

Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса и перспективы его коренной алмазности

На основании анализа и обобщения современных данных рассмотрены особенности тектонического строения и эволюции Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса (ЛБП) как типа известных глобальных тектонических структур коллизионной межконтинентальной тектонической природы. Структуры данного типа (именуемые в англоязычной литературе как *high grade* или *mobile belts*), распространённые на всех континентах, в плане коренной алмазности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда», так как не являются архейскими кратонами. Тем не менее в ряде из них открыты коренные месторождения алмазов (например, в поясе Лимпопо). На продолжении ЛБП это хорошо известные расположенные на Зимнем Берегу Белого моря месторождения им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба. Статья посвящена рассмотрению особенностей тектонического строения ЛБП в свете указанной тектонической принадлежности в связи с его алмазностью и оценкой перспектив на открытие здесь новых коренных месторождений алмазов.

Ключевые слова: тектоническое строение, гранулитогнейсовый пояс, коллизионная межконтинентальная тектоническая природа, алмазность, коренные месторождения алмазов, литосферный корень, перспективы коренной алмазности.

БОЖКО НИКОЛАЙ АНДРЕЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор¹, bozhko@yandex.ru

ПРУСАКОВА НАТАЛЬЯ АЛЕКСАНДРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, зав. лабораторией², naprusakova48@gmail.com

ГРОМЦЕВ КИРИЛЛ ВЛАДИМИРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник², k_gromtsev@mail.ru

¹ Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова»

² Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Features of the tectonic structure of the Lapland-White Sea granulite-gneiss belt and prospects of its native diamond bearing

N. A. BOZHKO¹, N. A. PRUSAKOVA², K. V. GROMTSEV²

¹ M. V. Lomonosov Moscow State University

² Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

Based on the analysis and generalization of modern data, the features of the tectonic structure and evolution of the Lapland-White Sea granulite-gneiss belt (LWSB) as a type of the known global collisional intercontinental tectonic structures are considered. Structures of this type (referred to in the English literature as *high-grade* or *mobile belts*), common across the continents, are viewed as the so-called "exceptions" from the empirically established "Clifford rule" in terms of their fundamental diamond content, since they are not Archean cratons. Nevertheless, primary diamond deposits were discovered in some of them (for example, in the Limpopo belt). Within the LWSB, they include the well-known Lomonosov and Grib deposits located on the Winter Shore of the White Sea. The paper discusses the features of the LWSB tectonic structure in the context of this tectonic nature related to its diamond potential and the assessed prospects for new primary diamond deposit discovery.

Key words: tectonic structure, granulite-gneiss belt, collisional intercontinental tectonic nature, diamond potential, primary diamond deposits, lithospheric root, prospects of primary diamond potential.

Введение. В структуре восточной части Балтийского щита и докембрийского основания прилегающих территорий Русской плиты Лапландско-Беломорский пояс (ЛБП) северо-западного простирания располагается между Карельским и Кольским архейскими кратонами. В тектоническом отношении различными исследователями он характеризуется либо нейтральным термином «подвижный», либо как «коллизийный», «орогенический».

В последнее время в литературе отчетливо прослеживается тенденция избегать употребления названия Лапландско-Беломорский пояс, рассматривая в отдельности Беломорский и Лапландский (или Лапландско-Кольский) пояса без их генетической связи [22 и др.]. Мы рассматриваем архейско-раннепротерозойский Лапландско-Беломорский пояс (в составе Беломорского и Лапландско-Кольского поясов) как единую структуру, по своей тектонической природе относящуюся к гранулитогнейсовым поясам [33, 34] в геодинамическом понимании этого термина: планетарным структурам, сложенным полициклическими комплексами высокой степени метаморфизма, обладающим сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющим в течение всей эволюции периодически постоянную эндогенную активность [7, 8]. Структуры данного типа (high grade или mobile belts), распространённые на всех континентах, в плане коренной алмазоносности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда», так как не являются архейскими кратонами. Тем не менее в целом ряде из них открыты коренные месторождения алмазов. В пределах ЛБП это хорошо известные расположенные на Зимнем Берегу Белого моря месторождения им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба. В свете этого данная статья посвящена рассмотрению особенностей тектонического строения ЛБП в связи с его алмазоносностью и оценкой дальнейших перспектив на открытие здесь новых коренных месторождений алмазов.

Основные черты тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса. Несмотря на хорошую изученность данной структуры в пределах Балтийского щита, представления о её тектоническом строении на сегодняшний день остаются остродискуссионными. Мы отразили наиболее распространённые из них, приводимые в различных публикациях. Картирование ЛБП и отдельных элементов его строения на сопредельной с Балтийским щитом части Русской плиты проводилось с использованием геофизических данных. При этом мы понимали, что границы выделяемых таким образом структур неоднозначны, так как используемые при их картировании современные геофизические

данные (аномальные особенности потенциальных полей, сейсмические разрезы и др.) отражают в интегрированном виде «следы» процессов практически всех этапов тектонического развития изучаемой территории. Поэтому при интерпретации геофизических данных мы учитывали представления других исследователей о тектонике докембрия рассматриваемого региона, а также независимые материалы по глубокому бурению, составу и возрасту коровых и мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кимберлитовыми трубками и др.

В пределах восточной части Балтийского щита ЛБП протягивается в юго-восточном направлении на расстояние более 1500 км и далее в том же направлении прослеживается по геофизическим данным в пределах Русской плиты ещё на расстояние порядка 600 км до Среднерусского (Центрально-Русского) коллизийного орогенического пояса северо-восточного простирания. Ширина ЛБП составляет в среднем 200–300 км.

ЛБП характеризуется латеральной неоднородностью, обусловленной эволюцией его тектонического развития. В его пределах с запада на восток выделяются две наиболее крупные тектонические единицы второго порядка – архейский Беломорский и палеопротерозойский Лапландско-Кольский орогенические пояса (рис. 1).

Беломорский орогенический пояс (беломориды). На юго-западе пояс граничит с архейским Карельским кратоном. Его северо-восточная граница в основном проходит вдоль стыка с палеопротерозойским Лапландско-Кольским орогеном. Только на участке, расположенном в юго-западной части Кольского полуострова, пояс граничит непосредственно с Кольским кратоном.

Беломорский пояс (БП) сложен неоднократно метаморфизованными (в архее–палеопротерозое) в условиях фаций повышенных и высоких давлений и интенсивно деформированными структурно-вещественными комплексами [28]. Структура БП представляет собой сложный тектонический коллаж, состоящий из нагромождения разнородных тектонических покровов [17, 22, 27]. Практически достигнуто понимание в трактовке тектонической природы БП в качестве неоархейского коллизийного орогена [1, 22, 27, 50 и др.] с возрастом коллизии около 2,7 млрд лет. При этом отмечается, что наблюдаемые в настоящее время границы БП со смежными структурами окончательно сформировались в интервале 2,0–1,7 млрд лет [28].

По результатам геологической интерпретации сейсмических разрезов земной коры вдоль опорного профиля МОВ-ОГТ 1-ЕВ и профиля-рассечки 4 В [15, 28], глубинная структура БП характеризуется

погружением его главных структурных элементов на северо-восток. При этом его юго-западная (с Карельским кратоном) и северо-восточная (с Лапландско-Кольским поясом и Кольским кратоном) границы в сейсмическом разрезе выражены в виде полого падающих к северо-востоку отражающих поверхностей. Обе границы интерпретируются как зоны палеопротерозойских надвигов, по которым БП был надвинут на Карельский кратон, а с северо-востока на него, в свою очередь, были надвинуты образования Лапландско-Кольского гранулитового пояса. В поле силы тяжести БП проявлен вытянутой в северо-западном направлении региональной положительной аномалией.

На охарактеризованном главном структурном фоне в пределах БП выделяются два элемента его строения: Внешняя западная и Внутренняя восточная зоны.

Внешняя западная зона. Территория данного подразделения и ранее рассматривалась как зона сочленения БП и Карельского кратона [2]. При этом в настоящее время отмечается различное понимание места этой пограничной зоны в структуре Балтийского щита. Одни авторы включают её в состав Карельского кратона (данные В. П. Чекулаева и др., приведённые в [22]), другие – в состав Беломорского пояса [18, 27 и др.]. Мы объединяем её с Беломорским поясом, но в качестве самостоятельной пограничной зоны, представляющей собой *переработанный край Карельского кратона*, вовлечённый в коллизионные деформации и высокобарный метаморфизм беломорид [7]. Подобная трактовка не исключается и О. И. Володичевым [50].

В состав внешней зоны БП входит хорошо описанная в литературе Северо-Карельская система архейских зеленокаменных поясов, включающая Тикшеозерский и Керетский пояса, а также вмещающий их дозеленокаменный комплекс. Для рассматриваемой пограничной зоны также типичен комплекс чарнокитов (гиперстеновых гранитов) и тесно связанных с ними калиевых гранитов. Наиболее крупный плутон палеопротерозойских чарнокитов известен под названием Топозерского массива интрузивных чарнокитов. Возраст чарнокитов оценён интервалом 2400–2360 млн лет. Ещё в 1970-е годы К. А. Шуркин и его коллеги обратили внимание на «исключительную характерность» этого комплекса «для зоны сочленения беломорид и карелид».

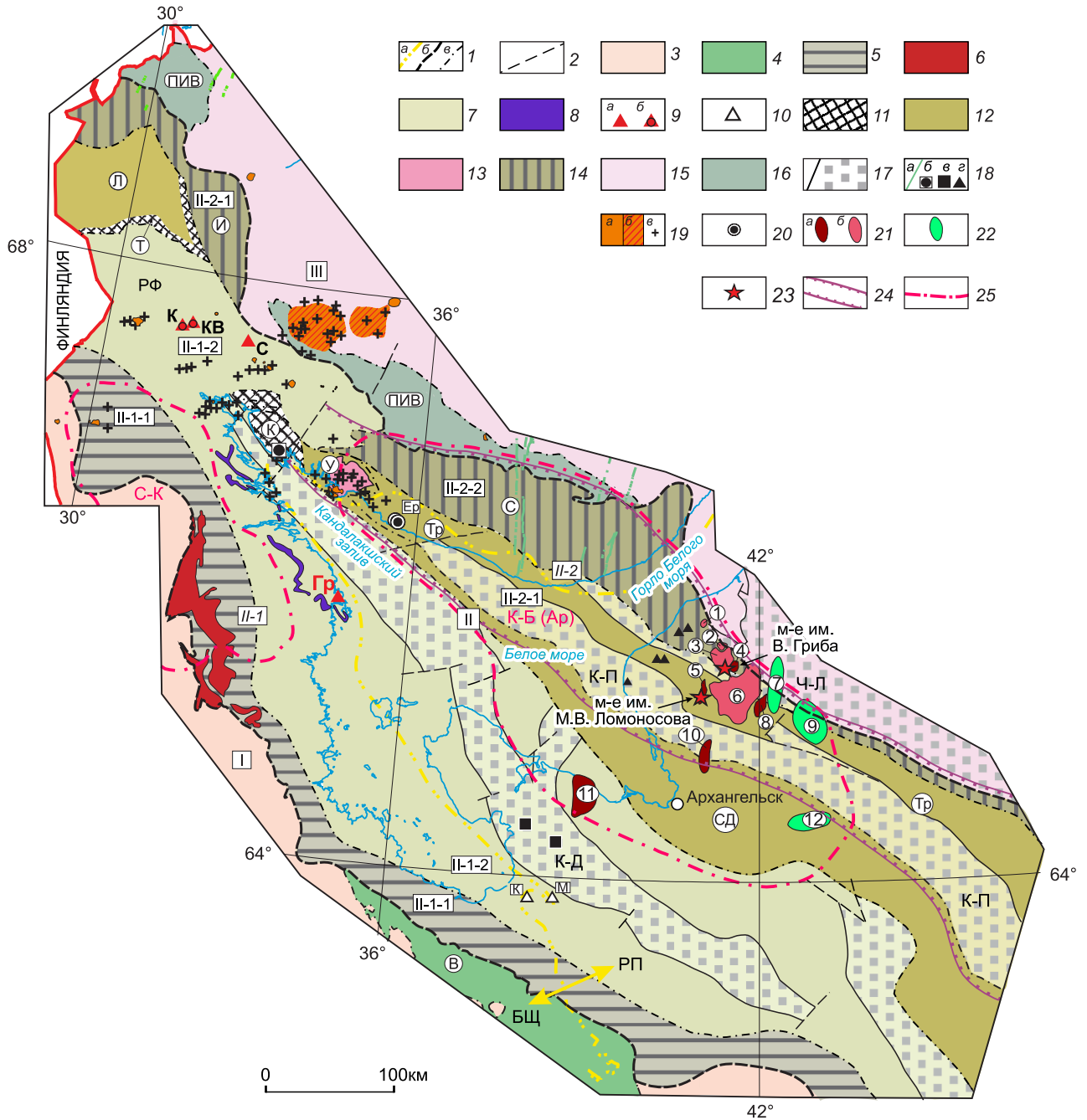
Структурной особенностью внешней зоны является существенная роль покровно-надвиговых структур, что приводит к пространственному совмещению разновозрастных членов разреза. При этом отмечается увеличение степени метаморфизма с запада на восток как в пределах зеленокаменных поясов, так и в БП в целом [22, 27].

В поле силы тяжести внешней западной зоне БП соответствует зона горизонтального градиента региональной составляющей поля, а также зона смены преимущественных простираний более локальных гравитационных аномалий.

Следует отметить, что аналогичные структуры присутствуют почти во всех гранулитогнейсовых поясах Мира. Примером может служить зона Гренвилльского пояса Северной Америки, расположенная вдоль одноимённого фронта и являющаяся переработанным краем кратона Сьюпириор. А также северная и южная зоны гранулитового пояса Лимпопо, расположенные соответственно на края кратонов Зимбабве и Каапваальского.

Внутренняя восточная зона сложена основным объёмом беломорского породного комплекса, представленного в современной структуре в виде Беломорского позднеархейского аллохтона (данные Ю. В. Миллера, В. А. Глебовицкого, приведённые в [22]). В составе последнего выделяются Хетоламбинский покров (метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъекцированные тоналитами и крупными согласными телами метабазитов и ультрабазитов – мафические зоны), Чупинский покров (метаморфизованные граувакки, подчинённые им метавулканы среднего, кислого, реже основного состава), Ориярвинский покров (тоналитовые гнейсы). Время формирования метаосадков, по которым образовались гнейсы Чупинского пояса находится в интервале 2,9–2,82 млрд лет. В ходе неархейской коллизии (2,72–2,69 млрд лет) породы были метаморфизованы в высокобарических условиях [27]. Покровное строение БП чётко указывает на его коллизионную природу.

В настоящее время [27] выделяется Центральнo-Беломорский зеленокаменный пояс, протягивающийся вдоль северо-восточной границы Хетоламбинского покрова, в состав которого он включается другими исследователями в качестве «мафической зоны» [17, 22]. Следует отметить, что термин «зеленокаменный пояс» в данном случае не имеет отношения к известному тектонотипу и носит скорее петрографический смысл. Если при описании Внешней зоны как переработанной части Карельского кратона употребление термина «зеленокаменный пояс» вполне уместно, то в данном случае для этого нет оснований. Пояс прослеживается в отдельных обнажениях в виде отдельных структур на протяжении 180 км при ширине 0,5–3 км, сложен метабазитами и ультрабазитами с редкими прослоями гнейсов. А. И. Слабунов [27] интерпретирует этот пояс в качестве структуры «протоофиолитового» типа. Следует признать отсутствие единого мнения относительно её природы. Можно предположить, что она отвечает надсубдукционным



офиолитам, связанным с развитием островных дуг в процессе эволюции БП. При всех разногласиях в интерпретации важным является то, что имеются данные о существовании реликтов древнего беломорского океана, что говорит в пользу межконтинентальной коллизии при его закрытии.

Следует отметить, что гранулитовый метаморфизм был впервые выделен в БП О.И. Володичевым (1990). В настоящее время основные выходы гранулитов приурочены к юго-западной окраине пояса. Возраст высокobarического гранулитового метамор-

физма Беломорья 2710 ± 15 млн лет, отвечает началу коллизионного этапа в эволюции БП [6]. Необходимо добавить, что гранулиты Беломорид подверглись интенсивным переработке и ретроградному метаморфизму в процессе формирования и развития палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Отличительной особенностью БП является проявление в его породах метаморфизма высоких давлений.

Беломорская эклогитовая провинция. К настоящему времени в пределах БП (в его северной части) в районах с. Гридино, карьера Куру-Ваара, юго-

Рис. 1. Схема тектонического строения, алмазоносности и перспектив коренной алмазоносности Лапландско-Беломорского гранулито-гнейсового пояса:

1 – **границы тектонических структур**: а – надпорядковых (Балтийского щита и Русской плиты), б – 1-го порядка (Лапландско-Беломорского гранулито-гнейсового пояса с Карельским и Кольским кратонами), в – 2-го порядка (основных блоков, слагающих структуры 1-го порядка); 2 – основные разломы; **структуры докембрийского кристаллического фундамента**: **Карельский кратон (I)**, представленный: 3 – гранито-гнейсовым комплексом основания (~ 3,5 млрд лет), 4 – проторифтогенной структурой Ветреного пояса (В) (~ 2,4 млрд лет); **Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый пояс (II)** в составе: **Беломорского неархейского орогенического пояса (II-1)**, элементы его строения: Внешняя западная зона сочленения с Карельским кратоном (II-1-1), включающая: 5 – переработанные образования краевой части Карельского кратона, 6 – Топозерский комплекс чарнокитов и гранитов (2,4–2,36 млрд лет); Внутренняя восточная зона (II-1-2), включающая образования: 7 – беломорского (гнейсы, гранулиты, граниты, пегматиты) породного комплекса (> 2,7 млрд лет) и 8 – Центрально-Беломорской «мафической зоны», 9 – эклогиты: а – в целом (С – Салма, КВ – Куру-Ваара, К – Кохозеро, Гр – Гридино), в том числе б – содержащие микроалмазы, 10 – тела коматиитов палеопротерозойского возраста, Каменихи (К) и Мязозеро (М), содержащие микроалмазы; **Лапландско-Кольского палеопротерозойского орогенического пояса (II-2)**, элементы его строения: Внутренняя (Лапландско-Умбинско-Терская) зона (II-2-2), включающая: 11 – коллизионный меланж пояса Танаэль (Т)? и Колвицкого террейна (К), 12 – парагранулиты (1,9–2,0 млрд лет) Лапландского (Л), Умбинского (У), Северодвинского (СД) террейнов и ювенильные гранитоиды, нестратифицированные супракрустальные породы (2,10–1,91 млрд лет) Терского (Тр) террейна, 13 – Умбинский комплекс эндербитов и чарнокитов (1,91 млрд лет); Внешняя (Инари-Стрельнинская) зона сочленения с Кольским кратоном (II-2-1), представленная: 14 – тектоническим коллажем аллохтонных пластин метаморфогенных пород архейского и палеопротерозойского возрастов Стрельнинского (С) и Инари (И) блоков; **Кольский кратон (III)**, представленный: 15 – гранитоидными и супракрустальными толщами (2,9–2,6 млрд лет) основания, 16 – проторифтогенным поясом Печенга-Имандра-Варзуга (ПИВ) (~ 2,4–1,86 млрд лет); 17 – **рифтогенные грабены палеорифтов Белого моря** (по материалам [5]): К-Д – Кандалакшско-Двинского, К-П – Керещко-Пинежского, Ч-Л – Чапомско-Лешуконского; **проявления внутриплитного магматизма и алмазоносность** (отдельные проявления показаны внемасштабными знаками): 18 – **магматические комплексы рифейского и вендского возрастов**: дайки: а – основного состава и б – рифейских лампроитов Порьей Губы, в – трапповые комплексы Солозеро и Войозеро, г – тела поздневендских лампрофиров типа минетты; 19–22 – **магматические комплексы среднего палеозоя**: 19 – Кольской щелочной карбонатитовой провинции: а – карбонатитовые интрузии, б – массивы нефелиновых сиенитов, в – тела (трубки взрыва, дайки) щелочно-ультраосновных и щелочных пород (пикритов, мончикитов, меланефелинитов, лампрофиров, ультраосновных фойдитов и др.); 20 – проявления Ермаковских (Ер) убогалмазоносных слюдяных кимберлитов Терского Берега; 21 – магматические комплексы щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья (по материалам [30]): а – глинозёмистой (Al) серии (кимберлиты и пикриты Золотицкого (5) и Вехотинского (4) комплексов, фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозерского (10), Ненокского (11) и Суксомского (8) комплексов), б – железо-титанистой (Fe-Ti) серии (кимберлиты и беспироксеновые щелочные пикриты Черноозёрского (3), Кепинского (6), Мегорского (2), Мельского (1) комплексов); 22 – группы трубок Сояно-Пинежского долерит-базальтового комплекса: Соянская (7), Ковальгско-Полтозерская (9), Чуплега-Пинежская (12); 23 – **месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба**; 24 – Кольско-Полтинская глубинная тектоническая зона; 25 – **перспективные на коренную алмазоносность площади ранга алмазоносных (потенциально алмазоносных) субпровинций**: С-К – Северо-Карельская, К-Б (Ар) – Кольско-Беломорская (или Архангельская)

восточного берега Кохозера и Салмы установлены тела эклогитов. Интересно отметить, что в эклогитах Куру-Ваараи Кохозера были диагностированы микроалмазы [26 и др.]. Представления о возрасте рассматриваемых эклогитов расходятся у разных исследователей. Одни приводят данные об их архейском возрасте [10, 11, 27], а другие – о раннепротерозойском [38]. Таким образом, возможно предполагать наличие здесь архейского и протерозойского этапов эклогитового метаморфизма. В пользу этого свидетельствует установление следов двух этапов субдукции в ксенолитовых эклогитах группы В (по минеральному и химическому составу идентичных коровым эклогитам Беломорского пояса) из алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега Белого моря (трубка им. В. Гриба): архейском (возрастом около 2,8 млрд лет) и палеопротерозойском (возрастом 1,7–1,9 млрд лет) [37, 49].

В пределах БП также отмечается широкое проявление **магматизма архейского и палеопротерозойского возрастов**. Данный магматизм представлен большим числом средних и мелких тел базитов, ультрабазитов и в меньшей степени – диоритов, гранодиоритов и гранитов, которые секут метаморфизованные и деформированные породы беломорского комплекса. При этом главные проявления магматизма приходится на интервал 2460–2400 млн лет [22].

Среди раннепротерозойских (раннекарельских) магматических образований следует выделить коматиитовые тела Мязозера и Каменихи как наиболее изученные и опробованные на алмазы. По данным В. П. Кислова и др. (1988), В. П. Степанова (2008), возраст этих пород, определённый по цирконам термояонным методом в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, оценивается не моложе 2360 ± 13 млн лет (для тела Мязозера) и 2390 ± 50 млн лет

(для тел Каменихи). Установлена принципиальная алмазность этих магматических образований: после термохимического разложения штучных проб из керна скважин были найдены микроалмазы (два в теле Мятозера и один в одном из тел Каменихи) и зёрна пирропа перцолитового парагенезиса.

Как указывалось, тектоническая интерпретация БП в качестве архейского коллизионного орогена не вызывает возражений. Более противоречиво разными исследователями излагается доколлизийная история этого пояса. На основании обобщения существенно новых данных можно предположить следующую *геодинамическую модель Беломорид*. Как справедливо подчёркивается разными исследователями [22], «Беломорский подвижный пояс среди архейских структур Балтийского щита является самым молодым как по времени проявления инициальных процессов, так и по процессам, завершающим их активное развитие». Формирование зеленокаменных поясов Северной Карелии и Кольского полуострова имело место в интервале 2,8–2,9 млрд лет – к рубежу (около 2,8 млрд лет), когда были сформированы два стабильных блока континентальной коры – Кольско-Норвежский и Фенно-Карельский, – разделённые океаническим бассейном. Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет эта система вступила в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровной тектоники, высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн лет) и гранитообразованием. В структурном отношении коллизия выразилась в становлении новообразованного коллизионного аллохтона с созданием архейского Кольско-Карельского палеоконтинента. В пользу такой трактовки истории развития Беломорского пояса могут свидетельствовать и приведённые выше данные Е. В. Щукиной с соавторами [37, 49] по мантийным эклогитовым ксенолитам из промышленно алмазносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Установленные здесь архейские эклогиты, по-видимому, отражают субдукцию и закрытие океанического бассейна, за которым последовали коллизия, образование Беломорского пояса и создание единого Кольско-Карельского палеоконтинента. А образование палеопротерозойских эклогитов коррелируется уже с субдукцией и коллизией в Лапландско-Кольском коллизионном орогене (орогеническом поясе) между Кольским и Карельско-Беломорским (Карельским, наращенным Беломоридами) кратонами.

Лапландско-Кольский орогенический пояс. Формирование Лапландско-Кольского коллизионного орогена сопряжено с палеопротерозойским проявлением высокобарного гранулитового метаморфизма и коллизией в пределах Лапландско-Беломорского грану-

лито-гнейсового пояса, отражая полициклический характер последнего.

В поперечном сечении Лапландско-Кольский ороген разделяется на внутреннюю Лапландско-Умбинско-Терскую и расположенную к северо-востоку от неё внешнюю, краевую Инари-Стрельнинскую зоны. Составные элементы этих зон выделяются в пределах юго-восточной части Балтийского щита, а отдельные из них имеют продолжения (по геофизическим данным) в кристаллическом основании прилегающей территории Русской плиты.

Внутренняя (Лапландско-Умбинско-Терская) зона, состоящая из Лапландского и Колвицко-Умбинско-Терского сегментов, представляет собой ядро орогена. Согласно исследованиям, проведённым в юго-восточной части Балтийского щита [28, 40, 43], в ней установлена палеопротерозойская ювенильная кора островодужного типа, слагающая тектонические пластины. Эти палеопротерозойские образования глубоко метаморфизованы, сильно мигматизированы и испытали интенсивные деформации.

В *Лапландском сегменте* они представлены крупной тектонической пластиной, надвинутой к югу на гранито-гнейсы беломорид. Этот аллохтон сложен гранат-кварц-полевошпатовыми гранулитами, а также силлиманит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами (кондалитами). Гранулиты и гнейсы подстилаются амфиболитами и другими породами (коллизионным меланжем) пояса Танаэльв. Основная часть гранулитового пояса расположена в Финской Лапландии, откуда он простирается к востоку – на российскую территорию, где быстро выклинивается.

В *Колвицко-Умбинско-Терском сегменте* также отмечаются чешуйчато-надвиговые структурные ансамбли. Здесь выделяются нижеследующие тектонически совмещённые террейны.

Колвицкий террейн (пояс) включает амфиболиты, габбро-анортозиты, гранулиты среднего и основного состава, объединяемые в Колвицкий вулcano-плутонический комплекс (2400–2500 млн лет) с тектоническими пластинами архейских гранито-гнейсов (2,7 млрд лет) Беломорского пояса. Присутствие последних указывает на краевое положение колвицкого ансамбля. Он может представлять собой небольшой фрагмент (реликт) ранее существовавшей южной пограничной зоны на стыке Беломорского блока и Лапландско-Кольского пояса, сопоставимой по своей природе с аналогичными структурами всех гранулитовых поясов.

Колвицкий пояс тектонически перекрывается *Умбинским террейном* (блоком) и отделён от него гранулитовым меланжем мощностью несколько километров. Формирование Умбинского блока связано с субдукционной и коллизионной стадиями развития

Кольского региона в период 2,1–1,87 млрд лет тому назад [28, 43]. Он сложен глинозёмистыми гнейсами, кислыми гранулитами (кондалитами) и прорывающими их гранитоидами. Представляется правильным вывод о том, что непосредственно с Лапландской структурой можно сопоставлять только гранулиты Умбинского блока [3].

С Колвицким и Умбинским террейнами, выделенными по геологическим данным в пределах юго-восточной части Балтийского щита (на юго-западе Кольского полуострова), совмещается полосовая аномалия север-северо-западного простирания с повышенными значениями гравитационного и магнитного полей. Она имеет довольно уверенное продолжение в акватории Кандалакшского залива, где постепенно затухает вблизи Онежской Губы Белого моря. Её продолжение в материковой части уже не столь очевидно.

Выделяемый на юго-востоке Кольского полуострова *Терский террейн* (блок) сложен [40] ювенильными палеопротерозойскими гранито-гнейсами и нестратифицированными супракрустальными породами, которые произошли за счёт палеопротерозойских ювенильных протолитов, относимых к временному интервалу порядка 2,1–1,91 млрд лет. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. При этом отмечается метаморфическая зональность: степень метаморфизма возрастает в юго-западном направлении от среднетемпературной амфиболитовой фации до высокотемпературной. Супракрустальные толщи петрохимически сходны с островодужными образованиями. Терский террейн во многом сходен с Умбинским террейном, отличаясь только меньшими *P-T* условиями метаморфизма. Его образование (так же как и Умбинского) относится к субдукционной и коллизионной стадиям развития Кольского региона в период 2,1–1,87 млрд лет тому назад [28, 43]. Все эти данные и главным образом ювенильный характер пород Терского блока позволяют включить его во внутреннюю ядерную зону Лапландско-Кольского орогенического пояса.

По геофизическим данным Терский террейн в виде полосы северо-западного простирания достаточно уверенно прослеживается с территории юго-восточной части Балтийского щита в кристаллическом основании сопредельной части Русской плиты. В поле силы тяжести он проявлен полосовой аномалией пониженных значений. В сейсмическом разрезе земной коры (профиль ГСЗ-МОВЗ Белое море–р. Вага («Агат»)) этой гравитационной аномалии соответствует интегрированная трансоровая область с отличными от окружающих сейсмическими параметрами. Следует отметить, что на территории Зимнего Берега Белого моря выделенный нами Терский

террейн, по-видимому, может быть сопоставлен с центральной частью Зимнебережного террейна, рассматриваемого А. В. Самсоновым с соавторами как юго-восточное продолжение в кристаллическом основании Русской плиты палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [25].

В плитной части изучаемой территории юго-западнее Терского террейна нами выделяется ещё один террейн – Северодвинский. При его выделении использовались геофизические характеристики, проявленные в аномальной структуре гравитационного и магнитного полей, в сейсмическом разрезе по профилю ГСЗ-МОВЗ Белое море–р. Вага («Агат»). Также учитывались представления других исследователей [25, 30] о тектонике раннего докембрия, о составе и возрасте пород кристаллического фундамента (полученные на основе изучения материалов глубокого бурения и ксеногенного корового материала, вынесенного кимберлитами) этой части территории. Согласно всем этим данным, Северодвинский террейн рассматривается в составе юго-восточного продолжения ядерной части Лапландско-Кольского орогена. Он может соответствовать южному флангу Зимнебережного террейна, выделяемого на рассматриваемой территории А. В. Самсоновым с соавторами [25]. Его «слагают кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые парагнейсы, сформированные при разрушении палеопротерозойских источников, на что указывают величины модельных возрастов (TNd (DM) ~ 2,3 млрд лет). Эти метаосадки аналогичны кондалитам Умбинского террейна». Следует отметить, что подобная структура, правда в несколько других границах, выделяется также В. В. Третьяченко [30].

Внешняя Инари-Стрельнинская зона, состоящая из двух блоков – Инари и Стрельнинского, выделяется на стыке ЛБП с Кольским архейским кратоном. По внутреннему строению она представляет собой тектонический коллаж (или «тектоническую смесь») архейских и палеопротерозойских аллохтонных пластин возрастом 2,7 и 1,9 млрд лет [28, 22, 27, 43], а по своей тектонической природе – коллизионную шовную структуру, вдоль которой имеет место сочленение двух крупных тектонических элементов Балтийского щита. Происхождение этой зоны сочленения связано с развитием палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. По своей природе она аналогична Западной пограничной зоне (рассмотренной выше) Беломорского пояса и представляет собой переработанный и вовлечённый в коллизионные события край Кольского кратона.

В блоке *Инари* совмещены гранито-гнейсы архея и ювенильные известково-щелочные породы островодужного происхождения нижнего протерозоя [22].

Он имеет ограниченное распространение на северо-западе Кольского полуострова, где с северо-востока примыкает к Лапландскому сегменту.

Стрельнинский блок по геологическим данным выделяется на юго-западном замыкании Кольского полуострова, где он сочленяется по надвигу с Терским террейном. На последних схемах Стрельнинский блок противопоставляется ювенильному палеопротерозойскому Терскому террейну [40]. Эта позиция принимается и нами. В отличие от Терского террейна, Стрельнинский блок (как и блок Инари) представляет собой тектонический коллаж палеопротерозойских островодужных и неоархейских пород с возрастом 1,9–2,0 млрд лет и 2,69–2,87 млрд лет. Простирающие породы и состав толщ сильно варьируют, причём в ряде обширных участков наблюдается устойчивое северо-восточное простирание. Наконец, основные расслоенные интрузии и щелочные граниты развиты только в Стрельнинском блоке [28, 43].

Результаты выполненного нами с использованием гравиметрических, магнитометрических и сейсмических данных моделирования глубинного строения верхней части земной коры (кристаллического фундамента) территории Зимнего Берега Белого моря совместно с опубликованными [25, 30, 37, 48, 49] данными по исследованиям ксенолитов (коровых, мантийных) из вскрытых здесь кимберлитов и родственных им пород позволили предположить присутствие продолжения Стрельнинского блока (выделенного в пределах Балтийского щита) в кристаллическом фундаменте этой части территории Русской плиты. Большая часть этого блока, скорее всего, здесь выклинивается. Далее на юго-восток он может быть продолжен в виде узкой полосы (см. рис. 1).

В целом Лапландско-Кольский ороген представляет собой типичный коллизионный пояс дивергентного покровного строения, возникший на месте относительно неширокого океана, о чём свидетельствуют палеомагнитные и изотопные данные [3, 43]. Эволюция пояса завершилась субдукцией [37, 49] и коллизией Кольского и Карельско-Беломорского эпипалеозойских континентальных блоков в конце раннего протерозоя, в интервале 1,93–1,9 млрд лет [43], с пиком 1,90–1,91 млрд лет [40], что привело к формированию современной структуры докембрийских образований региона. Эти события сопровождались гранулитовым метаморфизмом и формированием зон пластического сдвигового течения субширотного и северо-западного простираний [4].

В свою очередь, раннепротерозойские коллизионные события Лапландско-Кольского орогена проявились в Беломорском поясе в тектоно-термальном переработке его пород, включающей наложенные деформации, магматизм, метаморфизм, изотопное омо-

ложение пород. При этом отмечается тектоническая неоднородность палеопротерозойской переработки БП [1] с формированием крупных областей со сравнительно хорошей сохранностью архейской структуры и с практически полной переработкой архейских комплексов.

Следует отметить, что ЛБП сохранял эндогенную активность на всех этапах своего существования, включая постколлизионные и внутриплитные обстановки. Эта черта проявилась здесь в виде рифейского рифтогенеза (система Беломорских палеорифтов), внутриплитного магматизма, новейшей сейсмичности. При этом основная алмазонасность ЛБП связана с проявлениями внутриплитного магматизма.

Рифтовый этап эволюции ЛБП связан с формированием в его пределах системы палеорифтов Белого моря северо-западного простирания – Кандалакшско-Двинского (или Онежско-Кандалакшского), Керецко-Пинежского, Чапомско-Лешуконского [5]. Данная палеорифтовая система заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании. При этом Кандалакшско-Двинский палеорифт унаследован приурочен к Беломорскому орогеническому поясу (к его северо-восточной периферии), а Керецко-Пинежский палеорифт – к Лапландско-Кольскому коллизионному орогену. Палеорифты разделены выступами кристаллического фундамента и сформированы серией частных грабенов. Грабены имеют различную амплитуду и выполнены комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего–позднего рифея. В палеозое палеорифтовая система Белого моря пережила неоднократную активизацию с широким проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного (в том числе кимберлитового) магматизма и приобрела черты современного континентального рифта.

Следует отметить, что, по данным глубинных сейсмических исследований ГСЗ-МОВЗ, в современных чертах глубинного строения земной коры и верхней мантии рифтогенная природа (обычно выраженная встречным смещением кровли верхней мантии и поверхности кристаллического фундамента) рифейских грабенов Керецко-Пинежского палеорифта не обнаруживается или сильно затухана последующими тектоническими преобразованиями [19, 20]. Здесь установлен малоамплитудный (порядка 2–4 км) прогиб в поверхности М и нормальные (8,0–8,2 км/с) скорости в подкоровом горизонте верхней мантии. Данное обстоятельство позволило предположить, что во время палеозойской (пострифейской) активизации участок литосферы в области Керецко-Пинежского палеорифта, по-видимому, не испытывал растяжения, наоборот, его эволюция протекала в обстановке двухстороннего (со стороны Онежского

прогиба и Мезенской синеклизы) сжатия. В результате здесь сформировалась линейная тектоническая зона северо-западного простирания, названная Кольско-Полтинской [19, 20]. Кольско-Полтинская зона шириной 125 км прослеживается вдоль Лапландско-Кольского коллизионного орогена (включая его Терский и Стрельнинский террейны) с Кольского полуострова на Зимний Берег Белого моря, далее до р. Полты и далее до р. Вычегды. Зона носит трансформальный характер и выделяется по ряду характеристик, довольно контрастно проявленных как на глубинных сейсмических разрезах (по данным ГСЗ-МОВЗ), так и в аномальной структуре потенциальных геофизических полей. Она также имеет плановое совмещение с малоамплитудным палеоподнятием в ранне-среднепалеозойских отложениях платформенного чехла (того же северо-западного простирания), разделяющим области преимущественного прогибания Мезенской синеклизы и Онежского прогиба. Интересно отметить, что именно к этой структуре приурочены проявления среднепалеозойских в различной степени алмазоносных кимберлитов (в том числе и промышленно алмазоносных месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба) и родственных им пород Зимнего и Терского Берегов Белого моря. Следует отметить, что подобные глубинные линейные структуры выделяются в литосфере и других древних платформах. В зарубежной литературе они получили название «кимберлитовых коридоров». При этом именно таким структурам отводится ведущая роль в контроле промышленно алмазоносных кимберлитовых полей.

Внутриплитный магматизм и алмазоносность ЛБП. В пределах ЛБП на сегодняшний день установлены рифейские, вендские и среднепалеозойские проявления внутриплитного магматизма.

Магматизм рифея–венда связан с авлакогенным этапом развития Восточно-Европейской платформы и байкальской складчатостью. Он представлен средне-позднерифейскими телами и дайками основного состава, вскрытыми на Кольском полуострове в пределах Стрельнинского и Терского блоков Лапландско-Кольского орогена; Солозерским (верхнерифейским) и Войозерским (верхневендским) трапповыми комплексами, развитыми в Онежском грабене Кандалакшско-Онежского палеорифта, который, в свою очередь, приурочен к Беломорскому орогену. К этому же периоду относятся расположенные в Лапландско-Кольском орогене родственные кимберлитам проявления магматизма: рифейские (1719 ± 8 млн лет) дайки оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопит-калишпатовых лампроитов Порьягубского комплекса; маломощные (от 1 см до 18 см) тела Зимнебережных поздневендских ($564 \pm$

10 млн лет) калиевых известково-щелочных лампрофиров типа минетты [36]. Данные породы неалмазоносны.

Магматические комплексы среднего палеозоя связаны с влиянием каледонской и герцинской складчатости. Они представлены образованиями щелочной и щелочно-ультраосновной формаций Кольской щелочной карбонатитовой провинции и Терского Берега Кольского полуострова, а также щелочно-ультраосновным и основным магматизмом юго-восточного побережья Белого моря.

Ареал магматических образований *Кольской щелочной карбонатитовой провинции* распространяется в пределы северо-западной части ЛБП со стороны Кольского кратона. Он охватывает северо-западную часть Кольского полуострова и близлежащие районы Восточной Финляндии. Кольская щелочная провинция включает более двадцати в основном карбонатитовых интрузий, два гигантских массива нефелиновых сиенитов и многочисленные тела (дайки, трубки взрыва) различных щелочно-ультраосновных и щелочных пород: мелилититов, нефелинитов, ультраосновных лампрофиров, карбонатитов, фоскоритов и др. Непосредственно в пределах ЛБП находятся такие щелочные массивы, как Ковдорский, Нива, Маврогуба, Лесная, Озерная Вараки, Турьинский и некоторые другие. Обращает на себя внимание тот факт, что магматизм данной щелочной провинции практически не распространяется на территорию Карельского архейского кратона, а в пределах ЛБП – юго-западнее Турьего мыса на побережье Кандалакшского залива. Все проявления магматизма в пределах провинции сформировались в позднем девоне в относительно узком временном интервале 380–360 млн лет.

Магматические образования Кольской щелочной карбонатитовой провинции полностью неалмазоносны. Все *проявления установленного на сегодняшний день в различной степени алмазоносного (в том числе и промышленно алмазоносного) среднепалеозойского магматизма* сосредоточены юго-восточнее неё – на Терском Берегу Кольского полуострова и на юго-восточном побережье Белого моря. При этом, необходимо подчеркнуть, что в структуре ЛБП они приурочены к его палеопротерозойской ветви – Лапландско-Кольскому коллизионному орогену. В пределах последнего их позиция контролируется Кольско-Полтинской глубинной тектонической зоной (включающей Терский и Стрельнинский террейны и совмещённой с Керещко-Пинежским палеорифтом палеорифтовой системы Белого моря).

На *Терском берегу Белого моря* известно около 60 трубообразных, дайкообразных и штокообразных тел, сложенных образованиями щелочно-ультраосновной

формации: слюдяными кимберлитами, оливиновыми и оливин-пироксеновыми мелилититами, ультраосновными фойдитами. Алмазы выявлены в двух кимберлитовых трубках – Ермаковская-7 (131 алмаз) и Ермаковская-20 (5 зёрен алмазов) [12]. Среди алмазов преобладают мелкие индивиды (0,1–0,4 мм). Алмазы крупнее 0,5 мм редки, но наличие осколков свидетельствует о раскалывании более крупных зёрен. Алмазы имеют октаэдрическую форму, бесцветны, обладают сине-голубой люминесценцией. Из глубинного материала в кимберлитах также присутствуют оливин, отдельные зёрна хромшпинелида, пирропа и хромдиопсида. Следует отметить, что в мелилититах из глубинных минералов присутствуют только редкие зёрна хромшпинелида и хромдиопсида. Для кимберлитов Терского Берега выполненные в последнее время $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования флогопитов алмазосодержащей трубки Ермаковская-7 показали возраст $375,0 \pm 2,5$ и $372,6 \pm 2,5$ млн лет [39]. Выполненные же ранее К-Аг датировки давали цифры 382 ± 14 млн лет [42] и 337–382 млн лет [16], а возраст кимберлитов, по данным Rb-Sr-изохронного метода, определялся как 465 ± 12 млн лет [12].

Пространственно (по отношению к структурным элементам ЛБП) магматические образования Терского Берега приурочены к внутренней зоне Лапландско-Кольского орогена. При этом наблюдается латеральная зональность в распределении магматизма: с юго-востока на северо-запад слюдяные убогоалмазоносные кимберлиты, приуроченные к Терскому террейну, последовательно сменяются телами неалмазоносных оливиновых и оливин-пироксеновых мелилититов, ультраосновных фойдитов, которые располагаются в пределах преимущественно Умбинского (в непосредственной близости от щелочно-ультраосновного с карбонатитами массива Турьего мыса) и Колвицкого террейнов.

Магматические комплексы юго-восточного побережья Белого моря развиты на Зимнем Берегу Белого моря и на Онежском полуострове. Они включают более сотни проявлений раннегерцинских вулканических образований различной формационной принадлежности, которые образуют территориально-сближенные сообщества тел, характеризующихся разнообразием степени алмазоносности, вещественного состава, геологического строения, возрастной позиции, свойств основных минералов спутников алмаза, типоморфных свойств алмаза, как из слабо- и убогоалмазоносных тел, так и из месторождений [13, 30]. По данным В. В. Третьяченко [30], эти магматические образования по своим типоморфным особенностям могут быть подразделены на два крупных региональных формационных таксона: щелочно-ультраосновную формацию Юго-Восточного Бело-

морья и Союна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс.

Щелочно-ультраосновная формация Юго-Восточного Беломорья включает в себя около 90 магматических тел (трубок взрыва и субинтрузивных тел кимберлитов и конвергентных пород). Практически общепринятым является выделение здесь двух основных серий (типов) пород: глинозёмистой (Al) и железо-титанистой (Fe-Ti), в составе которых, в свою очередь, выделяется ряд магматических комплексов [13, 30]. В составе глинозёмистой серии объединяются кимберлиты и пикриты Золотицкого и Верхотинского комплексов, фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозерского, Ненокского и Суксомского комплексов. К железо-титанистой серии относятся кимберлиты и беспироксеновые щелочные пикриты Черноозерского, Кепинского, Мегорского, Мельского комплексов (см. рис. 1).

Вскрытые к настоящему времени промышленно алмазоносные кимберлиты входят в состав глинозёмистого (Al) Золотицкого (месторождение им. М. В. Ломоносова) и железо-титанистого (Fe-Ti) Черноозёрского (месторождение им. В. Гриба) комплексов. Верхотинский, Кепинский, Мегорский, Чидвинско-Ижмозерский комплексы включают как неалмазоносные, так и убогоалмазоносные тела. Алмазоносность магматических образований Мельского, Суксомского, Ненокского комплексов не установлена.

Золотицкий комплекс включает 10 кимберлитовых трубок (Первомайская, Белая, Кольцовская, им. Ломоносова, Поморская, Пионерская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Архангельская, Снегурочка), расположенных линейно в виде цепочки субмеридионального простириания. Шесть из этих трубок – Архангельская, Карпинского-1 (объединяемых в южную группу трубок), Карпинского-2, Пионерская, Поморская и им. Ломоносова (объединяемых в северную группу трубок) – принадлежат месторождению алмазов им. М. В. Ломоносова. Все трубки месторождения являются в той или иной мере среднеалмазоносными. Для остальных тел Золотицкого комплекса характерна слабая алмазоносность.

Черноозёрский комплекс представлен на сегодняшний день одной промышленно алмазоносной кимберлитовой трубкой – месторождением алмазов им. В. Гриба. Среднее содержание алмазов здесь несколько превышает алмазоносность трубок месторождения им. М. В. Ломоносова.

В результате минералогических исследований алмазов месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба [13] установлено, что соотношения алмазов эцлогитового и ультраосновного парагенезисов различаются для трубок Южной группы (Архангельская,

им. Карпинского-I), Северной группы (Поморская, Пионерская) месторождения им. М. В. Ломоносова и трубки им. В. Гриба. Трубки Южной группы характеризуются значительной долей алмазов эклогитового парагенезиса при подчинённом значении алмазов ультраосновного парагенезиса. В отличие от Южной группы, для трубок Северной группы тел характерно доминирование алмазов высокотемпературной ультраосновной генерации. Аналогично трубкам Северной группы тел большинство алмазов из трубки им. В. Гриба, судя по включениям в них, могут быть отнесены к алмазам ультраосновной генерации. При этом характерным отличием от алмазов из трубок Северной группы, где преобладают додекаэдровиды с высокой степенью травления и коррозии, можно назвать доминирование здесь кристаллов октаэдрического габитуса при несколько меньшем количестве додекаэдров. Приведённые данные, по-видимому, могут свидетельствовать о различии в их тектонической позиции и в связи с этим в условиях образования и сохранности алмазов в литосфере в пределах областей с рассмотренными проявлениями алмазоносного магматизма. В нашей интерпретации кимберлитовые трубки месторождения им. М. В. Ломоносова расположены в пределах ядерной части (в Терском блоке) Лапландско-Кольского орогена, а трубка им. В. Гриба находится в пределах его внешней, Стрельнинской зоны.

Сояна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс объединяет в себе три группы трубок долерито-базальтов: Соянскую, Ковальгско-Полтозерскую и Чуплега-Пинежскую. Единичные находки ксеногенных алмазов в базальтоидах позволяют сделать вывод об убогой алмазоносности пород данного комплекса [14].

На основании комплексного анализа материалов по возрасту литокластов нижнего палеозоя и растительных остатков в трубках взрыва, а также результатов изотопных датировок пород рядом исследователей [29, 31, 32] установлено, что щелочно-ультраосновные комплексы и базальтоиды Зимнего Берега и Онежского полуострова были сформированы в два этапа: Кепинский, Мегорский, Мельский комплексы и Нёнокский, Чидвинско-Ижмозёрский, Суксомский, Сояна-Пинежский комплексы с неалмазоносным и убогоалмазоносным магматизмом были сформированы в пражско-раннефранское время (410–380 млн лет); промышленно алмазоносные Золотицкий и Черноозёрский комплексы, а также убогоалмазоносный Верхотинский комплекс отнесены к позднефранско-ранневизейскому времени (375–340 млн лет). Следует отметить, что сходные показатели возраста пород, как было показано выше, установлены для щелочных и щелочно-ультраосновных магматических образований неалмазоносной Кольской щелочной карбо-

натитовой провинции и Терского Берега Кольского полуострова со слабоалмазоносными кимберлитами. Также рядом исследователей [13, 30] отмечается, что продуктивная позднефранско-ранневизейская эпоха является близким возрастным аналогом эпохи внедрения промышленно алмазоносных трубок Мало-Ботуобинского района и Алаakitского, Далдынского, Верхнемунского кимберлитовых полей Западной Якутии. Выделенная самая ранняя пражско-раннежизетская эпоха (410–390 млн лет, исходя из возраста тр. Нюрбинская – $399,6 \pm 4,6$ млн лет [23]) в принципе соответствует эпохе формирования трубок Накынского поля ЯАП.

О тектонической природе Лапландско-Беломорского пояса. Как уже указывалось, в данной работе мы придерживаемся необходимости рассмотрения Беломорид и Лапландско-Кольского орогена в составе единого Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса. Это особый тип глобальных тектонических структур. Как показали проведённые исследования данных структур [8], они обладают рядом характерных свойств: метаморфизмом пород в гранулитовой и высокой степени амфиболитовой фаций, существенно коллизионной внутренней покровно-складчатой структурой, поперечной тектонической зональностью с присутствием внешних зон – переработанных частей смежных кратонов, полициклическостью и полиметаморфизмом и, как следствие этого, тектоно-термальной переработкой пород более древних по отношению к конкретному проявлению метаморфизма и деформаций. При этом подчёркивается их коллизионная межконтинентальная тектоническая природа. Гранулитогнейсовый пояс – структуры перманентной мобильности, сохраняющие эндогенную активность на всех этапах своего существования, включая постколлизионные и внутриплитные обстановки. Данный тип структур распространён на всех континентах. К их числу относятся пояса: Лимпопо, Джугджуро-Становой, Итабуна-Курака, Гренвильский, Транссеверокитайский, Восточно-Гатский, Намаквайский, Масгрейв, Олбени Фрезер, Свеконорвежский, Мозамбикский, Рибейра, Ливийско-Нигерийский и др.

По своей тектонической природе гранулитогнейсовый пояс являются антиподами стабильных архейских кратонов, то есть в плане коренной алмазоносности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда» (главного критерия алмазоносности). Вместе с тем внекратонные обстановки не исключают присутствия в них коренных месторождений алмазов [9]. Примером в этом отношении является пояс Лимпопо Южной Африки, в пределах которого расположен ряд промышленно алмазоносных полей

мезопротерозойского (Лерала) и раннепалеозойского (Ривер Ранч, Венишия, Оакс) возрастов. Следует отметить, что литосфера пояса Лимпопо имеет мощность около 200 км и крайне деплетирована, алмазы содержат преимущественно эклогитовые включения [41]. Возможно в близкой тектонической обстановке шло формирование крупного месторождения алмазов Орапа, располагающегося в северо-восточной Ботсване в районе сочленения складчатого пояса Магонди, кратона Зимбабве и пояса Лимпопо. Одни исследователи помещают его в краевую часть кратона Зимбабве [46], другие – в пояс Магонди [45]. Мощность литосферы здесь составляет порядка 200–210 км. В кимберлитах Орапа содержатся ксенолиты эклогитов. Другим примером алмазоносных кимберлитов среди гранулитов могут служить трубки Мбужи Майи в Демократической республике Конго, прорывающие высокобарические гранулитовые гнейсы щита Касаи возрастом 2400 млн лет и содержащие эклогиты в ксенолитах [44], а также кимберлиты Кентукки и Пенсильвании, расположенные на гренвилльском гранулитовом фундаменте. При этом следует отметить, что Гренвилльский пояс обладает исключительно мощной (> 200 км) протерозойской литосферой.

В свете указанной выше межконтинентальной коллизионной природы ЛБП представляется справедливым предположение, высказанное А. В. Самсоновым с соавторами [25], что, согласно межконтинентальной коллизионной модели гранулитово-гнейсовых поясов, в ходе коллизии архейских литосферных блоков (континент–континент) уже в раннем докембрии могло происходить формирование так называемых алмазоносных литосферных корней (алмазоносных килей) в основании мощной субконтинентальной литосферной мантии.

Присутствие подобных неоднородностей (их «следов») предполагается и в литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов [19–21, 25, 35 и др.].

Особенности глубинного строения литосферы Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов. В ряде работ [19–21] при выявлении литосферных неоднородностей рассматриваемого региона был использован комплекс глубинных геофизических предпосылок (косвенных геофизических факторов), которые по аналогии с другими алмазоносными регионами Мира являются их индикаторами. Выделение данных индикационных предпосылок проводилось на основе анализа и обобщения интерпретационных материалов (полученных в разные годы многими организациями и исследователями): глубинных сейсмических, геотермических, магнитотеллурических исследований; по геологии

и тектонике Лапландско-Беломорского пояса; по исследованиям ксенолитов (коровых, мантийных) из кимберлитов; результатов интерпретации аномальных особенностей потенциальных (гравитационного, магнитного) полей. При этом рассматривались и сопредельные с Лапландско-Беломорским поясом территории. Выделение тех или иных неоднородностей литосферы реализовывалось по комплексу глубинных геофизических характеристик (факторов) в режиме сопоставления, увязки и корректировки всей используемой совокупности разноплановой и разномасштабной геолого-геофизической информации.

В результате в изучаемом регионе по комплексу проанализированных данных была выделена региональная (площадью порядка 600 тыс. км²) область литосферы с мощной холодной литосферной мантией, прослеживающейся по крайней мере до глубин 200–250 км (в поле стабильности алмаза) (рис. 2). Сделано предположение, что выделенная структура может соответствовать литосферному мантийному корню (или «килю»), который по аналогии с другими алмазоносными регионами может рассматриваться как область древней алмазоносной мантии. Данное предположение подтверждается результатами исследования мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов [13, 24, 25, 37, 47–49 и др.]: восточной Финляндии, Кимозерского тела, Зимнего Берега. По этим данным устанавливается присутствие в низах литосферы (до глубин порядка 200 км и более) алмазоносной деплетированной мантии архейского возраста. В современной структуре докембрийского фундамента эта область алмазоносной мантии охватывает большие части Карельского, Кольского кратонов и разделяющего их ЛБП. В пределах данной области алмазоносной мантии расположены практически все (за исключением Тиманских) проявления разновозрастного и в различной степени алмазоносного (в том числе и промышленно алмазоносного) кимберлитового и родственного ему магматизма севера Восточно-Европейской платформы.

Следует отметить, что подобные структуры также наблюдаются в литосфере ряда алмазоносных регионов. Например, в Южной Африке мантийный киль (область алмазоносной мантии) располагается под древними кратонами Зимбабве и Каапваль и разделяющим их гранулитово-гнейсовым поясом Лимпопо. Такая же ситуация наблюдается и в литосфере Сибирской платформы, в Якутской алмазоносной провинции.

Учитывая изложенные выше взгляды на историю тектонического развития рассматриваемого региона, а также данные по изучению ксеногенного материала, вынесенного кимберлитами [13, 25, 37, 47, 49 и др.], можно сделать ряд предположений.

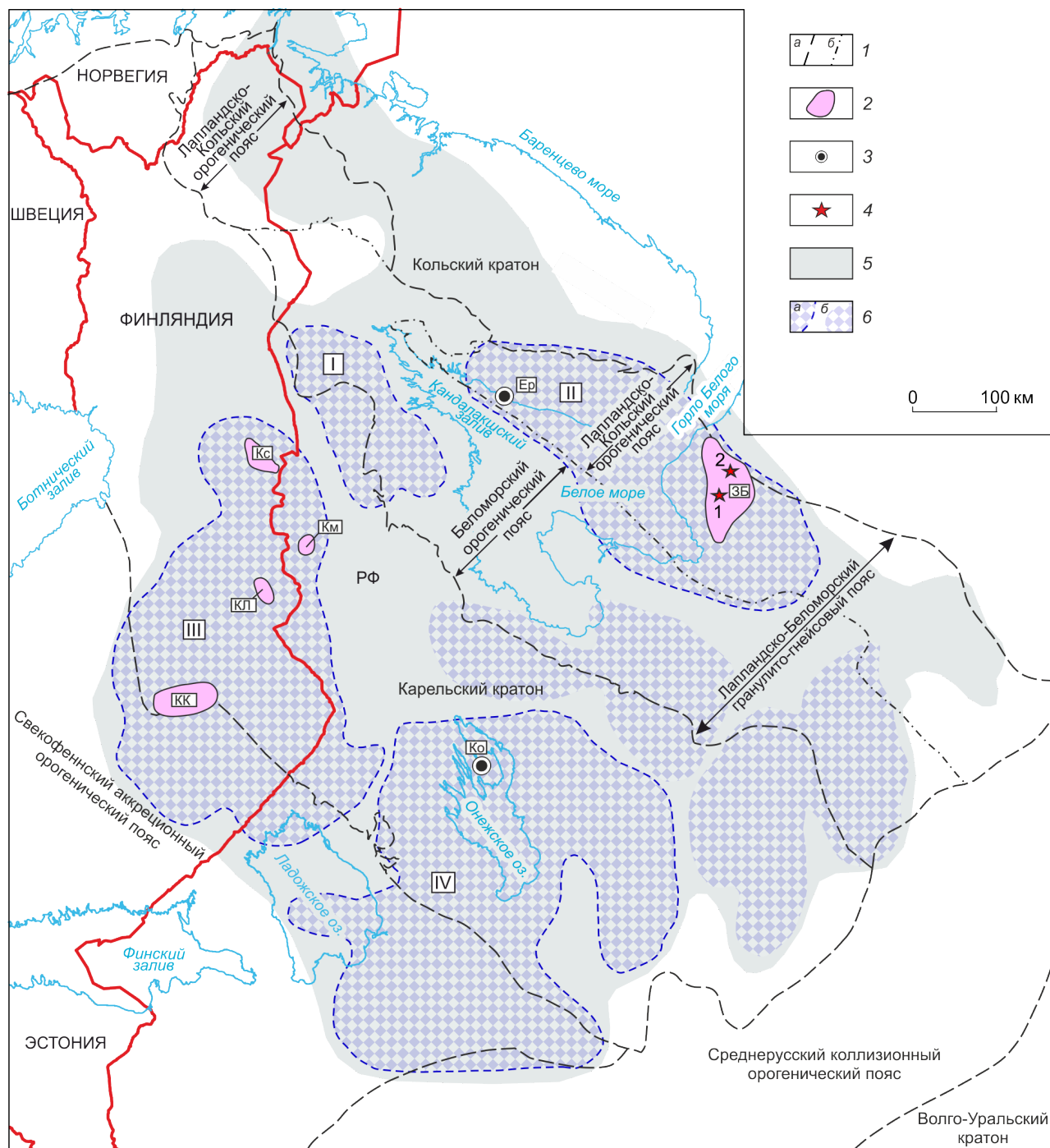


Рис. 2. Положение литосферного корня, выделенного по комплексу геолого-геофизических предпосылок на севере Восточно-Европейской платформы:

1 – границы тектонических структур: а – 1-го и б – 2-го порядков (орогенических поясов в составе Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса); 2–4 – проявления алмазоносного кимберлитового (лампроитового) магматизма: 2 – поля–районы (ЗБ – Зимнебережный, Кс – Куусамо, Км – Костомукшское, КЛ – Кухмо-Лентиира, КК – Куопио-Каави), 3 – отдельные проявления убогоалмазоносных кимберлитов (Ер – Ермаковские Терского Берега, Ко – Кимозера), 4 – промышленно алмазоносных кимберлитов месторождений им. М. В. Ломоносова (1) и им. В. Гриба (2); 5 – область литосферного корня (древней алмазоносной мантии), выделенная по комплексу геолого-геофизических предпосылок; б – алмазоперспективные территории ранга алмазоносных (потенциально алмазоносных) субпровинций, выделенные по комплексу глубинных геофизических предпосылок: а – перспективность которых подтверждена прямыми признаками алмазоносности (I – Северо-Карельская, II – Кольско-Беломорская (Архангельская), III – Западно-Карельская, IV – Южно-Карельская), б – с неоднозначными прямыми признаками алмазоносности

Выделенный алмазоносный киль (область алмазоносной мантии) мог сформироваться ещё в архее в процессе коллизии двух стабильных блоков континентальной коры – Кольско-Норвежского и Фенно-Карельского (разделённых океаническим бассейном) – с созданием Кольско-Карельского палеоконтинента. Сформированный в архее алмазоносный мантийный киль не мог оставаться в абсолютно «законсервированном» состоянии, подвергаясь воздействию разнообразных деструктивных процессов постаршейского возраста. При этом в раннем протерозое в ходе тектонических процессов, связанных с формированием свекофеннской складчатой области и Лапландско-Кольского коллизионного орогена, с одной стороны, могла произойти частичная метаморфическая модификация сформированного в архее мантийного килья. С другой стороны, в литосферной мантии самого Лапландско-Кольского орогена могли быть созданы условия, обеспечивающие продолжение образования (роста, дорастания) кристаллов алмаза. В процессе последующих этапов тектонического развития (связанных с заложением и развитием рифейской палеорифтогенной системы, байкальской складчатости и др.) литосфера рассматриваемого региона, по-видимому, претерпела интенсивную эндогенную переработку с весьма интенсивным проявлением процессов «горячего» расплавленного метасоматоза. Это способствовало уничтожению (агрессивному растворению, разрушению) алмазов в мантии. Однако даже в этом случае не происходило полного разрушения алмазоносной литосферной мантии, и, вероятно, сохранились её реликтовые блоки, с которыми и могут быть связаны перспективы коренной алмазоносности в Карело-Кольском регионе, включая территорию ЛБП. В минерагеническом плане территории этих литосферных блоков могут быть сопоставлены с алмазоносными (потенциально алмазоносными) субпровинциями.

В литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов по комплексу косвенных геолого-геофизических факторов (предпосылок) выделяется ряд областей, которые по своим характеристикам по аналогии с другими алмазоносными регионами могут соответствовать таким реликтовым блокам [19–21] (см. рис. 2). Однако вывод о правомочности такой интерпретации геофизических данных может быть сделан только по наличию связанных с территориями этих областей тех или иных прямых признаков алмазоносности: проявлений в различной степени алмазоносного кимберлитового и родственного ему магматизма; соответствующих петрохимических характеристик и возрастных определений мантийных ксенолитов, вынесенных этими магматическими проявлениями; ореолов и находок

минералов-индикаторов кимберлитов алмазоносной ассоциации; находок алмазов и др.

Перспективы коренной алмазоносности непосредственно ЛБП могут быть связаны с двумя такими реликтовыми блоками с алмазоносной мантией (с их территориями), выделенными по комплексу глубинных геофизических предпосылок и подтверждёнными прямыми признаками алмазоносности – Северо-Карельским и Кольско-Беломорским (Архангельским) (см. рисунки 1, 2).

Территория Северо-Карельского литосферного блока (сопоставляемая с одноимённой субпровинцией) охватывает приграничные районы Карелии и Мурманской области. В структуре раннедокембрийского фундамента она приурочена к внешней западной зоне Беломорского неархейского коллизионного орогена (Беломорского пояса), входящего в состав ЛБП. Проявления кимберлитового или лампроитового магматизма здесь пока не вскрыты. Однако имеющиеся минералогические данные свидетельствуют о возможном присутствии в пределах этой площади алмазоносных магматических тел.

Территория Кольско-Беломорского литосферного блока (сопоставляемая с одноимённой или Архангельской алмазоносной субпровинцией) охватывает южную часть (включая Терский Берег Белого моря) юго-восточного замыкания Кольского полуострова и большую часть Юго-Восточного Беломорья. В геотектоническом плане в структуре раннедокембрийского фундамента она располагается в пределах Лапландско-Кольского палеопротерозойского коллизионного орогена, также выделяемого в составе ЛБП. В её пределах находятся все вскрытые проявления в различной степени алмазоносных (в том числе промышленно алмазоносных месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба) и неалмазоносных среднепалеозойских кимберлитов и родственных им пород Терского Берега Белого моря и Юго-Восточного Беломорья. По данным исследований мантийных ксенолитов из ряда тел кимберлитов и включений в алмазах [25, 37, 48, 49], литосферная мантия здесь имеет гетерогенное строение. В низах литосферы (до глубин порядка 200 км и более) отмечается присутствие алмазоносной деплетированной мантии архейского возраста. Также имеются минералогические данные, которые позволяют сделать предположение о наличии в пределах данной территории новых, ещё не вскрытых тел алмазоносных кимберлитов. В пределах территории Кольско-Беломорского литосферного блока позиция алмазоносного магматизма Терского и Зимнего берегов контролируется охарактеризованной выше Кольско-Полтинской глубинной тектонической зоной, прослеживающейся вдоль северной части Лапландско-Кольского коллизионного

орогена (включая его Терский и Стрельненский террейны). По-видимому, именно эта часть данной территории является наиболее перспективной на вскрытие новых проявлений алмазоносного магматизма.

Следует отметить, что в пределах ЛБП по комплексу глубинных геофизических предпосылок выделен ещё ряд областей литосферы, которые по своим характеристикам по аналогии с другими алмазоносными регионами могут соответствовать реликтовым блокам с алмазоносной мантией (см. рис. 2). Однако имеющиеся здесь прямые признаки алмазоносности неоднозначны. Связь находок минералов-индикаторов кимберлитов и алмазов именно с данными территориями неочевидна.

В качестве общетеоретических предпосылок возможного обнаружения проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма в пределах ЛБП можно назвать (как это было показано выше) присутствие коренных месторождений алмазов в других аналогичных структурах.

Заключение.

В данной работе Беломорский и Лапландско-Кольский орогенические пояса рассмотрены в их генетической связи в составе единого Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса – глобальной тектонической структуры коллизионной межконтинентальной тектонической природы, аналоги которой присутствуют практически на всех континентах.

В литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов с использованием комплекса глубинных геофизических предпосылок (кос-

венных геофизических факторов), а также данных исследований мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов выделена область с мощной холодной литосферной мантией, сопоставляемая с литосферным мантийным корнем. По аналогии с другими алмазоносными регионами она может рассматриваться как область древней (архейской) алмазоносной мантии.

Сделано предположение, что сформированный в архее алмазоносный мантийный корень не мог оставаться в абсолютно «законсервированном» состоянии, подвергаясь воздействию разнообразных деструктивных процессов постархейского возраста. Однако даже в этом случае не происходило полного разрушения алмазоносной литосферной мантии и, вероятно, сохранились её реликтовые блоки, с которыми и связываются алмазоносность и перспективы коренной алмазоносности Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов.

Перспективы коренной алмазоносности непосредственно ЛБП связываются с двумя реликтовыми блоками с алмазоносной мантией, выделенными по комплексу глубинных геофизических предпосылок и подтверждёнными прямыми признаками алмазоносности – Северо-Карельским и Кольско-Беломорским (Архангельским).

Рассмотрение ЛБП как типичного гранулитогнейсового пояса позволяет благоприятно оценить перспективы его алмазоносности при сравнении с известными аналогичными алмазоносными структурами такого типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П. Я., Слабунов А. И., Степанова А. В., Серебряков Н. С., Бабарина И. И. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии «континент-континент» // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции. – Петрозаводск, 2017. – С. 13–17.
2. Бабарина И. И., Степанова А. В., Азимов П. Я. и др. Тектоническая неоднородность юго-западного форланда Лапландско-Кольского орогена (центральная часть Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции. – Петрозаводск, 2017. – С. 13–17.
3. Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотектоника. – 1998. – № 2. – С. 16–28.
4. Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В., Сибелов О. С. Кинематика главных деформаций при раннедокембрийском орогенезе и экзугмации эклогитов на северо-востоке Балтийского щита // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. – С. 34–37.
5. Балухев А. С., Журавлёв В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1 500 000). – М.: ГЕОС, 2012. – 104 с.
6. Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. – 2004. – № 3. – С. 227–244.
7. Божко Н. А. Беломорско-Лапландский пояс в ряду перманентно-мобильных гранулитогнейсовых поясов Земли // Материалы научной конференции: Беломорский

- подвижный пояс и его аналоги. – Петрозаводск, 2005. – С. 119–121.
8. *Божко Н. А.* Гранулитно-гнейсовые пояса: геодинамический аспект // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2018. – № 4. – С. 13–23.
 9. *Божко Н. А.* Тектонические обстановки локализации алмазоносных кимберлитов за пределами архейских кратонов // Руды и металлы. – 2006. – № 1. – С. 31–41.
 10. *Володичев О. И., Максимов О. А.* Гридинский неархейский эклогитосодержащий комплекс: проблемы геодинамики, образования и развития // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. – С. 58–61.
 11. *Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В.* и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 609–631.
 12. *Гавриленко Б. В.* Минерагеня благородных металлов и алмазов северо-восточной части балтийского щита // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – М., 2003. – 399 с.
 13. *Гаранин В. К., Криулина, Г. Ю., Гаранин К. В., Самосоров Г. Г.* Архангельские алмазы. Новые данные. – М.: МГУ, 2018. – 260 с.
 14. *Гаранин В. К., Копчиков М. Б., Веричев Е. М., Головин Н. Н.* Новые данные о морфологии алмазов из толеитовых базальтов Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2008. – № 2. – С. 64–67.
 15. *Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.* – М.: ГЕОС, 2010. – Т. 1–2. – 400 с.
 16. *Калинкин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В.* Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. – 1993. – Т. 1, № 2. – С. 205–214.
 17. *Миллер Ю. В.* Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Региональная геология. – 2006. – № 27. – С. 5–14.
 18. *Миллер Ю. В., Милькевич Р. И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. – 1995. – № 6. – С. 80–92.
 19. *Прусакова Н. А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2004. – 167 с.
 20. *Прусакова Н. А.* Элементы глубинного строения литосферы севера Восточно-Европейской платформы, контролирующие локализацию кимберлитового магматизма // Материалы Международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина «Современное состояние наук о Земле». – М., 2010. – С. 1517–1521.
 21. *Прусакова Н. А., Громцев К. В., Лаптев М. М.* Особенности глубинного строения Беломорско-Лапландского гранулитно-гнейсового пояса в связи с оценкой перспектив его алмазоносности // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (17–19 апреля 2019 г.). Сб. тезисов докладов IX международной научно-практической конференции. – М.: ЦНИГРИ, 2019. – С. 40–41.
 22. *Ранний докембрий Балтийского щита* // Гл. ред. В. А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005. – С. 711.
 23. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Гриффин В. Л.* Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // Труды IX международного семинара. Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – Миасс, 2009. – С. 135–170.
 24. *Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Сальникова Е. Б.* и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». – Т. II. – СПб.: ИГГД РАН, 2009. – С. 158–161.
 25. *Самсонов А. В., Третьяченко В. В., Спиридонов В. А.* и др. Палеопротерозойский коллизионный ороген в фундаменте Архангельской провинции: альтернатива правилу Клиффорда и новый критерий прогноза локализации алмазоносных кимберлитов // Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути её повышения. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). – Мирный, 2018. – С. 166–169.
 26. *Сидоров М. Ю., Щипанский А. А.* Фазы углерода в УНР эклогитах и эклогитовых породах Беломорской провинции: результаты исследований методом рамановской спектроскопии // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. – С. 224–228.
 27. *Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск, 2008. – 294 с.
 28. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы* // Результаты исследований по программе EUROPROBE. – Т. 2. – М.: Геокарт, 2006. – 736 с.
 29. *Толмачёва Т. Ю., Алексеев А. С., Реймерс А. Н.* и др. Ордовикские конодонты в ксенолитах кимберлитовых трубок Юго-Восточного Беломорья // Палеострат-2008. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Программа и тезисы докладов. – М., 2008. – С. 55–58.
 30. *Третьяченко В. В.* Архангельская кимберлит-пикритовая область (особенности формационного состава, геотектонической позиции и минерагенического районирования, прогноз алмазоносности) // Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические

- пути её повышения. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). – Мирный, 2018. – С. 199–209.
31. Третьяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2008. – 220 с.
 32. Третьяченко В. В. Тектоническая позиция раннегерцинских вулканических комплексов Юго-Восточного Беломорья в системе структур рифея–раннего венда // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XV геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 2009. – С. 328–332.
 33. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
 34. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. – М.: Недра, 1988. – 382 с.
 35. Щипанский А. А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 42–64.
 36. Щукин В. С., Саблуков С. М., Саблукова Л. И. Поздневендский аэральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов: труды XI Междунар. семинара. – Владивосток, 2002. – С. 151–165.
 37. Щукина Е. В., Агашев А. М., Головин Н. Н., Похиленко Н. П. Эквигранулярные эклогиты из кимберлитовой трубки им. В. Гриба: свидетельства палеопротерозойской субдукции на территории Архангельской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 462. – С. 208–212.
 38. Ю Хуанглу, Джанг Лифей, Вей Чундинг, Ли Сяоли, Гуо Джунгуи. Возраст и P-T условия формирования эклогитов Гридино, Беломорская провинция, Россия // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. – С. 287–288.
 39. Arzamastsev A. A., Travin A. V. and Arzamastseva L. V. Final episode of Palaeozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope Dating of Diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola // Svekalapko, Europrobe project, 6th Workshop Lammi, Finland. – 2001. – P. 4.
 40. Balagansky V. V., Gorbunov L. A., Mudruk S. V. Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, Northern-Fennoscandian // Baltic shield. Precambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts. – Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. – P. 7–10.
 41. Barton Jr. J. M., Barnett W. P., Barton E. S. et al. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipes, Limpopo Belt, South Africa: A complex interplay of nappe tectonics and granitoid magmatism // South African Journal of Geology. – 2003. – V. 106. – № 2–3. – P. 109–128.
 42. Beard A. D., Downes H., Hegner E. et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1998. – V. 130. – № 3–4. – P. 288–303.
 43. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse V. J. The Lapland-Kola orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D. G., Stefenson R. A. (eds). European Lithosphere Dynamics Geological Society, London memoirs, 32. – 2006. – P. 579–598.
 44. El Fadili S., Demaiffe D. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji-Mayikimberlites (Kasai, Congo): the significance of kyanite-omphacite intergrowths // In: Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD, Richardson SH (eds) Proceedings of the 7th international kimberlite conference, National Book Printer, Cape Town. Goodwood, South Africa. – 1999. – P. 205–213.
 45. Field M., Stiefenhofer J., Robey J. and Ku S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review // Ore Geology Reviews 34 (2008). – P. 33–75.
 46. Khoza D., Jones A. G., Muller M. R. et al. The SAMTEX team. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data // Precambrian Research 226 (2013). – P. 143–156.
 47. Lehtonen M., O'Brien H. Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P–T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites // Bull. Geol. Soc. Finland. – 2009. – V. 81. – P. 79–102.
 48. Malkovets V., Taylor L., Griffin W. L. et al. Cratonic conditions beneath Archangelsk, Russia: garnet peridotites from the Gribkimberlites // 8 Inter. Kimberlite Conference Long Abstracts. Ottawa, 2008. FLA-0220.
 49. Shchukina E. V., Agashev A. M., Zedgenizov. D. A. Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Gribkimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // Mineralogy and Petrology, 2018. – V. 112(1). – P. 85–100.
 50. Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. Precambrian High-Grade mobile Belts // Extended Abstracts. – Petrozavodsk, 2014. – P. 115–117.

REFERENCES

1. Azimov P. Ya., Slabunov A. I., Stepanova A. V., Serebryakov N. S., Babarina I. I. Paleoproterozoyskiye vysokobarnnyye granulity Belomorskoy provintsii Fennoskandii: petrologicheskiye svдетельstva kollizii kontinent-kontinent [Paleoproterozoic high-pressure granulites of the White Sea province of Fennoscandia: petrological evidence of the continent-continent collision]. Geodinamika rannego

- dokembriya: skhodstvo i razlichiya s fanerozoym: materialy nauchnoy konferentsii, Petrozavodsk, 2017, P. 13–17. (In Russ.)
2. Babarina I. I., Stepanova A. V., Azimov P. Ya. et al. Tektonicheskaya neodnorodnost yugo-zapadnogo forlanda Laplandsko-Kolskogo orogena (tsentralnaya chast Belomorskoy provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Tectonic heterogeneity of the southwestern foreland of the Lapland-Kola orogen (central part of the White Sea province of the Fennoscandian shield)]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstvo i razlichiya s fanerozoym. Materialy nauchnoy konferentsii, Petrozavodsk, 2017, P. 13–17. (In Russ.)
 3. Balaganskiy V. V., Glaznev V. N., Osipenko L. G. Ranneproterozoyskaya evolyutsiya SV Baltiyskogo shchita: Terreynovyy analiz [Early Proterozoic evolution of the NE Baltic Shield: Terrane analysis]. Geotektonika, 1998, No. 2, P. 16–28. (In Russ.)
 4. Balaganskiy V. V., Gorbunov I. A., Mudruk S. V., Sibelov O. S. Kinematika glavnykh deformatsiy pri rannedokembriyskom orogeneze i eksyumatsii eklogitov na severo-vostoke Baltiyskogo shchita [Kinematics of major deformations during the Early Precambrian orogenesis and exhumation of eclogites in the northeast of the Baltic Shield]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, KNTS RAN publ., 2017, P. 34–37. (In Russ.)
 5. Baluyev A. S., Zhuravlov V. A., Terekhov Ye. N., Przhiyalgovskiy Ye. S. Tektonika Belogo morya i prilgayushchikh territoriy (Obyasnitelnaya zapiska k Tektonicheskoy karte Belogo morya i prilgayushchikh territoriy masshtaba 1:1 500 000) [Tectonics of the White Sea and adjacent territories (Explanatory note to the Tectonic map of the White Sea and adjacent territories scale 1: 1,500,000)]. Moscow, GEOS publ., 2012, 104 p. (In Russ.)
 6. Bibikova Ye. V., Bogdanova S. V., Glebovitskiy V. A. et al. Etapy evolyutsii Belomorskogo podvizhnogo poyasa po dannym U-Pb tsirkonovoy geokhologii (ionnyy mikrozonod NORDSIM) [Evolution stages of the White Sea mobile belt according to U-Pb zircon geochronology (NORDSIM ion microprobe)]. Petrologiya, 2004, No. 3, P. 227–244. (In Russ.)
 7. Bozhko N. A. Belomorsko-Laplandskiy poyas v ryadu permanentno-mobilnykh granulito-gneysovykh poyasov Zemli [The White Sea-Lapland belt in a series of permanently mobile granulite-gneiss belts of the Earth]. Materialy nauchnoy konferentsii: Belomorskiy podvizhnyy poyas i yego analogi, Petrozavodsk, 2005, P. 119–121. (In Russ.)
 8. Bozhko N. A. Granulito-gneysovyye poyasa: geodinamicheskiy aspekt [Granulite-gneiss belts: geodynamic aspect]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 2018, No. 4, P. 13–23. (In Russ.)
 9. Bozhko N. A. Tektonicheskiye obstanovki lokalizatsii alamazonosnykh kimberlitov za predelami arkheyskikh kratonov [Tectonic settings for the localization of diamondiferous kimberlites outside the Archean cratons]. Rudy i metally, 2006, No. 1, P. 31–41. (In Russ.)
 10. Volodichev O. I., Maksimov O. A. Gridinskiy neoarkheyskiy eklogitosoderzhashchiy kompleks: problemy geodinamiki, obrazovaniya i razvitiya [Gridinsky Neoproterozoic eclogite-bearing complex: problems of geodynamics, formation and development]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, KNTS RAN publ., 2017, P. 58–61. (In Russ.)
 11. Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova Ye. V. et al. Arkheyskiye eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiyskiy shchit) [Archean eclogites of the White Sea mobile belt (Baltic shield)]. Petrologiya, 2004, V. 12, No. 6, P. 609–631. (In Russ.)
 12. Gavrilenko B. V. Minerageniya blagorodnykh metallov ialmazov severo-vostochnoy chasti baltiyskogo shchita [Minerageny of noble metals and diamonds in the northeastern part of the Baltic shield]. Avtoref. dis. d-ra geol.-mineral. nauk, Moscow, 2003, 399 p. (In Russ.)
 13. Garanin V. K., Kriulina, G. Yu., Garanin K. V., Samosorov G. G. Arkhangel'skiye almazy. Novyye dannyye [Arkhangel'sk diamonds. New data]. Moscow, MGU publ., 2018, 260 p. (In Russ.)
 14. Garanin V. K., Kopchikov M. B., Verichev Ye. M., Golovin N. N. Novyye dannyye o morfologii almazov iz toleitovykh bazaltov Zimniberezhnogo rayona Arkhangel'skoy alamazonosnoy provintsii [New data on the morphology of diamonds from tholeiitic basalts of the Zimniberezhny region of the Arkhangel'sk diamondiferous province]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 2008, No. 2, P. 64–67. (In Russ.)
 15. Glubinnoye stroyeniye, evolyutsiya i poleznyye iskopyemye rannedokembriyskogo fundamenta Vostochno-Yevropeyskoy platformy [Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform]. Moscow, GEOS publ., 2010, V. 1–2, 400 p. (In Russ.)
 16. Kalinkin M. M., Arzamastsev A. A., Polyakov I. V. Kimberlity i rodstvennyye porody Kolskogo poluostrova [Kimberlites and related rocks of the Kola Peninsula]. 1993, V. 1, No. 2, P. 205–214. (In Russ.)
 17. Miller Yu. V. Belomorskiy podvizhnyy poyas Baltiyskogo shchita [Belomorsk mobile belt of the Baltic shield]. Regionalnaya geologiya, 2006, No. 27, P. 5–14. (In Russ.)
 18. Miller Yu. V., Milkevich R. I. Pokrovno-skladchataya struktura Belomorskoy zony i yeye sootnosheniye s Karelskoy granit-zelenokamennoy oblastyu [Cover-fold structure of the White Sea zone and its relationship with the Karelian granite-greenstone region]. Geotektonika, 1995, No. 6, P. 80–92. (In Russ.)
 19. Prusakova N. A. Geologo-geofizicheskaya prognozno-poiskovaya model Zimniberezhnogo kimberlitovogo polya [Geological and geophysical forecasting and prospecting model of the Zimniberezhny kimberlite field]. Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk, Moscow, 2004, 167 p. (In Russ.)
 20. Prusakova N. A. Elementy glubinnogo stroyeniya litosfery severa Vostochno-Yevropeyskoy platformy, kontroliruyushchiye lokalizatsiyu kimberlitovogo magmatizma [Elements of the deep structure of the lithosphere in the north of the East European platform that control the localization of kimberlite magmatism]. Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii, posvyashchonnoy pamyati

- Viktora Yefimovicha Khaina *Sovremennoye sostoyaniye nauk o Zemle*, Moscow, 2010, (In Russ.)
21. Prusakova N. A., Gromtsev K. V., Laptev M. M. Osobnosti glubinnogo stroyeniya Belomorsko-Laplandskogo granulito-gneysovogo poyasa v svyazi s otsenkoy perspektiv yego almazonosnosti [Features of the deep structure of the White Sea-Lapland granulite-gneiss belt in connection with the assessment of the prospects for its diamond potential]. Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov (17– 19 aprelya 2019 g.). Sb. tezisev dokladov IKH Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, Moscow, TSNIGRI publ., 2019, P. 40–41. (In Russ.)
 22. Ranniy dokembriy Baltiyskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Gl. red. V. A. Glebovitskiy, St. Petersburg, Nauka publ., 2005, 711 p. (In Russ.)
 23. Sablukov S. M., Sablukova L. I., Griffin V. L. Raspredele niye redkikh elementov v glubinnykh mineralakh kimberlitov kak priznak plyumovykh protsessov na severe Russkoy platformy [Distribution of rare elements in deep minerals of kimberlites as a sign of plume processes in the north of the Russian platform]. Trudy IX mezhd. seminara. Glubinnyy magmatizm, yego istochniki i plyumy, Miass, 2009, P. 135–170. (In Russ.)
 24. Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Salnikova E. B. et al. Izotopnaya geokhimiya i geokhronologiya paleoproterozoyskikh metakimberlitov Kimozerskogo proyavleniya (Tsentralnaya Kareliya) [Isotope geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic metakimberlites of the Kimozero occurrence (Central Karelia)]. Materialy IV Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhronologii Izotopnyye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov, V. II, St. Petersburg, IGGD RAN publ., 2009, P. 158–161. (In Russ.)
 25. Samsonov A. V., Tretyachenko V. V., Spiridonov V. A. et al. Paleoproterozoyskiy kollizionnyy orogen v fundamente Arkhangel'skoy provintsii: alternativa pravilu Klifforda i novyy kriteriy prognoza lokalizatsii almazonosnykh kimberlitov [Paleoproterozoic collisional orogen in the basement of the Arkhangel'sk province: an alternative to Cliffords rule and a new criterion for predicting the localization of diamondiferous kimberlites]. Effektivnost geologorazvedochnykh rabot na almazy: prognozno-resursnyye, metodicheskiye, innovatsionno-tekhnologicheskkiye puti yeyo povysheniya. Materialy V Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem, posvyashchonnoy 50-letiyu Almaznoy laboratorii TSNIGRI – NIGP AK ALROSA (PAO). Mirnyy, 2018, P. 166–169. (In Russ.)
 26. Sidorov M. Yu., Shchipanskiy A. A. Fazy ugleroda v UHP-eklogitakh i eklogitovykh porodakh Belomorskoy provintsii: rezultaty issledovaniy metodom ramanovskoy spektroskopii [Carbon phases in UHPeclogites and eclogite rocks of the White Sea province: results of studies using Raman spectroscopy]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, Karelskiy nauchnyy tsentr RAN publ., 2017, P. 224–228. (In Russ.)
 27. Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkhayskikh podvizhnykh poyasov na primere Belomorskoy provintsii Fennoskandinavskogo shchita [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts on the example of the White Sea province of the Fennoscandian shield]. Petrozavodsk, 2008, 294 p. (In Russ.)
 28. Stroyeniye i dinamika litosfery Vostochnoy Yevropy [The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe]. Rezultaty issledovaniy po programme EUROPROBE, V. 2, Moscow, Geokart publ., 2006, 736 p. (In Russ.)
 29. Tolmachova T. YU., Alekseyev A. S., Reymers A. N. et al. Ordovikiyskiye konodonty v ksenolitakh kimberlitovykh trubok Yugo-Vostochnogo Belomorya [Ordovician conodonts in xenoliths of kimberlite pipes of the South-Eastern White Sea]. Paleostat-2008. Godichnoye sobraniye seksii paleontologii MOIP i Moskovskogo otdel. Paleontologicheskogo obshchestva. Programma i tezisy dokladov. Moscow, 2008, P. 55–58. (In Russ.)
 30. Tretyachenko V. V. Arkhangel'skaya kimberlit-pikritovaya oblast (osobennosti formatsionnogo sostava, geotektonicheskoy pozitsii i mineragenicheskogo rayonirovaniya, prognoz almazonosnosti) [Arkhangel'sk kimberlite-picrite region (features of the formation composition, geotectonic position and mineragenic zoning, forecast of diamond content)]. Effektivnost geologorazvedochnykh rabot na almazy: prognozno-resursnyye, metodicheskiye, innovatsionno-tekhnologicheskkiye puti yeyo povysheniya. Materialy V Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem, posvyashchonnoy 50-letiyu Almaznoy laboratorii TSNIGRI – NIGP AK ALROSA (PAO). Mirnyy, 2018, P. 199–209. (In Russ.)
 31. Tretyachenko V. V. Mineragenicheskoye rayonirovaniye kimberlitovoy oblasti Yugo-Vostochnogo Belomorya [Mineragenic zoning of the kimberlite region of the South-Eastern White Sea]. Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. Nauk, Moscow, 2008, 220 p. (In Russ.)
 32. Tretyachenko V. V. Tektonicheskaya pozitsiya rannegertsinskiykh vulkanicheskikh kompleksov Yugo-Vostochnogo Belomorya v sisteme struktur rifeya–rannego venda [Tectonic position of the Early Hercynian volcanic complexes of the Southeastern White Sea region in the system of Riphean – Early Vendian structures]. Geologiya i mineralnyye resursy Yevropeyskogo Severo-Vostoka Rossii: materialy XV geologicheskogo syezda Respubliki Komi, Syktyvkar, 2009, P. 328–332. (In Russ.)
 33. Khain V. Ye. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. Moscow, Nauchnyy mir, 2001, 606 p. (In Russ.)
 34. Khain V. Ye., Bozhko N. A. Istoricheskaya geotektonika. Dokembriy [Historical geotectonics. Precambrian]. Moscow, Nedra publ., 1988, 382 p. (In Russ.)
 35. Shchipanskiy A. A. Subduksionnaya geodinamika v arkhaye i formirovaniye almazonosnykh litosfernykh kiley i ranney kontinentalnoy kory kratonov [Subduction geodynamics in the Archean and the formation of diamondiferous lithospheric keels and early continental crust of cratons]. Geotektonika, 2012, No. 2, P. 42–64. (In Russ.)

36. *Shchukin B. C., Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Pozdnevendskiy aeralnyy shchelochnoy vulkanizm riftogenogo tipa v Zimnerezhnom kimberlitovom rayone (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsiya) [Late Vendian aerial alkaline volcanism of the riftogenic type in the Zimnerezhny kimberlite region (Arkhangelsk diamondiferous province)]. *Glubinnyy magmatizm, magmaticheskiye istochniki i problemy plyumov: trudy XI Mezhdunar. Seminara, Vladivostok, 2002, P. 151–165.* (In Russ.)
37. *Shchukina Ye. V., Agashev A. M., Golovin N. N., Pokhilenko N. P.* Ekvigranulyarnyye eklogity iz kimberlitovoy trubki im. V. Griba: svidetelstva paleoproterozoyskoy subduktzii na territorii Arkhangelskoy almazonosnoy provintsiy [Equigranular eclogites from the V. Grib: evidence of Paleoproterozoic subduction on the territory of the Arkhangelsk diamondiferous province]. *Doklady Akademii nauk, 2015, V. 462, P. 208–212.* (In Russ.)
38. *Yu Khuanglu, Dzhang Lifey, Vey Chunding, Li Syaoli, Guo Dzhungui.* Vozrast i R-T usloviya formirovaniya eklogitov Gridino, Belomorskaya provintsiya, Rossiya [Age and P-T conditions for the formation of eclogites Gridino, White Sea province, Russia]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym: materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy. Petrozavodsk, Karelskiy nauchnyy tsentr RAN publ., 2017, P. 287–288.* (In Russ.)
39. *Arzamastsev A. A., Travin A. V. and Arzamastseva L. V.* Final episode of Palaeozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope Dating of Diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola. *Svekalapko, Europrobe project, 6th Workshop Lammi, Finland, 2001, P. 4.*
40. *Balagansky V. V., Gorbunov L. A., Mudruk S. V.* Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, Northern Fennoscandian. Baltic shield. Precambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts, Petrozavodsk, KRC RAS publ., 2014, P. 7–10.
41. *Barton Jr. J. M., Barnett W. P., Barton E. S.* et al. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipes, Limpopo Belt, South Africa: A complex interplay of nappe tectonics and granitoid magmatism. *South African Journal of Geology, 2003, V. 106, No. 2–3, P. 109–128.*
42. *Beard A. D., Downes H., Hegner E.* et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, V. 130, No. 3–4, P. 288–303.*
43. *Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse V. J.* The Lapland-Kola orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Gee D. G., Stefenson R. A. (eds.). European Lithosphere Dynamics Geological Society, London memoirs, 32, 2006, P. 579–598.*
44. *El Fadili S., Demaiffe D.* Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji-Mayikimberlites (Kasai, Congo): the significance of kyanite-omphacite inter-growths. In: *Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD, Richardson SH (eds) Proceedings of the 7th international kimberlite conference, National Book Printer, Cape Town. Goodwood, South Africa. 1999. P. 205–213.*
45. *Field M., Stiefenhofer J., Robey J. and Ku S.* Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review. *Ore Geology Reviews 34 (2008), P. 33–75.*
46. *Khoza D., Jones A. G., Muller M. R.* et al. The SAMTEX team. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Research 226 (2013), P. 143–156.*
47. *Lehtonen M., O'Brien H.* Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P– T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites. *Bull. Geol. Soc. Finland. 2009, V. 81, P. 79–102.*
48. *Malkovets V., Taylor L., Griffin W. L.* et al. Cratonic conditions beneath Archangelsk, Russia: garnet peridotites from the Gribkimberlites. *8 Inter. Kimberlite Conference Long Abstracts. Ottawa, 2008, FLA-0220.*
49. *Shchukina E. V., Agashev A. M., Zedgenizov. D. A.* Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Gribkimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon. *Mineralogy and Petrology, 2018, V. 112 (1), P. 85–100.*
50. *Volodichev O. I.* Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. *Precambrian High-Grade mobile Belts. Extended Abstracts, Petrozavodsk, 2014, P. 115–117.*