитами зонах обильные прожилки толщиной до 10 мм. Основная масса выполнена серпентином-карбонатным агрегатом с включениями мелких зёрен хромистого титаномагнетита и более редких зёрен хромита размером от 0,2 до 0,5 мм (см. рис. 4).

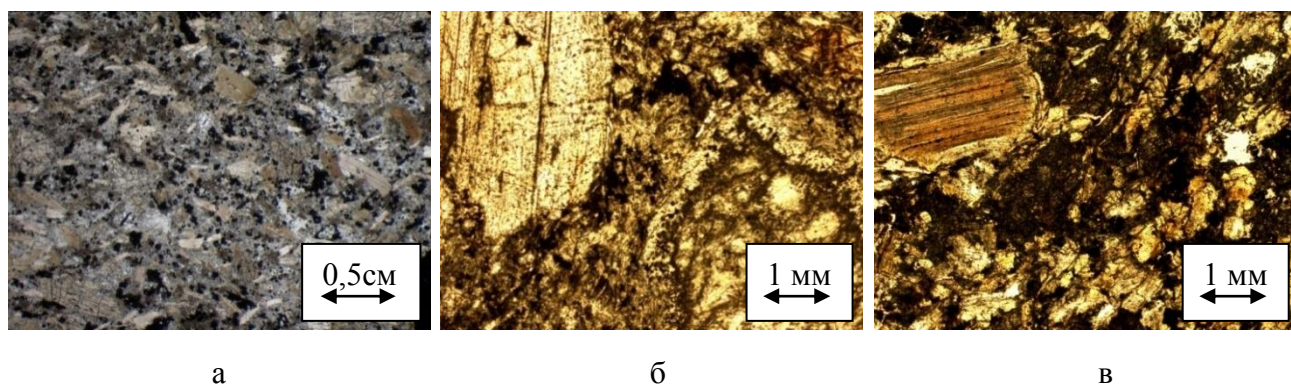


Рис. 4. Лампрофировые брекчий из тел Ариадненского поля: а – фото шлифа образца породы из тела Ариадное-1. В основной массе породы присутствует карбонат, образующий псевдоморфозы по оливину, рудные минералы (титаномагнетит, перовскит) и слюда (флогопит); б - фото шлифа образца породы из тела Ариадное-2. Порода интенсивно карбонатизирована, видны псевдоморфозы карбоната по оливину; в – фото шлифа образца породы из тела Магнитное. Видны псевдоморфозы карбоната по зёрнам оливина, флогопит, включения рудных минералов и разложенный до агрегата глинистых минералов цемент

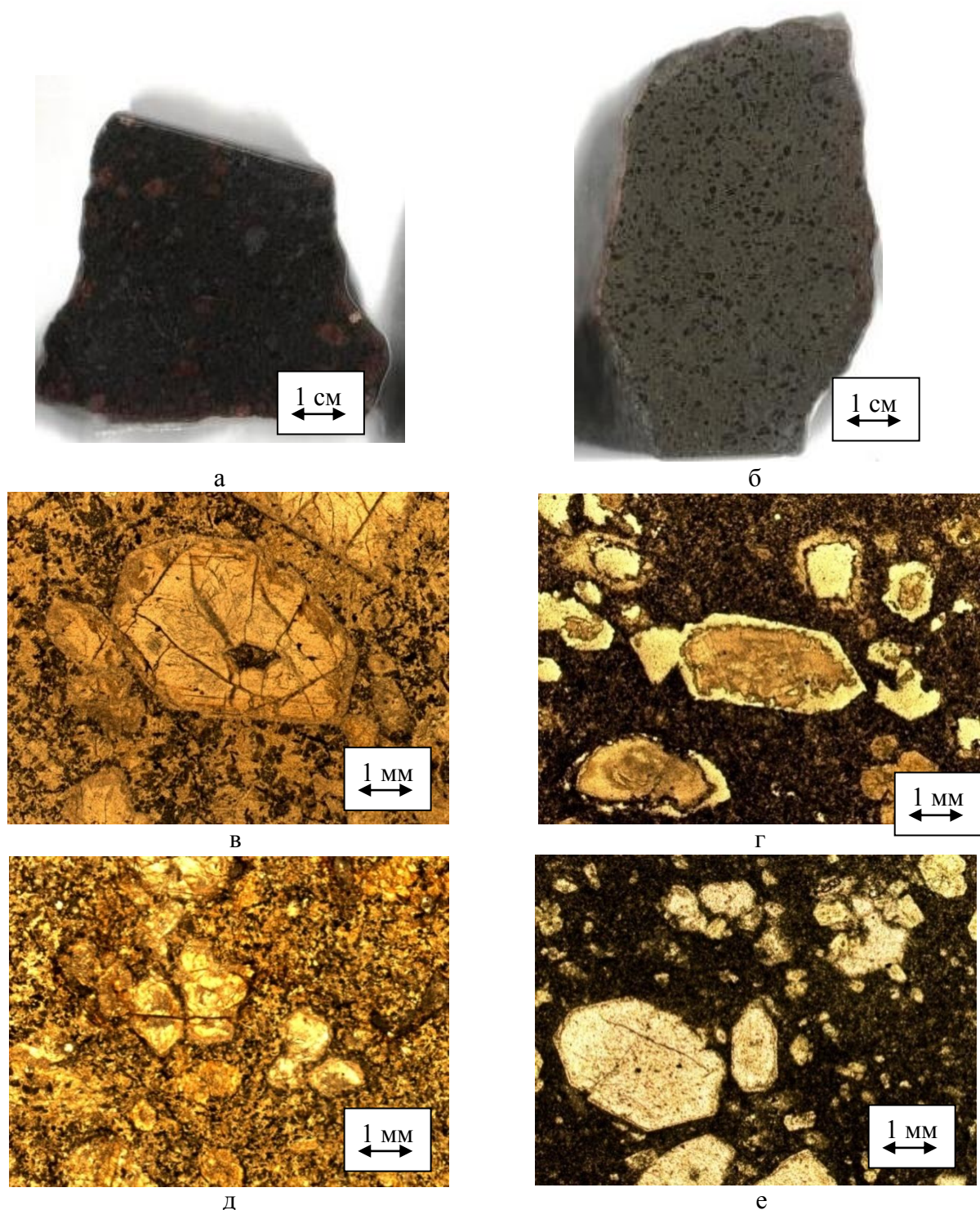


Рис. 5. Приполированные штуфы (а, б) и шлифы (в, г, д, е) из тела «Водораздельное», в, д – николи II, г, е – николи X. Хорошо видны псевдоморфозы серпентина по гексагональным макрокристам оливина (в-е), в серпентин-сапонитовой основной массе

Из 12 обнаруженных тел щёлочно-ультраосновного состава Ариадненского поля по внешнему облику пород резко выделяется тело Водораздельное, которое не образует локальную магнитной аномалию. Оно было вскрыто линией шурфов при заверке шлихового ореола хромитов вблизи водораздела. Породы данного тела визуально отличаются от пород других коренных тел Ариадненского поля голубоватой или тёмно-зелёной окраской. Внешне породы напоминают кимберлитовую брекчию. Первичный материал пород изменен в результате вторичной серпентинизации и сапонитизации. По сравнению с породами из

других тел породы тела Водораздельное отличаются большей плотностью, содержат значительно большее количество визуально различных хромитов со следами магматической коррозии на гранях и мелких включений шпинелевых лерцолитов размером до 10 мм (см. рис. 5).

Незаметнинское поле

Незаметнинское поле щелочно-ультраосновных магматитов – предполагаемое место находки крупных алмазов в 1937 г. В процессе поиска алмазоносных пород в 1998 г. был проведён отбор шлиховых проб в долине р. Кедровка. Дальнейшими работами были оконтурены шлиховые ореолы хромитов, наиболее часто обнаруживаемых в составе шлиховых проб. В 2004 г. в истоках ручья Звериный, в пределах поискового участка Кварцевый, было вскрыто первое из обнаруженных тел Незаметнинского поля, сложенное выветрелыми ультраосновными породами, содержащими хромиты и видимую слюду, получившее название КК-42.

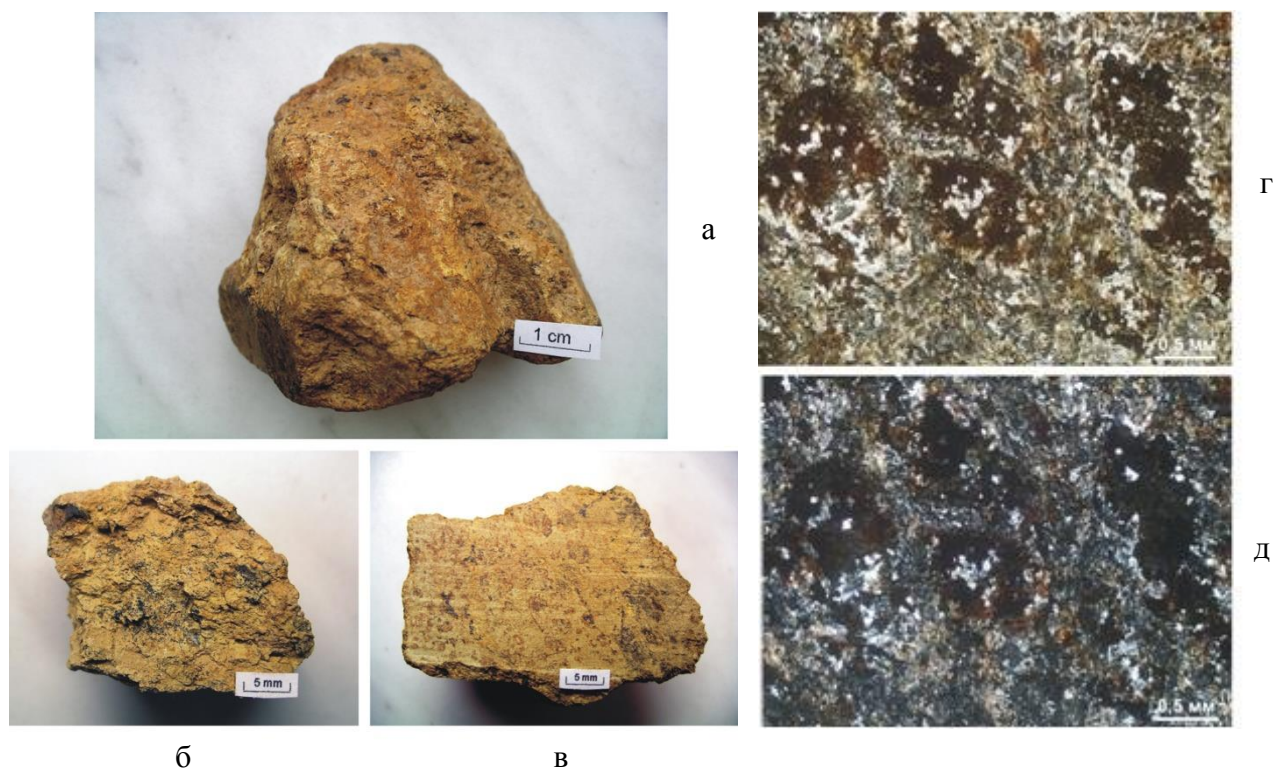


Рис. 6. Породы тела КК-42: а – общий вид; б – вид поверхности скола; в – вид поверхности спила; г, д – фото прозрачно полированных шлифов, г – николи II, д – николи X. Видна реликтовая структура породы – крупнопорфировая (порфировидная), обусловленная присутствием полностью изменённых порфировых вкрапленников темноцветных кристаллов оливина, погружённых в мелкокристаллическую основную массу породы. Текстура породы однородная, массивная.

В настоящее время в пределах Незаметнинского поля обнаружено 9 тел щелочно-ультраосновных К-лампрофиров: уже упомянутое небольшое тело КК-42 на участке Кварцевый, 7 коренных тел на участке Китайская-Лопатинская падь, из которых 4 тела трубчатого типа вскрыты скважинами до глубин 118 м, еще одна трубка взрыва щелочных лампрофиров – КК-132 была обнаружена при заверке магнитной аномалии на участке Лимонники, вблизи с. Лимонники в 15 км от участка Китайская-Лопатинская падь. Все тела прорывают алевролиты и аргиллиты мезозойского и палеозойского возраста, имеют различные размеры в плане и по разрезу (десятки-первые сотни метров), прослеживаются по простиранию и глубине до нескольких сот метров. Локальные аномалии обычно слабо

контрастны с интенсивностью проявления до 90-130 Нтл. Общее число объектов магматизма Незаметинского поля с учетом выделенных шлиховых ореолов может составлять несколько десятков тел.

Обнаруженные тела сложены породами которые можно разделить на 3 разновидности: «тип КК-42» – серпентин-сапонитовые брекчии, тип «Лопатинская-Китайская падь» – щёлочно-ультраосновные оливиновые витрокластические туфы в т.ч. разновидности содержащие лейцит, и тип «КК-132» - представлен эруптивными брекчиями содержащими калиевый полевой шпат.

Породы тела КК-42 *поискового участка Кварцевый* обнаружены на глубине 1,5 м шурфом при заверке шлиховой аномалии хромитов. Тело расположено в зоне Рощинского разлома, вскрыто до глубины 4 м шурфом, форма тела детально не установлена, величина проявления на поверхности не превышает площади 10x10 м.

Породы имеют густо-жёлтую, буровато-жёлтую однородную окраску, нередко неясно-мелкопятнистую, обусловленную присутствием мелких пятен бурого цвета. Породы представлены очень сильно выветрелыми, полностью изменёнными (сапонитизированными) К-ультраосновными лампрофирами, первоначально имевшими существенно оливиновый состав, с реликтовой порфирированной структурой. Макрокристы погружены в мелкокристаллическую основную массу (рис. 6).

Макрокристы оливина достигают размера 3 мм и интенсивно замещены. Слюда (биотит, флогопит) составляет около 15% объема породы и образует зёрна неправильной формы размером 0,1-0,4 мм. Лейсты слюды нередко деформированы (изогнуты). Вдоль трещин спайности слюда замещается линзообразными выделениями кремнезёма, реже хлоритом. Часть слюды полностью замещена тонкопластинчатым и тонкочешуйчатым агрегатом хлорита и глинистых минералов.

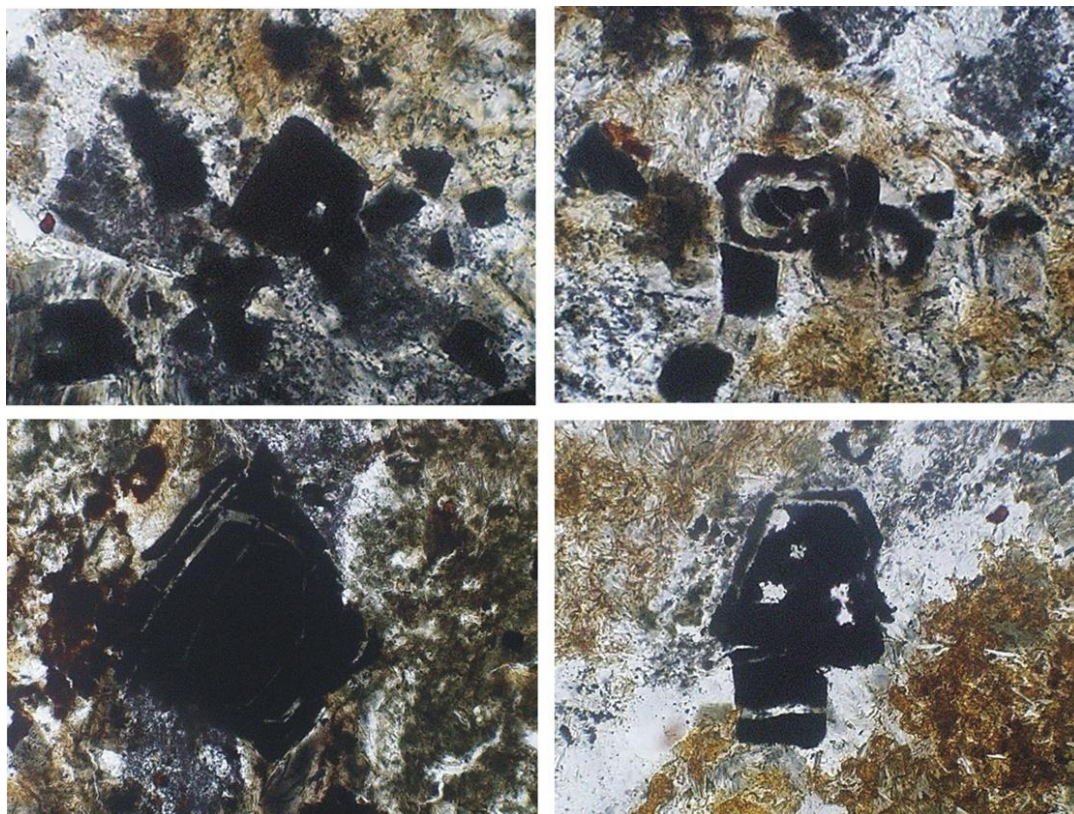


Рис. 7. Основная масса породы из тела КК-42. Рудные минералы развиты достаточно равномерно в основной массе породы, представлены идиоморфными или субидиоморфными зёрнами, а также редкими сростками. Отмечаются кристаллы «атоллового» строения, внешняя зона которых лейкоксенизирована. Увел. 200^x, николи II

Рудные минералы (около 5 % объема породы) представлены хромшпинелидом и титаномагнетитом. Они диагностируются в виде непрозрачных идиоморфных или субидиоморфных зерен со средним размером 0,02-0,05 мм. Также установлены редкие сростки зерен размером до 0,12 мм (рис. 7)

Коренные породы, слагающие тела, обнаруженные в пределах поискового участка **Китайская-Лопатинская падь**, содержат хромиты и редкие гранаты пироп-альмандинового ряда. Тела были вскрыты на глубине 1 м в результате заверки шурфами контрастных шлиховых ореолов хромитов. Всего на участке Китайская–Лопатинская падь было вскрыто шурфами и скважинами 7 коренных тел, как сильно вытянутой формы (15 на 500-1000 м), так и имеющих изометричную форму, с размером на поверхности 400х400 м, сложенных рассланцованными голубоватыми лапиллиевыми туфами.

Тела прорывают толщи темноцветных аргиллитов, на границах с которыми видна зона горячего контакта (закалки), шириной до 15-20 см со следами ороговикования. Предположительно подобные тела представляют собой подводящие каналы вулканов трещинного типа, по которым извергались ультраосновные лавы богатые летучими компонентами.

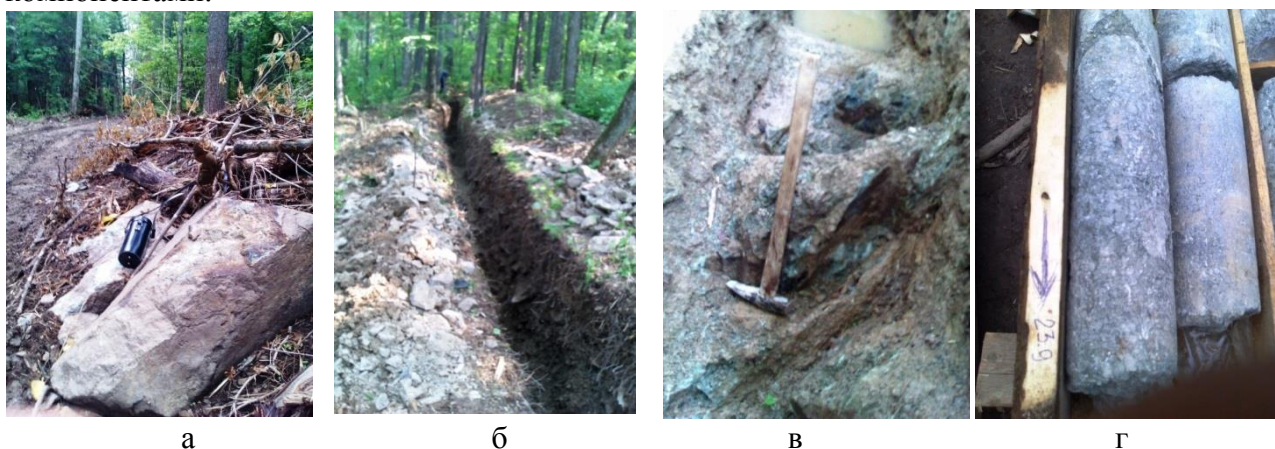


Рис. 8. Проявление щелочно-ультраосновного магматизма на участке Китайская падь: а – крупно-глыбовые свалы туфов; б – канава, вскрывшая рассланцованные вулканиты Тела № 1, прорывающие темноцветные аргиллиты; в – обнажение лампрофировых пород на дне канавы, г – керн скважины №32 (отметка 23,9 м), вскрывшей вулканиты в интервале глубин от 7 до 110 м

Большинство коренных тел перекрыто слоем почвы и склоновых отложений, на участке поисков достаточно часто встречаются крупноглыбовые свалы пород с размерами глыб от 0,5 до 2 м на выщелоченной поверхности которых проявлена первичная лапиллиевая текстура (рис. 8).

Лапиллиевые туфы трубки «Долгожданная» были вскрыты на глубине 6-8 м линией скважин, пробуренных в крест шлиховому ореолу хромитов, с интервалом 100 м. Установлено, что трубка имеет диаметр кратера на поверхности около 400 м. Все скважины вошли во вмещающие породы на глубине от 40 до 80 м, что позволяет заключить – подводящий канал трубки узкий, в разрезе тело имеет форму «бокал для шампанского», что характерно для большинства лампроитовых трубок Австралии.

Ещё одна трубка «Уссурийская» вскрыта в 700 м от трубки «Долгожданная». Брекчии слагающие данное тело прослежены скважинами до глубины 118 м, и хотя трубка не оконтурена детально, но можно отметить что диаметр кратера на поверхности имеет величину не менее 200 м, а на глубине 100 м диаметр тела сужается переходя в узкий подводящий канал.

Коренной источник крупноглыбовых свалов брекчий на участке Китайская Лопатинская падь не был установлен. Это предполагает обнаружение в пределах данной

поисковой площади ещё нескольких коренных объектов магматизма, сложенных пирокластическими туфами.

Витрокластические лапилевые туфы из тел участка Китайская-Лопатинская падь сложены вулканическим стеклом ультраосновного состава, составляющим до 90 об.% породы. По вулканическому стеклу развит вторичный оливин, замещающий иногда до 15% объёма стекла. В отдельных образцах пород был диагностирован лейцит, что сближает данную породу с лейцитовыми лампроитами Австралии и КНР. Но в отличие от лампроитов в изученных шлифах отсутствуют флогопит и прайдерит, при этом установлен перовскит более характерный для кимберлитов, что свидетельствует о гибридном характере данных пород. Среди деформированных (вытянутых) обломков первичного материала пород идентифицируются пемза, вулканическое стекло (с псевдоморфозами оливина), обломки мелкозернистых гнейсов. Гнейсы серого цвета предположительно захвачены извергнутой магмой из основания Ханкайского массива т.к. в районе работ подобные гнейсы не обнаружены, а ближайшие выходы аналогичных гнейсов на поверхность расположены вблизи г. Лесозаводск, т.е. более чем в 120 км от Незаметнинской площади.

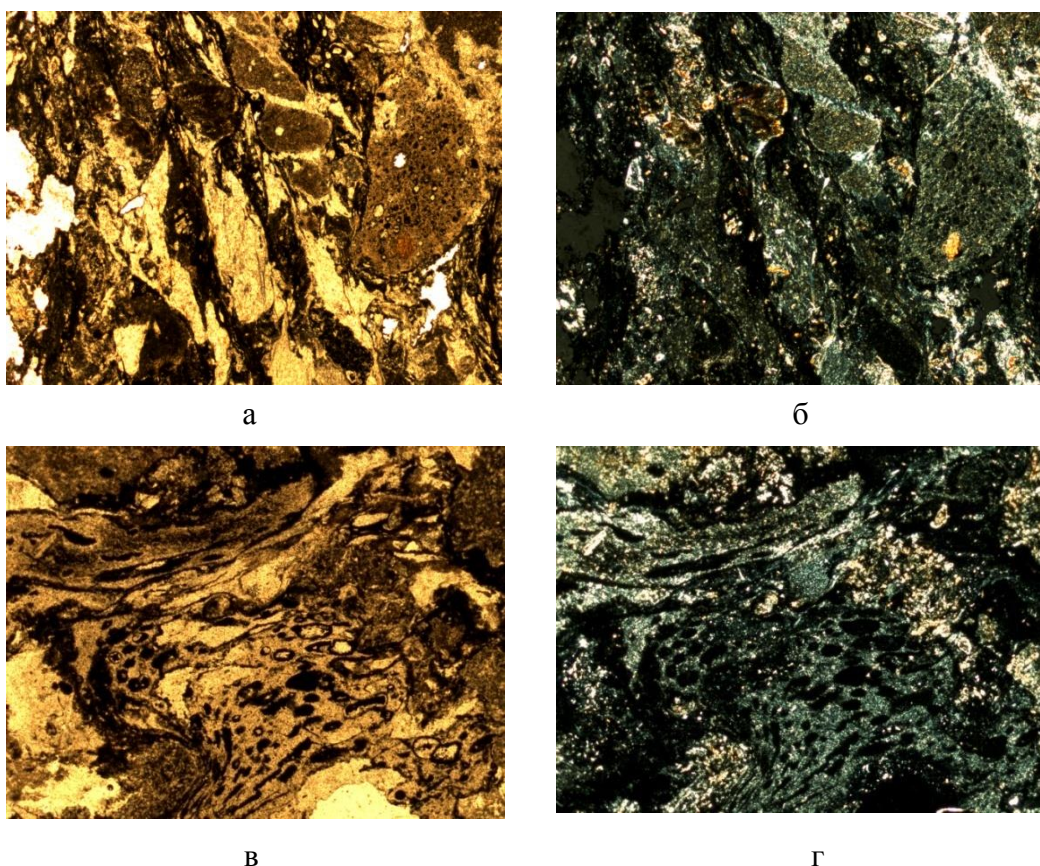


Рис. 9. Стекловатые витрокластические лапиллиевые туфы участка Китайская-Лопатинская падь со следами пластической деформации: из крупноглыбовых свалов пород (а, б), из керна разведочной скважины трубки «Уссурийская», глубина 80 м (в, г). Увел. 2^x . а, в – николи II; б, г – николи X;

Трубка взрыва КК-132, расположенная в пределах *поискового участка Лимонники*, вскрыта при заверке шурфом слабо контрастной магнитной аномалии интенсивностью 8 НТл. Верхняя часть трубки, перекрытая двухметровым слоем почвенных отложений, сложена плотной эруптивной брекчией чёрного, серого и бурого (у выветренных разностей) цветов, содержащей значительное количество обломков вмещающих осадочных пород, преимущественно состоящих из зёрен кварца и обломков кварцитов (до 15 об.%). В составе пород тела КК-132 установлены мантийные ксенолиты размером от 2-3 до 10 мм (до 5% об.%), зёрна бесцветного, желтоватого циркона с алмазным блеском и редкие чешуйки

слюды размером до 5 мм. Порода лёгкая, слабо магнитная, содержит в своём составе полевой шпат (лейцит?), в то же время в ней отсутствует в основной массе вулканическое стекло характерное для тел участка Китайская-Лопатинская падь. Возможно, трубка КК-132 это эруптивный аналог стекловатых туфов участка Китайская-Лопатинская падь. Извержение пород происходило в соответствии с фреато-магматической моделью, в то время как процесс извержения магм на участке Китайская-Лопатинская падь носил более спокойный характер, являясь результатом дегазации магм в пределах системы Рошинского разлома.

Выводы

Таким образом в период проведения поисковых работ в период с 1998 по 2010 гг. в пределах краевой части Ханкайского массива северного Приморья выявлено два поля К-щёлочно-ультраосновных пород – Ариадненское и Незаметнинское. Выявленные породы представлены двумя основными разновидностями:

1. Эруптивные брекчии щелочно-ультраосновных пород богатые флогопитом и амфиболом, с сапонит-карбонатной основной массой, формирующие трубки взрыва и дайки Ариадненского поля. Такие тела не содержат вулканического стекла, содержат перовскит и близки к выделяемой в КНР серии карбонатитовых кимберлитов. В виде включений ксенолитов в породах также встречены серые гнейсы из основания Ханкайского массива и мантийные хромиты, свидетельствующие о глубинном мантийном источнике изверженных пород. Среди тел, содержащих данную разновидность пород, выделяется трубка «Водораздельная», которая сложена преимущественно псевдоморфозами серпентина по первичному оливину. В породах данного тела установлены многочисленные мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, а внешний облик породы в штуфах и шлифах близок к классическим кимберлитам. Проведённое определение возраста формирования объектов по цирконам из трубки «Ариадная» позволило оценить его как юрский.

2. Породы из вулканических построек, представленные преимущественно стекловатыми лапиллиевыми туфами с оливином, замещающим вулканическое стекло, в некоторых случаях содержащих лейцит, но не содержащих флогопита. Такие стекловатые лапиллиевые туфы количественно преобладают в пределах Незаметнинского поля, но присутствуют и в Ариадненском поле (находка обломков пород вблизи ручья Валун). При изучении шлифов данных пород в них также диагностированы обломки серых гнейсов основания Ханкайской платформы, отсутствующие в вышележащих толщах, что свидетельствует о присутствии древнего AR_1 фундамента под зоной Центрального антиклинория Сихотэ-Алиня в целом, и под территорией Незаметнинского поля в частности, – это является положительным фактором для оценки потенциальной алмазности этой зоны.

Оба типа пород содержат первичный оливин и вероятно принадлежат к кимберлит-карбонатитовому и кимберлит-лампроитовому ряду пород. Образовавшие их магматические расплавы сформировались в нижней мантии вблизи зоны устойчивого роста алмаза, следовательно, могут являться алмазносными.

Всё вышперечисленное позволяет связать находки алмазов, осуществленные ранее в пределах Незаметнинского и Ариадненского полей, с расположенными поблизости коренными источниками, в т.ч. с телами вышеописанных магматитов указанных полей.

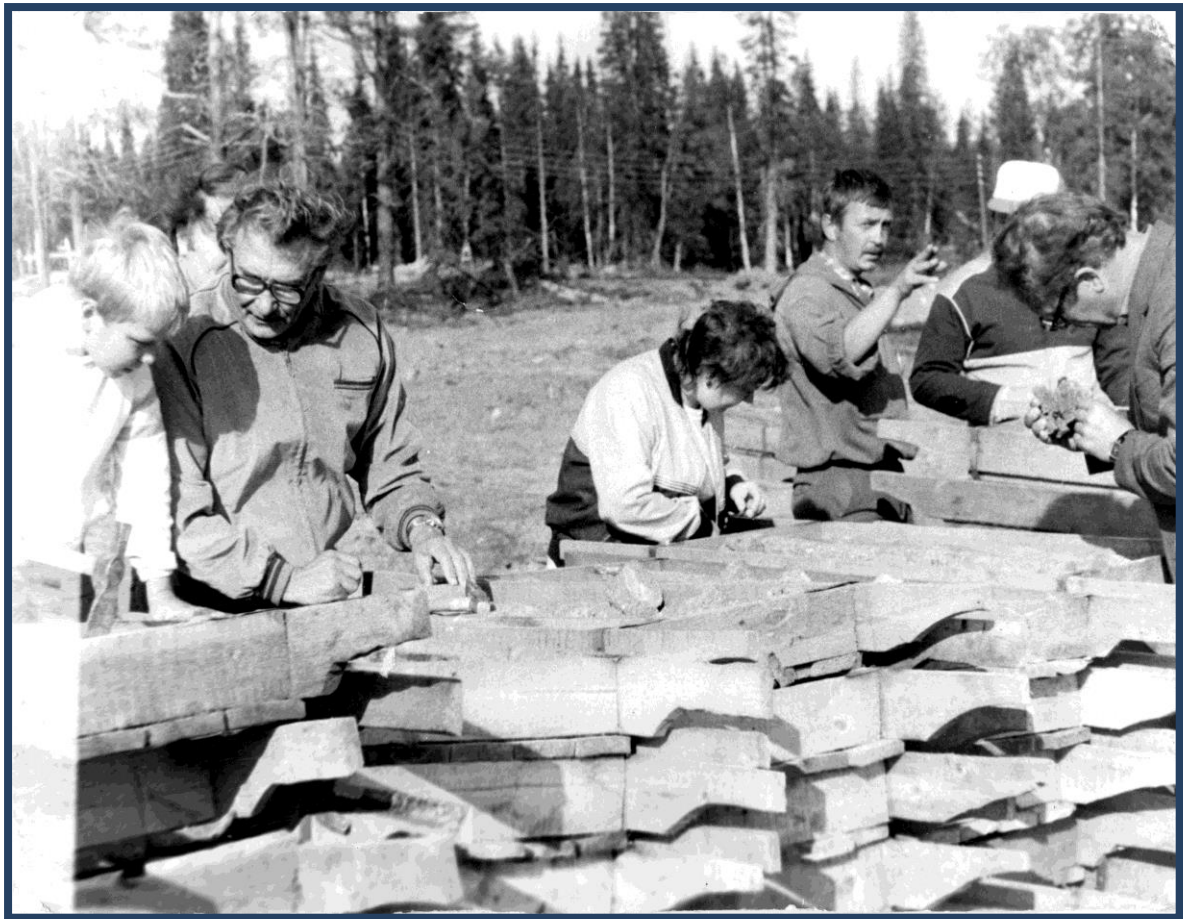
Фотографии
Галина Петровна Кудрявцева



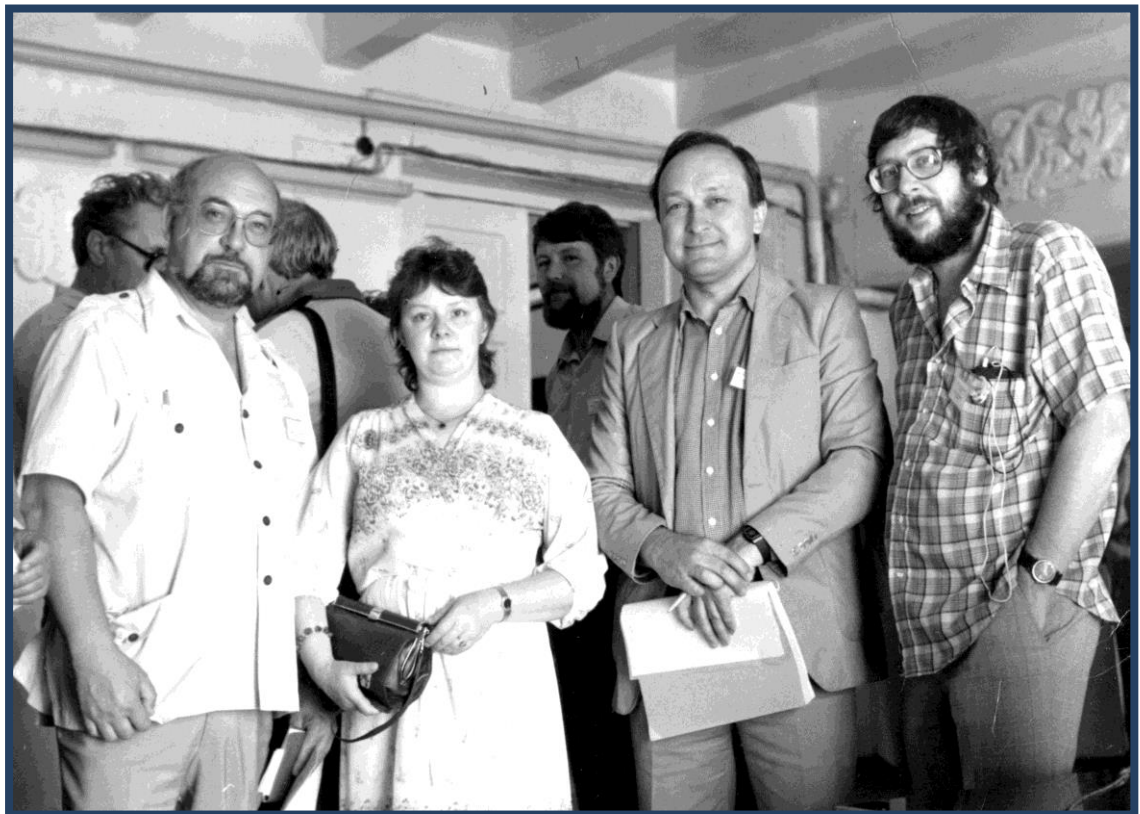
1966 г., октябрь. В учебном геологическом маршруте под Москвой



1979 г. В Проблемной лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ



1982 г., август. На месторождении алмазов им. М.В. Ломоносова. К.В. Гаранин, А.А. Маракушев, Г.П. Кудрявцева, И.С. Сагайдак, Е.М. Веричев



1985 г. Международная конференция «Щелочной ультраосновной магматизм» в г.Якутске. Г. Мейер, Г.П. Кудрявцева, В.К. Гаранин, Р. Митчел

Требования к статьям

1. Общие положения

Оформление статей в сборник чтений им. Г.П. Кудрявцевой выполняется в редакторе MS Word (XP, 2007). Объем статьи не должен превышать 15–20 страниц, оформленных в соответствии с настоящими правилами.

Формат листа, используемый для написания статьи, – А4. Размеры верхнего и нижнего полей 2,0, левого 2,5 и правого 1,5 см. Номера страниц не проставляются. Междустрочный интервал – одинарный, без дополнительных интервалов между строками.

2. Заголовки

Заглавие статьи набирается с использованием следующих стилей: УДК – шрифт Times New Roman Cyr, 12 размер шрифта, выравнивание по левому краю; через одну строку – заголовок статьи, шрифт Times New Roman Cyr, 14 размер шрифта, полужирный, выравнивание по центру; через одну строку – фамилии и имена авторов, шрифт Times New Roman Cyr, 12 размер шрифта, выравнивание по центру; следующая строка – место работы авторов, E-mail, шрифт Times New Roman Cyr курсив, 12 размер шрифта, выравнивание по центру; через одну строку – аннотация, шрифт Times New Roman Cyr, 11 размер шрифта, отступ отсутствует, выравнивание по ширине.

Заголовки разделов и подразделов. В статье желательно использовать заголовки разделов и подразделов. Заголовки разделов набираются, используя шрифт Times New Roman Cyr, 12 размер шрифта, полужирный, по центру, одна строка отступа перед заголовком. Заголовки подразделов – шрифт Times New Roman Cyr, 12 размер шрифта, полужирный курсив. В тексте с красной строки, по окончании точка, и далее текст.

Заголовки разделов и подразделов нельзя отделять от текста, оставляя их на предыдущей странице.

3. Основной текст

Текст статьи выравнивается по ширине. Таблицы и рисунки большого размера, заголовки статьи форматируются по центру страницы.

Основной текст набирается шрифтом Times New Roman Cyr, размер – 12 размер шрифта (стиль Текст). Отступ 1,25 см. При оформлении статьи необходимо в качестве разделителя в десятичных дробях использовать запятую, а не точку. Для избежания «жидких» строк в тексте использовать переносы. Переносы в словах можно делать также в заголовках таблиц и в подписях к рисункам, однако они не допускаются в названии статьи и заголовках всех уровней. Желательно приводить числовые значения физических величин в одной строке с сокращенным наименованием единиц измерения, с пробелом перед единицей измерения (% , м, карат и др.).

Последняя страница статьи должна быть заполнена не менее чем на 1/2 своей длины.

Формулы и уравнения

Формулы набираются в редакторе Microsoft Equation (пункты меню: «Вставка», «Объект», «Создание») с выравниванием по центру и пробелами сверху и снизу по 6 размер шрифта (номер формулы выравнивается по правому краю листа):

$$a = \text{th } x + \int_a^b f(x)dx + \text{ch } x - 25 \sum_{i=1}^N k_i A_i . \quad (3.1)$$

Размеры и начертание всех элементов формул должны быть одинаковы с их представлением в тексте (основной размер 12 размер шрифта, индексы 7 размер шрифта, например, A_i).

В тексте статьи и в математических **уравнениях** коэффициенты и аргументы функций набираются курсивом, векторы – наклонным жирным шрифтом, цифры – обычным прямым

шрифтом (замечание: химические символы набираются прямым шрифтом). Если уравнение не входит в одну строку, то его можно разбить на две или более строк.

Рисунки

Рисунки должны быть в положении «за текстом». Наиболее экономно сделать рисунок таким, чтобы его ширина была равна ширине одной страницы. Подписи к рисункам обязательны и набираются 12-м шрифтом. Отступов нет. Точка после окончания подписи отсутствует.

Размеры цифровых и буквенных обозначений, используемых на рисунках, должны быть сравнимы с размерами основного шрифта статьи. Деления шкал на рисунке желательно наносить с их внутренней стороны. Сам рисунок должен быть разборчивым, линии не должны сливаться, их ширина удобной для чтения.

Таблицы

Таблицы печатаются 10–12-м размером шрифта. Оформление таблиц осуществляется по тем же правилам, что и оформление рисунков. Номер таблицы выравнивается по правому краю, на следующей строке указывается заголовок шрифтом Times New Roman 12 размер шрифта, с выравниванием по центру. Заголовки таблиц обязательны.

Цифры в столбцах таблицы должны быть выровнены по точке десятичных дробей или по единице младшего разряда. Если таблица занимает больше 1 стр. то на первой странице в конце указывается: «см. продолжение табл. 1 на след странице», а перед ее продолжением на следующей странице указывается: Продолжение табл. 1 Таблица может сопровождаться примечаниями (шрифт 11 размер шрифта).

Оформление списка литературы

Список литературы формировать в алфавитном порядке, шрифт 11-й.

Ссылки на публикации, указанные в списке литературы, в тексте приводятся круглых с фамилиями авторов (Иванов, Петров, 2001; Петров, 2005, Иванов и др. 2006), в соответствии с годом опубликования публикации – от раннего к позднему.

Резюме на английском языке

Резюме помещается после списка литературы и печатается по всей ширине страницы. Указываются название статьи, авторы и аннотация на английском языке. Желательно приводить расширенную аннотацию, чтобы суть статьи была понятна иностранному читателю.

Сроки представления статей

Статьи, полностью оформленные в соответствии с настоящими правилами, должны поступить в распоряжение редакции или **до 1 августа года проведения чтений, на которых автор публикации выступал с докладом.**

Рукописи не редактируются.

Редакция будет благодарна за выраженные замечания и пожелания, а также материалы, связанные с Г.П. Кудрявцевой.

Все сообщения и материалы просьба направлять В.К. Гаранину. **Контакты:** e-mail: vgaranin@mail.ru, тел. +7(495) 9393021. Адрес: Россия, Москва, 119992, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова, корп. А, Геологический факультет

Научное издание

**Сборник публикаций по результатам III и IV ежегодных чтений им. Г.П. Кудрявцевой.
М.: Изд. Институт прикладной минералогии, 2010. – 268 с.**

Подписано в печать 15.12.2010
Формат 60x90¹/₈. Гарнитура Times New Roman
Тираж 250 экз.

Отпечатано с оригинала макета в отделе оперативной печати
Института прикладной минералогии