

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК 549.211 + 553.8

Россыпеобразующие алмазоносные породы и алмазы Восточной Бразилии

**В.А. Петровский^а, В.И. Силаев^а, А.Е. Сухарев^а, И.И. Голубева^а,
В.И. Ракин^а, В.П. Лютоев^а, Е.А. Васильев^б**

^а Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54. E-mail: petrovsky@geo.komisc.ru

^б Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 199106, Санкт-Петербург, 21 линия, д.2. E-mail: simphy12@mail.ru

(Статья поступила в редакцию 25 сентября 2015 г.)

Совокупность геологических, геохронологических, петрографических и минералого-геохимических данных свидетельствует об участии в образовании бразильских алмазоносных конгломератов эндогенного, предположительно мантийного по происхождению, вещества. Не исключено, что алмазоносные породы из формации Сопа-Брумадиньо в Восточной Бразилии являются не вторичными (коллекторами), как это традиционно считается, а первичными источниками алмазов в современных россыпях, поиски которых ведутся здесь уже около 200 лет. Изучение бразильских, уральских и якутских алмазов подтверждает существование в природе единого бразильско-уральского типа округлых алмазов, характерных для особого флюидизатного типа коренных алмазных месторождений. По данным фотогониометрических исследований устанавливается, что кривогранная форма алмазов является результатом длительного мантийного процесса растворения, сочетающегося с механическим истиранием и химическим травлением, происходящими преимущественно в эндогенных условиях. Впервые получены количественные данные о морфологических различиях округлых алмазов в кимберлитовых и некимберлитовых месторождениях. Результаты спектроскопических исследований указывают на принципиальные особенности бразильских алмазов – очень широкие вариации по параметрам ИК-поглощения, преобладание среди алмазов подтипа IaB1, высокую степень агрегации структурной примеси азота и, в частности, повышенную концентрацию плейтелетс, обогащение водородными центрами и центрами систем N3 и N4, часто преобладающими над центрами N3, повышенную (1150–1200°C) температуру и значительную длительность мантийного посткристаллизационного отжига. Вариации спектроскопических свойств свидетельствуют о кристаллизации бразильских алмазов в неустойчивой термодинамической обстановке.

Ключевые слова: *Бразилия, алмазоносные горные породы, россыпи, алмазы.*

DOI: 10.17072/psu.geol.30.33

Введение

Основными источниками алмазов в Бразилии выступают, как известно, мезокайнозойские речные россыпи, образовавшиеся, по мнению большинства бразильских геологов, за счет так называемых метаконгломератов мезопротерозойского возраста, неопротерозойских диамиктитов и полузабытых в настоящее время, но известных с давних времен «филлитов» – слюдястых сланцеватых пород, близких по возрасту к упомянутым выше метаконгломератам. Таким образом, основные источники алмазов в бразильских речных россыпях, как правило, трактуются [62] лишь как промежуточные коллекторы. Исключение составляют упомянутые выше «филлиты», алмазность которых связывалась с наложенными на них дайками и силлами так называемых итаколумитов, которые считаются в Бразилии сильноизмененными неопротерозойскими кимберлитами. Что касается метаконгломератов, то первоисточником находящихся в них алмазов, согласно преобладающему мнению, послужили полностью эродированные на кратоне Сан-Франциско архей-палеопротерозойские кимберлитовые трубки [32].

Наиболее древние из реально существующих в Восточной Бразилии россыпеобразующих алмазоносных пород относятся к супергруппе Эспиньясо (рис. 1). Эти породы слагают кряж Эспиньясо, имеют в основном континентально-рифтогенное происхождение и датировались до последнего времени интервалом 1850–1000 млн. лет [39, 43, 52, 53, 64]. В строении супергруппы выделяют нижнюю и верхнюю части, разделенные резким несогласием и расчлененные на девять стратиформаций. Верхняя возрастная граница этих свит датирована по циркону из так называемых гематитовых филлитов (железосодержащих метавулканитов), возраст которого составляет 1703 ± 12 млн. лет. Алмазоносной в этой супергруппе является лишь залегающая над упомянутыми филлитами свита Сопа-Брумадиньо, с вы-

ходами которой в основном и коррелируется продуктивность современных речных россыпей в Восточной Бразилии. Возраст этой свиты пытались определять по циркону из метаконгломератов. Сначала датировки циркона распались на три группы со средними значениями 2931 ± 22 , 2692 ± 20 и 2151 ± 17 млн. лет [33]. Позже по цирконам для алмазоносных метаконгломератов были получены значительно более молодые даты от 1240 ± 20 до 1080 ± 16 с модой при 1192 млн. лет. Именно последняя дата и была воспринята как истинный возраст низов свиты Сопа-Брумадиньо [37].

Алмазоносная свита характеризуется весьма неоднородным литологическим составом. По данным [28] она образована четырьмя пачками (снизу вверх): 1) кварцитов мономиктовых горизонтально-косослоистых с линзами конгломератов общей мощностью 55–60 м; 2) алмазоносных метаконгломератов с гальками кварцитов, железистых кварцитов и зеленоватым цементом мощностью 35–40 м; 3) метаконгломератов с галькой кварцитов и кварцевым цементом мощностью 140–150 м; 4) кварцитов аркозовых тонкосреднезернистых горизонтально- и косослоистых мощностью 50–55 м. Установлено, что алмазы в свите Сопа-Брумадиньо содержатся только в метаконгломератах второй пачки, в цементе которых собственно и обнаружен аномально молодой циркон, тесно ассоциированный с алмазами. Во всех остальных пачках найдены лишь детритовые цирконы архей-мезопротерозойского (3300–1400 млн. лет) возраста [37]. Согласно выводам бразильских специалистов, отложения в свите Сопа-Брумадиньо имеют аллювиальное происхождение, а обнаруженные в них гранаты являются альмандином, взаимодействующим у нижележащих осадочных пород [32].

Следующий по возрасту источник алмазов для бразильских речных россыпей получил развитие в бассейне р. Макаукас, где в настоящее время особенно активно развивается добыча.

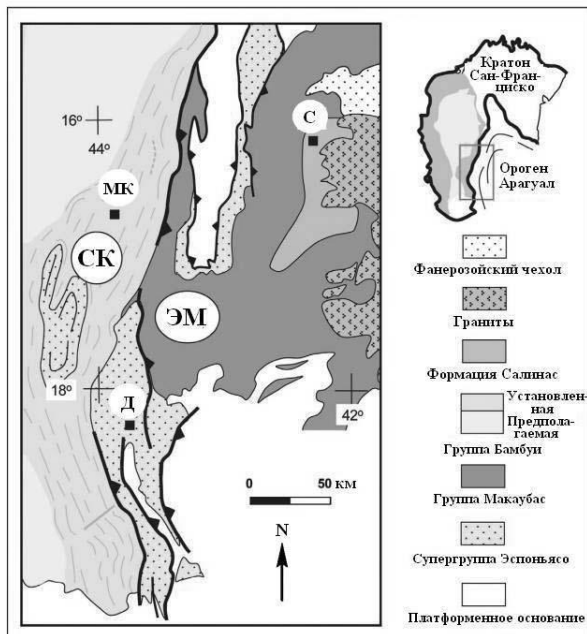


Рис. 1. Архей-протерозойские формации орогена Арагуал в Восточной Бразилии (штаты Минас Жерайс и Байя): СК – Серра-де-Кабрал; ЭМ – Эспиньясо Меридионал; Д – г. Диамантина; С – г. Салинас; МК – г. Монте Карло. Заимствовано из [43]

Считается, что образование этого источника было связано с появлением суперконтинента Родиния [50], сборка которого пришлось на период 1100–1050 млн. лет. В качестве свидетеля этого процесса специалистами рассматриваются локально сохранившиеся апобазитовые зеленые сланцы [27]. Толща морских и ледниково-морских осадков неопротерозойского возраста (900–700 млн. лет) объединена здесь в группу Макаубас [48, 56], в составе которой в направлении снизу вверх выделяют [29, 54]: 1) формацию Дуас Баррас доледниковые континентальные флювиальные и морские конгломерато-гравелито-псаммитовые отложения; 2) формацию Сера до Катуньи – континентально-рифтогенные ледниково-морские гравелиты (диамиктиты) с прослоями песчаников и пелитолитов; 3) формацию Шапада Акая – континентальные пассивно-окраинные ледниково-морские и постледниковые гравелит-псаммит-пелитолитовые отложения с редкими прослоями карбонатных пород;

4) формацию Рибеирадо Фолья – постледниковые континентально-склоновые турбидиты, вулканиты и океанические базальты. В базальной свите континентальных доледниковых отложений выявлены детритовые цирконы с датировками 2021, 1901, 1554, 1219 и 1094 млн. лет. Предпоследняя из этих датировок, вероятно, может быть сопоставлена с возрастом самого молодого циркона в алмазоносных метаконгломератах свиты Сопа-Брумадиньо.

Характерно, что алмазы в группе Макаубас установлены только в доледниковых псефито-псаммитовых отложениях, которые по гранулометрическому составу являются на 60 % средне-крупно-грубо-зернистыми песками, на 30 % – тонко-мелкозернистыми песками и алевритами, на 10 % – гравием и галькой [41]. Есть данные о том, что современные речные россыпи, выявленные в бассейне р. Макаубас, пространственно коррелируются с участками распространения именно этих пород. Однако свойства россыпных алмазов мало согласуются с идеей об их дальнейшей транспортировке [35, 40, 60, 61]. Это объясняют тем, что источником алмазов в бразильских речных россыпях послужили не неопротерозойские кластиты, наплавившиеся алмазами издалека, а расположенные вблизи россыпей мезопротерозойские конгломераты, имевшие близко расположенные собственные первоисточники [34, 47, 51].

Таким образом, к настоящему времени на территории Восточной Бразилии за исключением предположительно апокимберлитовых «итаколумитов» практически не известны конкретные магматические первоисточники россыпных алмазов. Обнаруженные здесь в разные годы лампроитовые туфы [4] и трубчатые кимберлиты [25, 46], во-первых, являются слишком молодыми (соответственно поздний мел и поздний карбон), а во-вторых, практически не содержат алмазов. На этом фоне полученные нами в последнее время данные о, вероятно, эндогенной природе не-

которых алмазоносных метакластитов в Бразилии [11] могут способствовать решению задачи выявления здесь коренных источников россыпных алмазов.

Аналитические методы

В ходе исследований алмазоносных пород и алмазов были использованы методы: оптическая микроскопия (Полам Р-312 и комплекс OLYMPUS BX51), масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы (ELAN 9000), газовая пирохроматография (Цвет-800 в сочетании с пиролитической приставкой), аналитическая химия, изотопная масс-спектрометрия (DeltaV+ Finnigan), люминесцентная и инфракрасная спектроскопия, метод ЭПР (SE/X-2547, RadioPAN (RadioPAN, Польша), гониометрия (параболический гониометр с лазерным источником света, предел разрешения на поверхности кристалла 34 мкм, минимальный угол около 1°). О некоторых методах ниже приведена более подробная справка.

Спектры ИК-поглощения в алмазах регистрировали на Фурье-спектрометре Bruker VERTEX-70 с микроскопом Hyperion 1000 при разрешении 4 см⁻¹, с усреднением по 32–500 сканам в зависимости от формы и прозрачности образцов. По спектрам определяли положение полосы В2 и коэффициент поглощения в ней, а также коэффициент поглощения в полосе 3107 см⁻¹. Концентрацию азота в форме А и В1 (соответственно N_A и N_{B1}) определяли согласно [30, 31]. По этим данным рассчитывали степень агрегации азота % В1.

Спектры фотолюминесценции алмазов были получены при температуре около 80 К с использованием монохроматора SPM-2 при возбуждающем излучении с $\lambda = 365$ нм от ртутной лампы ДРШ-250. Рентгенолюминесценция тех же алмазов исследовалась в диапазоне 230–800 нм при комнатной температуре с использованием рентгеновского аппарата УРС-1.0 и монохроматора ААС-1.

ЭПР-исследованию был подвергнут кварц из алмазоносных метаконгломератов

свиты Сопы-Брумадиньо. Спектры Al-центров записывались при температуре жидкого азота в исходном и облученном дозой 30 Мрад препаратах. Облучению дозой 30 Мрад подверглись две серии проб, прокаленных в течение часа при 550 и 1050°С. В результате облучения основная структурная форма замещающих кремний ионов алюминия переводилась в парамагнитное состояние – алюмощелочные дефекты [AlO₄/M⁺]⁰. По соотношению интенсивностей линий ЭПР Al-центров в исходных и прогретых при 550°С, а затем в облученных образцах оценивался уровень современной природной радиации вмещающих пород. Суммарная палеодоза облучения кварца определялась по концентрации E₁'-центров.

Россыпеобразующие алмазоносные породы

Объектом наших исследований послужили образцы алмазоносных мезопротерозойских метаконгломератов, «филлитов» и неопротерозойских кластитов, отобранные на действующем карьере (метаконгломераты), в шахтах рудника вблизи г. Дамантина («филлиты») и из коллекций докторов М. Мартинса и В. А. Петровского (метаграниты из архей-палеопротерозойского основания, апобазитовые сланцы, датирующие время сборки суперконтинента Родиния, кластиты из группы Макаубас).

Полученные результаты привели к выводу о том, что ряд геологических, петрографических и минералого-геохимических особенностей метаконгломератов не согласуется с укоренившимся мнением об исключительно экзогенном происхождении этих пород. Проведенный анализ показал (рис. 2), что до 50 % обломков булыжниковой размерности (70–300 мм) в алмазоносных метаконгломератах имеют гетерогенное строение [11], включая в себя более мелкие обломки, подобные гальке, и поэтому сами могут рассматриваться как фрагменты других конгломератов. Как известно, в собственно осадочных поро-

дах подобных образований «брекчия в брекчии» или «конгломерат в конгломерате» практически не бывает, но они весьма типичны для интрузивных пирокластитов, будучи обусловленными многократностью повторения эксплозий [38, 58].

а

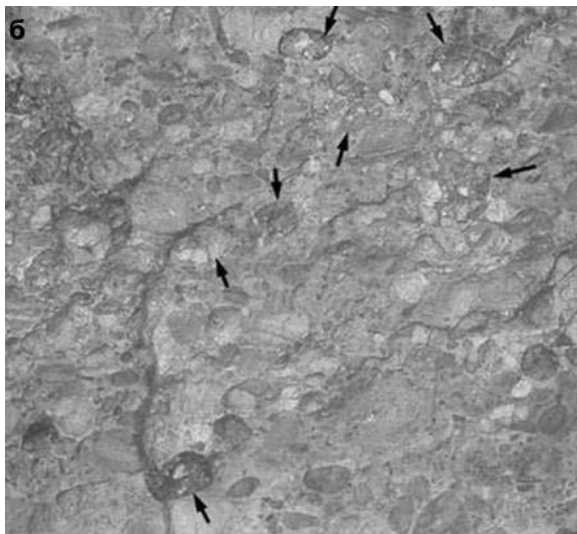


Рис. 2. Алмазоносные мезопротерозойские метаконгломераты бразильского типа: *а* – обнажение типичной линзы алмазоносных конгломератовидных кластитов, залегающих среди алевро-псаммитов свиты *Sora-Brumadinho*; *б* – образования типа «брекчия в брекчии» в целике, сохранившемся от первого месторождения алмазоносных существенно бульжниковых конгломератов (стрелками отмечены наиболее яркие примеры таких образований)

В исследованных образцах обнаруживается необычайно высокая степень ока-

танности галек и бульжников. Даже в морских конгломератах обломки с коэффициентом округленности (отношение радиуса вписанной окружности к радиусу описанной окружности) около 0.7 и более встречаются реже, чем один на сотню, а обломки с величиной этого коэффициента 0.85–1 вообще отсутствуют. Это означает, что в осадочных породах практически не бывает сфероидов псефитовой размерности. В бразильских алмазоносных метаконгломератах, напротив, каждый десятый обломок характеризуется величиной коэффициента округленности не менее 0.7, и на каждом квадратном метре поверхности этих пород видно несколько обломков с величиной коэффициента 0.9–1. Такой высокий уровень сферичности обломков обычен только для эндогенных флюидизитов [58].

Петрографические исследования показали, что кварц в алмазоносных метаконгломератах представлен несколькими генерациями. *Кварц-1* слагает почти нацело гальки. Структура его агрегата неравномерно-зернистая гранобластовая, границы галек с цементом четкие (рис. 3, а, б). Иногда на краю галек наблюдаются извилистые мелкозернистые зонки шириной до 1.5 мм, вероятный результат рекристаллизации. В цементе выявляются округлые зерна *кварца-2* псаммитового размера 0.3–0.7 мм, погруженные в лепидогранобластовый матрикс, сложенный на 55 % кристаллоблоками и мелкозернистым мозаичным агрегатом *кварца-3*, на 40 % – мелкочешуйчатой слюдой и на 5 % – магнетитовой «пылью». Кварц третьей генерации в матриксе цемента имеет, скорее всего, аутигенное происхождение. На это указывает грануловидная, слегка вытянутая форма зерен без признаков окатанности. Размер таких зерен достигает в поперечнике 0.1 мм, удлинениями они ориентированы вдоль сланцеватости пород. В строении цемента выделяются линзовидные, преимущественно кварцевые по составу, фрагменты, разделенные мелко- и микрочешуйчатыми слюдястыми агрегатами с флюидальной текстурой (рис. 3,

в, г). Можно предполагать, что причиной этого стала кристаллизация слюды из движущегося газовой-жидкого флюида. На то же указывает образование с теневой стороны зерен кварца хвостовидных слюдистых сростков (рис. 3, д). Магнетит образует в породе пылевидную сыпь и скопления в виде комочков. Пыль собирается струйчатыми агрегатами слюды в относительно крупные вытянутые вдоль сланцеватости сгустки, четко декорирующие текстуру флюидального течения. Обращает также внимание тенденция к обогащению цемента слюдой и магнетитом вблизи границ с кварцевыми гальками. У округлых зерен кварца-2 часто наблюдаются «кружевные» каймы новообразованного **кварца-4** (рис. 3, е-з). По толщине такие каймы варьируются в широких пределах, часто соизмеряясь с зернами, на которые они нарастают. Взаимоотношения кайм смежных зерен пассивные. Но сами зерна кварца-2 на границе с каймами претерпели резорбцию. Последнее выражается бухтообразными и жилкоподобными (по трещинам) проникновениями кварца-4 внутрь зерен кварца-2. Кроме того, поздний новообразованный кварц местами сильно вдаётся в тонкозернистый, преимущественно слюдистый, цемент. В «кружевных» выделениях кварца обнаруживаются пойкилитовые включения слюды и тонкодисперсный магнетит, особенно обильные у внешних границ выделений. В некоторых случаях кварцевые «кружева» вытягиваются вдоль сланцеватости породы. Кварц-4, как правило, не несет признаков деформаций, что говорит о его образовании в нестесненных условиях.

Таким образом, результаты проведенных петрографических исследований свидетельствуют не в пользу экзогенного происхождения бразильских алмазоносных кластитов. Напротив, такие их свойства, как аутигенность кварца в цементе, наличие аутигенных слюд и их сопряженность с магнетитовой «пылью», четкая выраженность флюидальных текстур и прямые признаки наложенного минерало-

образования, выразившегося «кружевными» каймами позднего кварца, говорят, скорее, не об экзогенной, а эндогенной, возможно, взрывно-туффизитовой природе рассматриваемых пород.

По химическому составу цемент и кварцевые гальки в исследованных нами образцах метаконгломератов весьма близки, определяясь на 90–97 мас. % SiO_2 (табл. 1).

Пересчет результатов химического анализа на нормативно-минеральный состав показывает, что наиболее существенными примесями в алмазоносных метаконгломератах являются альбит, слюда промежуточного мусковит-алюминоселадонитового состава и магнетит. Кроме того, в них вычисляются нормативные рутил, апатит и предположительно ларнит (табл. 2). По данным газовой пирохроматографии (нагревание до 1000 °С) исследуемые породы содержат флюидные включения, характерные по составу, скорее, для эндогенных образований (мкг/г): H_2 – 0.5; N_2 – 0.1; CO – 7.03; CO_2 – 160.8; H_2O – 7422; H_2S – 3.69; SO_2 – следы; углеводороды C_1 – 0.266; C_2 – 0.233; C_3 – 0.209; C_4 – 0.034.

По содержанию микроэлементов кварцевые гальки и цемент в метаконгломератах оказались очень сходными (табл. 3). Последнее особенно наглядно подтверждается близким совпадением трендов хондритнормированных концентраций лантаноидов, отражающих аномальное для осадочных пород преобладание легких элементов над более тяжелыми ($\text{La/Yb} = 7\text{--}18$). Интересно также, что по этому критерию бразильские метаконгломераты больше всего похожи на неопротерозойские апобазитовые сланцы.

Проведенный на основе космогеохимической классификации элементов Ю. Г. Щербакова [26] анализ показал, что, несмотря на почти нацело кварцевый состав алмазоносных метаконгломератов, ассоциация микроэлементов в них является геохимически весьма мало дифференцированной (рис. 4).

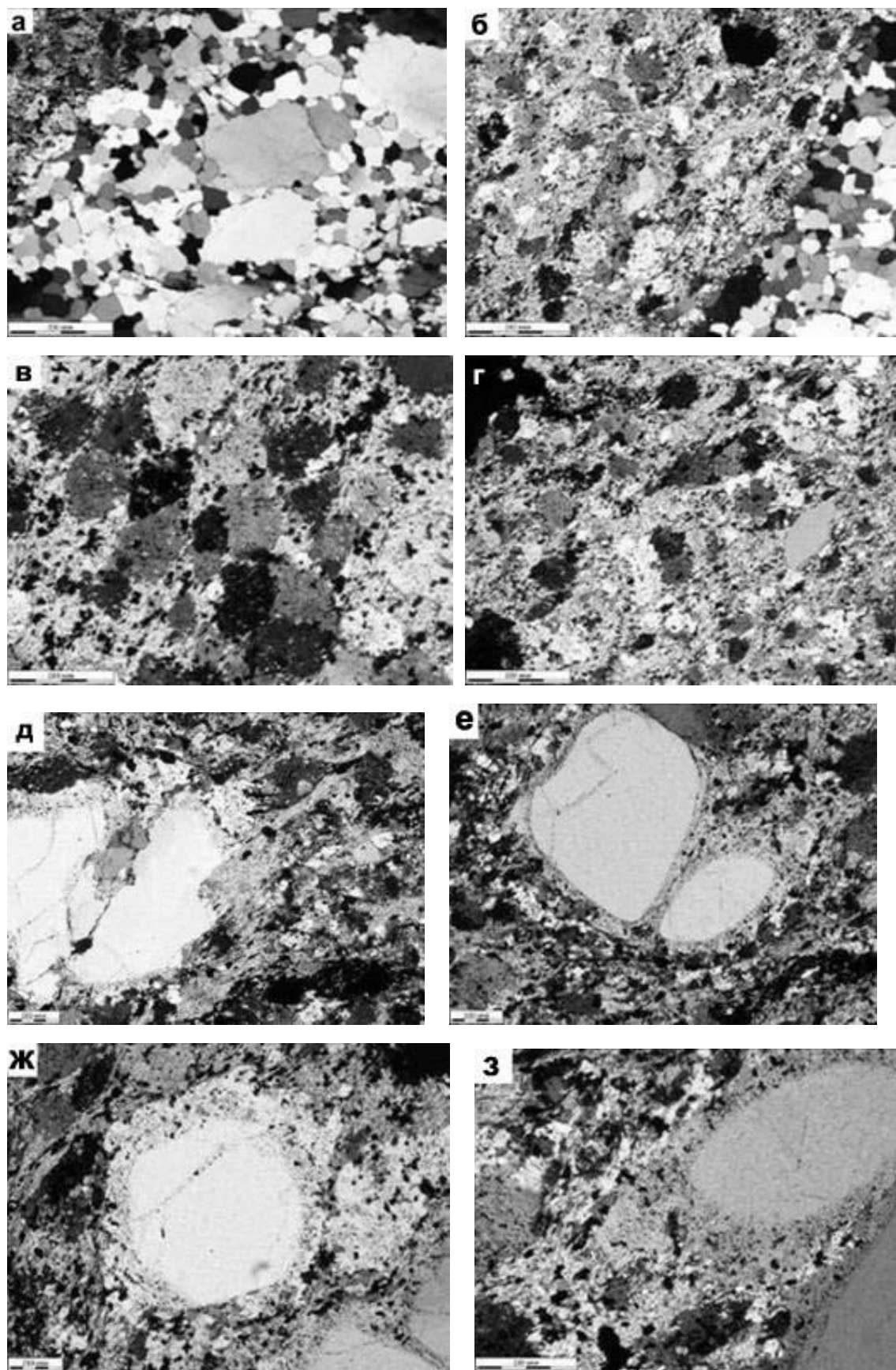


Рис. 3. Микростроение кварцевых галек (а, б), цемента (в–д) и признаки флюидизатного минералообразования (е–з) в алмазных метаконгломератах. Изображения шлифов в режиме николи ×. Пояснения в тексте

Таблица 1. Химический состав протерозойских пород, характеризующих алмазоносные территории Восточной Бразилии, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	96.82	92.50	60.76	49.40	79.08	51.34	72.46
TiO ₂	0.03	0.09	0.95	0.72	0.30	2.72	0.20
Al ₂ O ₃	1.05	2.42	17.79	26.11	6.00	13.69	14.70
Fe ₂ O ₃	0.24	1.65	5.67	5.07	0.34	6.66	0.64
FeO	0.16	0.27	0.52	0.97	1.54	6.01	0.89
MnO	Не обн.	Не обн.	0.06	0.06	0.04	0.39	0.03
MgO	Не обн.	0.5	1.85	1.75	2.63	7.31	0.51
CaO	0.68	0.5	1.13	0.50	2.96	4.14	0.99
Na ₂ O	0.13	0.15	0.29	0.40	0.30	1.97	3.73
K ₂ O	0.22	0.62	7.54	10.65	0.88	0.12	5.08
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.54	0.02	0.06	0.39	0.06
Потери при прокаливании	Не обн.	0.5	2.80	3.93	4.47	3.86	1.19
Сумма	99.35	99.22	99.90	99.58	98.60	98.60	100.48
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3.88	Не обн.	Не обн.

Примечание. Результаты химического анализа: 1 – алмазоносные метаконгломераты, кварцевая галька; 2 – то же, цемент; 3 – филлиты, шахта Серринья; 4 – то же, шахта Боа; 5 – кластиты из базальной формации в группе Макаукас; 6 – зеленые апобазитовые сланцы, подстилающие группу Макаукас; 7 – метаконгломераты из архей-палеопротерозойского основания на кратоне Сан-Франциско

Таблица 2. Нормативно-минеральный состав протерозойских пород, характеризующих алмазоносные территории Восточной Бразилии, мол. %

Минералы	1	2	3	4	5
Кварц	95.91	91.00	37.16	9.10	71.98
Альбит	1.02	1.27	2.78	4.93	2.36
Мусковит- алюмоселадонит	1.40	4.10	57.98	83.23	8.57
Хлорит	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5.91
Апатит	0.02	0.02	1.20	0.04	0.10
Рутил	0.02	0.07	0.88	0.50	0.23
Магнетит + гематит	0.19	0.88	Не опр.	0.57	Не опр.
Карбонат	Не опр.	Не опр.	«	No	10.85
Ларнит Ca ₂ SiO ₄	1.44	«	«	1.63	Не опр.

Примечание. Нумерация горных пород та же, что в табл. 1.

Таблица 3. Микроэлементы в протерозойских породах, характеризующих алмазоносные территории Восточной Бразилии, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	1.372	0.919	0.742	38	18	18	45	96
Be	0.197	0.147	0.137	3.720	5.203	0.780	0.630	5.463
B	0.716	0.355	0.490	14	59	11	0.355	2.846
Na	466	359	293	457	511	749	7625	13399
Mg	448	243	223	6751	6043	8660	25023	1861
Al	3576	2536	2343	54388	72859	17852	39053	46841
P	19	24	20	1310	25	128	978	132

Таблица 3. Продолжение

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
K	618	399	411	16447	24560	5794	217	11098
Ca	12	8.919	8.193	109	1.207	437	586	107
Sc	0.338	0.245	0.237	4.648	5.034	2.746	17	2.788
Ti	149	108	101	3561	3034	910	8903	726
V	2.441	1.673	1.584	41	56	24	264	10
Cr	2.690	3.500	4.409	50	37	24	56	3.951
Mn	90	37	32	323	329	255	1946	274
Fe	1949	2012	2477	18099	18300	5486	36175	4486
Co	0.639	0.418	0.339	7.708	6.661	5.780	57	1.817
Ni	7.492	6.863	5.790	56	35	14	57	3.344
Cu	5.718	10.312	7.969	7.410	6.092	19	36	17
Zn	4.996	3.619	16	62	83	32	146	37
Ga	4.132	2.927	2.984	23	32	7.964	18	21
Ge	0.428	0.386	0.393	0.763	0.777	0.853	1.402	1.055
As	0.428	0.734	0.786	1.214	0.236	1.719	2.399	0.701
Se	0.112	He обн.	0.067	0.198	0.183	0.184	0.398	1.334
Rb	3.716	2.520	2.586	192	191	60	2.324	259
Sr	2.715	2.070	1.873	21	9.449	47	314	52
Zr	20	19	22	154	170	72	18	101
Hf	0.516	0.543	0.659	3.778	4.583	1.900	0.476	3.026
Ta	0.132	0.061	0.088	0.931	1.079	0.213	1.236	2.296
Nb	2.882	1.476	0.773	15	143	3.440	22	18
Mo	0.082	0.087	0.090	0.196	0.072	0.195	0.319	0.118
W	0.163	0.136	0.157	2.500	3.449	0.381	0.130	0.400
Ag	0.081	0.059	0.051	0.296	0.244	0.116	0.383	0.378
Cd	0.008	0.004	0.019	He обн.	He обн.	0.034	0.100	He обн.
Sn	0.148	0.340	0.298	3.392	2.992	0.749	1.045	7.133
Sb	0.099	0.085	0.129	0.602	0.137	0.189	0.714	0.027
Te	0.043	0.017	0.024	0.024	0.026	0.019	0.021	0.003
Cs	0.055	0.035	0.046	2.473	2.671	2.335	0.050	5.138
Ba	30	23	19	978	1981	554	39	380
Tl	0.022	0.018	0.015	1.098	1.444	0.334	0.340	1.336
Pb	1.099	1.339	1.581	44	11	8.333	12	29
Bi	0.018	0.024	0.029	0.243	He обн.	0.132	0.034	0.250
Th	1.664	1.358	1.760	20	12	4.233	2.589	28
U	0.439	0.391	0.505	3.272	1.276	1.094	0.848	10
Y	2.302	1.754	2.356	19	1.077	7.064	16	65
REE	10.907	15	18	39	3.138	57	120	247
La	2.120	3.643	4.637	4.319	0.338	11	22	50
Ce	4.589	6.463	7.159	14	0.788	25	49	55
Pr	0.472	0.761	0.915	1.271	0.101	2.716	5.796	16
Nd	1.808	2.740	3.210	5.900	0.497	11	25	58
Sm	0.350	0.430	0.541	1.706	0.155	1.880	4.752	15
Eu	0.056	0.055	0.077	0.339	He обн.	0.333	1.621	1.316
Gd	0.323	0.274	0.423	2.113	0.185	1.410	4.119	12
Tb	0.056	0.041	0.065	0.442	0.035	0.188	0.529	2.169
Dy	0.394	0.297	0.444	3.466	0.265	1.288	3.342	15
Ho	0.084	0.066	0.086	0.712	0.069	0.249	0.627	2.786
Er	0.270	0.203	0.262	2.113	0.229	0.741	1.533	8.047

Таблица 3. Окончание

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Tm	0.040	0.035	0.039	0.332	0.049	0.117	0.199	2.73
Yb	0.299	0.249	0.258	2.267	0.361	0.797	1.120	9.485
Lu	0.046	0.038	0.039	0.335	0.066	0.124	0.128	1.334
Геохимические параметры* и модули								
C₁	<u>16.54</u> 13.36 %	<u>21.09</u> 14.08 %	<u>18.51</u> 7.50 %	<u>121.12</u> 3.56 %	<u>84.31</u> 2.71 %	<u>63.24</u> 3.52 %	<u>205.91</u> 5.31 %	<u>25.93</u> 1.65 %
C₂	<u>36.41</u> 29.40 %	<u>66.65</u> 44.50 %	<u>69.76</u> 28.29 %	<u>1741.27</u> 51.13 %	<u>497.62</u> 16.02 %	<u>441.81</u> 24.57 %	<u>3351.24</u> 86.50 %	<u>455.28</u> 28.98 %
C₃	<u>5.44</u> 2.03 %	<u>4.56</u> 3.04 %	<u>4.72</u> 1.92 %	<u>29.32</u> 0.86 %	<u>36.17</u> 1.16 %	<u>11.95</u> 0.66 %	<u>24.42</u> 0.63 %	<u>32.55</u> 2.07 %
C₄	<u>68.41</u> 55.21%	<u>54.88</u> 38.38 %	<u>55.22</u> 62.29 %	<u>1513.76</u> 44.45 %	<u>2487.44</u> 80.11 %	<u>1281.27</u> 71.25 %	<u>292.58</u> 7.56 %	<u>1057.40</u> 67.30 %
C_{1+...+C₄}	123.80	149.78	148.21	3405.47	3105.54	1798.27	3874.15	1571.16
C₄/C₁	4.14	2.60	2.98	12.50	29.50	20.26	1.42	40.78
C₄/C₃	12.58	12.03	11.70	51.63	68.77	107.22	11.98	32.48
La/Yb	7.09	14.63	17.97	1.91	0.94	14.23	19.88	5.25

Примечание. Определены методом ИСП-МС: 1 – алмазоносные метаконгломераты, кварцевая галька; 2 – то же, промежуток между галькой и цементом; 3 – то же, цемент; 4 – филлиты, шахта Серринья; 5 – то же, шахта Боа; 6 – кластиты из базальной формации в группе Макаубас; 7 – зеленые апобазитовые сланцы, подстилающие группу Макаубас; 8 – метаконгломераты из архей-палеопротерозойского основания кратона Сан-Франциско.

*Геохимические группы элементов, по Ю.Г. Щербакову: C₁ – центростремительных, C₂ – минимально-центробежных, C₃ – дефицитно-центробежных, C₄ – центробежных.

По этому критерию рассматриваемые породы почти совпали с бразильскими неопротерозойскими апобазитовыми сланцами и, кроме того, оказались близки к среднему земному ультрамафиту. Таким образом, мы приходим к выводу о том, что исследованные нами сиаличные по химическому составу алмазоносные метаконгломераты по геохимическим особенностям обнаруживают парадоксальную близость к фемичным ультрамафит-мафитам.

Дополнительная генетическая информация содержится в данных ЭПР исследований породообразующего кварца [24]. Ее источником является, прежде всего, структурная примесь алюминия, изоморфно замещающего в кварце ионы кремния. Как известно, изоморфные ионы алюминия в решетке кварца могут быть ассоциированы с зарядовыми компенсаторами, в частности с протоном, или могут находиться вблизи других дефектов решетки. Облучение не конвертирует та-

кие алюминиевые дефекты в парамагнитные центры $[AlO_4]^0$, но прокалка кварца при температуре около 1000°C способствует переходу дефектов в алюмощелочные комплексы. Поэтому после облучения прокаленного при высоких температурах кварца в нем обнаруживаются более высокие концентрации $[AlO_4]^0$ -центров. Можно полагать, что основная часть алюминиевых дефектов при этом находится в парамагнитном состоянии, а определенная с помощью ЭПР их концентрация соответствует истинному содержанию в минерале структурной примеси алюминия. Это содержание определялось нами с помощью эталонов облученного кварца с известной концентрацией структурного алюминия. В случае ассоциации примесных ионов алюминия в решетке кварца с вакансиями кремния релаксация остаточных пероксидных связей $\equiv Si-O-O-Si \equiv$ приводит к образованию дырочных кислородных центров.

Спектроскопическому исследованию подверглись пробы крупнозернистого

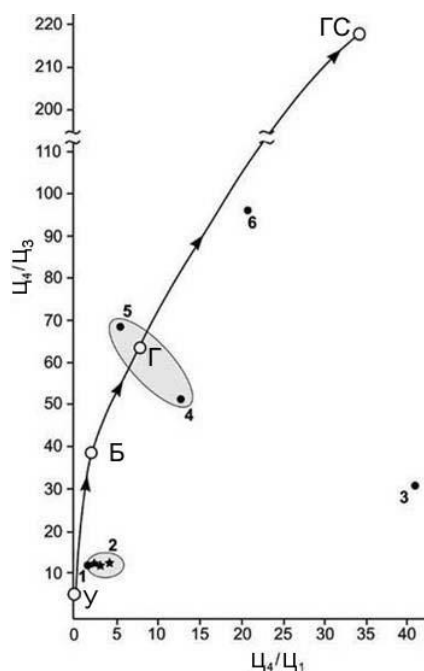


Рис. 4. Оценка степени геохимической дифференциации архей-протерозойских пород Восточной Бразилии по критериям космогеохимической классификации Ю. Г. Щербакова [26]: C_4/C_1 и C_4/C_3 – отношения суммарной концентрации центробежных элементов (C_4) соответственно к таковой центростремительных (C_1) и дефицитно-центробежных (C_3) элементов. Породы: 1 – зеленые апобазитовые сланцы, подстилающие группу Макаубас; 2 – алмазоносные метаконгломераты (кварцевая галька, промежуток между галькой и цементом, цемент); 3 – метаграниты из архей-раннепротерозойского основания террейна Макаубас; 4 – филлиты из рудника Экстрасан, шахта Серринья; 5 – то же, шахта Боа; 6 – метадиамиктиты. Эталоны: У – ультраосновные породы; Б – базальты, габбро; Г – граниты, гранодиориты; ГС – терригенные осадочные породы (индексы рассчитаны на основе кларков по А. П. Виноградову [3])

кварца из центральной части галек, мелкозернистого кварца из внешней части галек и кварца из цемента метаконгломератов. Кроме того, для сравнения был изучен кварц из метагранитов архей-раннепротерозойского основания кратона Сан-Франциско. Во всех исследованных

пробах были обнаружены Al- и E₁'- центры (табл. 4). Концентрация парамагнитных Al-центров, накопленная в результате природной радиации, измерялась после отжига и облучения образцов. Согласно полученным данным, около 80 % алюмощелочных комплексов в кварце исследованных образцов были переведены в парамагнитное состояние природным облучением. Относительная величина полной палеодозы может быть оценена по концентрации в кварце E-центров. Как видно из таблицы, максимальное содержание последних выявлено в образце кварца из метагранита. В кварце из цемента и внутренней части гальки концентрация E-центров почти вдвое ниже, а в кварце из каймы гальки эта концентрация еще в три раза ниже.

Концентрация структурного Al во всех типах кварца метаконгломератов оказалась очень низкой, колеблясь в пределах 4.4–5.4 г/т, что практически совпадает с таковым в природном кварце сорта ОЧК. При этом максимальным содержанием структурной примеси Al характеризуется кварц из рекристаллизованной каймы гальки. На алюмощелочные разновидности Al-дефектов в кварце из метагранита приходится около 20 %, а в кварце из метаконгломератов – более 40 %. При этом в кварце из центра гальки и цемента дополнительно к Al-центрам выявлены кислородные D-центры O₂⁻-Al со структурой пероксирадикала ≡Si-O-O-Al≡. В кварце из метагранита такие D-центры не обнаружены, но диагностирована другая их разновидность со структурой ≡Si-O-O-Si≡...Al, т. е. с ионом алюминия в позиции кремния на удалении от связи O-O.

Таким образом, полученные результаты ЭПР-спектроскопических исследований позволяют сделать вывод о значительной специфичности кварца в бразильских алмазоносных метаконгломератах. Кварц из внутренней части гальки спектроскопически оказался почти тождественен кварцу из цемента, а кварц из каймы гальки обнаружил отсутствие кислородных центров.

Таблица 4. Парамагнитные центры в кварце из архей-протерозойских пород Восточной Бразилии

Объекты	[AlO ₄] ⁰			O ₂ ⁻ - Al	O ₂ ⁻ ...Al	E ₁ ['] , 10 ¹⁵ сп/г	NH ₃ ⁺ у. е.
	C _H /C ₅₅₀ , %	C _{Al/M} , %	C _{Al} , г/г	г/г Al	г/г Al		
Метаграниты	Не опр.	22	18	0	0.4	1.6	0.05
Метаконгломерат, центр гальки	80	42	4.8	1.3	0	0.9	0
Метаконгломерат, кайма гальки	Не опр.	43	5.4	0	0	0.3	0
Метаконгломерат, цемент	70	53	4.4	0.6	0	0.9	0.03

Последнее может быть объяснено рекристаллизацией первичного кварца, сохранившего свои первоначальные свойства лишь в центре гальки. Судя по спектроскопическим свойствам, первичный кварц в гальке и кварц в цементе являются близко одновременными и значительно более молодыми, чем кварц в архей-раннепротерозойских метагранитах. Очевидно, что это плохо согласуется с представлениями об экзогенном происхождении метаконгломератов, в которых кварц в гальках должен быть древнее как самих конгломератов, так и кварца в связующей гальку массе. Следует добавить, что низкая концентрация алюминиевых центров и наличие радиационных пероксирадикалов, предцентры которых термически неустойчивы, свидетельствуют об относительно невысокой температуре кристаллизации кварца, присутствующего в метаконгломератах. При этом пероксидные дефекты в кварце имеют, скорее всего, ростовую природу и не являются результатом последующего радиационного нарушения его структуры.

Морфология и кристаллография алмазов

Морфология бразильских алмазов изучалась с помощью параболического гониометра. Системы получаемых рефлексов представляли собой гномонические

проекции комплексов нормалей к криволинейным поверхностям растворения кристаллов. Среди поверхностей такого рода выделяются пара плоскостей, эллиптический цилиндр и трехосный эллипсоид. Для наглядного отображения формы округлого кристалла предложено использовать особые диаграммы, построенные в координатах параметров эллипсоида [19, 57]. Как показывает опыт гониометрических исследований, не все округлые поверхности алмаза обусловлены растворением. Имеются еще две физико-химические причины, приводящие к образованию таких поверхностей, а именно механическое истирание и химическое травление. Сложность регистрации этих воздействий объясняется тем, что обусловленная ими деградация поверхности алмазов развивается по уже округлым поверхностям растворения, лишь усугубляя криволинейный рельеф их поверхности. Химическое травление алмаза, происходящее в условиях термодинамической стабильности графита, также может развиваться по уже возникшим округлым формам растворения. Окончательную точку в истории изменения алмазов ставит, как правило, механическое истирание в экзогенных условиях, которое еще больше усугубляет кривизну поверхности.

Объектом наших исследований послужили две коллекции бразильских алмазов, отобранных из мезо-кайнозойских речных россыпей в штатах Минас Жерайс (бас-

сейн р. Макаубас) и Мату Гросу (район Жуина). Кроме того, в настоящей работе использованы полученные ранее результаты изучения еще одной коллекции россыпных алмазов из бассейна р. Макаубас [10, 17] и результаты исследований нескольких коллекций кривогранных алмазов из кимберлитовых жил в трубке Интернациональной (Малоботуобинский район Якутской алмазоносной провинции), двух речных россыпей в Северной Якутии [16] и двух уральских месторождений алмазоносных туффзитов [12, 18].

Половина проанализированных нами бразильских алмазов была представлена обломками и даже осколками. Основываясь на ряде онтогенетических признаков [55, 59, 60], все неровности рельефа на поверхностях сколов подразделены нами на первичные и вторичные. Последние на подавляющем большинстве обломков имеют признаки магматического травления. Поверхности сколов на пятой части алмазов не несут признаков травления, но обнаруживают значительный износ на ребрах, что, вероятно, связано с их пребыванием в экзогенных обстановках. Незначительную (3–4 %) часть обломков и осколков нельзя отнести ни к той, ни к другой группам. В целом же выявляющаяся гранулометрическая неоднородность и разнообразие форм износа поверхности алмазов в бразильских речных россыпях не могут быть объяснены только фактором речного переноса. Можно сказать больше: многие детали морфологии бразильских алмазов, вероятно, имеют не экзогенное, а эндогенное происхождение.

Частоты встречаемости на поверхности исследованных алмазов форм растворения, механического истирания и травления, выявленных с помощью гномограмм, приведены в табл. 5. В этой же таблице указана встречаемость двойников и конусов растворения как промежуточной формы. Комбинированные рефлексы относятся нами к результатам процесса регенерации алмаза.

Полученные данные показывают, что высокий и достаточно стабильный про-

цент кристаллов со следами механической обработки характерен для всех коллекций округлых камней, включая и коллекции алмазов, не претерпевших экзогенной перегруппировки. Это дает основание утверждать, что механический износ алмазов в значительной степени происходил еще в мантийных условиях, лишь усугубляясь при эвакуации алмазов к земной поверхности. Пребывание же округлых алмазов в экзогенных условиях, похоже, не приводило к значительным изменениям их морфологии. Более или менее существенные признаки механического износа, которые можно было бы связать с речным переносом, отмечаются лишь для небольшой части бразильских алмазов, на что уже не раз указывалось и ранее [59, 60, 65]. Выявляются и другие различия в генезисе округлых алмазов. Так, для округлых алмазов из кимберлитовых жил характерны признаки только крайних случаев механической обработки, а именно ударного износа или квазистатического сжатия. На округлых алмазах из речных россыпей Якутии кроме признаков крайних вариантов обнаруживаются признаки проявления смешанных режимов. На бразильских и уральских алмазах признаки смешанных режимов встречаются не реже признаков крайних вариантов механической обработки. Таким образом, можно констатировать, что морфология округлых алмазов весьма далека от универсальности.

Важной частью истории округлых алмазов является их травление, многоактность которого свидетельствует о периодически возобновляющихся окислительных условиях. Кристаллы из якутских кимберлитовых жил и бразильских россыпей демонстрируют наибольший эффект травления. Около 90 % изученных алмазов из штата Мату Гросу и практически все алмазы из уральских месторождений также характеризуются сильно проявленными признаками травления. Самые низкие показатели травления демонстрируют алмазы из североякутских речных россыпей.

Таблица 5. Морфология исследованных округлых кристаллов алмаза

Объекты и результаты исследований	Месторождения, провинции и субпровинции					
	Речные россыпи, бразильская коллекция 2009 г.	Речные россыпи, бразильская коллекция 2003–2006 гг.	Алмазные туффзиты, Средний Урал	Анабарская россыпь, Якутия	Приленская россыпь, Якутия	Кимберлитовая жила, трубка Интернациональная, Якутия
Число кристаллов	115	86	23	83	71	37
Двойники	3.48	9.30	8.70	0	2.82	2.70
Октаэдр	67.83	73,26	56.52	36.14	32.39	75.68
Цилиндр	55.65	60.47	60.87	32.53	26.76	54.05
Формы растворения						
Эллипсоид	13.91	16.28	47.83	50.60	36.62	18.92
Конус	1,74	6,98	0	0	0	8,11
Комбинированный рефлекс	0	0	4.35	1.20	0	2.70
Другие факторы образования округлой формы						
Механическое истирание	89.57	86.05	91.30	87.95	87.32	86.49
Ударный износ	70.43	66.28	69.57	57.83	63.38	81.08
Квазистатическое сжатие	42.61	45.35	52.17	44.58	43.66	67.57
Химическое травление	63.48	72.09	65.23	48.19	45.07	81.08

Полученные результаты гониометрических измерений эллипсоидной поверхности алмазов были обобщены на диаграмме форм растворения. При построении таких диаграмм в расчет принимались только кристаллы, дающие правильные треугольные рефлекссы, позволяющие достаточно надежно определить параметры эллипсоида α_2 , α_3 , угол α (точка с координатами $\alpha_2 = 1$, $\alpha_3 = 1$, $\alpha = 0^\circ$ соответствует случаю идеально сферической поверхности). На построенных диаграммах (рис. 5) фигуративные точки исследованных объектов сгруппировались в два поля. Первое поле в области наиболее низких значений параметра α_2 и угла α образовали точки алмазов из якутских кимберли-

товых жил и предположительно кимберлитов района Жуина. Во второе поле в области высоких значений параметра α_2 и угла α объединились точки округлых алмазов из североякутских и бразильских речных россыпей, а также точки алмазов из уральских туффзитов.

Очевидно, что в геологическом смысле все эти объекты объединяет нетрубочно-кимберлитовая природа гипотетических или уже известных первоисточников. Показательно, что в рамках второго поля фигуративные точки образуют почти непрерывный тренд, в рамках которого наиболее отличными от трубочно-кимберлитовых округлых алмазов являются алмазы из североякутских россыпей. Реалистич-

ность этого тренда подтверждается и вариацией особенностей травления и механической деградации поверхности алмазов.

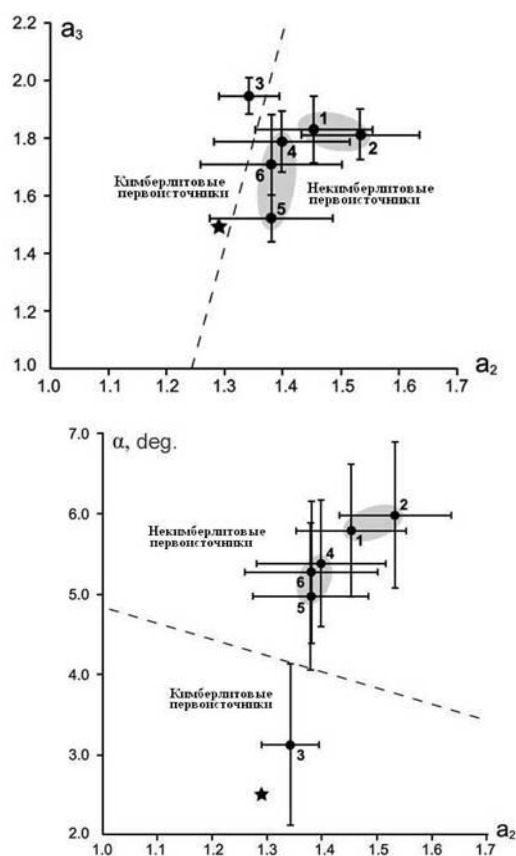


Рис. 5. Диаграммы формы растворения алмазов в координатах относительных линейных и углового параметров. Поля образованы математическим ожиданием и среднеквадратичным отклонением от среднего (залитые кружки) в логарифмически нормальных распределениях параметров алмазов из анабарской (1), приленской (2) россыпей Северной Якутии; якутских кимберлитовых жил (3); уральских туффизитовых месторождений (4); бразильских речных россыпей по результатам исследований различных коллекций (5, 6). Звездочка – алмаз из района Жуина

Спектроскопия и условия образования алмазов

После открытия в алмазах структурных дефектов, обусловленных прежде всего примесью азота [5, 21, 44], спектроскопические свойства стали едва ли не важнейшим источником генетической

информации об этих минералах [6, 13, 23]. Однако данные о таких свойствах округлых алмазов бразильско-уральского типа, включая и алмазы из собственно бразильских месторождений, пока еще редки и малопредставительны [8, 36, 49]. В нашем случае объектом исследований послужили как россыпные алмазы из бассейна р. Макаубас, так и предположительно кимберлитовые алмазы из района Жуина [9, 10, 12].

В спектрах ЭПР исследованных нами десяти бразильских алмазов линии агрегатных центров P2 (N_3V) сильно преобладают над линиями точечных дефектов P1 (N), т. е. структурный азот в этих минералах присутствует в основном в виде агрегаций. Во всех спектрах рентгенолюминесценции тех же алмазов была зафиксирована доминирующая А-полоса рекомбинационного свечения с максимумом в области 450 нм, сильно варьирующая по интенсивности от 30 до 500 у. е. Как известно, эта полоса обуславливается возбуждением агрегированных азотных дефектов. Срезание ее коротковолнового крыла линией 415 нм говорит о реабсорбции на центрах системы N3 (P2-центры ЭПР). Иногда спектр излучения на таких центрах проявляется лучше, отчетливо накладываясь на основную полосу люминесценции. В некоторых спектрах в желто-зеленой области наблюдается либо изгиб длинноволнового крыла А-полосы, либо дополнительная полоса с максимумом 500–520 нм. Все это обычно приписывается излучению на центрах систем N3 (люминесцирующие производные А-дефектов) и N4 (производные В1-дефектов).

В спектрах фотолюминесценции проявились две основные полосы свечения в интервалах 400–490 и 490–570 нм. Коротковолновая полоса обусловлена голубым излучением на центрах системы N3 – бесфонная линия 415.5 нм и фонные ее повторения при 428.7, 438.8, 451 нм. Длинноволновая полоса образована линиями желто-зеленого излучения на центрах систем N3 и N4. При этом центрам N3 от-

вечают бесфонная линия 503.2 нм и фоновые ее повторения при 512.3, 520.1 нм и др., а центрам Н4 – бесфонная линия 496 нм. Интенсивности упомянутых полос варьируют в широких пределах – от резкого преобладания коротковолновой до доминирования длинноволновой. В одном спектре была зафиксирована широкая неструктурированная полоса в области 550–700 нм, отвечающая за красное свечение. Считается, что она обусловлена центрами деформационной природы [13].

ИК-поглощение было изучено в 128 алмазах размером $-4+2$ и $-2+1$ мм из россыпей бассейна р. Макаубас и, кроме того, в 50 предположительно кимберлитовых алмазах размером $-2+1$ мм из района Жуина (рис. 6). Подавляющее число исследованных нами алмазов оказались оптически прозрачными. Исключение составили лишь четыре кристалла с очень интенсивной зеленой окраской, имеющей, вероятно, радиационное происхождение. В целом изученные бразильские алмазы характеризуются относительно высокой концентрацией структурного азота и высокой степенью его агрегации. Для большей части кристаллов характерна прямая корреляция концентрации плеителетс с содержанием дефектов В1 и общим содержанием структурного азота в формах А + В1. Согласно модели Г. С. Вудса [66], такая корреляция возникает потому, что в алмазах «упорядоченного» типа формирование планарных дефектов происходит за

счет междоузельного углерода, высвобождающегося при образовании азотных В1-дефектов. Правда, в некоторых изученных нами кристаллах такого типа было зафиксировано и аномально низкое содержание планарных дефектов, что можно объяснить их эпигенетической деградацией вследствие перехода атомов азота в дислокационные петли и пустоты.

В ИК-спектрах исследуемых алмазов типичное положение максимума полосы В2-дефектов приходится на 1366.5 см^{-1} , что соответствует линейным размерам большей части плеителетс в 70–80 нм. Содержание планарных дефектов в россыпных кристаллах отвечает коэффициентам поглощения в их ИК-полосе от 0 до 32 см^{-1} при среднем значении 7.0 см^{-1} . Аналогичные значения были получены и для алмазов из района Жуина – от 0 до 39 см^{-1} при среднем значении 5.6 см^{-1} . Верхний предел концентрации примесного азота в составе В2-дефектов может быть оценен, исходя из модели исключительно азотного состава плеителетс [22].

Пересчет коэффициентов поглощения на атомную концентрацию азота с использованием соотношения $N_{B2} \text{ ат. \%} = 0.002\alpha_{1365}^{B2} \text{ см}^{-1}$ [14] показывает, что в изученных бразильских алмазах в составе планарных дефектов может находиться до 20 % примесного азота.

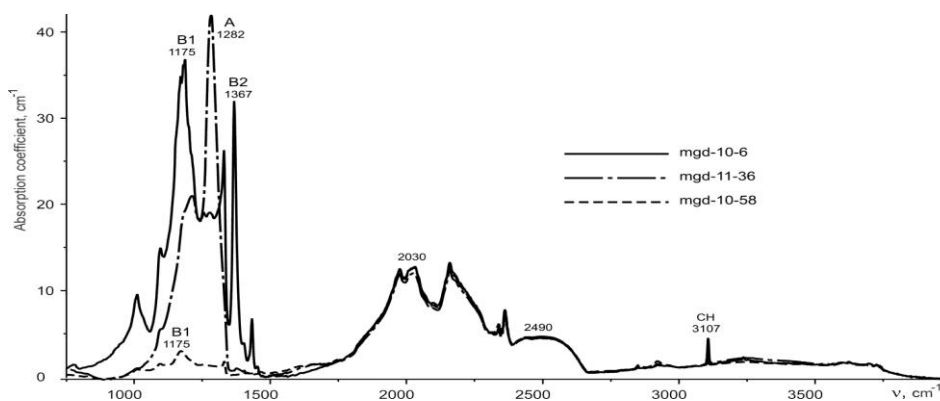


Рис. 6. Типичные спектры ИК-поглощения в алмазах в области проявления азотных дефектов: обр. MGD 10-58 и MGD 10-6 – примесный азот в формах В1 и В2-дефектов (степень агрегации % В1 = 100 %); обр. MGD 11-36 – примесный азот в основном в форме А-дефектов (% В1 = 100 %)

$V1 = 13 \%$). Для калибровки коэффициентов поглощения использованы полосы в диапазоне $1600\text{--}2700\text{ см}^{-1}$, обусловленные собственным двухфононным поглощением решеткой алмаза

Коэффициент ИК-поглощения на водородных центрах (полоса 3107 см^{-1}) в россыпных алмазах колеблется от 0 до 3.5 см^{-1} , составляя в среднем 0.5 см^{-1} . В кристаллах из района Жуина эти значения заметно выше, варьируясь в диапазоне $0.03\text{--}11.4\text{ см}^{-1}$ при среднем значении 1.9 см^{-1} . Как известно, такие центры в алмазах прямо коррелируются с $V1$ -дефектами, что расценивается как доказательство совместного участия азота и водорода в мантийном минералообразовании [1, 2]. Однако в исследованных нами бразильских алмазах такая зависимость проявляется нечетко, возможно, по причине реализации не одной, а двух прямых зависимостей между концентрациями азотных и водородных дефектов. Нами установлено, что водородных центров в алмазах из района Жуина больше именно в тех алмазах, в которых выше содержание плеителетс (коэффициент корреляции достигает 0.6 при $n = 51$). В россыпных алмазах с более низким содержанием водородных дефектов такая корреляция не выявляется. Из этого мы делаем вывод, что образование SH -центров в исследованных бразильских алмазах произошло не только за счет дефектов $V1$, но и при купировании протонами оборванных $C-C$ связей на границах планарных дефектов.

Исследованные нами россыпные алмазы широко варьируются как по суммарной концентрации азота в A - и $V1$ -дефектах, так и по степени его агрегации $\% V1$. Это отчетливо проявляется на диаграммах У. Тейлора [63], которые часто применяются для оценки температуры мантийного отжига алмазов. Нами использован наиболее часто выбираемый вариант диаграммы с изотермами, соответствующими пребыванию алмазов в мантии в течение 3 млрд лет [42, 45].

Полученные данные показывают, что значимых различий между изученными коллекциями россыпных бразильских алмазов не имеется (рис. 7, а). Средняя величина общей концентрации примесного

азота в них оценивается в 500 г/т, что отвечает умеренно-азотным алмазам. Доля низкоазотных кристаллов с концентрацией N менее 100 г/т составляет 0.24, а доля умеренно-высокоазотных с N более 600 г/т – 0.35. Частота встречаемости алмазов с аномально высокой степенью агрегированности азотных дефектов ($\% V1 > 90 \%$) оценивается в 0.12, а с низкой ($\% V1 < 20 \%$) – 0.13. Таким образом, среди россыпных бразильских алмазов доминируют камни с умеренно-высокой степенью агрегированности азотных дефектов, заметно превышающей таковую в кимберлитовых алмазах Архангельской провинции и примерно совпадающей со степенью агрегации азота в кимберлитовых алмазах Южно-Африканской провинции.

При всей стохастичности распределения по концентрации и степени агрегации структурного азота исследуемые россыпные алмазы все же можно подразделить на несколько статистических популяций: 1) умеренно-высокоазотную с отжигом при температуре $1100\text{--}1150\text{ C}$; 2) умеренно-азотную с отжигом при температуре ближе к 1150 C ; 3) низко-умеренно-азотную с отжигом при температуре $1150\text{--}1200^\circ\text{C}$; 4) низко-умеренно-азотную с отжигом при температуре $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$. Следует отметить, что полученные нами результаты заметно расходятся с ранее опубликованными данными, согласно которым в россыпных алмазах бассейна р. Макаубас средние значения N и $\% V1$ составляют соответственно только 370 ppm и 17 % [36].

Для алмазов из района Жуина (рис. 7, б) среднее значение валовой концентрации структурного азота достигает 390 г/т, доля низкоазотных кристаллов оценивается в 0.36. Степень агрегированности азотных дефектов в этих алмазах, напротив, резко возрастает.

Доля алмазов с аномально высокой степенью агрегации азота увеличивается до 0.34, а доля с очень низкой степенью агрегации не превышает 0.10. Основная

часть исследованных алмазов из Жуины довольно равномерно распределяется по интервалу умеренных и высоких значений этой характеристики.

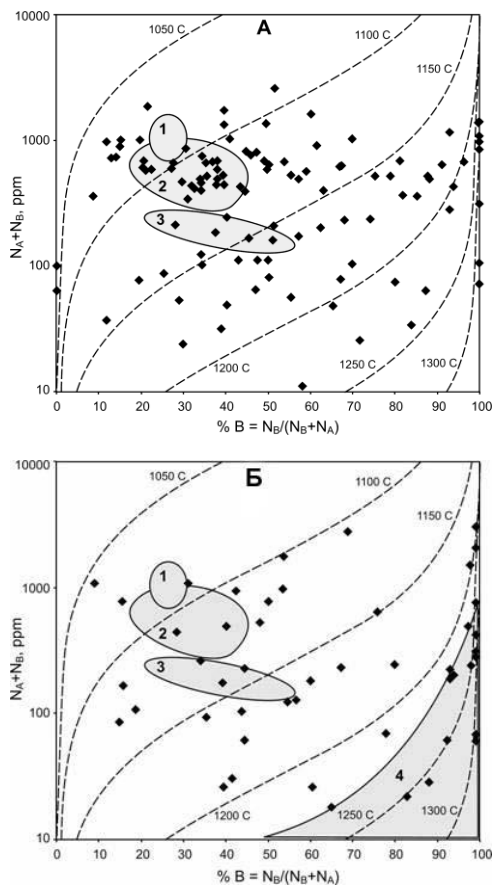


Рис. 7. Распределение на диаграмме $N = N_A + N_B$ и $\% B$ данных исследования россыпных алмазов из бассейна р. Макаубас (А) и предположительно кимберлитовых алмазов из района Жуина (Б). Очерченные поля 1–3 – экспертные оценки кимберлитовых алмазов из Архангельской (1) и Якутской (2) провинций, а также их района Жуина (3) по [45]). Температурные изолинии соответствуют времени пребывания алмазов в мантийных условиях 3 млрд. лет

Фигуративные точки алмазов из района Жуина на диаграмме У. Тейлора тоже широко рассеяны, но по сравнению с точками россыпных алмазов статистически сдвинуты в сторону больших значений степени агрегации азотных дефектов. По характеру распределения точек на диаграмме среди алмазов Жуины тоже можно выделить несколько популяций: 1) уме-

ренно-высокоазотную и относительно низкотемпературную по мантийному отжигу (1100–1150 °С), статистически похожую на вторую популяцию россыпных алмазов; 2) умеренно-низкоазотную с отжигом при температуре 1100–1150 °С; 3) высоко-среднеазотную с отжигом при температуре 1200–1250 °С; 4) низкоазотную с температурой отжига выше 1250 °С. Именно последняя популяция в наибольшей степени соответствует ранее полученным данным по предположительно кимберлитовым алмазам Жуины [42]. В целом полученные нами для района Жуина результаты тоже заметно отличаются от имеющихся в литературе данных, во-первых, большим содержанием в алмазах структурного азота, а во-вторых, в среднем более низкой степенью агрегации азотных дефектов. Последнее, возможно, говорит о гетерогенности алмазов в соответствующем алмазоносном районе Восточной Бразилии.

Заключение

Совокупность геологических, геохронологических, петрографических и минералого-геохимических данных свидетельствует об участии в образовании бразильских алмазоносных конгломератов эндогенного, предположительно мантийного по происхождению, вещества. На это указывают: 1) необычная округлость обломков и собственная обломочная структура некоторых из них, что характерно только для флюидо-эксплозивных пород; 2) присутствие в связующей массе аутигенных генераций кварца, представленных зернами угловато-оскольчатой, округло-овальной и идиоморфной формы; 3) многообразные признаки резорбции и реакционных взаимодействий между зернами кварца и окружающей массой; 4) повышенная флюидонасыщенность; 5) геохимическая однородность обломков и цемента в сочетании с «ультрамафит-мафитовой» степенью их геохимической дифференциации. Вся эта совокупность признаков характеризует исследуемые ме-

таконгломераты как типичные флюидолиты [15]. Можно также предположить, что бразильские алмазоносные метаконгломераты представляют собой наиболее древние из известных к настоящему времени и хорошо изученных на Урале [7, 20] проявлений алмазоносных туффизитов. Не исключено также, что именно исследованные нами конгломератовидные кластиты и являются в Восточной Бразилии основным первоисточником алмазов для кайнозойских речных россыпей, поиски которого ведутся уже порядка 200 лет.

Результаты гониометрического анализа подтверждают выводы о том, что кривогранные бразильские алмазы являются результатом длительного мантийного процесса растворения, сочетающегося с механическим истиранием и химическим травлением, также происходящими преимущественно в эндогенных условиях. В разных алмазоносных провинциях такие кристаллы отражают различную степень реализации этих процессов, что может свидетельствовать о существовании как трубочно-кимберлитовых, так и нетрубочно-кимберлитовых первоисточников округлых алмазов, которые тем не менее можно распознать по тонким особенностям морфологии округлых алмазов. На диаграммах формы поля таких алмазов четко группируются в две серии: 1) полей алмазов из кимберлитовых жил в трубке Интернациональной, кимберлитов из района Жуина; 2) полей алмазов из некимберлитовых первоисточников – уральских туффизитов, бразильских конгломератов и еще не выявленных поставщиков алмазов в уникальные по продуктивности североуральские россыпи. Обращает на себя внимание тот факт, что поля второй серии образуют вполне упорядоченный тренд, демонстрирующий нарастание признаков «некимберлитности» первоисточников в направлении от бразильских россыпей к уральским туффизитам и далее к североуральским россыпям. Что касается самых поздних процессов механической деградации и травления, выявленных в ходе гониометрических исследований, то они,

очевидно, имели дискретный и более локальный масштаб, определяясь конкретными условиями транспортировки и фиксации алмазов у земной поверхности.

Результаты ИК-спектроскопических исследований указывают на существенные отличия алмазов бразильско-уральского типа от кимберлитовых камней. Среди бразильских алмазов преобладает подтип IaB1, не характерный для кимберлитовых трубок, в которых преобладают алмазы подтипа IaAB1. Следовательно, бразильские алмазы характеризуются статистически более высокой степенью агрегации азотных дефектов и, в частности, гораздо более высоким содержанием плейтелетс. Судя по степени агрегации структурного азота, температура мантийного отжига бразильских алмазов могла достигать 1200°C при его весьма значительной длительности. Кроме того, бразильские алмазы обогащены водородными дефектами и центрами систем N3 и N4, часто преобладающими над центрами N3. Последнее свойственно и для округлых уральских алмазов, но не типично для алмазов из кимберлитовых трубок. Наиболее аномальными по спектроскопическим свойствам оказались алмазы из района Жуина, часть из которых (низкоазотные с максимальной степенью агрегации), действительно, могли иметь астеносферное происхождение, т. е. могли образоваться на экстремальных глубинах более 200 км.

Исследования проведены в рамках Договора о сотрудничестве между Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия) и Федеральным Университетом штата Минас Жерайс (г. Бело Оризонте, Бразилия) в 2002–2010 гг. Выполнение работ поддержано программой фундаментальных исследований РАН №15-15-5-51 и грантами Президента РФ (НШ-4795.2014.5) и Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.

Авторы благодарят профессоров М.Мартинса, Й. Карфункеля, Л.В. Махлаева и В.К. Гаранина за сотрудничество, ценные советы и конструктивную критику.

Библиографический список

1. Блинова Г. К. Распределение структурных примесей в алмазах различного генезиса // Доклады АН СССР. 1989. Т. 304, № 1. С. 184–186.
2. Блинова Г. К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Доклады АН СССР. 1987. Т. 294, № 4. С. 868–871.
3. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. С. 86–87.
4. Каминский Ф. В. Некоторые особенности минералогии лампроитовых туфов района Президенте Олегаио (штат Минас Жерайс, Бразилия) // Минералогический журнал. 1993. Т. 15, № 1. С. 3–8.
5. Клюев Ю. А. Интенсивность полос в ИК-спектре поглощения природных алмазов // Алмазы. 1971. № 6. С. 9–12.
6. Клюев Ю. А., Дуденков Ю. А., Непша В. М. Некоторые особенности условий образования алмазов по формам их роста и распределению примесных оптически активных центров // Геохимия. 1973. № 7. С. 1029–1036.
7. Лукьянова Л. И., Остроумов В. Р., Рыбальченко А. Я. и др. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М; СПб.: ГЕОС, 2011. 240 с.
8. Лютовое В. П., Глухов Ю. В. Парамагнитные азотные центры в монокристаллических и поликристаллических разновидностях алмаза // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Мат-лы Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 90–92.
9. Петровский В. А., Васильев Е. А., Лютовое В. П. и др. Особенности спектроскопии бразильских алмазов // Минералогический журнал. 2011. Т. 33, № 1. С. 63–71.
10. Петровский В. А., Ракин В. И., Карфункель И. и др. Алмазы современных россыпей в бассейне реки Макаубас (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар. 2003, № 33 С. 13–40.
11. Петровский В. А., Силаев В. И., Голубева И. И. и др. О вероятно эндогенной природе мезопротерозойских алмазоносных «метаконгломератов» в Бразилии // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 8. С. 23–32.
12. Петровский В. А., Силаев В. И., Голубева И. И. и др. Восточная Бразилия: россыпеобразующие алмазоносные породы и алмазы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. статей. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь; 2011. Вып. 14. С. 12–36.
13. Плотникова С. П., Клюев Ю. А., Парфианович К. А. Длинноволновая фотолуминесценция природных алмазов // Минералогический журнал. 1980. Т. 2. № 4. С. 75–80.
14. Природные алмазы России. М.: Полярон, 1997. 304 с.
15. Путинцева Е.В., Полякова Е.И. Флюидолиты Северо-Восточного Заонежья (Карелия) // Мат-лы Всерос. конф. посвящ. 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профес. Г.М. Саранчиной. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012 Т. 2. С. 147–150.
16. Ракин В. И. Кристалломорфология округлых алмазов Якутии и Бразилии // Минералы и минералообразование, структура, разнообразие и эволюция минерального мира, роль минералов в происхождении и развитии жизни, биоминеральные взаимодействия. Сыктывкар, 2008. С. 17–44.
17. Ракин В. И. Формирование криволинейных поверхностей кристаллов алмаза при их растворении // Доклады РАН. 2010. Т. 432, № 4. С. 528–532.
18. Ракин В. И., Мартинс М., Карфункель И. Развитие кривогранных форм кристаллов алмаза уральского (бразильского) типа // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. С. 688–695.
19. Ракин В. И., Петровский В. А. Особенности морфологии кривогранных форм алмазов // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: мат-лы Всерос. совещ. Сыктывкар, 2006. С.118–120.
20. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М., Силаев В. И. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 1. С. 54–66.
21. Соболев Е. В., Самсоненко Н. Д., Ильин В. Е. и др. О преимущественном состоянии азота в природном алмазе // Журнал структурной химии. 1969. № 10. С. 552–553.

22. *Соболев Е. В., Ленская С. В., Лисойван В. И.* О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // Там же. 1968. Т. 9, № 6. С. 29–33.
23. *Степанов А. С., Шацкий В. С., Зедгенизов Д. А., Соболев Н. В.* Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 974–988.
24. *Сухарев А. Е., Лютоев В. П.* Результаты ЭПР-исследования кварца из мезопротерозойских алмазоносных метаконгломератов Восточной Бразилии // Мат-лы IV Всерос. молод. науч. конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследования», (Екатеринбург, 15–18 окт. 2012 г.). УрО РАН. Екатеринбург, 2012. С. 236–238.
25. *Tompkins L. A.* Структурное положение кимберлитов Бразилии и их алмазоносность // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 108–117.
26. *Щербаков Ю. Г.* Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Изд-во Наука, 1976. С. 217–229.
27. *Alkmim F. F., Marshak S., Pedrosa-Soares A. S. et al.* Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana // Precambrian Research. 2006. Vol. 149. P. 43–64.
28. *Alvarenga C. J. S.* Comportamento estratigráfico da formação Sopa-Brmadinhono distrito diamantífero de Extraçao (Diamantina // Congr. Bras. De Geologia. Salvador, Anais. 1982. № 1. P. 168–176.
29. *Babinski M., Pedrosa-Soares A. S., F. Trindade R. I. et al.* Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt // Gondwana Research. 2012. Vol. 21. №2-3. P. 451–465.
30. *Boyd S. R. et al.* The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B. 1994. Vol. 69. P. 1149–1153.
31. *Boyd S. R. et al.* Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B. 1995. Vol. 72. P. 351–361.
32. *Chaves M. L. S. C.* Geologia e mineralogia do diomanteda Serra do Espinhacoem Minas Gerais. Ph.d Thesis: Universidade de Sao Paulo. 1997. 289 p.
33. *Chaves M. L. C., Dussin T. M., Sano Y.* The Source of the Espinhago Diamonds: Evidences from SHRIMP U-Pb zircon ages of Sopa Conglomerate and Pb-Pb zircon evaporation ages of metavolcanic rocks // Revista Brasileira de Geociencias. 2000. Vol. 30. P. 265–269.
34. *Chaves M. L. S. C., Karfunkel J.* A protobacia do Rio Jeguitinhonha durante o Cretaceo Inferior e seu potencialdiamanifero // Geociencias. 1997. Vol. 16. P. 191–203.
35. *Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Banko A.G. et al.* Sobre a polemica da origin do diomante na Serra do Espinhaco (Minas Gerais: um enfogue mineralogico // Rev. Bras. Geociencias. 1998. Vol. 28. P. 285–294.
36. *Chaves A. O.* Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brasil) as revealed by vibrational spectroscopy // II South American Symposium on diamond geology. 2005. P. 43–48.
37. *Chemale Ir. F., Dussin I. A., Alkmin F. F. et al.* Unravelling a Proterozoic basin history througen detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil // Gondwana Research. 2011. doi:1016/j.gr.2011.08.016
38. *Cloos H.* Bau und Tatigkeit von Tuffschoten // Geologische Rundschau. 1941. Vol. 32. P. 708–800.
39. *Dussin I. A., Dussin T. M.* Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinamica // Geonomos. 1995. № 1. P. 19–26.
40. *Gonzaga G. M., Tompkins L. A.* Principais depositos minerais do Brazil // Gemas e rochas ornamentais. DNPM-CPRM. 1991. Vol. 4-A. P. 53–116.
41. *Hettich M. A.* Glaciacao proterozoica no centro-norte de Minas Gerais // Rev. Bras. Geociencias. 1977. Vol. 7. P. 87–101.
42. *Hayman P., Kopylova M., Kaminsky F. V.* Alluvial diamonds from the Rio Soriso (Juina, Brasil) // Ext. abstr. 8 Int. Kimberlite Conference. 2003. P. art FLA_0320.
43. *Junior F. C., Dussin I. A., Martins M. S. et al.* The Espinhaco Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin? // VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology Brasilia. 2010. P. 552–555.

44. *Kaiser W., Bond W.* Nitrogen, a major impurity in common type I diamond // *Phys. Rev.* 1959. Vol. 115. P. 857.
45. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond as revealed by infrared absorption data // *Canadian Mineralogist.* 2001. Vol. 39. P. 1733–1745.
46. *Kaminsky F. V., Sablukov S. M., Sablukova L. I., Zakharchenko O. D.* The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil // *Journal of South American Earth Sciences.* 2009. Vol. 28. P. 288–303.
47. *Karfunkel J., Chaves M. L. S. C.* Conglomerados Cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: Um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do Médio São Francisco // *Geociências.* 1995. Vol. 14. P. 59–72.
48. *Karfunkel J., Hoppe A.* Proterozoic glaciations in central-eastern Brazil: synthesis and model // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology.* 1988. Vol. 65. P. 1–21.
49. *Karfunkel J., Martins M., Scholz R. et al.* Diamonds from the Macaúbas river basin (MG, Brazil): characteristics and possible source // *Revista Brasileira de Geociências.* 2001. Vol. 31. P. 445–456.
50. *Lister G. S., Etheridge M. A., Symonds P. A.* Detachment models for the formation of passive continental margins // *Tectonics.* 1991. Vol. 10, № 5. P. 1038–1064.
51. *Martins M. S.* Geologia dos diamantes e carbonados do Rio Macaúbas (MG) // PhD Thesis: Universidade Federal de Minas Gerais. 2006. 246 p.
52. *Martins-Neto M. A.* Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil) // *Precambrian Research.* 2000. № 103. P. 147–173.
53. *Martins-Neto M. A.* Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil // *Marine and Petroleum Geology.* 2007. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2007.10.001.
54. *Martins-Neto M. A., Hercos C. M.* Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil // *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional System.* 2002. Vol. 33. P. 383–403.
55. *McCandless T. E., Waldman M. A., Gurney J. J.* Macrodiamonds and microdiamonds from Murfreesboro Lamproites, Arkansas: morphology, mineral inclusions and carbon isotope geochemistry // In: *Internat. Kimberlite Conf., 5, Araxá, 1991. Proceedings Araxá, CPRM, Brasília.* 1994. Vol.2: diamonds: characterization, genesis and exploration. P.78–97.
56. *Moraes L. J.* Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais // *Ann. Acad. Bras. Sci.* 1932. Vol. 4. P. 111–114.
57. *Rakin V. I.* Curved Surfaces upon Dissolution As a Manifestation of Physicochemical Properties of Crystal Structure // *Crystallography Reports.* 2011. Vol. 56, №2. P. 289–297.
58. *Reynolds D. L.* Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites // *Am. J. of Sci.* 1954. Vol. 252., № 10. P. 577–614.
59. *Robinson D. N.* Surface textures and other features of diamonds // Ph.D. thesis, University of Cape Town/South Africa. 1979. 221 p.
60. *Robinson D. N., Scott J. A., Van Niekerk A., Anderson V. G.* The sequence of events reflected in the diamonds of some southern African kimberlites // *Geol. Soc. Australia. Sp. Publ.* 1989. Vol. 14. P. 990–1000.
61. *Sutherland D. G.* Type transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. P. 1613–1620.
62. *Svisero D. P.* Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview // *J. Geodynamics.* 1995. Vol. 20., № 4. P. 493–514.
63. *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 // *Am. Miner.* 1990. Vol. 75. P. 1290–1310.
64. *Uhlein A., Trompette R. R., Egudio-Silva M.* Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil // *Journal of South American Earth Sciences.* 1998. № 11. P. 191–203.
65. *Vance E. R., Harris J. W., Milledge H. J.* Possible origins of a-damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources // *Mineral. Mag.* 1973. Vol. 39. P. 349–360.
66. *Woods G. S.* Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds // *Proceeding of the Royal Society London.* 1986. Vol. A407. P. 219–238.

Placer-Forming Diamantiferous Rocks and Diamonds of Eastern Brazil

V.A. Petrovsky^a, V. I. Silaev^a, A.E. Sukharev^a, I.I. Golubeva^a, V.I. Rakin^a, V.P. Lutoev^a, E.A. Vasiliev^b

^aInstitute of Geology, Komi Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 54 Pervomayskaya Str., Syktyvkar 167982, Russia. E-mail: petrovsky@geo.komisc.ru

^bNational Mineral Resources University (Mining University), 2, 21st Line. Petersburg 199106, Russia. E-mail: simphy12@mail.ru

The aggregate geological, geochronological, petrographic, and mineralogeochemical data suggest the participation of endogenic, presumable mantle matter, in formation of Brazilian diamantiferous metaconglomerates. It is possible that the studied rocks from *Sopa-Brumadinho Formation* are not secondary, but primary source of diamonds in Eastern Brazil, which has been searched for about 200 years. The study of the Brazilian, Uralian, and Yakutian diamonds confirms existence of the uniform Brazilian-Uralian type of rounded diamonds, characteristic for special fluidization type of primary diamond deposits. Photogoniometric analysis showed that curvilinear faces of the Brazilian diamonds formed in result of long-term dissolution mantle process combined with mechanical abrasion, and chemical etching, encountered mainly in endogenic conditions. New quantitative data about difference in morphology between diamonds from kimberlitic and non-kimberlitic deposits were obtained. The twinning seams of diamond of the Uralian-Brazilian type represents a fragment of lonsdaleite structure. Spectroscopic study showed the specific features of Brazilian-Uralian diamonds, such as significant variation in IR-absorption, predominance of IaB1 type, high nitrogen aggregation degree, high concentration of platelets, enrichment by hydrogen and H3 and H4 centers often dominated over N3 centers, increased (1150–1200°C) primary temperature of crystallization, and considerable duration of post-crystallization annealing. The physical substantiation of polysynthetic twinning of diamond in high parametric quasi-equilibrium conditions is presented. The spectroscopic study testifies to important features of Brazilian-uralian diamonds – very wide variations on IR-absorption, admixture and high nitrogen concentration as structural defects-platelets, enrichment by hydrogen and H3 and H4 centers, often dominating over N3 centers, increased (1150–1200°C) primary temperature of crystallization, considerable duration of post-crystallization annealing. All these features are also characteristic for rounded Uralian diamonds, but not typical for diamonds from kimberlites. Variation of spectroscopic features of Brazilian diamonds suggests their formation in unstable thermodynamic environment.

Key words: *Brazil, diamantiferous rocks, deposits, diamonds.*

References

1. *Blinova G. K.* 1989. Raspreделение strukturnykh primesey v almazakh razlichnogo genezisa [Distribution of structural impurities in diamonds of different origin]. Doklady AN SSSR. 304(1):184–186. (in Russian)
2. *Blinova G. K.* 1987. Strukturnye primesi kak indikatory mekhanizma rosta prirodnykh kristallov almaza [Structural impurities as indicators of the growth mechanism of natural

- diamond crystals]. Doklady AN SSSR. 294(4): 868–871. (in Russian)
3. Voytkevich G.V., Kokin A.V., Miroshnikov A.E., Prokhorov V.G. 1990. Spravochnik po geokhimii [Handbook of Geochemistry]. Moskva, Nedra, p. 480. (in Russian)
 4. Kaminskiy F.V. 1993. Nekotorye osobennosti mineralogii lamproitovykh tufov rayona Prezidente Olegario (shtat Minas Zherais, Braziliya) [Some features of the mineralogy of lamproite tuffs of region of Prezidente Olegario (State of Minas Gerais, Brazil)]. Mineralogicheskiy zhurnal. 15(1):3–8. (in Russian)
 5. Klyuev Yu.A. 1971. Intensivnost polos v IR-spektre pogloshcheniya prirodnykhalmazov [The intensity of the bands in the IR absorption spectrum of natural diamond]. Almazy. 6:9–12. (in Russian)
 6. Klyuev Yu.A., Dudenkov Yu.A., Nepsha V. M. 1973. Nekotorye osobennosti usloviy obrazovaniyaalmazov po formam ikh rosta i raspredeleniyu primesnykh opticheski aktivnykh tse ntrov [Some features of the diamond formation conditions on the forms of their growth and distribution of impurity optically active centers]. Geokhimiya. 7: 1029–1036. (in Russian)
 7. Lukyanova L.I., Ostroumov V.R., Rybalchenko A.Ya. et al. 2011. Almazonosnye flyuidno-eksplozivnye obrazovaniya Permskogo Priuralya. [Diamantiferous fluid-explosive formations of Perm Pre-Urals] Moskva-St. Petersburg, GEOS, p. 240. (in Russian)
 8. Lyutoev V.P., Glukhov Yu.V. 2006. Paramagnitnye azotnye tsen try v monokristallicheskikh i polikristallicheskikh raznovidnostyakh almaza [Paramagnetic nitrogen centers in monocrystalline and polycrystalline diamond varieties]. In Almazy i blagorodnye metally Timano-Uralskogo regiona. Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya. Syktyvkar, Geoprint, pp. 90–92.
 9. Petrovskiy V.A., Vasiliev E.A., Lyutoev V. P. et al. 2011. Osobennosti spektroskopii brazil'ski khalmazov [Features spectroscopy Brazilian diamonds]. Mineralogicheskiy zhurnal. 33(1): 63–71. (in Russian)
 10. Petrovskiy V.A., Rakin V.I., Karfunkel I. et al. 2003. Almazy sovremennykh rossypey v basseyne reki Makaubas (Braziliya) [Diamonds of modern placers in the basin of Macaubas River (Brazil)]. SyktyvkarSKIY mineralogicheskiy sbornik. 33: 13–40. (in Russian)
 11. Petrovskiy V.A., Silaev V.I., Golubeva I.I. et al. 2010. O veroyatno endogennoy prirode mezoproterozoyski khalmazonosnykh «metakonglomeratov» v Brazilii [About probable endogenous origin of mezoproterozoic diamantiferous metaconglomerates of Brazil]. Vestnik Instituta geologii Komi NC UrO RAN. 8: 23–32. (in Russian)
 12. Petrovskiy V.A., Silaev V.I., Golubeva I.I. et al. 2011. Vostochnaya Braziliya: rossy-peobrazuyushchie amaznosnye porody i almazy [Eastern Brazil: placer-forming diamond bearing rocks and diamonds]. In Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: Materialy nauchnykh chteniy pamyati P.N. Chirvinskogo. Perm State University, 14: 12–36. (in Russian)
 13. Plotnikova S.P., Klyuev Yu.A., Parfianovich K.A. 1980. Dlinnovolnovaya fotolyuminesentsentsiya prirodnykhalmazov [The long wavelength photoluminescence of natural diamonds]. Mineralogicheskiy zhurnal. 2(4): 75–80. (in Russian)
 14. Prirodnye almazy Rossii. [Natural diamonds of Russia] Moskva, Polyaron, 1997. p. 304. (in Russian)
 15. Putintseva E.V., Polyakova E.I. 2012. Flyuidolity Severo-Vostochnogo Zaonezhya (Kareliya) [Fluidolites of North-Eastern Zaonezhye (Karelia)]. Materialy Vserossiyskoy konferentsii, posvyashchennoy 150-letiyu akademika F.Yu. Levinsona-Lessinga i 100-letiyu professora G.M. Saranchinoy. St. Petersburg, SPbGU, T. 2, pp. 147–150. (in Russian)
 16. Rakin V.I. 2008. Kristallomorfologiya okruglykhalmazov Yakutii i Brazilii [Crystal morphology of rounded diamonds of Yakutia and Brazil]. In Mineraly i mineraloobrazovanie, struktura, raznoobrazie i evolyuciya mineralnogo mira, rol mineralov v proiskhozhdenii i razvitii zhizni, biomineralnye vzaimodeystviya. Syktyvkar, pp. 17–44. (in Russian)
 17. Rakin V.I. 2010. Formirovanie krivolinyenykh poverkhnostey kristallov almaza pri ikh rastvorenii [The formation of curved surfaces of diamond crystals during their dissolution]. Doklady RAN. 432(4): 528–532. (in Russian)
 18. Rakin V.I., Martins M., Karfunkel I. 2005. Razvitie krivogrannykh form kristallov almaza uralskogo (brazil'skogo) tipa [Development of the curve-faced forms of diamond crystals of Ural (Brazilian) type]. In Geolo-

- giya almaza – nastoyashchee i budushchee. Voronezh, Izd. Voronezhskogo un-ta. pp. 688–695. (in Russian)
19. *Rakin V.I., Petrovskiy V.A.* 2006. Osobnosti morfologii krivogrannykh form almazov [Morphological features of curve-faced diamond types]. In *Almazы i blagorodnye metally Timano- Uralskogo regiona. Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya*. Syktyvkar, pp. 118–120. (in Russian)
 20. *Rybalchenko A.Ya., Rybalchenko T.M., Silaev V.I.* 2011. Teoreticheskie osnovy prognozirovaniya i poiskov korennykh mestorozhdeniy almazov tuffizitovogo tipa [Theoretical basis of forecasting and exploration of primary diamond deposits of tuffizite type]. *Izvestiya Komi NC UrO RAN*, 1: 54–66. (in Russian)
 21. *Sobolev E.V., Samsonenko N.D., Ilyin V.E. et al.* 1969. O preimushchestvennom sostoyanii azota v prirodnom almaze [About the predominant state of nitrogen in natural diamond]. *Zhurnal strukturnoy khimii*. 10: 552–553. (in Russian)
 22. *Sobolev E.V., Lenskaya S.V., Lisoyvan V. I.* 1968. O plastinchatykh obrazovaniyakh v strukture prirodnnykh almazov [About lamellar formations in the structure of natural diamonds]. *Zhurnal strukturnoy khimii*. 9(6): 29–33. (in Russian)
 23. *Stepanov A.S., Shatskiy V.S., Zedgenizov D.A., Sobolev N.V.* 2007. Prichiny raznoobraziya morfologii i primesnogo sostava almazov iz eklogita trubki Udachnaya [The origin of diversity of morphology and impurities composition of diamonds from Udachnaya eclogite pipe]. *Geologiya i geofizika*. 48(9): 974–988. (in Russian)
 24. *Sukharev A.E., Lyutoev V.P.* 2012. Rezultaty EPR-issledovaniya kvartsa iz mezoproterozoysskikh almazonosnykh metakonglomeratov Vostochnoy Brazili [Results of ESR studies of quartz from Mesoproterozoic diamantiferous metakonglomerates of the Eastern Brazil]. In *Mineraly: stroenie, svoystva, metody issledovaniya. Materialy IV Vserossiyskoy molodezhnoy nauchnoy konferentsii* (Yekaterinburg, October 15-18 2012). Ekaterinburg, UrO RAN, pp. 236-238. (in Russian)
 25. *Tompkins L.A.* 1992. Strukturnoe polozhenie kimberlitov Brazili i ikh almazonosnost [Structural position of Brazilian kimberlites and their diamantiferous]. *Geologiya i geofizika*. 10: 108–117. (in Russian)
 26. *Shcherbakov Yu.G.* 1976. Geokhimicheskaya evolyutsiya i rudnye formatsii [Geochemical evolution and ore formations]. In *Problemy endogennogo rudoobrazovaniya i metallo-genii*. Novosibirsk, Nauka, pp. 217–229. (in Russian)
 27. *Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A. S. et al.* 2006. Kinematic evolution of the AraÇuai-West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*. 149: 43–64. doi: 10.1016/j.precamres.2006.06.007
 28. *Alvarenga C. J. S.* 1982. Comportamento estratigrafico da formaÇao Sopa-Brmadinhono distrito diamantifero de ExtraÇao (Diamantina). *Congr. Bras. De Geologia*. Salvador, Anais. 1: 168–176.
 29. *Babinski M., Pedrosa-Soares A.S., Trindade R.I.F. et al.* 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the AraÇuai orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*. 21: 451–465. doi: 10.1016/j.gr.2011.04.008
 30. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G.S.* 1994. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond. *Phil. Mag., Part B*. 69(6): 1149–1153. doi: 10.1080/01418639408240185
 31. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G.S.* 1995. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond. *Phil. Mag., Part B*. 72(3): 351–361. doi: 10.1080/13642819508239089
 32. *Chaves M. L. S. C.* 1997. Geologia e mineralogia do diomanteda Serra do Espinhacoem Minas Gerais. PhD Thesis: Universidade de Sao Paulo. p. 289.
 33. *Chaves M. L. S. C., Dussin T. M., Sano Y.* 2000. The Source of the Espinhago Diamonds: Evidences from SHRIMP U-Pb zircon ages of Sopa Conglomerate and Pb-Pb zircon evaration ages of metavolcanic rocks. *Revista Brasileira de Geociencias*. 30(2): 265–269.
 34. *Chaves M. L. S. C., Karfunkel J.* 1997. A protobacia do Rio Jeguitinhonha durante o Cretaceo Inferior e seu potencialdiamanifero. *Geociencias*. 16: 191–203.
 35. *Chaves M. L. S. C., Karfunkel J., Svisero D.P.* 1998. Sobre a polemica da origin do diomante na Serra do Espinhaco (Minas Gerais): um enfogue mineralogico. *Revista Brasileira de Geociencias*. 28(3): 285–294.

36. *Chaves A. O.* 2005. Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brasil) as revealed by vibrational spectroscopy. Proc. of the II South American Symposium on diamond geology. pp. 43–48.
37. *Chemale Ir. F., Dussin I.A., Alkmin F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N.* 2011. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*. 22(1): 200–206. doi:10.1016/j.gr.2011.08.016
38. *Cloos H.* 1941. Bau und Tätigkeit von Tuffschichten. *Geologische Rundschau*. 32: 708–800.
39. *Dussin I.A., Dussin T.M.* 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*. 1: 19–26.
40. *Gonzaga G.M., Tompkins L.A.* 1991. Principais depósitos minerais do Brasil. Gemas e rochas ornamentais. DNPM-CPRM. 4-A: 53–116.
41. *Hettich M.A.* 1977. Glaciação proterozoica no centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*. 7: 87–101.
42. *Hayman P., Kopylova M., Kaminsky F.V.* 2003. Alluvial diamonds from the Rio Soriso (Juína, Brasil). Ext. abstr. 8 Int. Kimberlite Conference. P. art FLA_0320.
43. *Junior F.C., Dussin I.A., Martins M.S. et al.* 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin? VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology Brasília. pp. 552–555.
44. *Kaiser W., Bond W.* 1959. Nitrogen, a major impurity in common type I diamond. *Phys. Rev.* 115:857. doi: 10.1103/PhysRev.115.857
45. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.* 2001. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond as revealed by infrared absorption data. *Canadian Mineralogist*. 39(6):1733–1745. doi: 10.2113/gscanmin.39.6.1733
46. *Kaminsky F.V., Sablukov S.M., Sablukova L.I., Zakharchenko O.D.* 2009. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 28(3): 288–303. doi: 10.1016/j.jsames.2009.06.003
47. *Karfunkel J., Chaves M. L. S. C.* 1995. Conglomerados Cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: Um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do Médio São Francisco. *Geociências*. 14:59–72.
48. *Karfunkel J., Hoppe A.* 1988. Proterozoic glaciations in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 65:1–21.
49. *Karfunkel J., Martins M., Scholz R. et al.* 2001. Diamonds from the Macaúbas river basin (MG, Brazil): characteristics and possible source. *Revista Brasileira de Geociências*. 31:445–456.
50. *Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*. 10(5): 1038–1064. doi: 10.1029/90TC01007
51. *Martins M.S.* 2006. Geologia dos diamantes e carbonados do Rio Macaúbas (MG). PhD Thesis: Universidade Federal de Minas Gerais. p. 246.
52. *Martins-Neto M.A.* 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*. 103(3–4):147–173. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00080-2
53. *Martins-Neto M.A.* 2007. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. 26(2):163–176. doi: 10.1016/j.marpelgeo.2007.10.001.
54. *Martins-Neto M.A., Hercos C.M.* 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. In *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. (Eds W. Altermann and P. L. Corcoran), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. doi: 10.1002/9781444304312.ch18
55. *McCandless T.E., Waldman M.A., Gurney J.J.* 1994. Macrodiamonds and microdiamonds from Murfreesboro Lamproites, Arkansas: morphology, mineral inclusions and carbon isotope geochemistry. In *International Kimberlite Conference - Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration*, At Araxá, Brasília, Vol. 2, pp.78–97.
56. *Moraes L.J.* 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Sci.* 4:111–114.
57. *Rakin V.I.* 2011. Curved Surfaces upon Dissolution As a Manifestation of Physicochemical Properties of Crystal Structure. *Crystallography Reports*. 56(2):289–297. doi: 10.1134/S1063774511020155

58. Reynolds D.L. 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. *Am. J. of Sci.* 252(10): 577–614.
59. Robinson D.N. 1979. Surface textures and other features of diamonds. Ph.D. Thesis, University of Cape Town/South Africa. p. 221.
60. Robinson D.N., Scott J.A., Van Niekerk A., Anderson V.G. 1989. The sequence of events reflected in the diamonds of some southern African kimberlites. *Geol. Soc. Australia. Sp. Publ.* 14:990–1000.
61. Sutherland D.G. 1982. Type transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes. *Econ. Geol.* 77(7):1613–1620. doi: 0.2113/gsecongeo.77.7.1613
62. Svisero D.P. 1995. Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview. *J. Geodynamics.* 20(4):493–514. doi: 10.1016/0264-3707(95)00017-4
63. Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. 1990. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds. *Am. Miner.* 75:1290–1310.
64. Uhlein A., Trompette R.R., Egudio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences.* 11(2):191–203. doi: 10.1016/S0895-9811(98)00010-8
65. Vance E.R., Harris J.W., Milledge H.J. 1973. Possible origins of a-damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources. *Mineral. Mag.* 39:349–360.
66. Woods G.S. 1986. Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds. *Proceeding of the Royal Society London,* A407:219–238.