

УДК 553.81:552:549(571.56)

С. А. Граханов (ПАО «АЛМАР-Алмазы Арктики», Институт Карпинского),
 М. Н. Голобурдина (Институт Карпинского), А. С. Иванов (Санкт-Петербургский горный университет), И. В. Ащепков (ИГМ СО РАН, ГИ СО РАН)

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БУЛКУРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

Приведены результаты минералого-петрографических исследований алмазоносных поздне триасовых туфов, туфогравелитов и туфопесчаников булкурской пачки, различающихся по количеству вулканогенного материала на туфы, орто- и паратуффиты. Туфы сформированы в результате фреатоматических извержений в карнийское время в Приморской зоне глубинных разломов. Туфы и ортотуффиты содержат ураганные концентрации пиропов с незначительным количеством алмазоносных дунит-гарцбургитовых парагенезисов и высоким содержанием алмазоносных эклогитов. Впервые представлены сведения о келифитовых каймах МИК и широко проявленной гипергенной минерализации в породах. Наличие значительного количества мегакристаллов граната позволяет предполагать возможность находок крупных кристаллов алмазов, что положительно отразится на стоимости сырья.

Ключевые слова: алмаз, месторождение, россыпь, триас, север Восточно-Сибирской платформы.

S. A. Grakhanov (PJSC «ALMAR-Arctic Diamonds», Karpinsky Institute),
 M. N. Goloburdina (Karpinsky Institute), A. S. Ivanov (St. Petersburg Mining University),
 I. V. Aschepkov (IGM SB RAS, GI SB RAS)

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE DIAMOND-BEARING FORMATIONS OF THE BULKUR ANTICLINE, REPUBLIC OF SAKHA (YAKUTIA)

The article shows the results of mineralogical and petrographic studies of diamond-bearing Late Triassic tuffs, tuff gritstones, and tuff sandstones of the Bulkur member, differing in the amount of volcanogenic material into tuffs, ortho- and paratuffites. The tuffs were formed as a result of phreatomagmatic eruptions during the Carnian in the Primorsky deep faults zone. Tuffs and orthotuffites contain outstanding pyrope concentrations with a small amount of diamond-bearing dunite-harzburgite parageneses and a high content of diamond-bearing eclogites. For the first time, information about the MIC kelyphitic rims and widespread hypergene mineralization in the rocks is given. The presence of a considerable number of garnet megacrystals suggests the possible discovery of large diamond crystals, which will have a positive effect on the raw materials cost.

Keywords: diamond, deposit, placer, Triassic, north of the East Siberian Platform.

Для цитирования: Минералого-петрографическая характеристика алмазоносных образований Булкурской антиклинали, Республика Саха (Якутия) / С. А. Граханов, М. Н. Голобурдина, А. С. Иванов, И. В. Ащепков // Региональная геология и металлогения. – 2024. – № 98. – С. 41–63.

Введение. На северо-востоке Сибирской платформы наиболее выдержанным продуктивным древним коллектором алмазов является осадочно-вулканогенное основание карнийского яруса, прослеживаемое от Западного Верхоянья до Анабарской губы и выделенное в булкурскую пачку [14]. Максимальные концентрации алмазов в булкурской пачке были выявлены на левом берегу устьевого отрезка р. Лена на западном склоне Булкурской антиклинали (рис. 1).

Ранее изучение продуктивного пласта на западном склоне Булкурской антиклинали базировалось только на одном естественном обнажении – в долине р. Булкур, на единственной буровой

линии, пройденной ОАО «Нижне-Ленское» и на канавах, пройденных НПО «Аэрогеология, ОАО «Нижне-Ленское» и «Арктической горной компанией», в которых вскрывалось только основание булкурской пачки. По этим данным были изучены петрографо-минералогический состав пород, типоморфные особенности минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) и алмазов, химический состав МИК и содержание пиропов алмазной ассоциации. Определен возраст кимберлитовых цирконов в продуктивной пачке, изотопный состав углерода и состав пленок на алмазах [10; 11; 13; 14; 19; 20; 23; 25; 28]. Авторы в своих исследованиях по-разному определяли тип пород и коренные

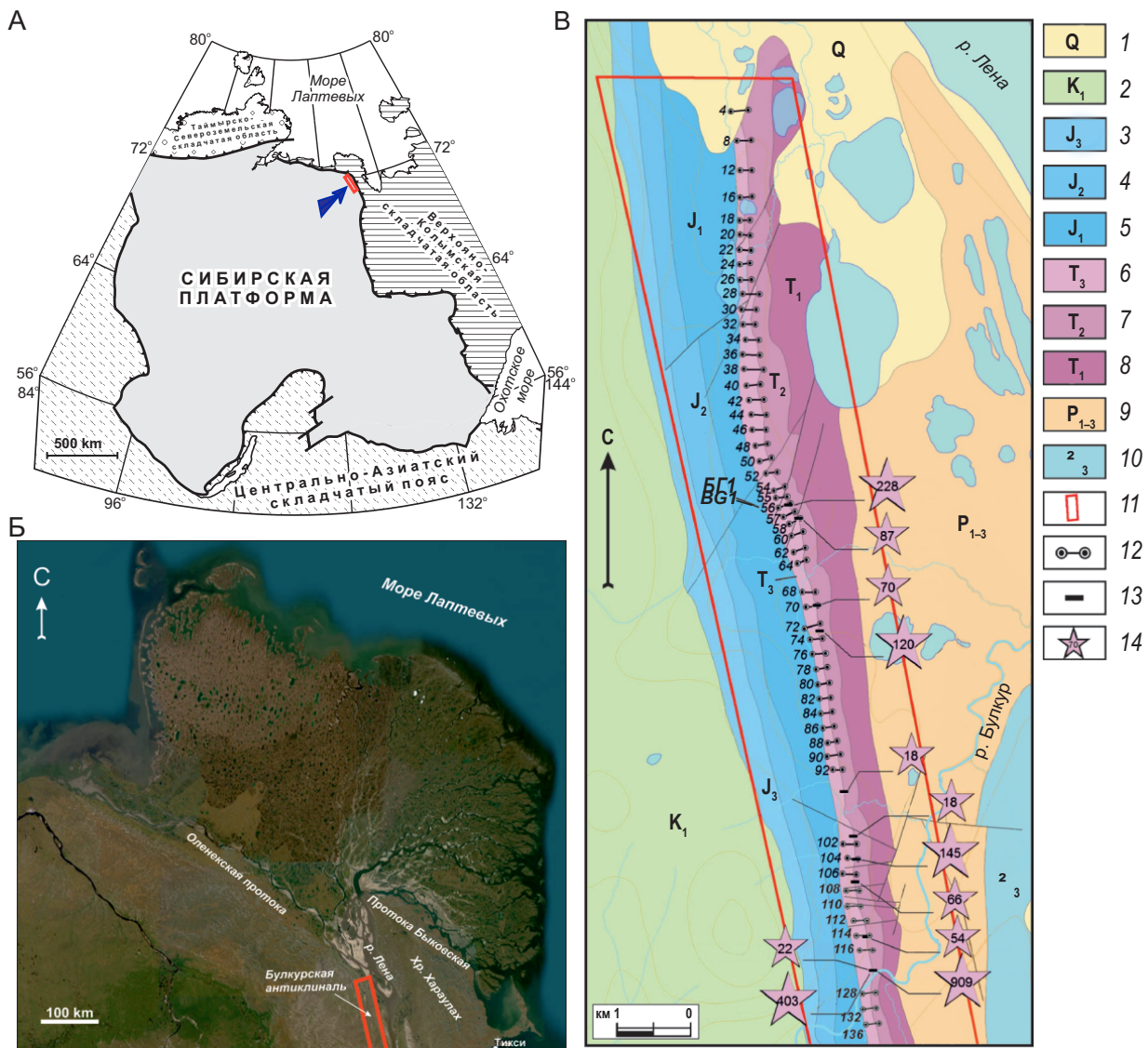


Рис. 1. Положение объекта исследования: А – схема региональных структур. Б – космоснимок района дельты р. Лена. В – геологическая схема западного крыла Булкурской антиклинали

1 – квартал; 2 – меловая система, нижний отдел: песчаники, алевролиты; 3 – юрская система, верхний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – юрская система, средний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 5 – юрская система, нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 – триасовая система, верхний отдел: ксенотуфобрекчии, ортотуффиты, паратуффиты, органогенные алевропесчаники и аргиллиты, алевропесчаники, аргиллиты; 7 – триасовая система, средний отдел: песчаники, алевролиты; 8 – триасовая система, нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 9 – пермская система нерасчлененная: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 10 – кембрийская система, верхний отдел: доломиты; 11 – площадь работ ООО «Арктической горной компании» в 2016–2024 гг.; 12 – буровые линии; 13 – каналы; 14 – находки алмазов в каналах, шт.

источники алмазов: туфогравелиты, туфопесчаники, туфы-туффиты кимберлитов или лампроитов [6; 10; 14; 19]; переотложенные продукты кимберлитов из кор выветривания [2].

Результаты геолого-петрографических исследований алмазоносных пород булкурской пачки показывают, что их образование связано главным образом с фреатомагматической деятельностью. Данные породы по своему химическому составу [10] не похожи на известные коренные месторождения алмазов, возможно, мы имеем дело с новым типом алмазоносных пород, назовем их (условно) «булкуриты». Учитывая небольшую долю ильменита и высокий процент титанистых шпинели-

дов, источники ближе к слюдястым кимберлитам – оранжитами, но полное замещение силикатных минералов и обломков пород не позволяют сделать однозначный вывод. Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород уникален по широкому спектру цветовых разновидностей пиропов и их ураганному содержанию.

Осадочно-вулканогенные породы булкурской пачки отличаются высокой алмазоносностью, где впервые определены алмазы V+VII разновидностей (по Ю. Л. Орлову, 1984) [16]. Предполагается, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы

обусловлено тем, что эксплозии алмазоносных туфов охватывали значительные площади в позднеладинское и раннекарнийское время, а затем кратерные фации перерабатывались и перемещались в рэтскую и плинсбахскую трансгрессии. Фактически максимальное развитие раннеюрской трансгрессии фиксируется областью распространения экзотических алмазов V+VII разновидностей [9; 12].

Возраст коренных источников алмазов, исследуемых пирокластических образований может характеризоваться кимберлитовыми цирконами средне-позднетриасового тектоно-магматического этапа, уверенно прослеживающихся в более молодых мезозойских и кайнозойских промышленных россыпях, где отсутствуют средне-позднелазейские спектры цирконов, типичные для коренных месторождений алмазов центральной части Якутии [11]. Любопытно, что возраст андезитов и риолит-дацитов, гальки которых типичны для туфоконгломератов булкурской пачки, тоже триасовый [13].

В настоящее время на западном склоне Булкурской антиклинали поисково-оценочные работы проводит ООО «Арктическая горная компания» (дочернее предприятие ПАО «АЛМАР – алмазы Арктики») (рис. 1). В данный период вдоль контакта пород карния и ладина на расстоянии 22 км пробурено более 800 скважин по сети (20–400–800) × (10–20–40) м, описано 8200 пог. м керна, отобраны и изучены 942 керновые минералогические пробы, изучено 400 шлифов, сделано 1508 микрозондовых анализов. Часть этих результатов использована в данной работе.

Петрографическая характеристика. Ранее предшественниками петрографические и аналитические исследования проводились по туфам или туффитам основания карнийского яруса в единственном коренном обнажении на р. Булкур или в единичных канавах лишь на контакте с породами ладина. В настоящее время, в связи с осуществляемыми поисково-оценочными работами ООО «АГК» появилась уникальная возможность изучить весь разрез продуктивных пород булкурской пачки основания карнийского яруса по пробуренным скважинам (рис. 1, В).

Для комплексного петрографо-минералогического изучения на расстоянии 10 км по простиранию булкурской пачки были выбраны пять разрезов алмазоносных пород: буровая линия 8, скв. 7; находящаяся в 6,6 км южнее линия 74, скв. 3; в 1,6 км южнее линия 90, скв. 2; и скважины 1 и 3 линии 106, расположенные в 1,6 км южнее (рис. 1, В).

По данным бурения установлено, что алмазоносные породы булкурской пачки основания карнийского яруса залегают на кварцевых континентальных песчаниках ладинского яруса. Они перекрываются алевролитами или аргиллитами органическими в подошве, являющимися основанием трансгрессивной пачки осипайской свиты карнийского яруса. В подстилающих песчаниках ладинского яруса установлены вертикальные трещины

и пустоты, заполненные туфовым материалом, по составу не отличающимся от присутствующего в туфогенных породах продуктивной пачки. По данным изученных скважин, мощность булкурской пачки варьирует от 0,2 м (л-8, скв. 7) до 7,6 м (л-90, скв. 2).

При петрографических исследованиях алмазоносные осадочно-вулканогенные породы на основе классификации [3] были объединены в туфы (пирокластики 90–100%), ортотуффиты (пирокластики 50–90%), паратуффиты (пирокластики 10–50%) [6].

По изученным разрезам ксенотуфы, туфоконгломераты и лапиллиевые туфы залегают как в основании булкурской пачки, так и в ее средней части. Характерна резкая фациальная изменчивость (рис. 2). Тонкие линзы (1–2 см) туфов и туффитов встречаются по всему разрезу вулканогенно-осадочных пород вплоть до «ракушняка». Ксенотуфы, реже туфоконгломераты, слаболифифицированные, прослоями плотные буровато-коричневые средне-крупногалечные, с иллитовым и шамозитовым гравием. Среди округлой гальки (ксенокластов) преобладают кислые и средние породы. В разрезе встречаются вулканические бомбы и миндалины, выполненные кальцитом до 2 см [14]. Визуально фиксируются неокатанные пиропы с каймами и примазками. Связующая масса неравномерно карбонатизирована, слой пронизан тонкими жилами кальцита, часто встречается галька (ксенокласты) в кальцитовой рубашке.

Ксенотуфы фациально замещаются или (чаще всего) верхнюю часть разреза слагают черные блестящие и темно-серые мелколапиллиевые туфы с лапиллями черного шамозита и мелкими округлыми зернами иллита. В породе фиксируются уплотненные ксенолитокласты песчаников и алевролитов, реже долеритов, кислых и средних эффузивов. Порода карбонатизирована и пронизана жилами белого кальцита. Верхний и нижний контакты нечеткие. Иногда на границе ксенотуфов и лапиллиевых туфов встречаются линзы и прослои темно-серых мелкозернистых толстоплитчатых туфоалевролитов мощностью 0,1–0,2 м. Туфоалевролиты очень плотные с ровными поверхностями напластования, с четкими нижним и верхним контактами.

Мощность туфогенных пород в изученных разрезах варьирует от 0,1 до 0,4 м, хотя в расположенном недалеко от линии 90, шурфе 94/95 мощность лапиллиевых туфов и ксенотуфов достигает 2,8 м.

Туфогравелиты довольно распространены в разрезах булкурской пачки. При петрографических исследованиях установленная в них примесь вулканогенного материала обычно превышает 50% и по этому критерию они относятся к ортотуффитам. Это породы коричневато-зеленоватые-серые, серые с мелкими лапиллями, которые образуют тонкие линзы или неравномерно рассеяны по слою. Порода насыщена углефицированным растительным детритом и может быть интенсивно кальцитизированной. Мощность в изученных разрезах достигает 2,6 м.

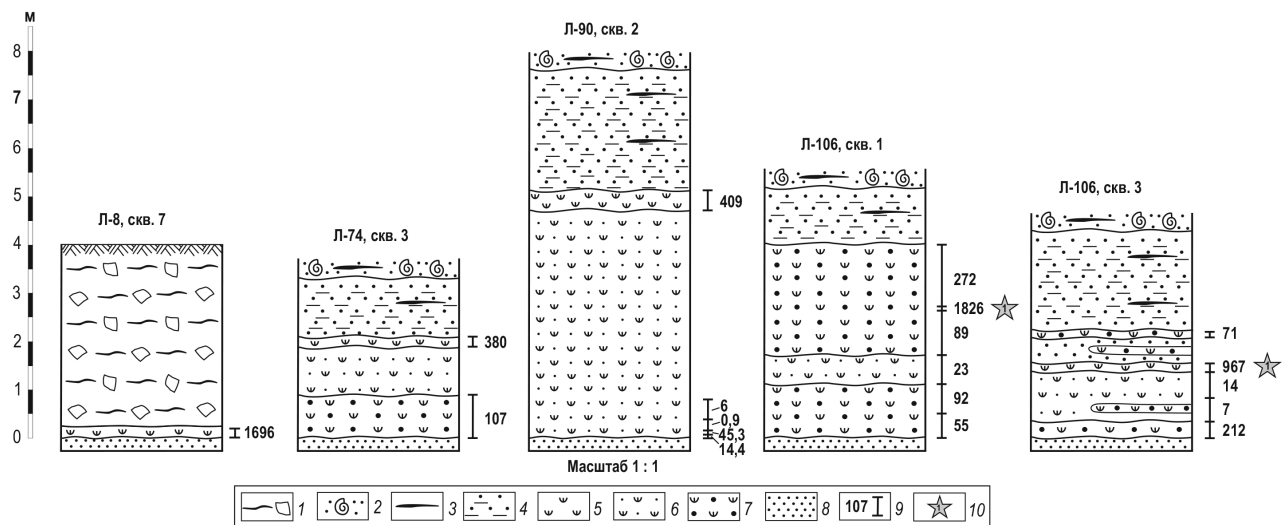


Рис. 2. Разрезы вулканогенно-обломочных пород булкуртской пачки основания карнийского яруса

1 – коллювиальные и делювиальные образования; 2 – «ракушняки» с тонкими линзами и прослоями органногенного алевропесчаника и аргиллитов; 3 – линзы тонко- и мелкообломочных туффитов/туфов; 4 – туфо(?)-алевропесчаники; 5 – ксенотуфы, лапиллиевые туфы; 6 – паратуффиты; 7 – ортотуффиты; 8 – песчаники ладинского горизонта; 9 – интервал кернового опробования, содержание пиропов, кар/т; 10 – находки алмазов, шт.

Туфопесчаники содержат вулканогенный материал менее 50%, поэтому они отнесены к паратуффитам [3] (рис. 2). Это зеленовато-серые, серые породы среднеслоистые с углистым детритом и невыдержанными прослоями темно-буровато-серых (туфо?)-алевроаргиллитов. Мощность – до 4,1 м (л-90, скв. 2, рис. 2).

В кровле булкуртской пачки залегает слой туфо-алевропесчаников зеленовато-серых мелкозернистых тонкослоистых биотурбированных с тонкими прослоями темно-серых аргиллитов. Иногда присутствуют прослои туфогравелитов или грубозернистых песчаников. Мощность – 1,2–2,5 м.

Перекрывают булкуртскую пачку темно-серые алевролиты и аргиллиты, в основании с многочисленной фауной двустворок (кардинии?).

Таким образом, булкуртская пачка объединяет группу вулканогенно-осадочных пород чрезвычайно изменчивых по количеству и составу пирокластического материала. Те же гравелиты или песчаники могут содержать большую или меньшую долю вулканогенного материала, что напрямую влияет на алмазоносность пород. Ниже приведена детальная петрографическая характеристика туфов и ортотуффитов (рис. 2, 3), как наиболее перспективных пород на промышленную алмазоносность. Другие породы булкуртской пачки – паратуффиты и туфоалевропесчаники по составу вулканогенного материала практически подобны им и охарактеризованы ранее [6].

Ксенотуфы буровато-серые (проба 90/2/5,7–6,0 м), бежево-серые (проба 106/3/19,35–19,51 м) крупно-среднеобломочные кристалло-литокластические породы, образованные круглыми, овальными, уплощенно-овальными литокластами размером от 1 мм до 5 × 5 см (рис. 3, а, б). Превалирующие крупнопсефитовые и псефитовые литокласты

имеют светло-кремово-серые и бежево-серые цвета. Кирпично-бурые и темно-буровато-серые цвета свойственны уплощенно-овальным и линзовидным обломкам тонкообломочных туфов и туфо-алевроаргиллитов с темно-серой каймой мощностью 1–3 мм. Связующая масса зеленовато-серая хлоритовая либо светло-кремовая карбонатная. Различие ксенотуфов в цвете обусловлено разным составом, относительно светлый бежево-серый цвет определен большей примесью ксеногенного осадочного материала алевропесчаной размерности и преобладанием карбоната в связующей массе. Интенсивные преобразования, выраженные в глинизации, приводят к кирпично-рыжеватому цвету и рыхлому состоянию пород (л-8, скв. 7, глуб. 3,8–4,0 м).

Микроскопически ксенотуфобрекнии содержат овальные, округлые и угловатые измененные литокласты (~80%) и кристаллокласты кварца, полевых шпатов, чешуи гидратированной темной слюды и мусковита, псевдоморфозы по оливину(?), хлоритизированные биокласты и углефицированный растительный детрит, заключенные в основную массу, выполненную хлоритом, гидрослюдой и анальцим-альбит-кальцитовым агрегатом.

Преобладающие литокласты имеют апогиалиновую и апокрипнокристаллическую структуры, массивную текстуру, сложены оливковым хлоритом, бежево-оливковым хлорит-гидрослюдистым агрегатом с микровкраплениями рудного минерала. Округлым литокластам типично концентрически-зональное строение, обусловленное закономерным распределением рудных минералов. В породе распространены бежево-коричневые и буровато-коричневые литокласты, в разной степени пропитанные пылеватым агрегатом лейкоксена и/или гидроокислов железа, подчеркивающим

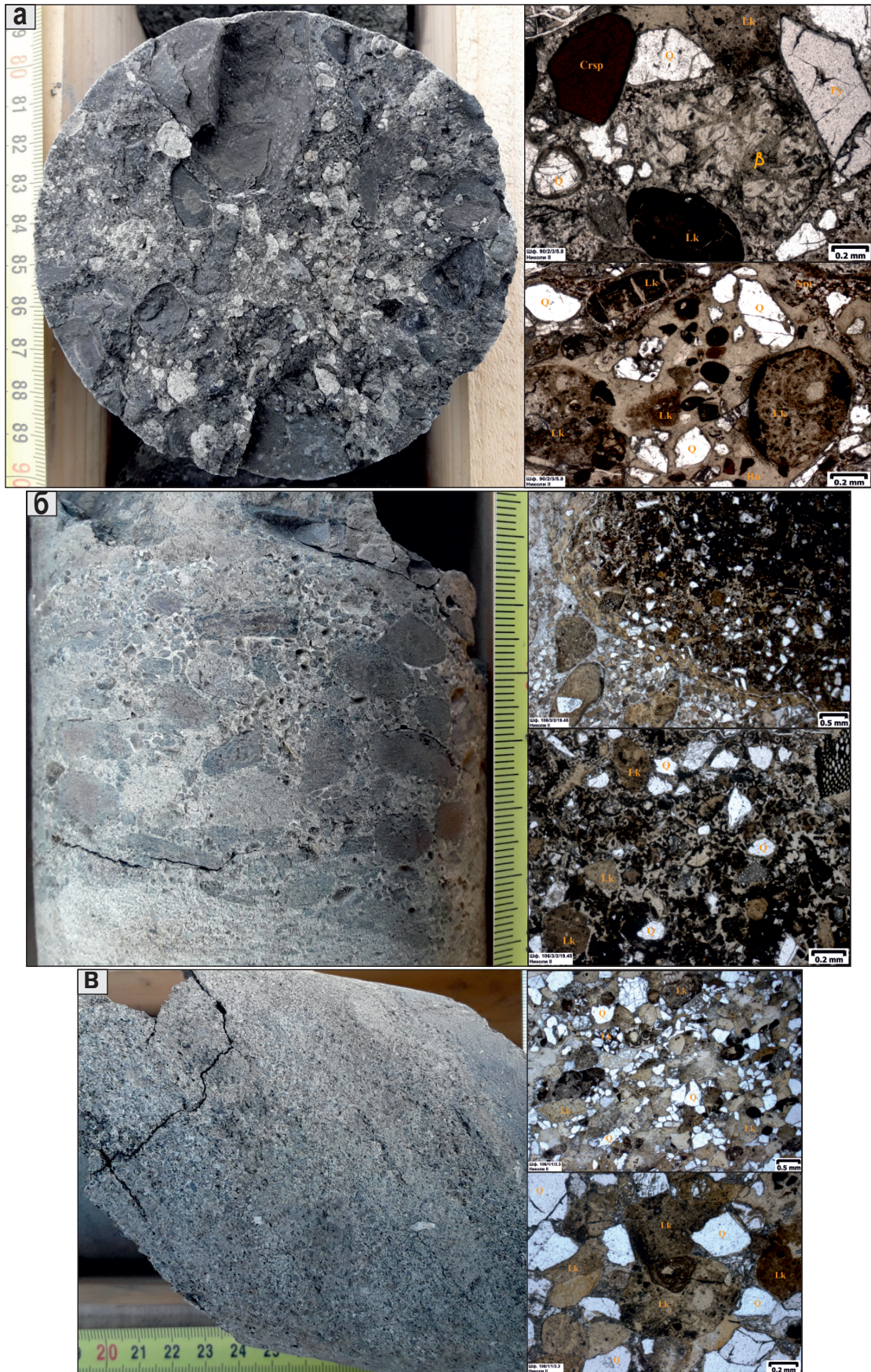


Рис. 3. Образцы и микрофотографии ксенотуфов

а – л-90 скв. 2, глуб. 5,8 м; б – л-106 скв. 3, глуб. 19,45 м) и ортотуффитов (в – л-106 скв. 1, глуб. 3,3 м).

Lk – литокласты; β – долерит преобразованный; Q – кварц; Crsp – хромшпинелид; Ru – рутил; Py – пироп; Sm – связующая масса

порфиновые и кристаллокластические структуры, брекчиевые и автолитовые текстуры, насыщенные мелкими лейкоксенизированными железо-титанистыми минеральными фазами и рутилом. Породы характерной округлой пирокластикой с автолитовой текстурой ядерного и безядерного строения и их обломки имеют зональное строение, отраженное в разной степени лейкоксенизированными кольцевыми зонами насыщенного коричневого и бурового цветов. В центральной части автолита могут присутствовать обломки кварца, преобразованные железисто-магнезиальные силикаты. В ядре автолита порой наблюдается округлое включение мелкопорфировой нацело хлоритизированной породы, тонко матированной лейкоксеном с многочисленными мелкими рудными минералами и ядерными автолитовыми включениями. По контуру данного автолита развита многослойная бурая оболочка, нарушенная радиальными трещинами, заполненными светло-зеленым хлоритом. Различные проявления такой трещиноватости в автолитах (а в большинстве случаев она отсутствует) могут указывать на разные, вероятно, быстро меняющиеся условия формирования самой автолитовой породы. Рассмотренные литокласты в различных количествах иногда содержат мелко-среднеобломочные осадочные зерна.

В меньшем объеме в ксенотуфах присутствуют овальные и угловатые обломки мелко- и среднекристаллических долеритов с офитовой структурой, замещенных хлоритом и хлорит-гидрослюдистым агрегатом, иногда до такой степени, что едва заметны контуры псевдоморфоз. Встречаются округлые обломки базальтов с апоинтерсертальной структурой, угловатые обломки порфириновых и афировых андезитов с пилотакситовой и микролитовой основной массой, овальные обломки трахитов порфириновых и афировых, и слюдитов. В редких случаях среди относительно крупных обломков распознаются полнокристаллические породы с реликтовой панидиоморфной структурой, прослеживаемой по тройным сочленениям изометричных хлоритовых псевдоморфоз по оливину(?) и наблюдаемыми в интерстициях преобразованными изометричными рудными минералами (хромшпинелид?), свидетельствующими об отношении этой породы к дунитам либо перидотитам.

Распространенные в породе буровато-кирпичные литокласты интенсивно преобразованы и, судя по реликтам обломков, могут соответствовать средне-мелкообломочным туффитам (туффам?) лито-кристаллокластическим с типичной темно-серой тонкой хлоритовой оболочкой. Породы сложены преобладающими округлыми и оскольчатыми обломками пород (хлоритизированных, неравномерно лейкоксенизированных, порой с автолитовой текстурой), псевдоморфозами по железисто-магнезиальным силикатам, оскольчатыми и угловатыми зернами кварца и плагиоклаза (~30%), гидратированными чешуями слюды, углефицированным растительным детритом (рис. 3, б), заключенными в хлорит, хлорит-гидрослюдистую основную массу (35%) с превалирующим развитием

красно-бурых субидиоморфных гидроокислов железа. В связи с последним обстоятельством рудные и акцессорные минералы в данной разновидности пород трудно определимы.

Связующая масса рассматриваемых ксенотуфов имеет неоднородное строение, в основном полностью сложена хлоритом, гидрослюдой, кальцитом в ассоциации с анальцимом или альбитом. Акцессорные минералы ксенотуфов – циркон, хромшпинелид, пироп, лейкоксенизированные анатаз и рутил, турмалин.

Ортомуффиты бежево-серые, серовато-желтые мелко-среднеобломочные породы с кристалло-литокластической структурой и слоистой текстурой, образованы хаотично распределенными включениями и обломками пирокластик (70–75%), зернами осадочного материала (25–30%). Слоистость пород подчеркнута маломощными линзами/прослоями с обломочным материалом размером менее 1 мм (рис. 3, в).

Пирокластический материал сложен преимущественно овальными, округлыми, изометрично-угловатыми обломками пород с преобладающим размером 0,15 × 0,15 – 0,4 × 0,9 мм, полностью замещенными тонкочешуйчатым хлоритом и хлорит-гидрослюдистым агрегатом. По реликтовым структурно-текстурным особенностям выделяются породы с гиалиновой, гиалопилитовой, криптокристаллической, порфировой и микролитовой структурами и с однородно-массивной, флюидальной, автолитовой и концентрически-зональной структурами, определенными благодаря разной степени концентрации пылеватого лейкоксена, мелких кристаллов лейкоксенизированных железо-титанистых или титанистых минералов (ильменит?, рутил), а также дифференцированному соотношению хлорита и гидрослюды. Особенности их строения и соотношения подобны приведенным для литокласт из ксенотуфобрекчий. Границы подобных литокласт могут быть неопределенными и теряться в осадочном материале в виде проникновения расплава по границам и трещинам зерен, представляя собой связующую массу со струйчатой, струйчато-флюидальной и флюидальной структурами. В охарактеризованные выше литокласты могут быть включены зерна осадочного материала в разных количествах (от единичных до 90%), что указывает на внедрение расплава в слабо литифицированный осадок.

В небольшом количестве (7–10%) в породе встречаются овальные и угловатые обломки хлоритизированных долеритов с реликтовой офитовой структурой, угловатые обломки афировых и порфириновых трахитов с трахитоидной текстурой, угловатые и округлые обломки андезибазальтов с плагиофировой структурой и пилотакситовой основной массой, гиалопилитовых и порфириновых андезитов, порфириновых и афировых дацитов с микрофельзитовой основной массой, оскольчатые и угловатые обломки риолитов с микрофельзит-вариолитовой и вариолитовой структурами, овальные обломки (порода/минерал?), образованные пачками гидрослюды.

Осадочный материал представлен оскольчатыми, округлыми, овальными, интенсивно трещиноватыми, раздробленными на микроблоки обломками преобладающего кварца, в меньшей степени плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата, что повсеместно отмечается на глубине 13,75 м в скв. 3 линии 74. В ортотуффитах на глубине 3,3–3,4 м в скв. 1 линии 106 преобладают оскольчатые и угловатые обломки с зазубринами по контуру, нередко имеющие рогульчатые и треугольные срезы, и для них типичны сравнительно более редкие трещины, и только около 5% подобных зерен характеризуется интенсивной раздробленностью. Неопределенное положение между осадочным и пирокластическим материалом занимают распространенные в породе в разной степени преобразованные чешуи темной слюды и нацело измененные железисто-магнезиальные силикаты, присутствующие в виде отдельных индивидов, что характерно для осадочных пород, но которые также могут высвобождаться при дроблении присутствующей пирокластики. В породе встречаются чешуи мусковита, биокласты и обломки углефицированной растительности. Размер приведенных минералов варьирует от $0,03 \times 0,03$ до $0,6 \times 1,2$ мм.

По морфологическим особенностям и характеру преобразования минералов можно отметить: кварцу характерны деформационные элементы угасания, плагиоклаз раздроблен преимущественно вдоль плоскостей полисинтетических двойников. Слюда в основном гидратирована либо частично или полностью хлоритизирована, в том числе деформирована и расщеплена, нередко бурые чешуи слюды, выполненные гидроокислами железа и лейкоксеном. Отмечаемые в породе овальные, реже округлые с ровным контуром псевдоморфозы белесо-зеленоватого железисто-магнезиального и светло-оливкового более железистого тонкочешуйчатого хлорита (иногда с примесью гидрослюды) могут относиться к оливиному размером $0,07 \times 0,15 - 0,4 \times 0,9$ мм. В псевдоморфозах порой прослеживается тонкий рудный агрегат в виде равномерного, точечного или линейного распределения. Псевдоморфозам типичны хаотично проявленные по контуру радиальные трещины, выполненные более железистым хлоритом. Зачастую наблюдаемая тонкая оболочка вокруг относительно мелких псевдоморфоз, замещенная железистым хлоритом (порой с примесью гидрослюды либо лейкоксена) может свидетельствовать об их принадлежности к пирокластическому материалу. К подобным псевдоморфозам по оливиному можно отнести схожие по структурно-вещественным и морфологическим особенностям индивиды, представляющие собой обломки с зазубренным контуром и частично сохранившейся округлой гранью.

Цемент в ортотуффитах различный и имеет характер соприкосновения или порово-пленочный, образованный гидрослюдой, хлоритом и хлорит-гидрослюдистым агрегатом (л-74/3/13,75 м) и может быть в сочетании с цементом типа поровый с альбит-анальцим-карбонатным составом (л-106/1/3,3–3,4 м).

Акцессорные минералы – ксеноморфный циркон, осколки турмалина, слабо плеохроирующего в светло-кремово-оливковых оттенках, частично лейкоксенизированный титанит. Гранат присутствует в виде каплевидных трещиноватых зерен размером $0,3 \times 0,3 - 0,6 \times 0,6$ мм и отдельных осколков размером $0,07 \times 0,07 - 0,25 \times 0,3$ мм.

Наиболее распространенными рудными минералами являются рутил в виде красновато-бурых и анатаз в виде желтовато-бурых обломков призматического, овального и сглаженного облика, в разной степени лейкоксенизированных, размером от $0,03 \times 0,03$ до $0,15 \times 0,15$ мм. В большинстве случаев мелкие призматические кристаллы анатаза маркируют контур угловатых псевдоморфоз с карбонатом и в виде сплошного агрегата – зоны роста и трещиноватость, также образует кристаллические скопления в цементе в ассоциации с кальцитом. Встречаются обломки хромшпинелида от $0,07 \times 0,07$ до $0,3 \times 0,3$ мм, просвечивающие коричневатобурым цветом с тонкой обогащенной железом каймой.

Минералогическая характеристика. В составе легкой и тяжелой фракций пород булкурской пачки (туфов, пара- и ортотуффитов) наиболее распространенным минералом является хлорит, его доля (по отдельным пробам) достигает 90–99%. Минеральный состав туфогенно-осадочных изменчив. Даже в пределах одной буровой линии, но в разных скважинах, содержание хлорита может резко падать, замещаясь лимонитом (по линии 114 – 72%), пиритом (по линии 93, скв. 3, проба 1 до 72%), лейкоксеном (линия 76 – 46%), и, реже, сидеритом (линия 114, скв. 5, проба 5–8%), магнетитом (линия 114 – до 4%). Для туфов характерно повышенное содержание титановых минералов – рутила, анатаза и лейкоксена. Так, по линии 76 содержание титановых минералов достигает 53% (лейкоксен 46% + рутил 4% + анатаз 3%). По Булкурской антиклинали ярким признаком неперемещенных и не переотложенных туфогенных пород является то, что в породах минимальна примесь кварца и максимальные концентрации гидрослюды (иллита) и хлорита. Для туфов типично наличие большого количества минеральных сростков (шурф 94/95: лейкоксен + шамозит 12%, лейкоксен + рутил 0,8%) и лапиллей шамозита и иллита.

Ранее в канаве БГ1/ХГ56 описаны вертикальные трещины в подстилающих туфы ладинских песчаниках [14], которые заполнены вулканогенным материалом. Они по минералогическому, петрографическому составу и алмазонаности идентичны туфам основания булкурской пачки. В настоящее время вертикальные подводящие трещины, заполненные туфами, описаны (по данным бурения) на более глубоких горизонтах ладина (линия 112, скв. 6, рис. 1). Тяжелую фракцию данных образований слагают (%): пирит (53), лейкоксен (38), хлорит (4), пироп (3) и хромшпинелид (2).

В разрезе туфов довольно часто встречаются линзы мелкозернистых, очень плотных туфов

алевропесчаников. Тяжелая фракция данных образований практически на 100% сложена хлоритом, а в легкой (в отличие от туфов) значительная доля кварца – 16%. Породы содержат пиропы 12,5 кар/т, что свидетельствует об их потенциальной алмазоносности.

В кровле булкурской пачки описан выдержанный пласт зеленовато-серых туфо(?)алевропесчаников. Он фиксируется практически во всех разрезах, даже на участках, где подстилающие туфогенные образования отсутствуют. Иногда в этом слое наблюдаются тонкие линзы туффитов, которые выделяются желтовато-коричневым цветом. Минеральный состав «чистых» без туфовых линз туфоалевропесчаников представлен: сидеритом (74%), хлоритом (20%) и пиритом (6%), легкая фракция в существенной доле содержит кварц – 16%. В породе встречаются единичные зерна пиропов. Внутри данного слоя были опробованы линзы туффитов желтого цвета, обусловленного повышенным содержанием лимонита (50%) и с сохранившейся высокой долей сидерита (47%). В меньшем количестве присутствуют хлорит, магнетит и лейкоксен. В легкой фракции доминирует кварц (85%), что свидетельствует о переотложении данного материала, и гипс (5%). Слой содержит значительные концентрации минералов-индикаторов кимберлитов: хромшпинелид – 334 зн., пироп – 195 зн., пикроильменит – 83 зн.

В тяжелой фракции органогенных алевропесчаников и аргиллитов (ракушняков), которые перекрывают продуктивную булкурскую пачку, доля

хлорита составляет 84%, пирита – 11%, содержание алмандин, сидерита и лейкоксена редко превышает первые проценты. В легкой фракции «ракушняков» преобладают гипс (34%), кварц (30%), карбонаты (20–30%), меньшую долю составляют полевые шпаты (4,0%) и обломки пород. В целом «ракушняки» по разрезу характеризуются крайне невыдержанным составом, например, в ближайшей линии 93 в скв. 3, им типична иная минералогическая ассоциация – хлорит (3,3%) – лимонит (3,3%) – сидеритовая (83,5%) с примесью лейкоксена и пирита.

Любопытный набор новообразованных минералов туфогенных пород отмечен на западном склоне Булкурской антиклинали. Было замечено, что в течение 1 месяца отвалы шурфов, вскрывающих туфы, покрываются белым кристаллическим агрегатом (рис. 4).

Рентгенофазовым и рентгеноспектральным методами определен эпсомитовый состав преобладающей фазы минерального агрегата (табл. 1 и 2).

Эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) является ценнейшим минералом, широко используемым в медицине, сельском хозяйстве и легкой промышленности.

Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород основания булкурской пачки является уникальным по содержанию и широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, в подчиненном количестве встречаются хромшпинелид, значительно реже пикроильменит. В составе тяжелой фракции туфов доминируют минералы-инди-

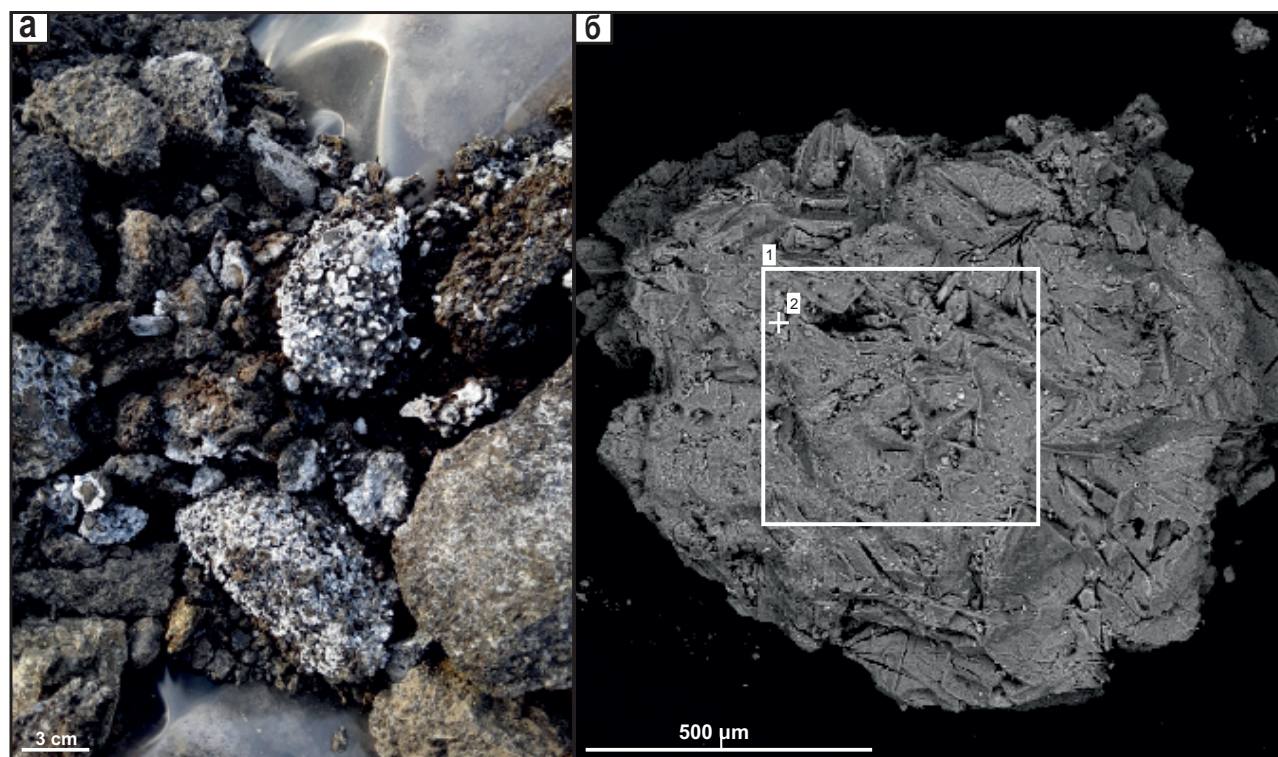


Рис. 4. Обломки туфогенных пород (шурф 94/95, глубина 1,3–2,1 м) с белым мелкокристаллическим агрегатом (а) и BSE-изображение белого агрегата (б). Составы № 1 и 2 приведены в табл. 2

Таблица 1

Результаты количественного рентгенофазового анализа

Минерал	Содержание, %
Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	84 ± 5
Арагонит $CaCO_3$	10 ± 4
Барит $BaSO_4$	3 ± 2
Коньяит $Na_2 Mg(SO_4)_2 \cdot 5H_2O$	≈ 2
Пловейит $Na_{12} Mg_7(SO_4)_{13} \cdot 15H_2O$	≈ 1

Примечание. Составы получены на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, аналитик В. Ф. Сапега, Институт Карпинского.

каторы кимберлитов (МИК), зачастую их содержание превышает половину веса. В тяжелой фракции необычно высока доля рутила, анатаза и лейкоксена, количество которых имеет прямую корреляционную связь с концентрациями пиропов и алмазосностью образований.

Максимальные концентрации пиропов отмечаются в туфах и ортогупфитах Булкурской антиклинали (табл. 3, рис. 2).

Концентрация пиропов булкурской пачки превышает таковые коренных месторождений алмазов Якутии (табл. 4).

Пироп встречается в тяжелой фракции туфов во всех классах крупности, повышенное количество характерно для класса $-1 + 0,5$ мм и $-0,5 + 0,25$ мм, такое распределение типично и для кимберлитов. Он представлен преимущественно обломками и осколками трещиноватых зерен с поверхностями протосколов, на которых, порой, отмечается тончайший микрорельеф магматического растворения. Следов гипергенных преобразований (кубоидного и дислокационного типов растворения) на поверхности зерен пироба не наблюдается.

От линии 4 до линии 74 ореолы пироповые, практически мономинеральные, где максимальные содержания пироба достигают 3,4 тыс. кар/т по линии 40 (рис. 1). От линии 76 до 116 содержание пироба ниже: 100–700 кар/т, с предельными значениями до 2,8 тыс. кар/т по линии 84. С этого интервала возрастает доля хромшпинелида, который составляет 1009 зн. или 39 кар/т по линии 93

и 2548 зн. или 71 кар/т на линии 108, но обычно его доля невелика и не превышает 50–70 знаков на керновую пробу. Пикроильменит в этом интервале линий отсутствует или его концентрации редко достигают 50–70 зн. Аномальное содержание пикроильменита составило 145 зн. или 0,1 кар/т на 114 линии. Если содержание пиропов в пределах одной линии относительно выдержано, то распределение пикроильменита и хромшпинелида крайне неравномерно и на участках с их максимальным содержанием по соседним скважинам могут фиксироваться лишь единичные знаки. Типомфные особенности хромшпинелидов и пикроильменита Булкурской антиклинали освящены ранее [10; 14; 20; 25; 28; 29].

Пиропы в туфах на участке Булкур в интервале изученных линий (рис. 1) не изношены, для них характерен пирамидально-черепитчатый тип коррозии и встречаются зерна с келифитовыми каймами (рис. 5, а).

Исследованный оранжевый малохромистый пироп имеет келифитовую кайму, образованную фукситом (Cr_2O_3 1,4–2,7%), редкими зернами рутила и хлоритом с варьирующим содержанием железа (<30%), (табл. 5). По трещинкам в келифитовой кайме развивается натровый железистый ярозит. Редко встречаемые пикроильмениты могут быть с келифитовой каймой, состоящей из рутила и хлорита (рис. 5, б, табл. 5).

По петрографо-аналитическим данным установлено, что хромшпинелидам вне зависимости от размера и морфологии зерен характерна тонкая кайма, обогащенная железом (рис. 5, в, табл. 5), иногда с примесью ZnO (0,44%), свидетельствующей наравне с повышенным содержанием окисно-железа об относительно высоком уровне фугитивности кислорода в расплаве. Однако тонкие каймы (первые микроны) отражают быстрый подъем расплава к поверхности и, следовательно, возможную высокую потенциальную алмазосность коренного источника.

Таким образом, можно сделать вывод, что присутствие в туфах МИК с келифитовыми каймами указывает на первичный характер образований и близость алмазосного коренного источника.

Кроме пиропов, хромшпинелидов и пикроильменитов, среди глубинного (мантийного) материала в туфах северного фланга Булкурской антиклинали

Таблица 2

Состав белого микрокристаллического сульфатного агрегата

№ п/п	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	Na_2O	K_2O	MgO	CaO	SO_3	CuO	Сумма
1*	1,41	0,63	0,13	0,92	9,32	0,18	6,58	0,55	29,63	0,66	50,01
2	0,66	0,13		2,45	0,22		13,84		38,81	0,84	56,95

Примечание. Составы получены на рентгенспектральном микроанализаторе VEGA-3, "Tescan", аналитик Е. Л. Грузова, Институт Карпинского; * валовый состав микрокристаллического агрегата.

Таблица 3

Распределение и типоморфные особенности пиропов туфогенно-осадочных пород северного фланга Булкурской антиклинали в интервале буровых линий

Номер линии	Номер скважины	Глубина, м	Наименование пород	Вес пробы, кг	Количество пиропов, шт			Содержание, кар/т	Классы износа		Пирамидально-черепитчатая коррозия	Другие минералы
					+1 мм	-1 мм	Всего		I-II	III-IV		
8	7	3,8-4,0	Туфы	2,0	16	961	977	1696			Нет данных	
74	3	13,4-14,8	Ортотуффиты	5,9	1	352	353	106	-		353	x = 76
90	2	5,7-6,0	Туфы	3,9	8	431	439	409	11		428	x = 22
106	1	3,9-4,0	Ортотуффиты	0,7	40	65	105	1826			Нет данных	a = 1
106	3	19,3-19,5	Туфы	3,2	53	530	583	967			Нет данных	a = 1

Примечание. Другие минералы-индикаторы кимберлитов: х – хромшпинелид, а – алмаз.

Таблица 4

Весовая доля минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) в кимберлитах Якутии и в осадочно-вулканогенных породах карнийского яруса Булкурской антиклинали

Породы, номер линии, номер пробы	Среднее содержание основных МИК, вес. % тяжелой фракции				Соотношение пироп/пикроильменит	
	Всего	в том числе		хромшпинелиды		
		пироп	пикроильменит		пироп	
Туфы, 8, 871	4,84	4,84	0,00	0,00	0,00	
Туфы, 40, 407Л4	33,98	32,9	0,68	0,40	0,40	48,4
Ортотуффиты, 74, 7432	3,54	3,10	0,00	0,44	0,44	
Туфы, 90, 9021	2,23	2,13	0,00	0,10	0,10	
Ортотуффиты, 93, 9342	6,68	5,48	0,02	1,18	1,18	274
Ортотуффиты, 106, 1061	0,69	0,69	0,00	0,00	0,00	
Туфы, 106, 1063	1,43	1,43	0,00	0,00	0,00	
Ортотуффиты, 108, 108104	7,58	5,64	0,02	1,92	1,92	282
Туфы, 114, 11413	8,1	5,48	2,61	0,01	0,01	2,1
Коренные месторождения алмазов Якутии *						
Мир	1,91	0,67	1,21	0,03	0,03	0,55
Интернациональная	0,31	0,28	0,01	0,02	0,02	28,0
Айхал	0,02	0,01	0,00	0,006	0,006	3,0
Юбилейная	0,15	0,1	0,05	0,001	0,001	2,0
Удачная	0,37	0,04	0,28	р.з.	р.з.	0,09
Сытыканская	1,80	0,15	1,65	0,006	0,006	≥100
Нюрбинская	0,051	0,045	-			

* по данным [Антипин, 1998].

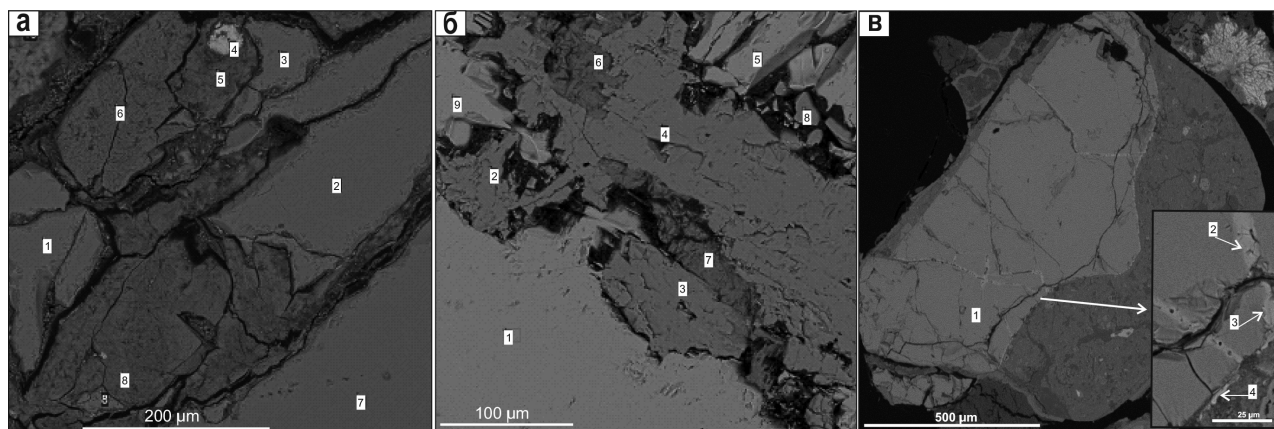


Рис. 5. BSE – изображения пироба (а), пикроильменита (б) и хромшпинелида (в) с келифитовыми каймами в туфах участка Булкур. Нумерация соответствует номерам анализов в табл. 5

обнаружено небольшое (5 мм) округлое включение эклогита, состоящее из желто-оранжевого граната, полностью замещенного ярко-зеленым хлоритом омфацита.

Микрозондовые исследования пиропов булкурской пачки. Среди пиропов булкурской пачки присутствуют зерна всех цветовых разно-

видностей, значительна доля оранжевых знаков. Максимальное содержание оранжевых пиропов отмечено в туфах западного склона Булкурской антиклинали (рис. 6).

Из разных алмазоносных пород булкурской пачки по четырем буровым линиям (рис. 1) и пяти скважинам, в которых изучались петрографический и минералогический составы пород, были

Таблица 5

Составы пироба, пикроильменита и хромшпинелида с келифитовыми каймами из туфов участка Булкур

Пироп									
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	
Минерал	Пироп			Рутил	Фуксит		Пироп	Фуксит	
SiO ₂	41,44	41,55	41,61	–	48,63	51,29	41,16	48,71	
TiO ₂	0,83	0,88	0,90	100,48	–	–	0,87	–	
Al ₂ O ₃	21,80	21,63	21,86	–	32,04	31,05	22,16	30,93	
Cr ₂ O ₃	1,40	1,71	1,46	–	1,45	1,62	1,49	2,73	
FeO*	7,37	7,53	7,78	–	2,41	2,73	7,90	1,40	
MgO	21,04	21,78	21,58	–	1,23	1,82	21,41	1,19	
CaO	4,87	4,63	4,79	–	0,56	–	4,59	0,43	
K ₂ O	–	–	–	–	7,49	7,48	–	9,65	
Сумма	98,75	99,71	99,98	100,48	93,81	95,99	99,58	95,04	
Пикроильменит									
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	Пикроильменит	Рутил			Пикроильменит	Хлорит		Рутил	Пикроильменит
SiO ₂	–	–	–	–	–	24,39	22,27	–	–
TiO ₂	50,48	98,42	100,22	98,42	50,23	1,07	1,33	97,01	50,31
Al ₂ O ₃	0,87	–	–	–	0,93	17,61	17,59	0,93	0,83

Пикроильменит									
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	Пикроильменит	Рутил			Пикроильменит	Хлорит		Рутил	Пикроильменит
Cr ₂ O ₃	–	0,61	–	–	0,69	1,55	2,19	0,64	–
FeO*	40,34		–	–	40,01	38,03	38,26	0,53	39,34
MgO	8,19		–	–	7,98	3,68	3,32	–	8,59
V ₂ O ₅	–	–	–	1,43	–	1,36	1,73	1,57	–
Сумма	99,88	99,03	100,22	99,85	99,84	87,69	86,69	100,68	99,07
Хромшпинелид									
Номер анализа	1	2		3			4		
SiO ₂	–	–		–			2,18		
TiO ₂	–	8,48		9,35			7,26		
Al ₂ O ₃	24,79	9,05		9,07			9,73		
Cr ₂ O ₃	42,99	30,47		29,54			24,42		
FeO*	15,05	39,5		39,48			42,83		
MnO	–	–		–			0,53		
MgO	13,29	4,66		5,42			2,8		
CaO	–	–		–			0,72		
V ₂ O ₅	–	–		0,27			–		
ZnO	–	–		–			0,44		
Сумма	96,12	92,16		93,13			90,91		

Примечание. Номера анализов соответствуют приведенным на рис. 5. * – суммарное железо представлено в виде FeO. Анализы пиропов и пикроильменита выполнены в ИЗК СО РАН, г. Иркутск, аналитик канд. геол.-минерал. наук К. Н. Егоров; анализы хромшпинелида получены в Институте Карпинского, рентгенспектральный микроанализатор VEGA-3, "Tescan", аналитик Е. Л. Грузова.



Рис. 6. Пиропы из туфогенных пород западного склона Булкурской антиклинали

отобраны пять представительных коллекций пиропов (табл. 6) и изучен их состав.

Основная часть пиропов пяти коллекций из продуктивных отложений Булкурской антиклинали имеет ультраосновной парагенезис с преобладающим лерцолитовым составом (рис. 7). Отчетливо прослеживаются низкие содержания верлитового и алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезисов и значительная доля гранатов Э-типа (табл. 6, рис. 7). Подобное распределение является характерным для алмазоносных кимберлитов мира, например, для алмазоносных кимберлитов тр. Орапа в Юж. Африке [44] и Накынского поля в ЯАП [5; 15]. Содержание гранатов алмазной дунит-гарцбургитовой ассоциации варьирует от 0 до 1,4% и в среднем на выборку зерен составляет 0,5%. Основная часть пиропов ультраосновного парагенезиса относится к хромистым с высоким процентом титанистых составов (рис. 7, 8).

Изученные коллекции пиропов

№ п/п	Линия/Скважина	Проба	Интервал, м	Вес, кг	Количество зерен	Доля Д-Г типа, %	Доля гранатов Э-типа, %	Доля гранатов Э-типа A/B/C, %*
1	8/7	Туфы	3,8–4,0	2	307	0,3	6,8	33/62/4,5
2	74/3	Орто-туффиты	13,4–14,8	2,5	295	0,7	9,5	21/68/10,7
3	90/2	Туфы	5,7–6,0	3,9	310	0,3	9,6	23/70/6,6
4	106/1	Орто-туффиты	3,3–3,5	2,5	285	1,4	6,7	47,3/42,2/10,5
5	106/3	Туфы	19,3–19,5	3,2	309	0	7,8	17/58/25
Итого:					1506	0,5	8	28,3/60/11,5

* % от объема эклогитовых гранатов: А – мантийные, В – коллизионные и С – субдукционные генезисы; аналитические данные получены в ЦАЛ Вилуйской ГРЭ ПАО.

Кластерные группы (КГ) составов пиропов были выделены по [39] и приведены в сравнении на бинарных пузырьковых диаграммах по MgO/(MgO+FeO) – MnO и TiO₂ (масс.%) с трехразмерным диаметром фигуративных точек анализов (пузырька) по содержанию Na₂O (масс.%) (рис. 8).

Наибольший диаметр (более 3 мм) соответствует низкохромистым пиропам с содержанием окиси натрия >0,07%. Такие пиропы встречаются в виде включений и сростков с алмазами [4]. По оси X на верхних и нижних диаграммах отображаются тренды четырех основных парагенезисов по [39]: магнезиально-железистых эклогитов с преобладающим миналом альмандин – **almandine** (G5); железисто-магнезиальных эклогитов – **eclogites**, выделяющихся повышением магния (G3); вебстеритов – **websterites** (G1, G2); перидотитов – **peridotites** (G9, G10, G11, G12). Пиропы пяти коллекций имеют схожие распределения по КГ и по содержанию MnO, TiO₂ и Na₂O, свидетельствующие об их едином источнике и немного отличаются от КГ пиропов из кимберлитов тр. Ботубинская (Накынское поле) значительно большей долей гранатов из магнезиально-железистых и железисто-магнезиальных эклогитов (G5 и G3), вебстеритов (G2) и перидотитов (G11) (рис. 9).

Рассматривая приведенные КГ исследованных пиропов с указанием процента встречаемости составов пиропов из алмазоносных кимберлитов, можно отметить следующее. Группа G1 – 3,33% зерен с включениями в алмазах (MgO 20%; TiO₂ ~0,58%; Cr₂O₃ 1,34%). Группа G2 в 2009 г. была обнаружена в виде включений в крупных алмазах слабоалмазоносного кимберлита тр. Корове в Ботсване [42]. Группа G3 распространена в алмазоносных кимберлитах в 46,15% зерен. К группам G1 и G2 относятся зерна с наиболее высокими содержаниями FeO (16,49%), CaO (6,5%) и характерными пониженными концентрациями MgO (13,35%), TiO₂ и Cr₂O₃. Группа G4 определена в кимберлитах с алмазами в 77,78% зерен [39] с типичными повышенными содержаниями FeO (17,9%) и TiO₂ (0,90%). Группа G5 относится к альмандинам

и встречается в кимберлитах с алмазами в 6,25% зерен, обладающих высоким содержанием FeO (~28,3%). Группа G6 – в кимберлитах с алмазами 44,0% [39]. Средние содержания CaO составляют (14,87%), а FeO (10,77%), MgO (10,38%). G7 и G8 в булкурских пробах не обнаружены. Группа G9 (5,17%) в кимберлитах с алмазами. Гранаты данной группы обеднены по содержанию титана, также характеризуются пониженными содержаниями CaO (5,17%), средние содержания Cr₂O₃ достигают 3,5%. Группа G10 (41,56%) характерна для высокоалмазоносных кимберлитов. Гранаты данной группы выделяются пурпурным или пурпурно-красным цветом с высоким содержанием MgO (23,2%), повышенным количеством Cr₂O₃ (7,7%) и исключительно низкими значениями CaO (2,13%). Группа G11 (6,67%) в кимберлитах с алмазами [33]. Средние содержания MgO (15,6%),

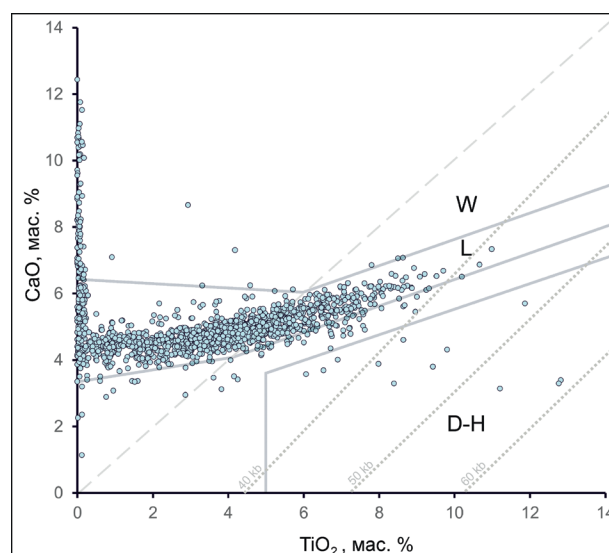


Рис. 7. Соотношение содержания Cr₂O₃ и CaO в пиропе из пяти проб туфогенных пород карнийского яруса

Парагенезисы пиропов: D–H – дунит-гарцбургитовый, L – лерцолитовый, W – верлитовый, по [26]

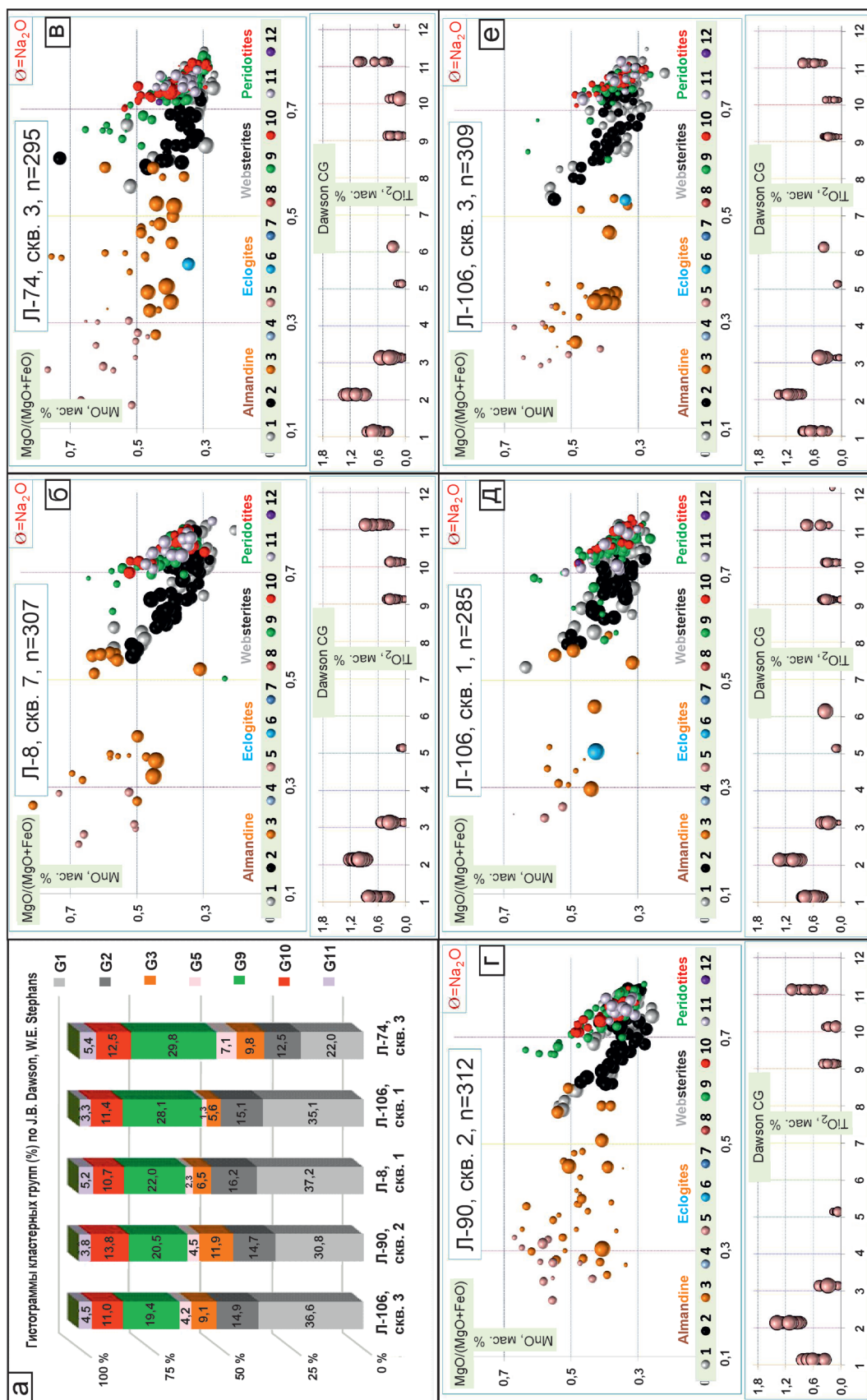


Рис. 8. Гистограммы (%) кластерных групп (а) и бинарные пузырьковые диаграммы MgO(MgO+FeO) – MnO и TiO₂ – КГ для пирропов пяти коллекций (б–е). п – количество зерен; диаметр пузырька коррелирует с содержанием Na₂O, масс.%

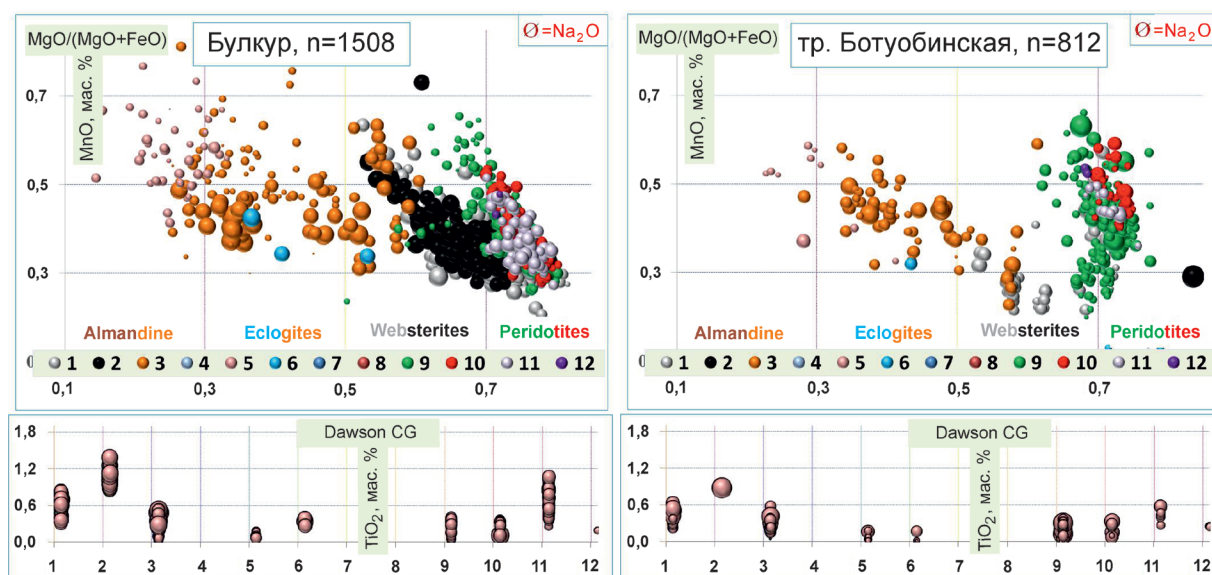


Рис. 9. Бинарные пузырьковые диаграммы $MgO/(MgO+FeO)$ – MnO и TiO_2 – КГ для составов пиропов туфогенных пород района Булкур и кимберлитов тр. Ботубинская

наряду с высокими содержаниями CaO (10,3%); Cr_2O_3 (9,5%) и TiO_2 (0,51%) (верлиты). Группа G12 (3,85%) в кимберлитах с алмазами. FeO , MgO и CaO характеристики данной группы схожи с группой 11, наряду с этим данная группа характеризуется пониженными содержаниями TiO_2 (0,18%), а Cr_2O_3 – очень высокими (15,9%) [39].

Составы пиропов перидотитовых парагенезисов участка Булкур наиболее близки к составам пиропов из алмазоносных кимберлитов тр. Заплярная Верхне-Мунского кимберлитового поля (рис. 10). Установленный весовой процент пиропов алмазоносных железисто-магнезиальных эклогитов (G3) в булкурской пачке сопоставим с распространенностью данного пироба в кимберлитах Накынского поля – тр. Ботубинская. Среди эклогитовых пиропов булкурской пачки значительный процент зерен с повышенным оксидом марганца (более 0,5%) может свидетельствовать о высокой алмазоносности коренного источника [27; 28].

Доля эклогитовых гранатов, выделенная на основе классификации [54] с $Cr_2O_3 < 1\%$, в каждой пробе не превышает 10% (6,7–9,6%). Доля гранатов групп А, В и С подобна определенным в алмазоносных кимберлитах тр. Майская [5], в основном с доминирующими гранатами гр. В и наименьшим количеством гранатов гр. С (табл. 6, рис. 11, а). Особенностью составов исследованных эклогитовых гранатов является $Mg\# > 35$ (рис. 11, б). Характерная для них примесь MnO преимущественно находится в пределах 0,25–0,5 масс.%, что типично для гранатов алмазоносного эклогитового парагенезиса из кимберлитов известных регионов мира. Выявленные относительно повышенные количества MnO от 0,5 до 0,87 масс.% в 10–14% зерен, а в одной пробе 43% (Л-8/7) являются редкостью для включений эклогитовых гранатов в алмазах и свойственны таковым включенным в алмазы из россыпей северо-востока Сибирской

платформы с содержанием от 0,50 до 6,87 масс.% [27; 28]. Количество катионов Al и Si, зависимое от давления, для превалирующих зерен, находится в пределах 6–7 GPa типичных для гранатов, включенных в алмазы (рис. 11, в). По соотношениям $Ca-Mg\#$, $Na_2O - TiO_2$ и $CaO - 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+}_{tot} + Ca + Mn)$ гранаты соответствуют алмазоносному парагенезису (рис. 11, г–е). Нахождение части составов гранатов в координатах $CaO - 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+}_{tot} + Ca + Mn)$ в поле вебстеритов может свидетельствовать об их отношении к алмазоносному вебстеритовому парагенезису.

Термобарометрия гранатов основания карнийского яруса Булкурской антиклинали. Диаграмма $PTXFO_2$ построена по коллекции 1506 анализов зерен гранатов из алмазоносных вулканогенных карнийских образований Булкурской антиклинали (табл. 6). Кроме того, были использованы опубликованные анализы по включениям в алмазы [58]. Для оценок температур и давления и FO_2 реализован комплекс методов опубликованных ранее [32–34] (рис. 12).

На PT диаграмме представлена адвективная (с привнесом тепла за счет миграции расплавов) гранатовая геотерма, которая имеет изгиб ~6,0 ГПа на уровне внедрения кимберлитовых расплавов, а разогрев проявлен до 4,5 ГПа и выше. На диаграмме $P-Fe\#$ пироповый тренд имеет перегиб в верхней части с увеличением $Fe\#$, что типично для включений большинства триасовых кимберлитов [32]. Эклогитовый тренд также дает увеличение $Fe\#$ при снижении давления от 8 до 3 ГПа, что типично [35] для всех местонахождений алмазов. Эклогиты по минералогии отвечают А (Mg тип)–В (MORB тип) и, редко, С (высокие Fe-Ca-Al) типам. Это отличает данный объект от включений в алмазы Эбеляха [35], где доля эклогитов С очень высока. Клинопироксены эклогитов, включенных

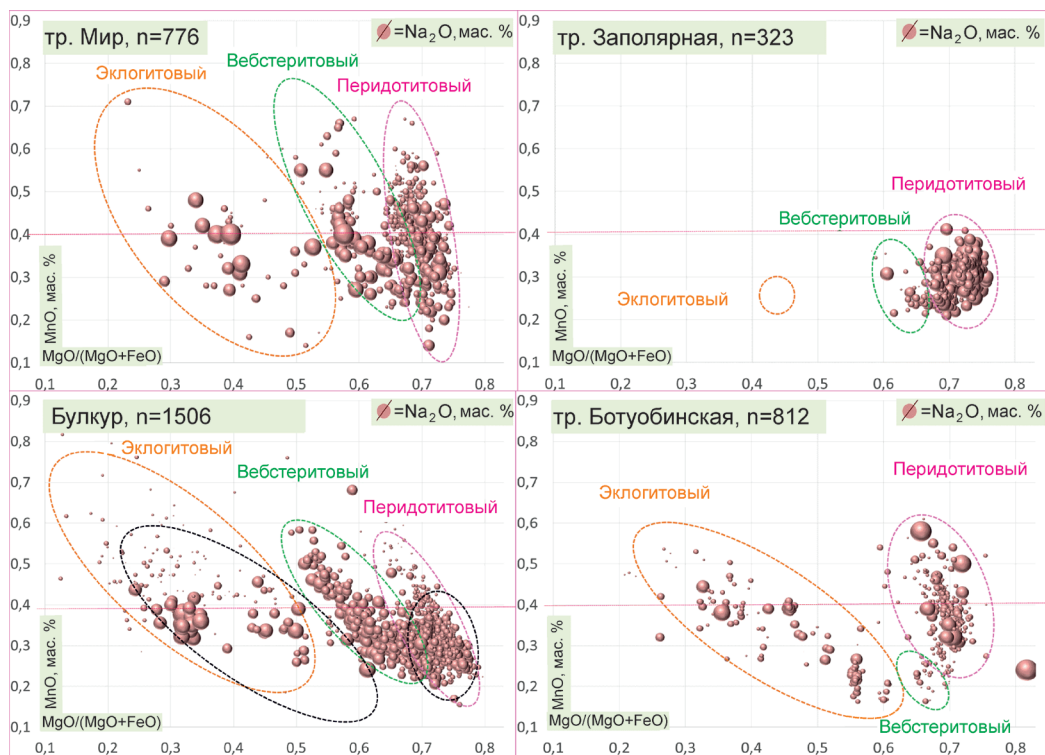


Рис. 10. Соотношение парагенезисов пиропов в алмазных кимберлитовых телах Восточно-Сибирской кимберлитовой провинции и туфогенных породах Булкурской антиклинали

в алмазы (ВА), содержат хром, что поддерживает гипотезу гибридации перидотитов и эклогитов, сопровождающее плавление последних [35]. В нашей работе граница алмазной фации определяется не по ранней версии [45], а в более поздней работе [38], соответственно, она расположена несколько выше, и отвечает полю, определенному для ВА, а в алмазном поле попадает до 70% всех ксенокристов, что доказывает высокую алмазность объекта. Наша диаграмма близка к построенной ранее для пиропов из карнийского коллектора [35] по аналитическим данным А. П. Смелова и существенно отличается от представленной в работе [56], где большинство РТ определений для пиропов попадает вне алмазную фацию. Данный факт можно объяснить тем, что в работе [56] использована термобарометрия [53], которая всегда существенно занижает давление. Кроме того, нами проанализирована более представительная коллекция из 1506 гранатов в интервале буровых линий 8–106, где ранее, на том же участке, А. П. Смеловым и С. А. Грахановым в 2011 г. из канавы БГ1 (рис. 1, В) была собрана коллекция пиропов, проанализированная в работе [35].

В настоящее время потенциальная алмазность кимберлитов, лампроитов и россыпей в основном оценивается по диаграммам Н. В. Соболева для пиропов [26], хромитов, реже ильменитов [57]. Другие силикаты, такие как орто- и клинопироксены применяются гораздо реже, потому что они неустойчивы и не сохраняются в современных и палеороссыпях. Несмотря на то, что хромистость

пиропов и хромитов является функцией глубинности, а субкальциевые разновидности пиропов относятся к наиболее алмазным алмазным парагенезисам – дунитам и гарцбургитам, они далеко не единственные надежные индикаторы алмазности. Во многих объектах доминирующим фактором алмазности является наличие алмазных эклогитов [35; 37]. Косвенно наличие эклогитов свидетельствует о присутствии в литосферной мантии обильного субдукционного материала, который являлся источником углерода для генерации алмазов. В большинстве случаев установлена алмазность эклогитов группы В, однако ураганная алмазность россыпей района Эбеляха во многом определяется наличием ксенокристов и эклогитовых включений группы С [35; 37; 54]. В ближайших кимберлитовых полях высокая доля гранатов группы С установлена только в неалмазном Орто-Ыаргынском карбонатитовом поле, в других прилегающих полях доля гранатов эклогитов С очень невелика. Обычно такие эклогитовые включения связаны с субдукцией континентальных осадков [31], что типично для периферийных зон древних кратонов и соответствует положению Орто-Ыаргынского и Эбеляхского полей. Эбеляхская группа распространена локально, в пределах десятков километров, и аналогов вблизи не обнаружено. Время формирования вулканогенно-осадочных отложений карнийского яруса Булкурской антиклинали [13] соответствует внедрению алмазных триасовых кимберлитов (тр. Малокуонапская) [47], однако коренной источник булкурских алмазов обнаружить будет очень сложно, поскольку

он, вероятно, связан с локальными фреатомагматическими извержениями, возможно, из многочисленных разломов северо-западного направления Приморской минерагенической зоны [14]: от северного Верхоянья, вдоль береговой линии моря Лаптевых, по районам нынешних кряжей Чекановского и Прончищева. И на всем протяжении алмазоносная булкурская пачка сложена вулканогенным материалом в различной степени с примесью оса-

дочной компоненты. Очевидно, начальный этап, который соответствовал карнийской тектоно-магматической активизации и проявлен внедрением убогоалмазоносных альнеитов Таймыра [24], а на северо-востоке платформы выражен в формировании алмазоносных кимберлитов, и дал эти фреатомагматические извержения, когда магма почти мгновенно нагревает подземные или поверхностные воды, превращая их в пар. Причем и сами

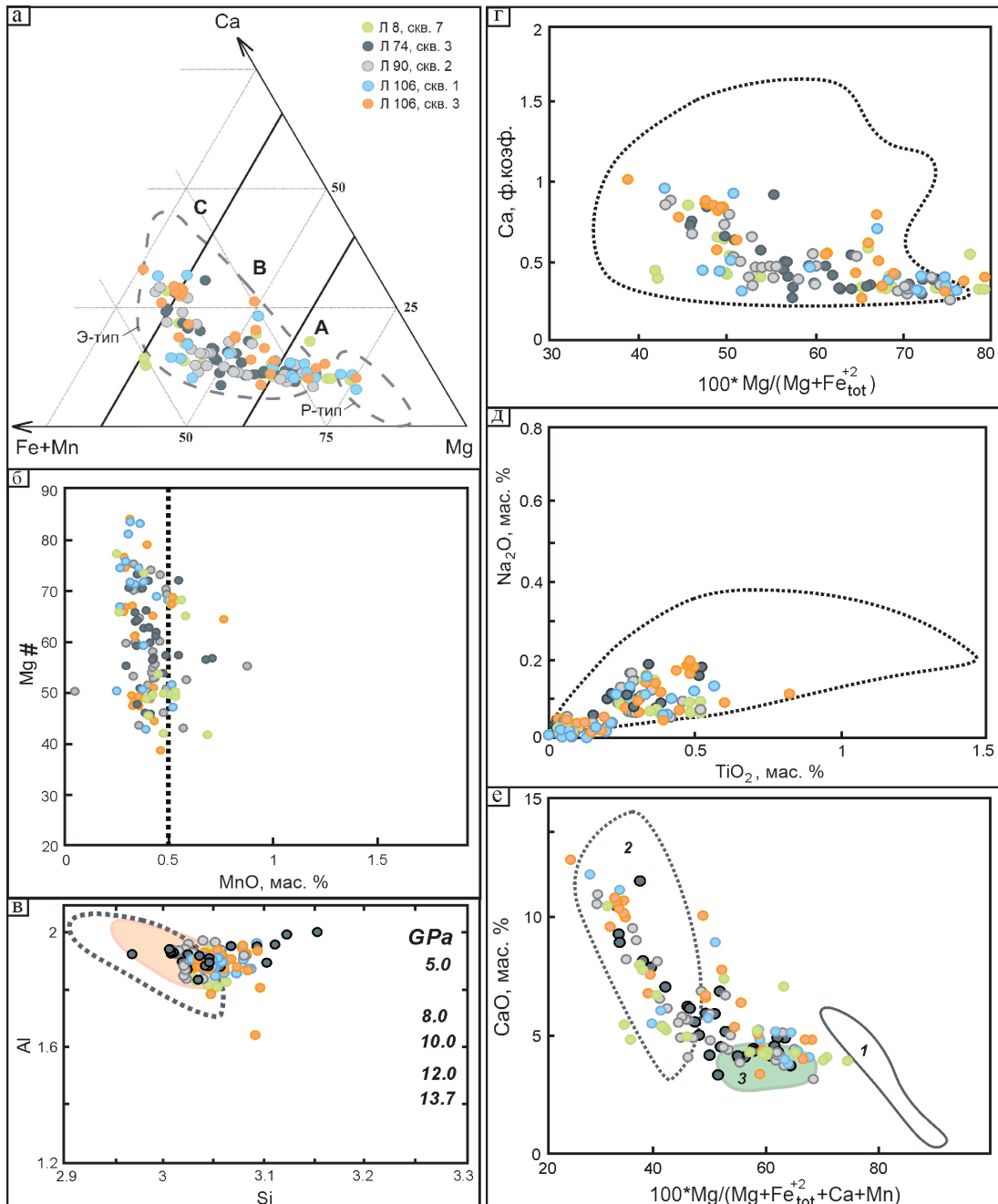


Рис. 11. Диаграмма Fe+Mn-Ca-Mg (а) и соотношения Mg#-MnO (б), Al-Si ф.коэф. (в), Ca-Mg# (г), Na₂O-TiO₂ (д) и CaO-Mg# (е) для эклогитовых гранатов из туфогенных пород булкурской пачки

Поля на рисунках: а – генетические группы гранатов Э-типа: А – мантийные, В – коллизионные, С – субдукционные; б – поле с точечным контуром: составы гранатов Э-типа, включенных в алмазы мира; оранжевое поле – составы гранатов Э-типа, включенных в алмазы из лампроитов тр. Аргайл [41]; г, д – составы гранатов Э-типа, ассоциирующих с алмазами, n = 522 [40]; е – составы гранатов, включенных в алмазы из кимберлита тр. Де Бирс Пуол [52]: лерцолитового и гарцбургитового (1), эклогитового (2) и вебстеритового (3) парагенезисов

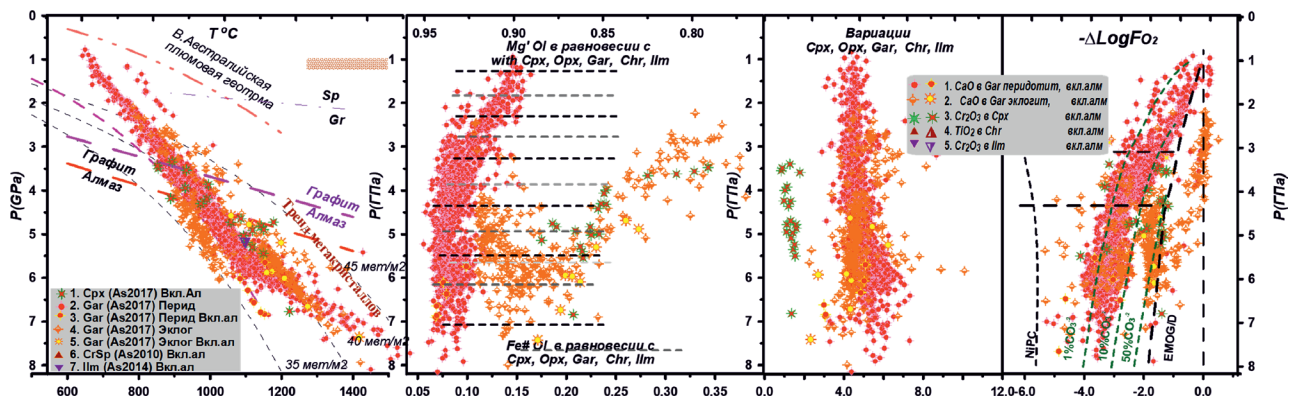


Рис. 12. PXFO₂ диаграмма для гранатов и включений в алмазы поля Булкур

1 – Клинопироксен: T °C [48] и P (ГПа) [34]; 2 – Гранат: T °C [49] и P (ГПа) [34] для перидотитов; 3 – Гранат: T °C [34] и P (ГПа) [34] эклигтов; Определения FO₂. Гранат [43]. Клинопироксен [32]. Оконтуры поля эклигтов групп А, В, С и мегакристаллов граната

глубинные продукты извержения содержат мало магматического материала, но много глубинной газовой фазы. Это приводит к взрыву пара, воды, камня, пепла и магматических обломков, которые, смешиваясь между собой, могут формировать пирокластические потоки – лавины из раскаленного газа и вулканического вещества, развивающие огромную скорость и переносимые на большие расстояния. Одним из авторов данной статьи [35] аналогичные продукты фреатомагматической деятельности зафиксированы в западной части Сибирской платформы в породах Каменского интрузивного комплекса. В настоящее время специалистами Института Карпинского проводится изучение пород Каменского комплекса.

Алмазоносность пород булкурской пачки.

В настоящее время представительное валовое опробование на алмазы проведено только в канавах, пройденных на контакте карнийских туфов и подстилающих ладинских песчаников Булкурской антиклинали. Продуктивность туфов и типоморфные особенности алмазов детально описаны в работе [14]: включения в алмазах [8], изотопный состав [13], пленки на кристаллах и находки алмазов III разновидности [22; 23]. Об алмазоносности орто- и паратуффитов можно только судить косвенно, учитывая результаты kernового опробования но, исходя из прямой корреляционной связи алмазоносности туфов с концентрациями пиропов, можно отметить, что по ряду разрезов (рис. 2) содержание пиропов в ортотуффитах даже выше, чем в туфах – 1826 кар/т (линия 106, скв. 1) против 1696 кар/т (линия 8, скв. 7) (рис. 2). Однако, анализируя все kernовое опробование в интервале буровых линий 8–116 (рис. 1), можно сделать однозначный вывод, что содержания пиропов в ортотуффитах все же в 2 раза ниже, чем в ксенотуфах и лапиллиевых туфах, поэтому можно констатировать, что и алмазоносность этих пород будут в 2 раза ниже, но все равно эти значения будут достаточно высокими и превысят промышленный уровень. Продуктивность паратуффитов крайне неравномерна и зависит от степени

насыщения вулканогенным материалом. Практически всегда этот тип потенциально-продуктивных пород включает линзы ортотуффитов или туфов, что резко повышает их продуктивность. Содержание пиропов в среднем варьирует от 3 до 10 кар/т, иногда включая значительные интервалы пустых пород, но при наличии маломощных линз туфов или ортотуффитов ураганно возрастает (линия 84, скв. 3 – 2833 кар/т), что повлечет за собой промышленную алмазоносность данного интервала. Алмазоносность перекрывающих булкурскую пачку «ракушняков» пока дискуссионна. Возможно, отдельные интервалы, которые формировались за счет перемиыва туфов и будут содержать алмазы, судя по наличию пиропов от 0,1 до 18,5 кар/т, но это можно будет оценить только по результатам валового опробования шурфов.

Заключение.

1. Результаты изучения алмазоносных образований Булкурской антиклинали позволили сделать вывод, что эти породы сформированы в результате фреатомагматических извержений. Очевидно, что это начальный этап карнийской тектоно-магматической активизации, который связан с проявлением алмазоносных альнеитов на Таймыре (р. Верхняя Таймыра) и кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы (Куранахское, Укуйтское и Харамайское поля).
2. Вулканогенно-осадочные породы булкурской пачки по потенциальной алмазоносности объединены в туфы, ортотуффиты и паратуффиты. Туфы и ортотуффиты выделяются ураганными содержаниями пиропов, что предполагает их промышленную алмазоносность. Пониженные концентрации пиропов в паратуффитах и «ракушняках» свидетельствуют об их низкой продуктивности и целесообразности проведения валового опробования.
3. Впервые приведены сведения о широко развитой в туфогенных породах гипергенной минерализации с эпсомитовой основной фазой.
4. Отсутствие механического износа, наличие келифитовых кайм минералов-индикаторов кимберлитов (пиропа, пикроильменита, хромшпинелида)

указывают на нахождение подводящих каналов туфогенных пород в пределах Булкурской антиклинали.

5. На основе изучения 1506 составов пиропов из туфогенных пород карния определено сходное распределение парагенетических типов, которое характерно для продуктивных кимберлитов мира, а по количеству групп гранатов алмазоносного Э типа, среди которых доля мантийных гранатов А – 28,3%, коллизионных В – 60,0%, субдукционных С – 11,5% (табл. 6), превышает аналогичные параметры высокоалмазоносных кимберлитов Накынского поля.

6. Характер геотермы и положения на P-Fe# свидетельствует о том, что алмазоносные эклогиты типа В были сформированы при субдукции, плавлении и гибридизации эклогитов с перидотитами в восстановительной обстановке за счет субдукционного углерода. Магнезиальные эклогиты группы А менее обогащены углеродом, но также алмазоносны. Наличие значительного количества мегакристаллов граната в такой восстановительной обстановке позволяет предполагать возможность находок крупных кристаллов алмазов фантазийной окраски, что значительно повысит стоимость сырья.

Благодарности: А. В. Зудихину, А. В. Карху, А. Ю. Попову, А. В. Ядренкину за совместную результативную работу в поле; В. Ф. Проскурнину за научные консультации; А. М. Логвиновой за предоставление составов включений в алмазы для термобарометрии.

Раздел «Термобарометрия гранатов» поддержан грантом РНФ 24-27-00411 и выполнен по заданию ИГМ СО РАН (Новосибирск); ГИ СО РАН (Улан-Удэ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин И. И. Совершенствование методических приемов обнаружения и локализации ореолов индикаторных минералов при поисках погребенных кимберлитовых тел // Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. – Мирный, 1998. – 20 с.
2. Березнер О. С., Егоров А. Ю., Черенков В. Г. Генезис алмазов из триасовых коллекторов в низовьях р. Лена // Руды и металлы. – 2016. – № 4. – С. 80–93.
3. Ван А. В., Казанский Ю. П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. – Новосибирск: Наука, 1985. – 126 с.
4. Герни Дж. Дж., Мур Р. О. Геохимическая корреляция между минералами кимберлитов и алмазами Кратона Калахари // Геология и геофизика. – 1994. – С. 12–24.
5. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Кузьмин Д. С. Гранаты из трубки Майская Накынского кимберлитового поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XI Всероссийской научно-практической конференции, 5–7 апреля 2021. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2021. – С. 283–285.
6. Голобурдина М. Н., Граханов С. А., Проскурнин В. Ф. Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы // Литосфера. – 2023. – Т. 23, № 4. – С. 654–671.

7. Граханов С. А., Зинчук Н. Н., Соболев Н. В. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на Северо-Востоке Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2015. – Т. 465, № 6. – С. 715–719.
8. Граханов С. А., Коптиль В. И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1191–1201.
9. Граханов С. А., Маланин Ю. А., Павлов В. И., Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Герасимчук А. В., Липашова А. Н. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. – 2010а. – Т. 51. – № 1. – С. 160–170.
10. Граханов С. А., Смелов А. П., Егоров К. Н., Голубев Ю. К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2010. – № 5. – С. 3–12.
11. Граханов С. А., Смелов А. П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. – 2011. – № 5. – С. 56–64.
12. Граханов С. А., Смелов А. П., Помазанский Б. С., Егоров К. Н. Алмазоносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2013. – № 5. – С. 73–80.
13. Граханов С. А., Молотков А. Е., Олейников О. Б., Павлушин А. Д. Типоморфизм и изотопия алмазов триасовых туффитов Булкурской антиклинали // Отечественная геология. – 2015. – № 5. – С. 16–22.
14. Граханов С. А., Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Соболев Н. В. Алмазоносные туфогенно-осадочные породы триаса арктической зоны Сибири // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 4. – С. 550–578.
15. Зезекало М. Ю., Антонова Т. А. Особенности кимберлитов и гранатов трубки Нюрбинская // Материалы Российского минералогического общества. Т. 1. – СПб., 2010. – С. 54–56.
16. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.
17. Иванов А. С. Новый критерий алмазоносности кимберлитов // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской сессии. – Апатиты: КНЦ РАН, 2015. – С. 268–270.
18. Иванов А. С. Статистический анализ составов индикаторных минералов кимберлитов // Труды XIV Всероссийской (с международным участием) Научной школы «Математические исследования в естественных науках». г. Апатиты, 2017. – С. 173–182.
19. Летникова Е. Ф., Лобанов С. С., Похиленко Н. П., Изох А. Э., Николенко Е. И. Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН. – 2013. – Т. 451. – № 2. – С. 193–196.
20. Николенко Е. И., Логвинова А. М., Изох А. Э., Афанасьев В. П., Олейников О. Б., Биллер А. Я. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 10. – С. 1680–1701.
21. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. – М.: Наука, 1984. – 264 с.
22. Павлушин А. Д., Граханов С. А., Смелов А. П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2010. – № 5. – С. 45–51.
23. Павлушин А. Д., Граханов С. А., Олейников О. Б., Новгородов А. Н. Находки алмазов III разновидности в карнийских туфах Булкурской антиклинали // Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. – С. 255–258.
24. Проскурнин В. Ф., Романов А. П., Петров О. В., Сергеев С. А., Проскурнина М. А., Виноградова Н. П., Ремизов Д. Н., Богомолов Е. С. Возраст алмазоносных альнеитов Таймыра. В сб. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России»: материалы XIII

- Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 21–24 марта 2023 г. – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2023. – С. 234–239.
25. Селиванова В. В. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. – М., 1991. – 20 с.
26. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазности кимберлитов // Геология и геофизика. – 1971. – № 3. – С. 70–80.
27. Соболев Н. В., Логвинова А. М., Ефимова Э. С. Включения эколитовых гранатов, обогащенных марганцем, в алмазах: свидетельство рециклирования земной коры // Докл. РАН. – 2013а. – Т. 453, № 3. – С. 326–328.
28. Соболев Н. В., Логвинова А. М., Николенко Е. И., Лобанов С. С. Минералогические критерии алмазности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2013б. – Т. 54. – № 8. – С. 1162–1178.
29. Соболев Н. В., Соболев А. В., Томиленко А. А., Кузьмин Д. В., Граханов С. А., Батанова В. Г., Логвинова А. М., Бульбак Т. А., Костровицкий С. И., Яковлев Д. А., Федорова Е. Н., Анастасенко Г. Ф., Николенко Е. И., Толстов А. В., Реутский В. Н. Перспективы поисков алмазонасных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 10. – С. 1701–1719.
30. Шаталов В. И., Граханов С. А., Егоров А. Н., Сафьянников Ю. В. Новый промышленный тип россыпей алмазов в Якутской алмазонасной провинции // Отечественная геология. – 2002. – № 4. – С. 15–19.
31. Шацкий В. С., Зедгенизов Д. А., Рагозин А. Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазонасной мантии Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. Т. 57. – № 1. – С. 143–162.
32. Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Kostrovitsky S. I., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina L. V., Alymova N. V., Khmelnikova O. S., Palessky S. V., Nikolaeva I. V., Karpenko M. A., Stagnitsky Y. B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. – 2010. – Vol. 485. – Pp. 17–41.
33. Ashchepkov I. V., Vladykin N. V., Ntaflou T., Downes H., Mitchell R., Smelov A. P., Alymova N. V., Kostrovitsky S. I., Rotman A. Ya, Smarov G. P., Makovchuk I. V., Stegnitsky Yu. B., Nigmatulina E. N., Khmelnikova O. S. Regularities and mechanism of formation of the mantle lithosphere structure beneath the Siberian Craton in comparison with other cratons // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 23. – № 1. – Pp. 4–24.
34. Ashchepkov I. V., Ntaflou T., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Vladykin N. V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // Geoscience Frontiers. – 2017. – Vol. 8. – № 4. – Pp. 775–795.
35. Ashchepkov I. V., Vladykin N. V., Ivanov A., Babushkina S., Vavilov M., Medvedev N. Problems of Mantle Structure and Compositions of Various Terranes of Siberian Craton // In: Vladykin N. (eds) Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings Earth Environmental Sciences. Springer, Cham., 2021. – Pp. 15–48.
36. Ashchepkov I. V., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Downes H., Ntaflou T., Ivanov A. S., Zinchenko V. N., Kostrovitsky S. I., Ovchinnikov Y. I. Eclogite varieties and their positions in the cratonic mantle lithosphere beneath Siberian craton and Archean cratons worldwide // Minerals. – 2022. – Vol. 12. – No. 11. – Iss. 1353.
37. Ashchepkov I. V., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Downes H. 2022. Thermobarometry of diamond inclusions: Mantle structure and evolution beneath Archean cratons and mobile belts worldwide // Geosystems and Geoenvironment. – 2022. – Vol. 2. – No. 2. – Iss. 100156.
38. Day H. W. A revised diamond-graphite transition curve // American Mineralogist. – 2012. – Vol. 97. – Pp. 52–62.
39. Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths // J. Geol. – 1975. – Vol. 83. – No. 5. – Pp. 589–607.
40. Davies R. M., Griffin W. L., O' Reilly S. Y., Doyle B. J. Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the DO27, A154, A21, A418, DO18, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada // Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003. – 2004. – Vol. 2. – Pp. 39–55.
41. Davies R. M., Griffin W. L., O' Reilly S. Y., McCandless T. E. Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? // Lithos. Vol. 77. Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003. – 2004. – Vol. 2. – Pp. 99–111.
42. Griffin W. L., Ryan C. G. Trace elements in indicator minerals: Area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochem. Explor. – 1995. – Vol. 53. – Pp. 311–337.
43. Gudmundsson, G., Wood, B. J. Experimental tests of garnet peridotite oxygen barometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – Vol. 119. – Pp. 56–67.
44. Gurney J. J., Zweistra P. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration // Journal of Geochemical Exploration. – 1995. – No. 53. – Pp. 293–309.
45. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. – 1976. – Vol. 81. – Pp. 2467–2470.
46. Krogh E. J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // Contrib. Mineral. Petrol. – 1988. – Vol. 99. – Pp. 44–48.
47. Lepekina E. N., Rotman A. Y., Antonov A. V., Sergeev S. A. SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes // 9th IKC, Frankfurt, 2008. – Extended Abstracts. – No. 9.
48. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. // Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2000 – Vol. 39. – No. 5. – Pp. 541–554.
49. O'Neill H. St. C., Wood B. J. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer // Contributions Mineralogy and Petrology. – 1979. – Vol. 70. – Pp. 59–70.
50. Pearson D.G. The age of continental roots // Lithos. 1999. – Vol. 48. – Pp. 171–194.
51. Pearson D. G., Snyder G. A., Shirey S. B., Taylor L. A., Carlson R. W., Sobolev N. V. Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // Nature. – 2005. – Vol. 374. – Pp. 711–713.
52. Phillips D., Harris J. W., Viljoen K. S. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // Lithos. Vol. 77. Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003. – 2004. – Vol. 2. – Pp. 155–179.
53. Ryan, C. G., Griffin, W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyroxene garnet xenocrysts in volcanic rocks // J. Geophysical Research. – 1996. – Vol. 101. – No. 3. – Pp. 5611–5625.
54. Shatsky V. S., Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Kalinina V. V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // Gondwana Research. – 2015. – Vol. 28. – Pp. 106–120.
55. Schulze D. J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // Lithos. – 2003. – Vol. 71. – Pp. 195–213.
56. Skuzovatov S., Shatsky V. S., Ragozin A. L., Smelov A. P. The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath

the northeastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential // *Geoscience Frontiers*. – 2022. – Vol. 13. – No. 6. – Iss. 101455.

57. Sobolev N. V. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle // *American Geophysical Union, Washington, D.C., 1977*. – 279 p.

58. Zedgenizov D., Rubatto D., Shatsky V., Ragozin A., Kalinina V. Eclogitic diamonds from variable crustal protoliths in the northeastern Siberian craton: trace elements and coupled $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ signatures in diamonds and garnet inclusions // *Chem. Geol.* – 2016. – Vol. 422. – Pp. 46–59.

REFERENCES

1. Antipin I. I. Sovershenstvovanie metodicheskikh priemov obnaruzheniya i lokalizatsii oreolov indikatornykh mineralov pri poiskakh pogrebennykh kimberlitovykh tel. *Avtoref. diss. kand. geol.-mineral. nauk*. Mirnyj, 1998, 20 p.

2. Berezner O. S., Egorov A. Ju., Cherenkov V. G. Genezis almazov iz triasovykh kollektorov v nizov'jah r. Lena. *Rudy i metally*, 2016, no. 4, pp. 80–93.

3. Van A. V., Kazanskij Ju. P. Vulkanoklasticheskiy material v osadkah i osadochnykh porodah. Novosibirsk, Nauka, 1985, 126 p.

4. Gerni Dzh. Dzh., Mur R. O. Geohimicheskaja koreljacija mezhdur mineralami kimberlitov i almazami Kratona Kalahari. *Geologija i geofizika*, 1994, pp. 12–24.

5. Gibsher A. A., Mal'kovec V. G., Kuz'min D. S. Granaty iz trubki Majjskaja Nakynskogo kimberlitovogo polja. eologija i mineral'no-syr'evye resursy Severo-Vostoka Rossii: materialy XI Vserossijskoj nauchno-prakticheskoy konferencii, 5–7 April 2021. Jakutsk, Izd. dom SVFU, 2021, pp. 283–285.

6. Goloburdina M. N., Grakhanov S. A., Proskurnin V. F. Osobennosti petrograficheskogo sostava almazonosnykh karniyskikh obrazovaniy Bulkurskoj antiklinali severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Litosfera*, 2023, vol. 23, no. 4, pp. 654–671.

7. Grakhanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. Vozrast prognozirovemykh korennykh istochnikov almazov na Severo-Vostoke Sibirskoy platformy. *Dokl. RAN*, 2015, vol. 465, no. 6, pp. 715–719.

8. Grakhanov S. A., Koptil' V. I. Triasovye paleorossypi almazov severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Geologija i geofizika*, 2003, vol. 44, no. 11, pp. 1191–1201.

9. Grahano S. A., Malanin Ju. A., Pavlov V. I., Afanas'ev V. P., Pohilenko N. P., Gerasimchuk A. V., Lipashova A. N. Rjetskije rossypi almazov Sibiri. *Geologija i geofizika*, 2010a, vol. 51, no. 1, pp. 160–170.

10. Grahano S. A., Smelov A. P., Egorov K. N., Golubev Ju. K. Osadochno-vulkanogennaja priroda osnovaniya karnijskogo jarusa – istochnika almazov severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Otechestvennaja geologija*, 2010, no. 5, pp. 3–12.

11. Grakhanov S. A., Smelov A. P. Vozrast prognozirovemykh korennykh istochnikov almazov na severe Yakutii. *Otechestvennaja geologija*, 2011, no. 5, pp. 56–64.

12. Grahano S. A., Smelov A. P., Pomazanskij B. S., Egorov K. N. Almazonosnye jurskie otlozheniya severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Otechestvennaja geologija*, 2013, no. 5, pp. 73–80.

13. Grahano S. A., Molotkov A. E., Olejnikov O. B., Pavlushin A. D. Tipomorfizm i izotopija almazov triasovykh tuffitov Bulkurskoj antiklinali. *Otechestvennaja geologija*, 2015, no. 5, pp. 16–22.

14. Grahano S. A., Proskurnin V. F., Petrov O. V., Sobolev N. V. Almazonosnye tufogenno-osadochnye porody triasa arkticheskoy zony Sibiri. *Geologija i geofizika*, 2022, vol. 63, no. 4, pp. 550–578.

15. Zezekalo M. Yu., Antonova T. A. Osobennosti kimberlitov i granatov trubki Nyurbinskaya. *Materialy Rossijsko-*

go mineralogicheskogo obshchestva. Vol. 1. St. Petersburg, 2010, pp. 54–56.

16. Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Tipomorfizm almazov Sibirskoy platformy. Moscow, Nedra, 2003, 603 p.

17. Ivanov A. S. Novyy kriteriy almazonosnosti kimberlitov. *Trudy XII Vserossiyskoj (s mezhdunarodnym uchastiem) Fersmanovskoy sessii*. Apatity, KNTs RAN, 2015, pp. 268–270.

18. Ivanov A. S. Statisticheskij analiz sostavov indikatornykh mineralov kimberlitov. *Trudy XIV Vserossiyskoj (s mezhdunarodnym uchastiem) Nauchnoy shkoly «Matematicheskie issledovaniya v estestvennykh naukakh»*. Apatity, 2017, pp. 173–182.

19. Letnikova E. F., Lobanov S. S., Pokhilenko N. P., Izokh A. E., Nikolenko E. I. Istochniki postupleniya oblochnogo materiala v karniyskiy almazonosnyy gorizont severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Dokl. RAN*, 2013, vol. 451, no. 2, pp. 193–196.

20. Nikolenko E. I., Logvinova A. M., Izokh A. Je. Afanas'ev V. P., Olejnikov O. B., Biller A. Ja. Associaciya hromshpinelidov iz verhnetriasovykh gravelitov severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Geologija i geofizika*, 2018, vol. 59, no. 10, pp. 1680–1701

21. Orlov Yu. L. Mineralogiya almaza. 2-e izd. Moscow, Nauka, 1984, 264 p.

22. Pavlushin A. D., Grakhanov S. A., Smelov A. P. Parageneticheskie assotsiatsii mineralov na poverkhnosti kristallov almaza iz otlozheniy karniyskogo jarusa severo-vostoka Sibirskoy platformy. *Otechestvennaja geologija*, 2010, no. 5, pp. 45–51.

23. Pavlushin A. D., Grakhanov S. A., Olejnikov O. B., Novgorodov A. N. Nakhodki almazov III raznovidnosti v karniyskikh tufakh Bulkurskoj antiklinali. *Materialy Vserossiyskoj nauchno-prakticheskoy konferencii*. Yakutsk, Izd. dom SVFU, 2016, pp. 255–258.

24. Proskurnin V. F., Romanov A. P., Petrov O. V., Sergeev S. A., Proskurnina M. A., Vinogradova N. P., Remizov D. N., Bogomolov E. S. Vozrast almazonosnykh al'neitov Tajmyra. V sb. «Geologija i mineral'no-syr'evye resursy Severo-Vostoka Rossii»: *materialy XIII Vserossijskoj nauchno-prakticheskoy konferencii s mezhdunarodnym uchastiem, 21–24 March 2023 g.* Jakutsk, Izdatel'skij dom SVFU, 2023, pp. 234–239.

25. Selivanova V. V. Tipomorfizm almaza i ego mineralov-sputnikov iz pribrezhno-morskikh triasovykh rossypej severnogo Verkhoyan'ya. *Avtoref. diss. kand. geol.-mineral. nauk*. Moscow, 1991, 20 p.

26. Sobolev N. V. O mineralogicheskikh kriteriyakh almazonosnosti kimberlitov. *Geologija i geofizika*, 1971, no. 3, pp. 70–80.

27. Sobolev N. V., Logvinova A. M., Efimova E. S. Vkluycheniya eklogitovykh granatov, obogashchennykh margantsem, v almazakh: svidetel'stvo retsiklirovaniya zemnoy kory. *Dokl. RAN*, 2013a, vol. 453, no. 3, pp. 326–328.

28. Sobolev N. V., Logvinova A. M., Nikolenko E. I., Lobanov S. S. Mineralogicheskie kriterii almazonosnosti verhnetriasovykh rossypej severo-vostochnoy okrainy sibirskoy platformy. *Geologija i geofizika*, 2013b, vol. 54, no. 8, pp. 1162–1178.

29. Sobolev N. V., Sobolev A. V., Tomilenko A. A. et al. Perspektivy poiskov almazonosnykh kimberlitov v severo-vostochnoy chasti Sibirskoy platformy. *Geologija i geofizika*, 2018, vol. 59, no. 10, pp. 1701–1719.

30. Shatalov V. I., Grahano S. A., Egorov A. N., Safjannikov Ju. V. Novyj promyshlennyj tip rossypej almazov v Jakutskoj almazonosnoy provincii. *Otechestvennaja geologija*, 2002, no. 4, pp. 15–19.

31. Shackij V. S., Zedgenizov D. A., Ragozin A. L. Svidetel'stva prisutstvija subdukcionnogo komponenta v almazonosnoj mantii Sibirskogo kratona. *Geologija i geofizika*, 2016, vol. 57, no. 1, pp. 143–162.

32. Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Kostrovitsky S. I., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina L. V., Alymova N. V.,

- Khmelnikova O. S., Palesky S. V., Nikolaeva I. V., Karpenko M. A., Stagnitsky Y. B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*, 2010, vol. 485, pp. 17–41.
33. Ashchepkov I. V., Vladyskin N. V., Ntaflou T., Downes H., Mitchell R., Smelov A. P., Alymova N. V., Kostrovitsky S. I., Rotman A. Ya, Smarov G. P., Makovchuk I. V., Stegnitsky Yu. B., Nigmatulina E. N., Khmelnikova O. S. Regularities and mechanism of formation of the mantle lithosphere structure beneath the Siberian Craton in comparison with other cratons. *Gondwana Research*, 2013, vol. 23, no. 1, pp. 4–24.
34. Ashchepkov I. V., Ntaflou T., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Vladyskin N. V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. *Geoscience Frontiers*, 2017, vol. 8, no. 4, pp. 775–795.
35. Ashchepkov I. V., Vladyskin N. V., Ivanov A., Babushkina S., Vavilov M., Medvedev N. Problems of Mantle Structure and Compositions of Various Terranes of Siberian Craton. In: Vladyskin N. (eds) *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis*. Springer Proceedings Earth Environmental Sciences. Springer, Cham, 2021, pp. 15–48.
36. Ashchepkov I. V., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Downes H., Ntaflou T., Ivanov A. S., Zinchenko V. N., Kostrovitsky S. I., Ovchinnikov Y. I. Eclogite varieties and their positions in the cratonic mantle lithosphere beneath Siberian craton and Archean cratons worldwide. *Minerals*, 2022, vol. 12, no. 11, iss. 1353.
37. Ashchepkov I. V., Logvinova A. M., Spetsius Z. V., Downes H. 2022. Thermobarometry of diamond inclusions: Mantle structure and evolution beneath Archean cratons and mobile belts worldwide. *Geosystems and Geoenvironment*, 2022, vol. 2, no. 2, iss. 100156.
38. Day H. W. A revised diamond-graphite transition curve. *American Mineralogist*, 2012, vol. 97, pp. 52–62.
39. Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths. *J. Geol.*, 1975, vol. 83, no. 5, pp. 589–607.
40. Davies R. M., Griffin W. L., O' Reilly S. Y., Doyle B. J. Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the DO27, A154, A21, A418, DO18, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada. Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003, 2004, vol. 2, pp. 39–55.
41. Davies R. M., Griffin W.L., O' Reilly S. Y., McCandless T. E. Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume?. *Lithos*. Vol. 77. Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003, 2004, vol. 2, pp. 99–111.
42. Griffin W. L., Ryan C. G. Trace elements in indicator minerals: Area selection and target evaluation in diamond exploration. *J. Geochem. Explor.*, 1995, vol. 53, pp. 311–337.
43. Gudmundsson G., Wood B. J. Experimental tests of garnet peridotite oxygen barometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995, vol. 119, pp. 56–67.
44. Gurney J. J., Zweistra P. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 1995, no. 53, pp. 293–309.
45. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, pp. 2467–2470.
46. Krogh E. J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, vol. 99, pp. 44–48.
47. Lepekhina E. N., Rotman A. Y., Antonov A. V., Sergeev S. A. SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes. 9th IKC, Frankfurt, 2008. *Extended Abstracts*, no. 9.
48. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. *Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, vol. 39, no. 5, pp. 541–554.
49. O'Neill H. St. C., Wood B. J. An experimental study of Fe-Mg-partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 1979, vol. 70, pp. 59–70.
50. Pearson D. G. The age of continental roots. *Lithos*, 1999, vol. 48, pp. 171–194.
51. Pearson D. G., Snyder G. A., Shirey S. B., Taylor L. A., Carlson R. W., Sobolev N. V. Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics. *Nature*, 2005, vol. 374, pp. 711–713.
52. Phillips D., Harris J. W., Viljoen K. S. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa. *Lithos*. Vol. 77. Special Issue: Selected papers from the 8th IKC, Victoria, BC, Canada, 22–27 June 2003, 2004, vol. 2, pp. 155–179.
53. Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyroxene garnet xenocrysts in volcanic rocks. *J. Geophysical Research*, 1996, vol. 101, no. 3, pp. 5611–5625.
54. Shatsky V. S., Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Kalinina V. V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds. *Gondwana Research*, 2015, vol. 28, pp. 106–120.
55. Schulze D. J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 2003, vol. 71, pp. 195–213.
56. Skuzovatov S., Shatsky V. S., Ragozin A. L., Smelov A. P. The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the northeastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential. *Geoscience Frontiers*, 2022, vol. 13, no. 6, pp. 101455.
57. Sobolev N. V. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle. *American Geophysical Union, Washington, D.C.*, 1977, 279 p.
58. Zedgenizov D., Rubatto D., Shatsky V., Ragozin A., Kalinina V. Eclogitic diamonds from variable crustal protoliths in the northeastern Siberian craton: trace elements and coupled $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ signatures in diamonds and garnet inclusions. *Chem. Geol.*, 2016, vol. 422, pp. 46–59.

Граханов Сергей Александрович – доктор геол.-минерал. наук, гл. геолог, ПАО «АЛМАР – Алмазы Арктики»¹, вед. науч. сотрудник, Институт Карпинского². <s.grakhanov@yandex.ru>

Голобурдина Марина Николаевна – вед. геолог, Институт Карпинского². <Marina_Goloburdina@karpinskyinstitute.ru>
Иванов Александр Сергеевич – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Санкт-Петербургский горный университет³. <asivan@mail.ru>

Ащепков Игорь Викторович – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГМ СО РАН⁴. <igora57@mail.ru>

Grakhanov Sergey Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist, PJSC «ALMAR Arctic Diamonds»¹, Leading Researcher, Karpinsky Institute². <s.grakhanov@yandex.ru>

Goloburdina Marina Nikolaevna – Leading Geologist, Karpinsky Institute². <Marina_Goloburdina@karpinskyinstitute.ru>

Ivanov Aleksandr Sergeevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Saint Petersburg Mining University³. <asivan@mail.ru>

Aschepkov Igor Viktorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IGM SB RAS⁴. <igora57@mail.ru>

¹ ПАО «АЛМАР – Алмазы Арктики» (ПАО «АЛМАР»). Ул. Чернышевского, 8/2, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия, 677000.

PJSC «ALMAR Arctic Diamonds» (PJSC «ALMAR»). 8/2 Ul. Chernyshevskogo, Yakutsk, Respublika Sakha (Yakutiya), Russia, 677000

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (Институт Карпинского). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky (Karpinsky Institute). 74 Sredny Pr., St. Petersburg, Russia, 199106.

³ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II (Санкт-Петербургский горный университет). 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University (Saint Petersburg Mining University). 2 21st Line, St. Petersburg, Russia, 199106.

⁴ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН). Пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, Россия, 630090.

V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS).

3 Pr. Akademika Koptyuga, Novosibirsk, Russia, 630090.