

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ

Самсонов А.В.¹, Носова А.А.¹, Богатилов О.А.¹, Каргин А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹,
Сазонова Л.В.¹, Лебедева Н.М.¹, Борисовский С.Е.¹, Третьяченко В.В.², Грибань Ю.Г.¹,
Кондрашов И.А.¹, Абазова З.М.¹, Докучаев А.Я.¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)*

² *Научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие АК «АЛРОСА»,
Архангельск, Россия
samsonov@igem.ru*

Введение.

В пределах Арктической части Евразии коренные проявления промышленно-алмазоносного кимберлитового магматизма – разрабатываемые месторождения алмаза, пока известны только в Архангельской алмазоносной провинции – на Севере Восточно-Европейской платформы. Всестороннее изучение этих проявлений в качестве эталонного объекта позволит разработать систему разномасштабных критериев как основу прогноза алмазных месторождений в Арктическом регионе.

Большинство промышленно алмазоносных кимберлитов и лампроитов тяготеют к наиболее древним архейским блокам. Эта гипотеза сохранной архейской литосферы, известная как «правило Клиффорда» или «правило архонов», до сих пор служит главным прогнозно-поисковым критерием алмазоносных кимберлитов и лампроитов, а также является основой при обсуждении фундаментальной проблемы происхождения и сохранности глубинных источников алмазов. Однако современные работы, затрагивающие проблемы геотектонического контроля кимберлитов [3, 25, 13 и др.] свидетельствуют об отходе от «правила Клиффорда» и приуроченности кимберлитовых проявлений к крупным неоднородностям литосферы, прежде всего к границам кратонов и террейнов внутри них. Границы террейнов оказываются областями, испытывающими многократную переработку в ходе последовательных тектоно-термальных эпизодов и концентрируют проявления глубинного магматизма, в том числе и кимберлитов.

Проведенные нами ранее работы по изучению геотектонической природы раннедокембрийских структур, вмещающих кимберлиты северной части Восточно-Европейской платформы и геотектонических структур, в которые происходило внедрение кимберлитов [20, 44] показали, что прежние представления, основанные на приуроченности алмазоносных кимберлитов исключительно к внутренним частям архейских кратонов (правило Клиффорда) и синхронности их проявления с масштабным магматизмом плюмовой природы «не работают» для промышленно-алмазоносных кимберлитов Архангельской Алмазоносной провинции (ААП), и, соответственно, не могут быть использованы для прогнозных построений.

Степень изученности Архангельской алмазоносной провинции во многих аспектах, в том числе принципиально влияющих на эффективность прогнозно-поисковых исследований (геодинамической, геохронологической, изотопно-геохимической и др.), остается недостаточной в сравнении с кимберлитовыми полями не только Мира, но и других арктических регионов (Канады, Якутии).

Настоящие исследования предполагают разработку новой геодинамической модели литосферы Архангельской алмазоносной провинции (ААП), которая может служить основой мелко- и среднемасштабного прогноза проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма в Арктических регионах РФ.

Помимо геодинамических критериев, позволяющих определять площади с алмазоносным кимберлитовым магматизмом в рамках мелко- и среднемасштабного

прогнозирования, важными прогнозными факторами промышленной алмазности являются петролого-геохимические особенности как самих кимберлитов и их отдельных фациальных разностей, так и содержащихся в них минералов-мегакристов. Изучение геохимических особенностей минералов-мегакристов, отражающих характер взаимодействия протокимберлитового расплава и глубинных флюидов с веществом литосферной мантии в ходе становления кимберлитов, позволяет расшифровать природу этих процессов и соотнести их Р-Т-Х параметры с параметрами формирования и устойчивости алмаза. В рамках настоящей работы в качестве минерала-индикатора глубинных процессов, определявших становление кимберлитов, мы выбрали оливин – наиболее обильный в составе кимберлитов. Было проведено первое систематическое исследование оливинов из кимберлитов разных типов ААП, включавшее не только оливины макрокристов и перидотитовых ксенолитов, но и оливины-фенокристы и оливины основной массы.

Результаты геохронологических исследований кимберлитов имеют значительный эффект для прогнозных и поисковых работ. Например, в пределах кимберлитового поля Лак де Гра (Канада) установлены кимберлиты от позднемелового (74 млн. лет) до среднеэоценового (45 млн. лет) возраста, однако промышленно алмазными являются только кимберлиты с возрастaми 51-53 и 55-56 млн. лет [6]. Кимберлиты Архангельской провинции недостаточно охарактеризованы надежными изотопными датировками. Не все кимберлитовые трубки Ломоносовского месторождения, которое уже интенсивно обрабатывается, имеют оценки изотопного возраста на современном уровне. Примером могут служить: трубки Архангельская и Карпинского II, изотопные датировки для которых вообще отсутствуют, трубка Ломоносовская, для которой имеется только единичная К-Аг датировка [32]. Имеющиеся на сегодня изотопные датировки двух трубок Ломоносовского месторождения [39, 40] дают два контрастно различных значения возраста 380 ± 6 и 323 ± 10 млн. лет, что явно противоречит геологическим данным. В рамках настоящего исследования проведено Rb-Sr изохронное датирование по флогопиту кимберлитов алмазных месторождений «трубка им. В.Гриба» и им. М.В. Ломоносова (тр. Карпинского-I), а также непромышленно-алмазносных кимберлитов трубки Ермаковская-7 (Терский Берег).

Краткая характеристика Архангельской алмазносной провинции (ААП).

ААП расположена на севере Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Фундамент ААП характеризуется гетерогенным строением и состоит из трех террейнов, различающихся по возрасту и строению. Они детально охарактеризованы в соответствующем разделе статьи.

На территории провинции выделяется несколько полей кимберлитов и родственных им пород. Золотицкое поле (в пределах поля находится месторождение им. М. В. Ломоносова) – поле развития кимберлитов; Кепинское поле и Верхотинское поле – кимберлитов и оливиновых мелилититов; Турьинское поле – базальтов; Ижмозерское поле – оливиновых мелилититов и пикритов; Мельское поле – кимберлитов и карбонатитов. Возраст магматизма провинции соответствует среднему-верхнему девону [29]. Алмазное месторождение Трубка им. В. Гриба находится в центральной части Архангельской алмазносной провинции, в Верхотинском (по [29]) или в Черноозерском (по [46]) поле кимберлитов. Трубки Пионерская и Карпинского-I входят в состав месторождения им. М. В. Ломоносова.

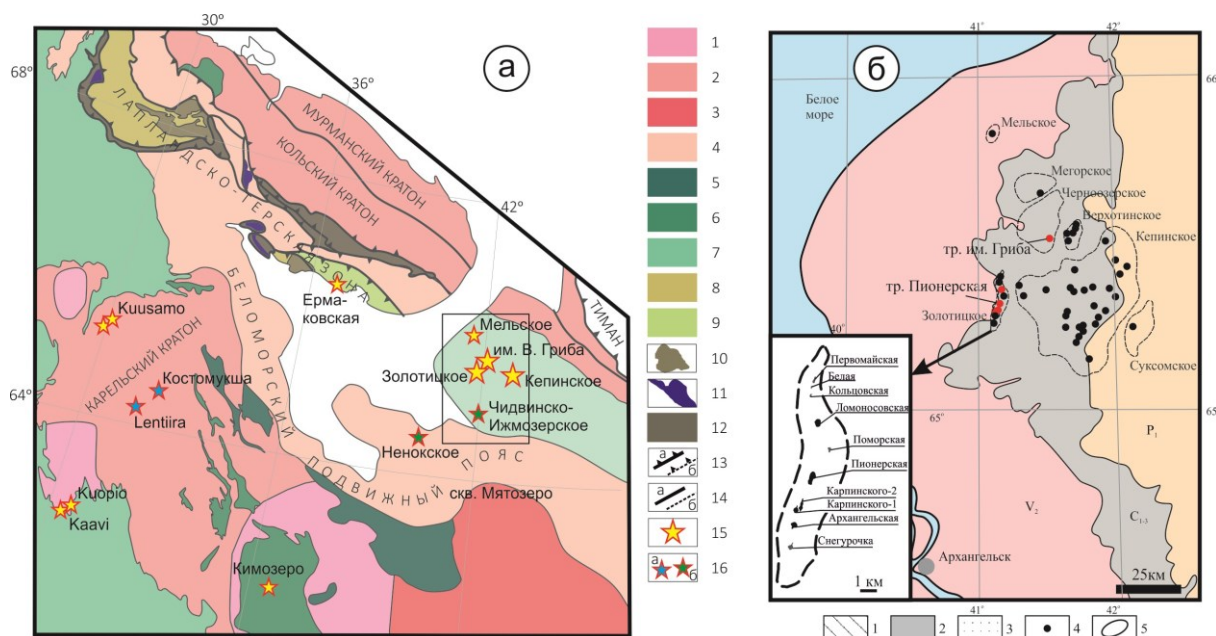


Рис. 1. а). Тектоническая схема севера Восточно-Европейского кратона (составлена с использованием данных [7, 14, 35]. 1-3 - архейские блоки: 1- мезоархейские, 2 - неоархейские, 3 - неуставленного возраста; 4 - Беломорский подвижный пояс; 5-12 - палеопротерозойские структуры: 5 - начала палеопротерозоя (2,45 млрд. лет), 6 - с установленным многоэтапным развитием (2,45 - 1,75 млрд. лет), 7 - свекофенской области (2,0-1,7 млрд. лет), 8-12 - Лапландско-Терская и Зимнебережная зоны: 8 - метаосадки (2,0 млрд. лет), 9 - ТТГ ортогнейсы, гранитоиды (2,0 - 1,8 млрд. лет), 10 - эндробиты, чарнокиты (1,91-1,94 млрд. лет), 11 - анортозиты (2,45 и 1,9 млрд. лет), 12 - коллизионный меланж; 13-14 - тектонические нарушения: 13 - надвижки, а - установленные, б - предполагаемые, 14 - прочие, а - установленные, б - предполагаемые; 15 - кимберлиты; 16 - лампроиты (а), пикриты и мелилититы (б); б) Схематическая карта Архангельской алмазоносной провинции с изменениями по [45]. 1-3 - отложения платформенного чехла: 1 - терригенные отложения V₂; 2 - терригенные и карбонатные отложения C₁₋₃; 3 - хемогенные и карбонатные породы P₁; 4 - трубки кимберлитов и родственных им пород; 5 - контуры кимберлитовых полей, согласно [46].

Кимберлиты ААП разнообразны по геохимическим особенностям и изотопному составу [2, 16, 29, 30, 31, 36, 37, 41 и др.]. Практически все исследователи выделяют два, а иногда три минералогических, петрогеохимических и изотопно-геохимических типа кимберлитов в ААП. Кимберлиты Золотицкого поля относят к слюдяным кимберлитам с признаками группы II Южной Африки [16], к Mg-Al серии [2, 41], низко-Ti типу [31, 36, 37]. Их типичным представителем может служить трубка Пионерская, кимберлиты которой характеризуются низкими содержаниями TiO₂ (<1.1 мас. %), слабым обогащением LREE – отношение (La/Yb)_n составляет около 18-44. Для них характерны [31, 37] отрицательные значения εNd₍₃₈₀₎ (-2.1 до -4.7) при низко- и умереннорадиогенных значениях ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₍₃₈₀₎ (0.7039-0.7065).

Кимберлиты трубки им. В. Гриба, принадлежат к Fe-Ti серии, их относят к умеренно-титанистому типу (TiO₂ около 1.0-2.0 мас. %). РЗЭ в породах фракционированы сильнее, чем в кимберлитах трубки Пионерской, значение отношения (La/Yb)_n = 38-87. Изотопный состав Nd более радиогенный (εNd₍₃₈₀₎ варьирует от -0.4 до +1.8), первичный изотопный состав Sr изменяется в интервале ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₍₃₈₀₎ от 0.7042 до 0.7069 [31, 37].

Методы исследований.

Составы оливинов определялись методом EPMA по прецизионной методике [23], адаптированной в ИГЕМ РАН [34, 43], позволяющей определять концентрации как основных, так и малых элементов в этом минерале с высокой точностью.

Изотопные составы Sr и Nd были определены в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом ID-TIMS. Подробное описание методики определений приведено в работе [38]. Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия). Контроль правильности и воспроизводимости измерений изотопного состава Sr осуществлялся повторными измерениями международного стандарта SRM-987: 0.710244 ± 18 (2σ , $n=47$). Уровень общего холостого загрязнения на время проведения работ составлял 182 пг для Sr и 7.7 пг для Rb. В расчетах изохрон погрешность $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ принята 1%. Итоговая погрешность определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышает $\pm 0.0016\%$ с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512404 ± 8 (2 у. ед, 25 измерений), что соответствует значению 0.511856 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.2\%$ (2 у. ед) [38]. Уровень холостого опыта по Sm и Nd не превышал 15 и 50 пг соответственно. Для вычисления величины $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ использовались следующие параметры однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ [12]. Для вычисления модельного возраста TDM использовались следующие параметры современной истощенной мантии $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2137$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$ [9].

Изотопные исследования цирконов выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике, описанной в работах [15, 27, 42].

Результаты и их обсуждение.

Кристаллический фундамент ААП. Проведено изучение состава и возраста пород кристаллического фундамента Зимнебережного района Архангельской алмазонасной провинции (ААП) по керну глубоких скважин и ксеногенному коровому материалу, вынесенному кимберлитами. Геофизические данные и изучение керна глубоких скважин позволяет выделить в кристаллическом фундаменте ААП три контрастных по возрасту и строению структурно-вещественных домена: Онего-Двинский, Зимнебережный и Мезеньский террейны.

Онего-Двинский террейн (ОДТ) занимает южную часть ААП и по всем параметрам может рассматриваться как Ю-В продолжение архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса (БПП) Балтийского щита.

Зимнебережный террейн (ЗБТ), в котором сосредоточены все кимберлиты, выделяется в центральной части ААП. По геофизическим характеристикам, а также по составу и возрасту породных комплексов ЗБТ следует рассматривать как Ю-В продолжение палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена Балтийского щита. В составе ЗБТ преобладают ювенильные палеопротерозойские ($T = 1980$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +1.7 до +3.5) диориты, гранодиориты, граниты и известково-щелочные метагабброиды. Южный фланг ЗБТ слагают кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые парагнейсы, сформированные при разрушении палеопротерозойских источников, на что указывают величины модельных возрастов ($\text{TNd}(\text{DM}) \sim 2.3$ млрд. лет). Эти метаосадки аналогичны кондалитам Умбинского террейна.

Глубинные уровни коры для разных частей Зимнебережного террейна были изучены по ксеногенному материалу, вынесенному кимберлитами.

Для центральной части ЗБТ исследовались коровые ксенолиты и ксенокристы цирконов из кимберлитовых трубок Золотицкого и Кепинского полей. Нижнекоровые (Р от 10 до 14 кб) ксенолиты из трубки 688 Кепинского поля имеют составы известково-щелочных базальтов и адакитов и палеопротерозойские модельные возрасты ($\text{TNd}(\text{DM}) =$ от 2.0 до 2.2 млрд. лет) [17], и их протолиты, возможно, формировались в ходе свекофеннского

корообразующего цикла. Этот вывод подтверждается U-Pb датированием ксенокристов цирконов из трубки Пионерская (Золотицкое поле), в популяции которых около 20 % цирконов имеют позднепалеопротерозойские (1.7-1.9 млрд. лет) возрасты (здесь и далее возрасты по данным SHRIMP по величинам отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Примечательно, что в этой трубке преобладают (около 80%) ксенокристы циркона рифейского возраста с пиками на 1.5, 1.2 и 1.0 млрд. лет. Ни одного архейского циркона не выявлено.

Кора северного крыла ЗБТ, охарактеризованная ксенолитами и ксенокристами цирконов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, имеет очень неоднородный по составу и возрасту разрез, на разных уровнях которого от амфиболитовой до эклогитовой фации глубинности выделяются породы как архейского (3.2-2.8 млрд. лет), так и палеопротерозойского (2.5 – 1.7 млрд. лет) возраста. В популяции ксенокристов цирконов из кимберлита трубки им. В.Гриба преобладают цирконы с возрастными 1.8-1.9 млрд. лет, рифейские цирконы составляют около 30%, и только 2 зерна имеют архейский возраст.

Для южного крыла ЗБТ, поверхность фундамента которого сложена палеопротерозойскими метаосадками с модельными возрастными TNd(DM) ~2.3 млрд. лет, показательна трубка Чидвия, которая, наряду с палеопротерозойскими и рифейскими цирконами, вынесла около 30 % цирконов с возрастными 2.7 и 2.9 млрд. лет. *Мезеньский террейн (МТ)*, занимающий северную часть ААП, в геофизических полях может рассматриваться как восточное продолжение Кольского или Мурманского террейнов архейского возраста. Такая корреляция подтверждается оценками Sm-Nd модельного возраста (TDMNd от 2.9 до 3.2 млрд. лет) для тоналитовых и трондьемитовых гнейсах кристаллического фундамента Мезеньского прогиба, вскрытого скважиной Ценогора в интервале глубин 2519 – 2705 м.

Проведенные исследования позволили выявить основные вехи в геодинамической истории литосферы ААП.

Начальный этап в истории литосферы ААП (2.0 - 1.8 млрд. лет) был связан с тектоническими процессами в Лапландско-Кольско-Зимнебережном коллизионном орогене (ЛКЗКО), которые сформировали современную тектоническую структуру раннедокембрийского фундамента ААП и, вероятно, обеспечили образование мощного литосферного корня за счет субдукции архейской континентальной литосферы. Эта палеопротерозойская шовная зона служила, по-видимому, главным проводником последующих расплавов и флюидов различной природы, которые воздействовали на литосферный блок Фенноскандии в составе разных суперконтинентов.

В позднем докембрии литосфера ААП претерпела эндогенную переработку в ходе как минимум трех эпизодов эндогенной активности ~ 1.4 - 1.5, 1.1 – 1.2 и ~ 0.6 млрд. лет назад, что фиксируется по ксеногенному материалу, вынесенному кимберлитами с разных уровней коры, и проявлениями магматизма в пределах провинции. Эта эндогенная переработка являлась, вероятно, глубинным отражением геодинамических процессов, которые приводили к заложению системы рифейских авлакогенов, наследующих ориентировку ЛКЗКО.

В позднем девоне (~ 0.38 млрд. лет) литосфера ААП подверглась масштабному воздействию эндогенных процессов, что фиксируется по формированию крупной магматической провинции. Разнообразие пород этой провинции, включающей кимберлиты, карбонатиты, мелилититы, пикриты и базальты, по-видимому, определялось мощностью литосферы, составом астеносферных расплавов и характером их взаимодействия с литосферой. Геодинамические причины генерации астеносферных магм, в рамках моделей плюм vs субдукция, остаются неясными.

Оливин как минерал-индикатор петрогенезиса кимберлитов. В качестве наиболее информативного минерала был выбран оливин, как сквозная фаза, трассирующая все стадии становления кимберлитов. При дальнейшем изложении более крупные незональные зерна оливина округлого габитуса будем называть Ol-I или макрокристы,

а более мелкие угловатые или субидiomорфные, часто зональные зерна оливина – Ol-II или фенокристами. Проведено сравнение оливина из кимберлитов двух месторождений ААП: им. М.В. Ломоносова (трубка Пионерская) и Трубки им. В.Гриба.

Оливин-I из перидотитовых ксенолитов и кимберлитов обеих трубок характеризуются $Mg\#$ в довольно широких пределах от 89 до 94, что в целом соответствует составам оливинов в мантийных перидотитах, имеющих $Mg\#$ – 89-94 [5, 10, 11]. Оливины-I из кимберлитов тр. им. В. Гриба показали присутствие более магнезиальных составов (до 94), чем оливины-I из трубки Пионерская (до 93), при этом первые имеют и средние составы оливинов-I более магнезиальные, чем вторые (рис. 2). В кимберлитах трубки им. В. Гриба, и в кимберлитах трубки Пионерская, присутствуют две разновидности Ol-I, различающихся по составу – низко-Ti (TiO_2 до 0.01 мас. % или 50-60 ppm, $Mg\#$ – 93.5-91.0) и высоко-Ti (TiO_2 – до 0.04-0.05 мас. % или до 300 ppm, $Mg\#$ – 93.0-89.0).

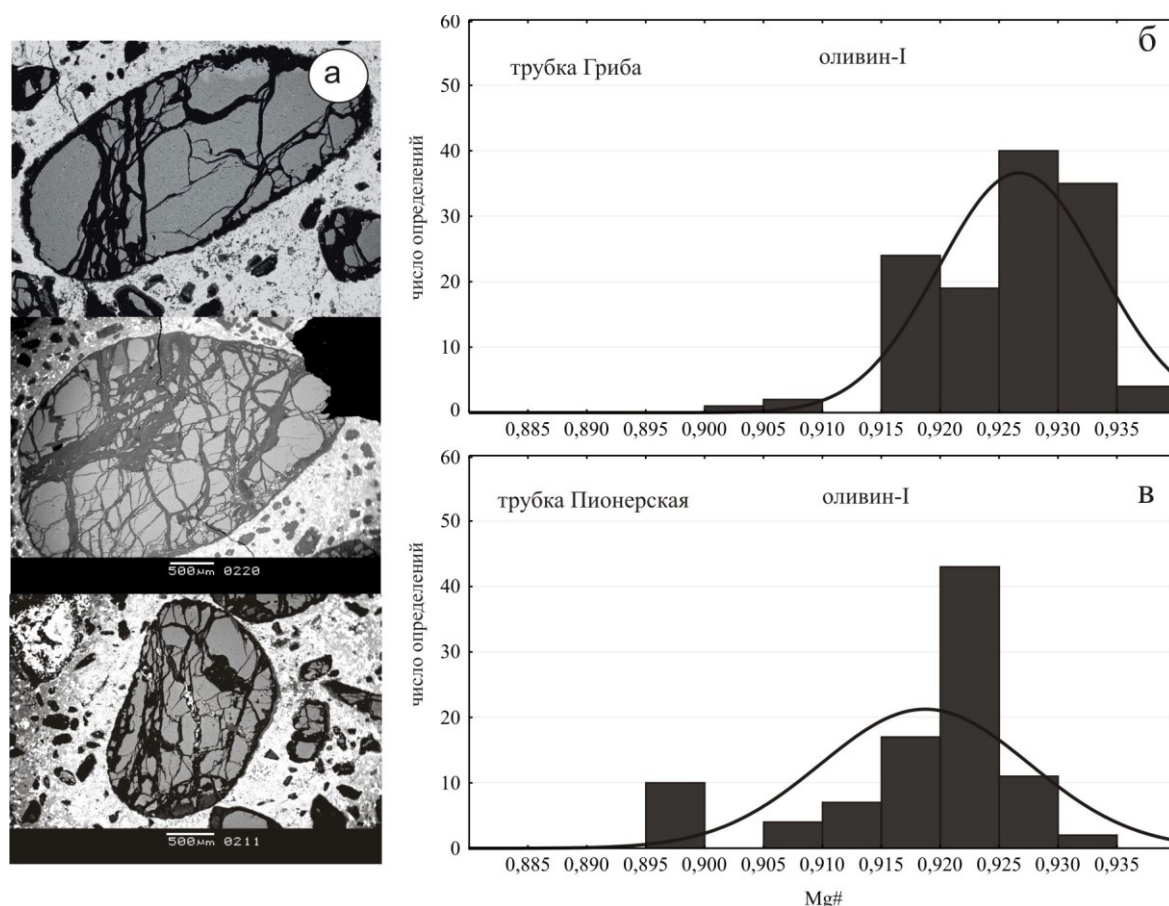


Рис.2. Овальные формы зерен оливинов-I (а) и гистограммы $Mg\#$ оливинов-I из кимберлитов трубки им. В. Гриба (б) и кимберлитов трубки Пионерская (в)

Зерна Ol-II имеют однородные ядра и внешние зоны, всегда значительно более железистые, чем ядра. Ядра Ol-II демонстрируют значительное сходство составов с Ol-I, подтвержденное статистическим анализом, как в кимберлитах трубки им. В. Гриба, так и в кимберлитах трубки Пионерская. Особенностью оливинов-II из трубки им. В. Гриба является то, что не было обнаружено ядер, соответствующих высоко-Ti Ol-I.

Крайевые зоны Ol-II ограничены по $Mg\#$ и для трубки им. В. Гриба, и для трубки Пионерской значением не выше 91 (средние 90.5 ± 0.3 и 90.8 ± 0.4 соответственно). Вариации концентраций элементов-примесей в них более широки, чем в зернах Ol-I и ядрах зерен Ol-II, резко возрастают при приближении значения $Mg\#$ к 90. Границы между ядрами и внешними зонами, как правило, резкие и изменение состава оливина на этой границе также происходит резко.

Природа оливинов-I. Полученные данные о микроэлементном составе оливинов-I указывают на гетерогенность этой популяции (рис. 3). Среди низко-Ti оливинов-I из

кимберлитов обеих трубок присутствуют оливины с геохимическими характеристиками макрокристового типа, они преобладают среди оливинов-I трубки им. В. Гриба и имеют подчиненное положение среди оливинов-I трубки Пионерская (рис. 3). Моделирование кристаллизации макрокристовых оливинов-I из трубки им. В.Гриба (с использованием модели DFC, [18]) показало, что их формирование происходило из силикатно-карбонатной жидкости при ее взаимодействии с перидотитовым веществом, сопровождавшимся растворением ортопироксена, а также, скорее всего, имела место потеря протокимберлитовой жидкостью Fe-Ti составляющей. Механизмами, за счет которого происходила такая потеря, могли быть: 1) кристаллизация Mg-ильменита и 2) ликвация Fe-Ti – оксидной жидкости [8, 28]. Последнее предположение не противоречит особенностям состава кимберлитов трубки им. В.Гриба, отличающихся обилием мегакристов пикроильменита округло-овальной формы, а также присутствием желваков ильменита в составе перидотитовых ксенолитов.

Низко-Ti оливины-I из кимберлитов тр. Пионерская, скорее всего, являются ксенокристами (рис. 3).

Появление высоко- Ti оливинов-I обусловлено метасоматическим происхождением. Основываясь на большом количестве работ, связывающих вхождение в оливин Ti и воды [4, 21, 22, 26 и др.], мы полагаем, что высоко-Ti оливины, формировались/испытывали воздействие водных флюидов в процессе метасоматоза.

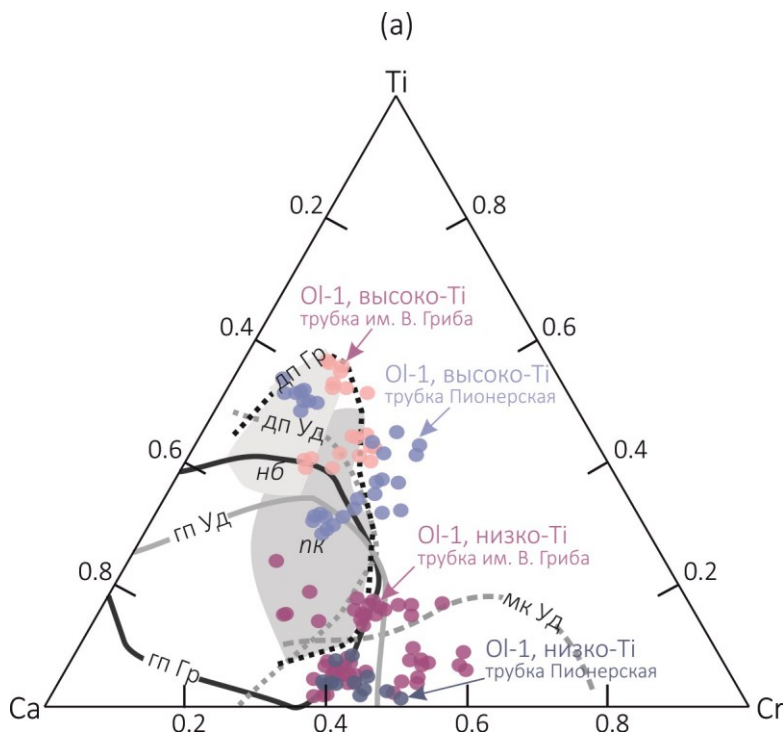


Рис. 3. Особенности составов оливинов из кимберлитов трубок им. В. Гриба и Пионерская.

(а) показаны поля составов оливинов: гп Гр – гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба, гп Уд – гранатовых перидотитов из трубки Удачная, дп Гр – деформированного перидотита из трубки им. В. Гриба (пк – порфиры, нб – необласты), дп Уд – деформированных перидотитов из трубки Удачная, мк Уд – мегакристов из кимберлитов трубки Удачная. Поля составов оливинов из трубки Удачная показаны по данным [24].

Природа ядер оливинов-II. В кимберлитах обеих изученных нами трубок в качестве ядер оливинов-II преобладают низко-Ti оливины макрокристового типа, наиболее вероятно кристаллизовавшиеся из силикатно-карбонатного расплава при высоких Р-Т параметрах. Ксеногенные оливины из перидотитового субстрата, слабо затронутые

метасоматическими преобразованиями, в качестве ядер оливинов-II, присутствуют в кимберлитах трубки Пионерской. Оливины, значительно преобразованные за счет взаимодействия с флюидами, вероятно, существенно водными, также служат ядрами оливинов-II.

Внешние зоны оливинов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, как и мелкие оливины основной массы, отличаются от ядер этих кристаллов, во-первых, более низкой и практически постоянной $Mg\#$, в среднем составляющей 90.5 ± 0.3 , во-вторых – повышенными концентрациями Ti, Mn, Cr и пониженными – Ni, при практически не изменяющихся концентрациях Ca. Внешние зоны оливинов из трубки Пионерская, как и мелкие оливины основной массы, отличаются от ядер кристаллов более низкой и слабо варьирующей $Mg\#$, в среднем составляющей 90.8 ± 0.4 , повышенными концентрациями Mn, Cr, в чем они сходны с краевыми зонами оливинов из трубки им. В. Гриба. Однако, в отличие от последних, для внешних зон Ol-II из кимберлитов трубки Пионерская часто отмечается хорошо выраженное зональное строение, связанное с распределением $Mg\#$, Ti, Ni, Ca и других компонентов. Оливины основной массы по распределению элементов ближе к каймам внешних зон. Можно предположить кристаллизацию высоко-Ti краевых зон оливинов и оливина основной массы, из эволюционировавшего кимберлитового расплава, обогащенного Ti, и, возможно, H_2O .

Проведенные исследования показали, что основными механизмами образования и трансформации составов оливинов были:

1) ксенокристный (фрагментация слабо метасоматически проработанного перидотитового субстрата) – имеет значение для низко-Ti макрокристов оливинов-I и части ядер оливинов-II в кимберлитах трубки Пионерская, слабо проявлен для оливинов трубки им. В. Гриба; 2) ранняя кристаллизация из протокимберлитового существенно карбонатного расплава при его взаимодействии с перидотитовым Орх-содержащим субстратом – доминирует при формировании низко-Ti макрокристов оливинов-I и ядер оливинов-II в кимберлитах трубки им. В. Гриба; 3) метасоматический (за счет воздействия на перидотитовый субстрат протокимберлитового, возможно существенно водного, флюида) – доминирует при формировании высоко-Ti макрокристов оливинов-I и части ядер оливина-II в кимберлитах трубки Пионерская, меньше проявлен при формировании высоко-Ti макрокристов оливинов-I в кимберлитах трубки им. В. Гриба;

4а) поздняя кристаллизация из кимберлитового расплава – формирует высоко-Ti внешние зоны оливинов-II в кимберлитах трубки им. В. Гриба и Пионерской; 4б) уравнивание на поздних стадиях с отделившимся от кимберлитового расплава водным флюидом и/или возможные кинетические эффекты – образует низко-Ti каймы на внешних зонах оливинов-II в кимберлитах трубки Пионерской.

Среди оливинов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, характеризующихся умеренно-Ti составом, по геохимическим и Sr-Nd изотопным характеристикам относительно близких к кимберлитам I группы и отличающихся высокой алмазонасностью, преобладают низко-Ti оливины макрокристового типа, формировавшиеся за счет фракционной кристаллизации протокимберлитового существенно карбонатного расплава при его взаимодействии с перидотитовым Орх-содержащим субстратом; доля высоко-Ti макрокристов с характеристиками взаимодействия с водным флюидом значительно ниже, а ксенокристовый материал, слабо проработанный метасоматическими агентами (расплавами, флюидами) представлен ограниченно.

Среди оливинов из кимберлитов трубки Пионерской, отличающихся низко-Ti составом, с геохимическими и Sr-Nd изотопными характеристиками, напоминающими кимберлиты II группы и умеренной алмазонасностью, напротив, преобладают высоко-Ti макрокристы с характеристиками взаимодействия с водным флюидом и значительна доля ксенокристового материала, слабо проработанного метасоматическими агентами.

Таким образом, геохимические характеристики оливина из кимберлитов двух месторождений Архангельской провинции указывают на различия как в соотношении вклада астеносферного и литосферного источников в формирование протокимберлитовых выплавов, так и на разные стили и агенты метасоматической переработки мантийного субстрата, с которым взаимодействовали протокимберлитовые расплавы. При формировании кимберлитов трубки им. В. Гриба доминировали процессы взаимодействия астеносферных силикатно-карбонатных выплавов и деплетированного литосферного материала, а при формировании кимберлитов трубки Пионерская увеличилась роль метасоматического обогащенного, преимущественно водным флюидом, литосферного материала.

Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из кимберлитов трубок им. В.Гриба и Карпинского-I. На сегодняшний день в литературе известны две работы по датированию кимберлитов трубки им. В. Гриба. В работе [15] авторы указывают время формирования кимберлитов 373 ± 5 млн. лет, но не приводят первичные данные и не уточняют, по каким минералам и/или породам были проведены изотопные исследования. В работе [47] было проведено Rb-Sr изотопное датирование по 5 валовым пробам кимберлитов, отобранными из разных скважин с разных глубин. Авторы приводят «изохронное построение» с хорошими статистическими параметрами: 372 ± 8 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7045 \pm 3$, $\text{СКВО} = 0.278$. Используя приведенные в работе данные, мы рассчитали параметры полученной изохроны в программе Isoplot 3.00. Расчеты с погрешностями определения изотопного состава Sr, приведенными в таблице данных, дают величину $\text{СКВО} = 133$. Таким образом, опубликованные в работе [47] изотопные геохронологические данные имеют не только значительную погрешность определения возраста, но и не удовлетворяют статистическим условиям получения изохронной зависимости, а значит, могут служить только оценкой времени формирования кимберлитов трубки им. В. Гриба.

Для кимберлитов трубки Карпинского I, которая входит в состав месторождения им. М. В. Ломоносова, был установлен среднекарбонный (323 ± 19 млн. лет) возраст в результате изучения ^{40}Ar - ^{39}Ar системы келефитовых кайм пироба и зёрен хромдиопсида [39].

Таким образом, на основании имеющихся на сегодняшний день геохронологических данных, можно предполагать значительный временной интервал между внедрением кимберлитов трубки им. В. Гриба (Черноозерское поле) и кимберлитов трубки Карпинского I (Золотицкое поле).

Трубка им. В. Гриба. В ходе исследования было сделано 77 анализов химического состава слюд из образцов автолитовой кимберлитовой брекчии. Все изученные слюды являются флогопитами, однако имеются определенные различия в их составах. Вкрапленники флогопита по составу были разделены на два типа: I) низкотитанистые (0.57-0.92 масс.%) низкохромистые (0.48-0.76 масс.%) и II) более высокотитанистые (1.89-2.28 масс.%) и хромистые (0.99-1.34 масс.%). Они различаются по своей форме, размеру и распространенности в породе: преобладают вкрапленники I типа.

На основании проведенных петрографических и петрохимических исследований для Rb-Sr изотопного анализа были отобраны низкохромистые и низкотитанистые флогопиты (преобладающие вкрапленники I типа). Всего было изучено 9 монофракций флогопитов из 5 образцов, отобранных с разной глубины (508-764 м) из керна скважины № 1 (таблица 1).

Таблица 1. Rb-Sr изотопные данные для кимберлитов и флогопитов изученных трубок ААП

№ п.п.	№ образца	Порода/ минерал	Rb, (мкг/г)	Sr, (мкг/г)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t
Трубка им. В. Гриба							
1	508-2	Флогопит	683	47.0	42.0	0.934059 ± 11	0.71027
2	804-1 phl-1	«	611	114	15.5	0.791436 ± 11	0.70902
3	804-1 phl-2	Флогопит + карбонат «	576	991	1.68	0.718794 ± 9	0.70983
4	804-1 phl-3	Флогопит + карбонат	478	4502	0.307	0.711482 ± 9	0.70985
5	13-Гр- 1.1	Флогопит	554	51.7	31.0	0.875307 ± 12	0.71010
6	13-Гр- 1.2	«	619	86.2	20.8	0.820723 ± 14	0.71010
7	13-Гр- 1.3	«	568	45.4	36.2	0.904006 ± 14	0.71110
8	749-2	«	688	24.9	79.9	1.13609 ± 22	0.71041
9	759-3	«	562	50.8	32.0	0.878047 ± 13	0.70758
Трубка Карпинского-1							
11	13Кр05	Флогопит +0.25 мм	371	63.8	16.8	0.795540 ± 12	0.70487
12		Флогопит -0.25 мм	348	72.0	14.0	0.780443 ± 13	0.70512
13		Кимберлит	17	471	0.107	0.705590 ± 10	0.70502
Ермаковская							
15	ЕРМ-1	Слюда + сростки	374	259	4.18	0.726527 ± 14	0.70409
16		«	404	291	4.02	0.725613 ± 14	0.70406
17		«	406	258	4.55	0.728520 ± 14	0.70408
18		«	413	247	4.83	0.730006 ± 14	0.70406
19		Флогопит	434	242	5.20	0.731591 ± 12	0.70408
20		Порода	90.8	1851	0.1420	0.704843 ± 10	0.70337

Все точки изученных флогопитов в изохронных координатах определяют изохрону с возрастом 374 ± 1.3 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.709849 \pm 0.000019$, СКВО=1.8 (рис.4). Хорошие статистические параметры полученной изохроны объясняются широкими вариациями отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ от 0.307 до 79.9. Низкие $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения в одной из проб вызваны высокими для слюд концентрациями Sr (991 и 4500 ppm), что вероятно связано с присутствием микроскопических включений барита с высоким содержанием Sr, и карбоната, наблюдаемых в некоторых зернах при изучении их на

сканирующем электронном микроскопе. Если исключить из расчета изохронной зависимости точки «флогопитов с включениями», то определяемый наклон прямой будет соответствовать возрасту 376 ± 3 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7088 \pm 0.0013$, СКВО=2, что в пределах получаемой погрешности совпадает с возрастом, посчитанным по всем 9 точкам, но при этом неопределенность первичного изотопного состава Sr возрастает.

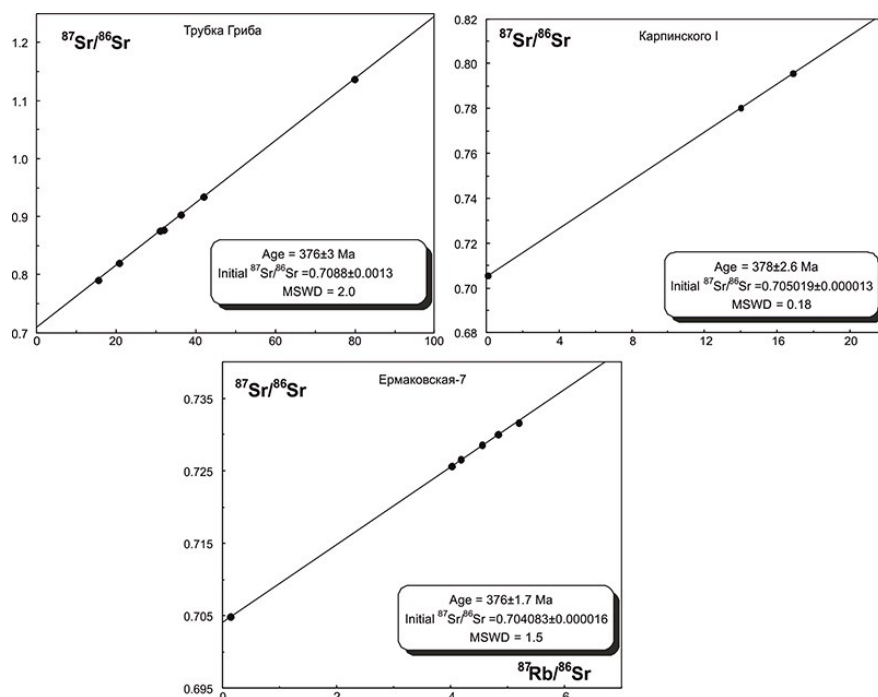


Рис. 4. Rb-Sr изохронные диаграммы для флогопитов и валовых проб кимберлитов ААП

Трубка Карпинского I. В ходе изучения было выполнено 59 анализов химического состава слюд из образцов автолитовой кимберлитовой брекчии. Mg# слюд изменяется от 66 до 87. Хромистость варьирует от 0.12 до 1.73 масс. %, а титанистость от 1.36 до 3.79 масс. %. По сравнению с проанализированными слюдами из трубки им. В. Гриба, слюды кимберлитов Карпинского I являются более высокотитанистыми и высокохромистыми, чем преобладающие в кимберлитах трубки им. В. Гриба флогопиты I типа.

Rb-Sr изотопные исследования были проведены для 7 монофракций флогопитов из 4 образцов. Определить время становления кимберлитов трубки Карпинского I удалось только по одному образцу 13 Kp1-5, где по двум фракциям флогопита и образцу кимберлита была получена изохрона с возрастом 378 ± 2.6 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.705019 \pm 0.000013$, СКВО = 0.18. В пределах полученной погрешности этот возраст совпадает с возрастом кимберлитов трубки им. В. Гриба. Небольшое число аналитических точек на изохронной диаграмме связано с трудностью в отборке мономинеральных фракций, но в дальнейшем планируется провести анализ самой мелкозернистой фракции флогопита.

Трубка Ермаковская. Для кимберлитов Терского Берега ранее выполненные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования флогопитов алмазосодержащей трубки Ермаковская 7 показали возраст 375.0 ± 2.5 и 372.6 ± 2.5 млн. лет [1]. Более ранние K-Ar датировки давали цифры 382 ± 14 млн. лет [2], 337-382 млн. лет [33]. Кимберлиты сложены округлыми выделениями серпентинизированного оливина (25-30%), погруженными в магнетит-карбонат-хлорит-оливин-флогопитовую основную массу. Флогопит присутствует только в основной массе, где слагает чешуйки, сохраняющие свежий неизменный облик. Для определения изотопного возраста кимберлитов трубки Ермаковская из небольшого образца керна (Ерм-1) была выделена монофракция флогопита. Затем по

электромагнитным свойствам флогопит был разделен еще на четыре фракции. Все точки, отвечающие фракциям флогопитов и валовому образцу породы, на диаграмме в соответствующих координатах дают изохронную зависимость, соответствующую возрасту 376.94 ± 0.35 млн. лет; $(^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.704081 \pm 0.000014$; СКВО 1.2 (таблица 1). Полученные нами Rb-Sr геохронологические данные хорошо согласуются с выполненными ранее $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопными исследованиями по слюдам, выделенным из кимберлитов данной трубки – 375.0 ± 2.5 млн. лет [1] и отличаются очень малым интервалом ошибок. С большой вероятностью полученный изохронный возраст отвечает времени внедрения кимберлитов трубки Ермаковская.

Таким образом, на основании полученных результатов возраст флогопитов трубки им. В. Гриба составляет 376 ± 3 млн. лет. Поскольку изученные флогопиты генетически связаны с кимберлитовым расплавом, то можно утверждать, что кимберлиты трубки также формировались 376 млн. лет назад. Эти данные являются первым изохронным (минеральная изохрона по флогопиту) определением возраста трубки им. В. Гриба и уточняют предыдущие определения возраста. Совпадающий в пределах погрешности возраст 378 ± 2.6 млн. лет был получен по флогопитам для кимберлитов трубки им. Карпинского I, а также для флогопитов трубки Ермаковская-7 (376.9 ± 0.35 млн. лет). Вероятно, формирование кимберлитов трубки им. В. Гриба (Черноозерское поле), кимберлитов Золотицкого поля и кимберлитов Терского Берега происходило без значительного разрыва во времени.

Заключение. 1. Положение девонских промышленно алмазоносных кимберлитовых трубок Золотицкого поля и трубки им. В.Гриба контролируется палеопротерозойской шовной зоной, многократно активизированной в рифейское время. Это дает основание рекомендовать палеопротерозойские коллизионные пояса как структуры, перспективные на обнаружение промышленно алмазоносных кимберлитов.

2. Результаты исследований позволяют предложить новую модель формирования алмазоносных литосферных корней ААП в ходе коллизии двух архейских литосферных блоков. Основанием для этого служит информация о вертикальной неоднородности литосферы провинции. В верхней и средней коре провинции преобладают палеопротерозойские (~ 2.0 млрд. лет) островодужные аккрецированные комплексы, в то время как среди глубинных ксенолитов гранулитовой и эклогитовой фации обнаруживаются архейские (3.1 – 3.4 млрд. лет) коровые породы, вероятно, представляющие захороненные при коллизии фрагменты коры.

3. Детальными геохронологическими исследованиями установлено, что становление промышленно-алмазоносных кимберлитов происходило в узком возрастном интервале от 376 ± 3 до 378 ± 3 млн. лет.

4. Изучение химического состава оливинов выявило присутствие в составе ААП двух петрогенетических групп промышленно-алмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлиты месторождения им. М.В. Ломоносова (трубка Пионерская, юго-западная часть ААП) формировались за счет литосферной мантии, сильно переработанной астеносферным карбонатитовым расплавом с повышенным содержанием водного флюида, и имеют сходство с кимберлитами II группы (оранжеитами). Кимберлиты трубки им. В.Гриба (северо-западная часть ААП) имеют вещественные характеристики, близкие к архитипичным кимберлитам I группы, и формировались при доминировании астеносферной существенно карбонатной компоненты.

Полученные данные могут быть использованы для решения фундаментальной проблемы происхождения кимберлитов, расшифровки процессов формирования литосферной мантии и характеристики мантийного метасоматоза. В практическом отношении полученный комплекс данных может быть использован для разработки прогнозных построений в рамках новых технологий поисков алмазов в Арктических регионах.

Литература

1. A. Arzamastsev, A. Travin, L. Arzamastseva. *Svekalapko 6th*, 2001, 4.
2. A.D. Beard, H. Downes, E. Hegner. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1998, **130**, 288–303.
3. G.C. Begg, W.L. Griffin, L.M. Natapov, S. Y. O'Reilly, S.P. Grand, C.J. O'Neill, J.M.A. Hronsky, Y. Poudjom Djomani, C.J. Swain, T. Deen, P. Bowden. *Geosphere*, 2009, **5**, 23-50.
4. A. Berry, J. Hermann, H.St.C. O'Neill, G.J. Foran. *Geology*, 2007, **33**, 869–872.
5. C. Brett R., J.K. Russell, S. Moss. *Lithos*, 2009, **112S**, 201–212.
6. R.A. Creaser, H. Grutter, J. Carlson, B. Crawford. *Lithos*, **76**, 2004, 399–414.
7. J.S. Daly, V.V. Balagansky, M.J. Timmerman, M.J. Whitehouse. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society*, 2006, **32**, 579–598.
8. A. Giuliani, D. Phillips, V.S. Kamenetsky, et al. *J. Petrol*, 2014, **55**, 831–858.
9. S.J. Goldstein, S.B. Jacobsen. *Earth Plan. Sci. Letters*, 1988, **87**, 249-265.
10. W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly, L.M. Natapov C.G., Ryan. *Lithos*, 2003, **71**, 215–241.
11. C. Herzberg, P.D. Asimow, D.A. Ionov et al. *Nature*, 2013, **493**, 393-398.
12. S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1984, **67**, 137-150.
13. H. Jelsma, W. Barnett, S. Richards, G. Lister. *Lithos*, 2009, **112S**, 155-165.
14. T. Kostinen, M.B. Stephens, V. Bogachev, O. Nordgulen, M. Wennerstrom, J. Korhonen. *Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000*, 2001.
15. A. N. Larionov, V. A. Andreichev, D. G. Gee. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica (Geol. Soc. London Mem.)*, 2004, **30**, 69-74.
16. I.L. Mahotkin, S.A. Gibson, R.N. Thompson et al. *J. Petrol.* 2000, **41**, 210–227.
17. A.J.W. Markwick, H. Downes. *Lithos*, 2000, **51**, 135-151.
18. L.H. Pilbeam, T.F.D. Nielsen, T.E. Waight. *J. Petrol*, 2013, **54**, 1399–1425.
19. S.M. Sablukov, L.I. Sublukova. *Extended Abstract 9th International Kimberlite Conference*, 2008, № **9IKC-A-00162**, 1-3.
20. A.V. Samsonov, V.V. Tretyachenko, A.A. Nosova et al. *Abstracts of 10th International Kimberlite Conference*, 2012, **10IKC35**, 1-4.
21. E. Schmadicke, J. Gose, G. Witt-Eickschen, H. Bratz. *Amer. Mineral*, 2013, **98**, 1870-1880.
22. T. Shen, J. Hermann, L. Zhang et al. *Contrib. Mineral. Petrol*, 2014, **167**, 992.
23. A.V. Sobolev, A.W. Hofmann, D.V. Kuzmin et al. *Science*, 2007, **316**, 412-417.
24. N.V. Sobolev, A.M. Logvinova, D.A. Zedgenizov et al. *Lithos*, 2009, **112S**, 701-713.
25. S. Vearncombe, J.R. Vearncombe. *Journal Structural Geology*, 2002, **24**, 1619-1625.
26. A.M. Walker, J. Hermann, A.J. Berry, H.St.C. O'Neill. *J. Geophysical Res*, 2007, **112**,
27. I.S. Williams. *Rev. Econ. Geol*, 1998, **7**, 1-35.
28. H.F. Zhang, M.A. Menzies, D.P. Matthey et al. *Contrib. Mineral. Petrol*, 2001, , **141**, 367-379.
29. Архангельская алмазоносная провинция. *Изд-во МГУ*, 1999, 524с.
30. О.А. Богатилов, В.А. Кононова, В.А. Первов, Д.З. Журавлев. *Петрология*, 2001, **3**, 227-243.
31. О.А. Богатилов, В.А. Кононова, А.А. Носова, И.А. Кондрашов. *Петрология*, 2007, **16**, 339–360.
32. Е.М. Веричев, В.К. Гаранин, К.В. Гаранин и др. *Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века*, 2003, 43-48.
33. М.М. Калинин, А.А. Арзамасцев, И.В. Поляков. *Петрология*, 1993, **1**, 205-214.
34. А.В. Каргин, А.А. Носова, Ю.О. Ларионова и др. *Петрология*, 2014, **22**, 171–207.
35. Ю. Е. Погребницкий, В.Н. Шимараев, В.В. Верб, Дж. Верхоеф, Р. Макнаб, Дж. Кизабет, Йоргенсен. *Карта аномального магнитного поля России и прилегающих районов суши и моря, масштаб 1: 10 000 000*, 1993.
36. В.А. Кононова, Л.К. Левский, В.А. Первов и др. *Петрология*, 2002, **10**, 493-509.
37. В.А. Кононова, А.А. Носова, В.А. Первов, И.А. Кондрашов. *Докл. АН*, 2006, **409**, 227-252.

38. Ю.О. Ларионова, А.В. Самсонов, К.Н. Шатагин. *Петрология*, 2007, **15**, 590-612.
39. И.Л. Махоткин. *Материалы конференции MINEX FORUM Северо-Запад*. 2007.
40. В.А. Первов, Е.С. Богомолов, В.А. Ларченко и др. *Докл. АН*, 2005. **400**, 88–92.
41. С.М. Саблуков. *Докл. АН СССР*, 1990, **313**, 935-939.
42. К.А.Савко, А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов, Ю.О. Ларионова, Н.С. Базиков. *Петрология*, 2014, **22**, 235-264.
43. Л.В.Сазонова, А.А. Носова, А.В. Каргин, С.Е. Борисовский, В.В. Третьяченко, З.М. Абазова, Ю.Г. Грибань. *Петрология*, 2015. **3**.
44. А.В. Самсонов, А.А. Носова, В.В. Третьяченко и др. *Доклады РАН*, 2009, **424**, 796-801.
45. А.В. Синицын, Ю.М. Дауев, В.П. Гриб. *Геология и геофизика*, 1992, **10**, 74–83.
46. В.В. Третьяченко. *Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»*, 2008, 125-131.
47. С.С. Шевченко, К.И. Лохов, С.А. Сергеев и др. *Матер. научно-практ. конф. «Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50)»*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004, 383-387.