

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

© 2021 г. Н. О. Сорохтин¹, *, Н. Е. Козлов², **

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

*e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

**e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2020 г.

После доработки 03.02.2021 г.

Принята к публикации 19.04.2021 г.

Изучение геодинамической эволюции Балтийского щита показало, что расплавы алмазоносных кимберлитов и родственных им пород были сформированы за счет затягивания в зоны субдукции под архейские кратоны “тяжелых” железистых осадков раннего протерозоя. Позже, во время неопротерозойского и палеозойского этапов рифтогенеза законсервированные в низах коры и подкоревой литосферы расплавы смогли внедриться в приповерхностные зоны земной коры и сформировать магматические комплексы щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма. Авторы показали, что алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит свекофеннского (карельского) возраста, функционировавшими около 2.0–1.8 млрд лет назад. При этом ближе всего к фронту зоны поддвига плит протерозойского возраста (от 100 до 200–300 км) располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и (натриевые) карбонатиты. Затем (на расстоянии от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и не алмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований – приблизительно на расстоянии от 300 до 600–650 км от ее фронта. Столь закономерное пространственное расположение магматических комплексов единого ряда однозначно указывает на изменение глубинности их зарождения. Чем дальше от поверхностной границы зоны палеосубдукции расположены магматические тела, тем более глубинными фациями они представлены.

Ключевые слова: алмазы, кимберлиты, лампроиты, трубки взрыва, диатремы, Арктика, алмазоносность, Свекофеннский, Балтийский щит

DOI: 10.31857/S0030157421060137

ВВЕДЕНИЕ

Ранее в целом ряде работ нами было показано, что все вещество кимберлитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм произошло за счет переплавления пелагических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубины под континенты [22, 23, 31]. Действительно, изотопные составы углерода в алмазах невозможно объяснить без привлечения корового вещества [5]. Аналогичная ситуация наблюдается и в высокотемпературных глубинных породах ассоциации карбонатитов и кимберлитов. Их изотопные составы углерода и кислорода показывают, что в образовании карбонатного вещества этих пород принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения [13]. Анализируя изотопные сдвиги серы и отношения изотопов свинца из включений сульфидов в алмазах, к близким выводам пришли Эдрдж с соавтора-

ми [27], подтвердив при этом древний возраст образования алмазов (около 2 млрд лет).

Однако обычные осадки современного типа из-за их малой плотности не могут затягиваться на большие глубины в больших объемах. Для этого плотность попавших в зоны поддвига плит осадков должна была превышать среднюю плотность континентальных плит [31]. Но такие богатые железом, а потому и плотные (тяжелые) пелагические осадки образовывались лишь в раннем докембрии, они-то только и могли затягиваться (“проваливаться”) по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские континентальные щиты.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Внутренняя структура Балтийского щита в основном была сформирована в результате свекока-

рельского тектогенеза около 1.9–1.8 млрд лет назад, спаявшего воедино отдельные блоки и щиты архейского возраста. В настоящее время Балтийский щит включает в себя две различные по возрасту и характеру строения области земной коры: архейскую Карело-Кольскую (на востоке Балтийского щита) и раннепротерозойскую или Свекофеннскую на западе. Близкое к современному ограничение щита было сформировано в каледонское время, когда в северо-западной его части образовался мощный складчатый пояс каледонид, перекрывший архейские и протерозойские образования в результате закрытия Протоатлантического океана Япетус. Юго-восточная часть щита полого погружается под осадочно-вулканогенные отложения рифей-палеозойского возраста северной части Русской плиты. Северная и северо-восточная граница проходит вдоль Мурманского побережья и ограничена системой разломов Карпинского, где наблюдается резкое ступенчатое погружение кристаллического фундамента под тимины и платформу Баренцева моря.

Континентальные блоки Кольского полуострова и Карелии с прилегающей к ним с востока территорией Архангельской области сформировались в позднем архее в интервале 3.5–2.7 млрд лет назад [10]. В конце архея около 2.7–2.6 млрд лет назад произошло их объединение вдоль складчатого пояса беломорид в результате глобального кеноранского диастрофизма, объединившего все разрозненные до того архейские щиты в единый суперконтинент Моногея. Первые 100 млн лет его существования восточная часть Балтийского щита развивалась в платформенном режиме. Однако внедрение расслоенных интрузий базит-гипербазитового состава в архейскую кору в интервале 2.49–2.39 млрд лет назад [1] маркировали первые импульсы растяжения архейской коры и заложения палеорифтов, которые позднее сформировали зеленокаменные пояса раннепротерозойского возраста.

В интервале 2.0–1.8 млрд лет назад геодинамическая обстановка на Балтийском щите сменилась режимом повсеместного сжатия, приведшим к консолидации континентальной коры и формированию ее основного тектонического плана. Закрытие раннепротерозойских океанических бассейнов сопровождалось широкомасштабным поглощением океанической коры в зонах поддвига плит к юго-западу от Кольской архейской литосферной плиты (рис. 1). В результате произошедшей после этого коллизии Карело-Кольский континент и Свекофеннская область сформировали единый континент.

Свекофеннская складчатая область занимает центральную часть Балтийского щита и с северо-востока граничит с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Она образовалась в раннем

протерозое за счет развития системы островных дуг в обширном палеоокеане, существовавшем тогда между Карело-Кольским и Канадским архейскими кратонами. В конце раннего протерозоя около 2 млрд лет назад Свекофеннский океан начал закрываться, что привело к образованию многоярусной системы сутур. Эта система в современной литературе стала называться Свекофеннской складчатой областью. Эта область представляет собой сложную систему вулканогенно-осадочных комплексов, прорванных синорогенными габбро-тоналитовыми и габбро-гранодиоритовыми магматическими телами. Геохимия этих пород свидетельствует о принадлежности данного структурно-вещественного комплекса к островодужным образованиям [28]. Все эти данные позволяют рассматривать описанные вулканоплутонические ассоциации свекофеннид в качестве магматических комплексов древних островных дуг, столкновения которых привело к формированию континентальной коры региона. Среди островодужных серий встречаются фрагменты коры океанического типа, которые имеют характерные особенности офиолитовых комплексов. Интрузивная и вулканогенная часть офиолитовых разрезов состоит из ультрабазитов и базитов толеитового ряда, занимающих основной объем таких поясов. Осадочная часть представлена альбитизированными глинистыми осадками, пелитами, карбонатами, конгломератами, кремнистыми ассоциациями и графит-сульфидными кристаллическими сланцами. Встречаются и многочисленные прослой железистых кварцитов [26]. Среди вулканогенного разреза зеленокаменных поясов базальты часто имеют структуры подушечных лав. Геохимическая характеристика офиолитовых комплексов свекофеннид выявила некоторые их различия по ряду элементов. Так, более древние из них (2.4–2.2 млрд лет) заметно обогащены Fe и Mg.

Особенности пространственного расположения, внутреннего строения и возраст образования вулканогенно-осадочных комплексов позволяют предположить наличие в Карело-Кольском мегаблоке и в Свекофеннской области, по крайней мере, четырех-пяти зон палеосубдукции, падающих на северо-восток (рис. 1). Первая из них сечет Карело-Кольскую архейскую континентальную плиту в юго-восточном направлении к югу от Беломорского складчатого пояса. Образование беломорид относится к позднему архею (2.9–2.8 млрд лет назад). Однако в конце раннего протерозоя пояс претерпел интенсивную тектоническую переработку в связи с коллизией Кольского и Карельского континентальных блоков. Беломорский пояс представляет собой типичный гранулитогнейсовый коллизионный пояс покровной структуры [20]. Далее к северо-востоку он, вероятнее всего, погружается под Кольский гра-

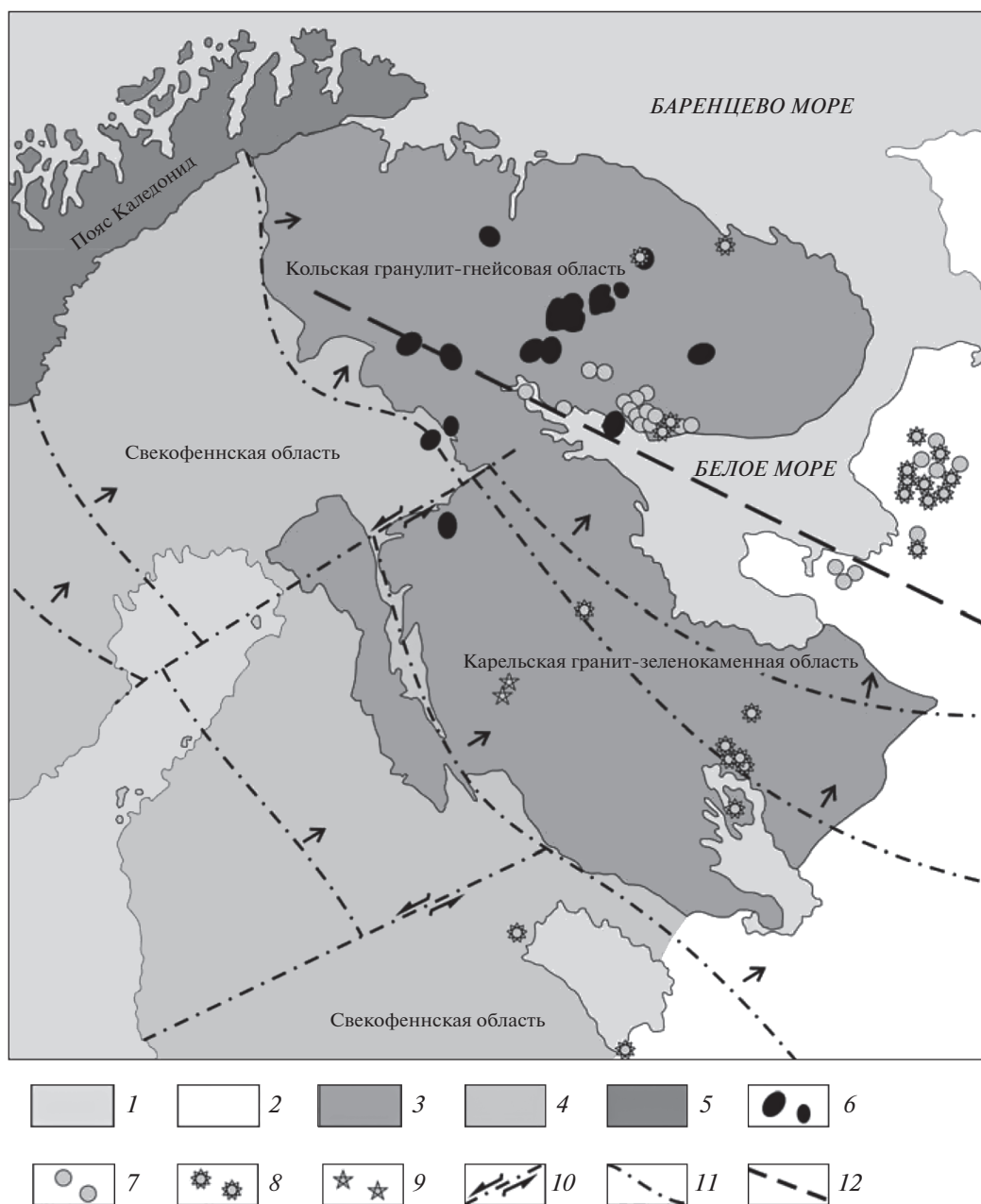


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Балтийского щита: 1 – гидросфера; 2 – осадочный чехол Русской платформы; 3 – континентально-коровые ассоциации архея; 4 – осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы раннепротерозойского (свекофеннского) возраста; 5 – аллохтонные покровы каледонского возраста; 6 – интрузии щелочно-ультраосновного состава; 7 – трубки взрыва пикритового и мелилититового составов; 8 – кимберлиты; 9 – лампроиты; 10 – разрывные нарушения трансформного типа; 11 – зоны субдукции и направления поддвига океанических плит (показаны стрелками) раннепротерозойского возраста (1.9–1.8 млрд лет назад); 12 – ось Кандалакшско-Двинской рифтовой системы палеозойского возраста.

нулит-гнейсовый кратон. Вторая зона субдукции выделяется нами по косвенным признакам, но она также сечет Карело-Кольский мегаблок к югу от первой зоны и погружается на северо-восток. Наконец, третья, самая выраженная зона подвига плит обрамляет Карело-Кольский архейский мегаблок с юго-запада и маркируется из-

менением возрастных характеристик пород от архейских на северо-востоке до раннепротерозойских на юго-западе. Кроме того, к северо-востоку от этой зоны возраст формирования окраинно-континентальных комплексов колеблется в пределах 2.4–2.2 млрд лет, тогда как к юго-западу островодужный комплекс омолаживается до 2.1–

1.9 млрд лет [26]. Четвертая зона предполагаемой палеозоны поддвига плит выделяется не так однозначно, однако может быть проведена по границе изменения вещественного наполнения протоконтинентальных и островодужных ассоциаций [26]. С другой стороны, четвертая и пятая зоны достаточно четко фиксируются по геофизическим данным, полученным в результате выполнения сейсмического проекта “Бабель” в Ботническом заливе [26]. При этом геофизические данные также указывают на погружение палеоокеанических плит под Карело-Кольский архейский мегаблок.

Следует отметить, что мощность архейских континентальных литосферных плит к концу раннего протерозоя уже достигала величин порядка 200–250 км [11]. Следовательно, при характерных углах наклона (20° – 25°) поддвигаемой океанической литосферы горизонтальное расстояние между фронтом подвига этой плиты и зоной генерации кимберлитовых расплавов на глубине около 250 км под архейским кратоном могло составлять от 300 до 600–650 км.

Интересной особенностью большинства активных окраин архейских континентов в раннем протерозое является их практически полная амагматичность [22, 23]. Эта примечательная особенность затрудняет использование актуалистического подхода к выделению зон поддвига плит и объясняется тем, что период времени 2.0–1.8 млрд лет назад характеризовался наиболее интенсивным в истории Земли накоплением на океаническом дне железорудных осадков джеспилитового типа. Попадая в зоны поддвига плит, они играли роль “смазки”, резко снижая температуру трения плит ниже температуры генерации андезитовых магм. При этом они существенно утяжеляли океаническую плиту, позволяя ей поддвигаться под архейский континент с большей скоростью.

Окончательное закрытие Свекофеннского океана произошло около 1.9–1.8 млрд лет назад. С тех пор и до наших дней Карело-Кольский мегаблок архейской коры и примкнувшие к нему раннепротерозойские структуры Свекофенниды характеризуются только платформенными режимами развития континентальной коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

В процессе эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) ее северная и северо-западная (в современных румбах) оконечности, начиная с палеопротерозоя, периодически испытывали процессы раскола и коллизионного столкновения с Северо-Американской литосферной плитой [25]. На это, в частности, указывает сопоставимость структурно-вещественных комплексов

свекофенниды Балтийского щита и кетилиды южной Гренландии и Канады, сформированных около 1.9–1.8 млрд лет назад во время закрытия Свекофеннского палеоокеана при формировании суперконтинента Мегатея. Позже, в Перитиманской области и в Кандалакшско-Двинском бассейне около 1350–1050 млн лет назад произошло прогибание фундамента и накопление континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [25]. В это же время на северо-востоке Русской плиты формировались шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента, известные сегодня как Тимано-Варангерский пояс байкалитов. Данные об этих процессах согласуются с фактическим материалом о распаде суперконтинента Мегатея (около 1.7 млрд лет назад), продолжавшемся вплоть до позднего рифея (около 1000 млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогея (Родиния) [22, 31]. В это время в северо-западной периферической зоне Восточно-Европейской платформы формировалась Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус (не путать с океаном Япетус, который сформировался позже).

С 1350 по 535 млн лет назад северо-восточная часть Восточно-Европейской платформы развивалась в режиме пенепленизации, что неизбежно должно было привести к накоплению огромных масс осадков на шельфе, склоне и в ее подножии. В эту эпоху континент последовательно мигрировал из приэкваториальной зоны Земли (около 1.0 млрд лет назад), где он находился в момент формирования Мезогеи в приполярные области (800–650 млн лет назад), а затем обратно (около 550 млн лет) [31, 33, 34]. В венде (600–535 млн лет назад) процессы его пенепленизации привели к формированию комплекса континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер [29] (рис. 2). При этом северная и северо-восточная окраины Русской плиты представляли собой пассивную окраину континента, на границе которого продолжалось накопление шельфовых и континентально-склоновых образований. События Дальсландского орогенеза на западе Балтийского щита привели к формированию целого ряда закономерно расположенных в пространстве грабенообразных систем в ее северо-восточных районах (Кандалакшско-Двинский грабен Белого моря). При этом тектонические условия их формирования носили явный отраженный характер, о чем свидетельствует их практически полная амагматичность в рифее. Лишь на северной оконечности Кольского п-ова и на п-овах Средний и Рыбачий отмече-

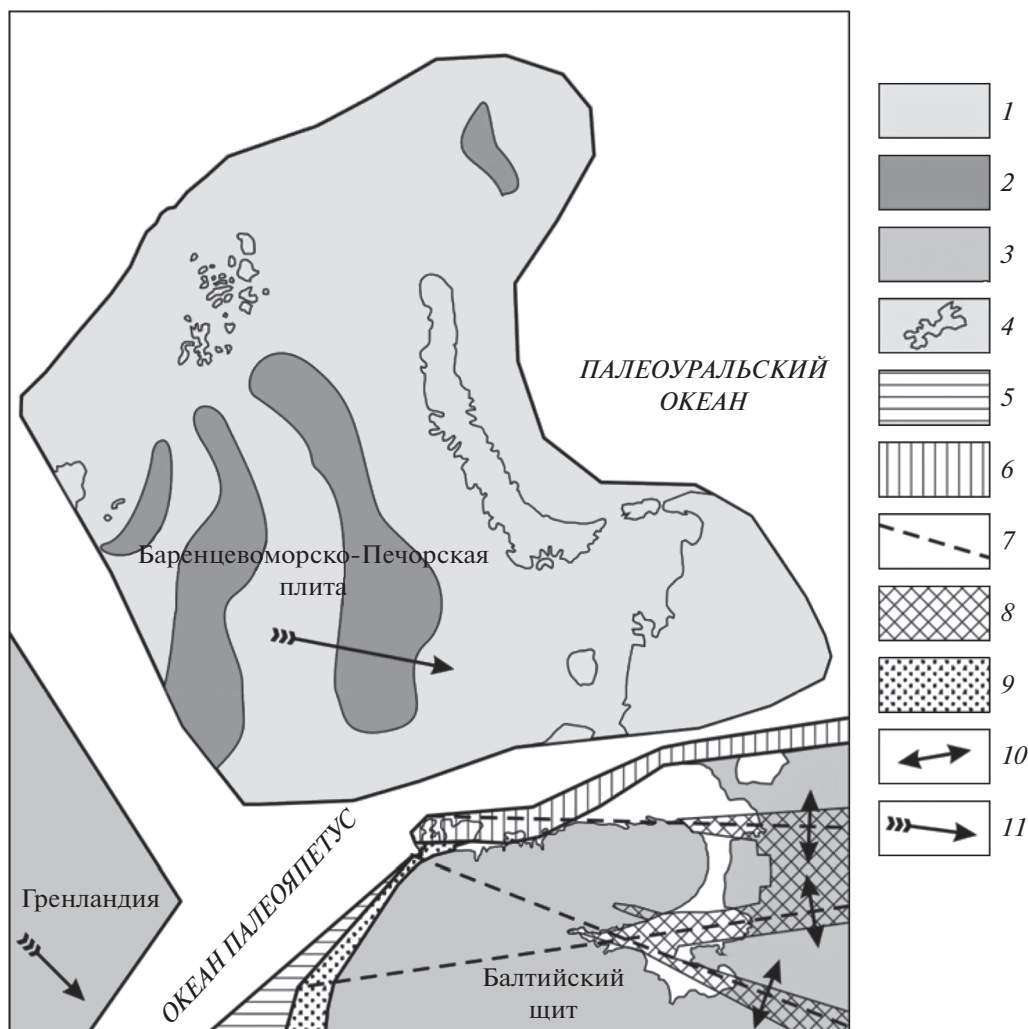


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и прилегающего арктического бассейна в среднем рифее—венде (1350–540 млн лет назад): 1 – предполагаемые очертания Баренцево-морско-Печорской литосферной плиты, 2 – предполагаемые участки коры океанического типа, 3 – очертания древней (архейской) литосферы Балтийского щита и Гренландии, 4 – очертания современной береговой линии, 5 – складчатые образования среднего–верхнего рифея дальсандской области (1200–900 млн лет назад), 6 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты (1350–620 млн лет назад), 7 – основные линейменты на Балтийском щите, 8 – рифтогенные образования верхнего рифея, 9 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет назад), 10 – векторы полей напряжений в континентальной литосфере, 11 – генерализованное направление перемещения литосферных плит.

ны редкие магматические тела и дайки долеритов, относимые к данному периоду.

В настоящее время рифейские образования пассивной окраины севера и северо-востока (в современных румбах) Русской плиты обнажены в пределах п-ова Варангер в северной Норвегии, п-овах Средний, Рыбачий и о. Кильдин на северной оконечности Кольского п-ова, а также на п-ове Канин нос и Тиманском выступе в Архангельской области. В геологической литературе эти образования выделяются как Тимано-Варангерская система байкалит [14, 19] и представляют

собой моноклиальное напластование средне-, верхнерифейских и вендских слабометаморфизованных осадочных комплексов, тектонически взброшенных, а местами надвинутых на архейские и нижнепротерозойские образования Балтийского щита и Русской плиты [18]. По сейсмическим данным поверхность моноклинали полого погружается в сторону Южно-Баренцево-морской впадины под углами 2°–5°, а затем 5°–10° [9, 19].

В позднем венде—раннем кембрии, около 570–510 млн лет назад, произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей древней

Русской плиты с Северокарско-Баренцево-Печорской плитой гренвилльского возраста, которая впоследствии была разделена на Баренцево-морскую, Северо-Карскую и Печорскую [25, 30, 31]. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея (Родиния). Процесс приращения Восточно-Европейской платформы в этой ее части протекал без проявления складчатости и магматизма, а сочленение двух континентов происходило по зоне касательного проскальзывания, подобно смещающимся вдоль трансформного разлома блокам литосферы (рис. 2).

Процесс столкновения двух плит привел к взбрасыванию, а местами и надвиганию шельфовых и континентально-склоновых осадочных комплексов среднего и верхнего рифея и венда на окраину ВЕП и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур. По данным [19] отмечается, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте и многократным его увеличением в юго-восточном (Тиманском) направлении. К этому следует добавить, что в разрезе отсутствуют образования нижнего рифея и лишь в юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны присутствуют осадки данного возраста [25].

Фундамент Северокарско-Баренцево-Печорской плиты обнажается в пределах Северо-Восточной Земли Шпицбергена, северной части Новой Земли и на п-ове Таймыр. Он вскрыт бурением на островах Земли Франца-Иосифа и в пределах Печорской плиты. Разрез представлен полискладчатыми и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми и двуслюдяными, углистыми и графитсодержащими, хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кальцифирами и конгломератами. Эти комплексы прорваны гранитами рифея и венда. Возраст фундамента составляет 1.55–1.3 млрд лет [2, 15, 25]. Данная литосферная плита имеет неоднородный характер строения фундамента, выраженного в сопряжении участков континентального (гранитного) и субокеанического типов. При этом не следует забывать, что ее западная часть была сформирована и приращена в эпоху каледонской фазы складчатости и отражает условия закрытия океана Япетус.

Чуть позже произошло закрытие Палеоуральского океана на востоке. Так же как и при закрытии океана Япетус, формирование Уральской складчатой системы сопровождалось многостадийным и неравномерным сближением и субдукцией древней Восточно-Европейской платфор-

мы под активную окраину Западно-Сибирской плиты. Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с позднего девона—раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [14]. На северной оконечности формирующейся складчатой системы пассивная окраина Северокарской плиты была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему и Енисей-Хатангский краевой прогиб. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием постколлизионных гранитов с возрастом 264 млн лет [15]. В результате этого между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой была сформирована орогенная структура, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных зон складчатости, местами осложненных трансформными разломами. Такого рода примером являются складчатые системы Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и п-ова Таймыр (рис. 3).

Закрытие северной части Палеоуральского океана привело к практически одновременной коллизии трех континентальных литосферных плит с разновозрастным фундаментом. Здесь следует учитывать, что по законам тектоники литосферных плит более древняя из них всегда субдуцирует (пододвигается) под более молодую того же типа. То есть при столкновении двух океанических или двух континентальных плит древняя всегда субдуцирует под молодую. Следовательно, имея возраст фундамента 1.55–1.3 млрд лет, Баренцево-морско-Печорская плита своей южной частью субдуцировала под более молодую Западно-Сибирскую и надвигалась (обдуцировала) на севере на древнюю Сибирскую платформу.

В результате завершения каледонского и герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними были зажаты молодые литосферные плиты с гренвилльским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Северокарско-Баренцево-морско-Печорскую молодые платформы. По-видимому, в это же время была в основном сформирована и крупная Американо-Сибирская океаническая впадина, основную часть которой занимает Канадская котловина.

Процесс закрытия палеоокеана Япетус можно восстановить по современной конфигурации континентальных плит северной части Атлантического океана и по полосчатым (полосовым) магнитным аномалиям, а также по характеру строения каледонской аллохтонной пластины в северной части Балтийского щита, маркирующей

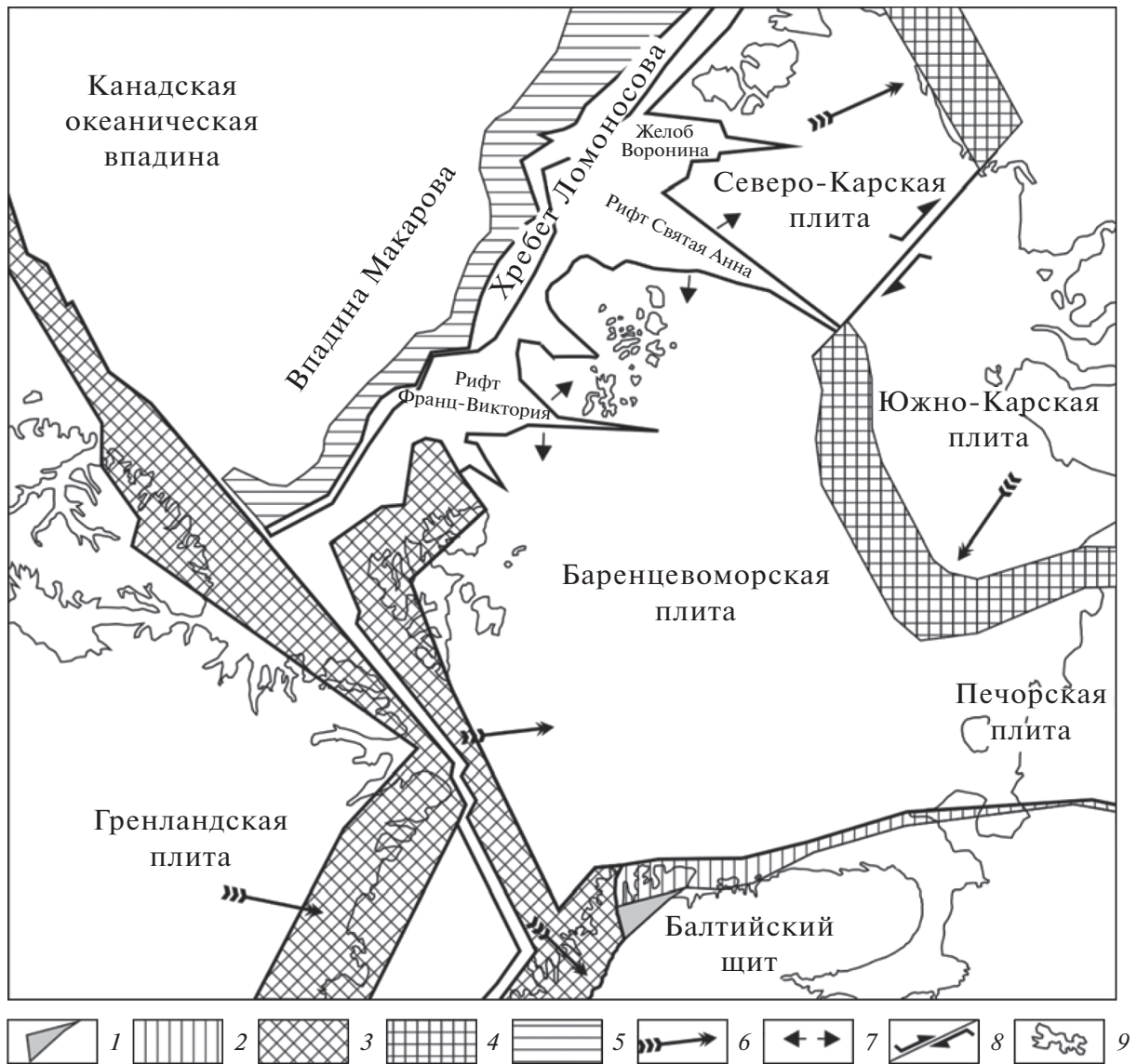


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты и прилегающего арктического бассейна в палеозое и раннем мезозое (650–241 млн лет назад): 1 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет назад), 2 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты, 3 – складчатые образования североатлантических каледонид в раннем ордовике–позднем девоне (505–362 млн лет), 4 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и п-ова Таймыр в ранней перми–раннем триасе (290–241 млн лет назад), 5 – пассивная окраина континента, 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 7 – векторы полей напряжений в континентальной литосфере, 8 – трансформный разлом, 9 – контур современной береговой линии.

древнюю зону сочленения. При этом клиновидная форма восточной части Гренландской литосферной плиты при столкновении с Восточно-Европейской плитой должна была привести к возникновению серии растягивающих напряжений в северной части Балтийского щита по линии Северная Норвегия–Кольский полуостров–Архангельская область, т.е. с северо-запада на юго-восток [21] (рис. 3, 4).

Аналогично этому, при закрытии карбон-триасового Палеоуральского океана и при столкновении Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы с Восточно-Европейской платформой, по-видимому, произошло заложение зоны растягивающих напряжений по линии Новая Земля–о. Нокуев–г. Кандалакша–Ботнический залив и Новая Земля–Горло Белого моря–Онежское и Ладожское озера (рис. 4). При этом, выступ Кар-

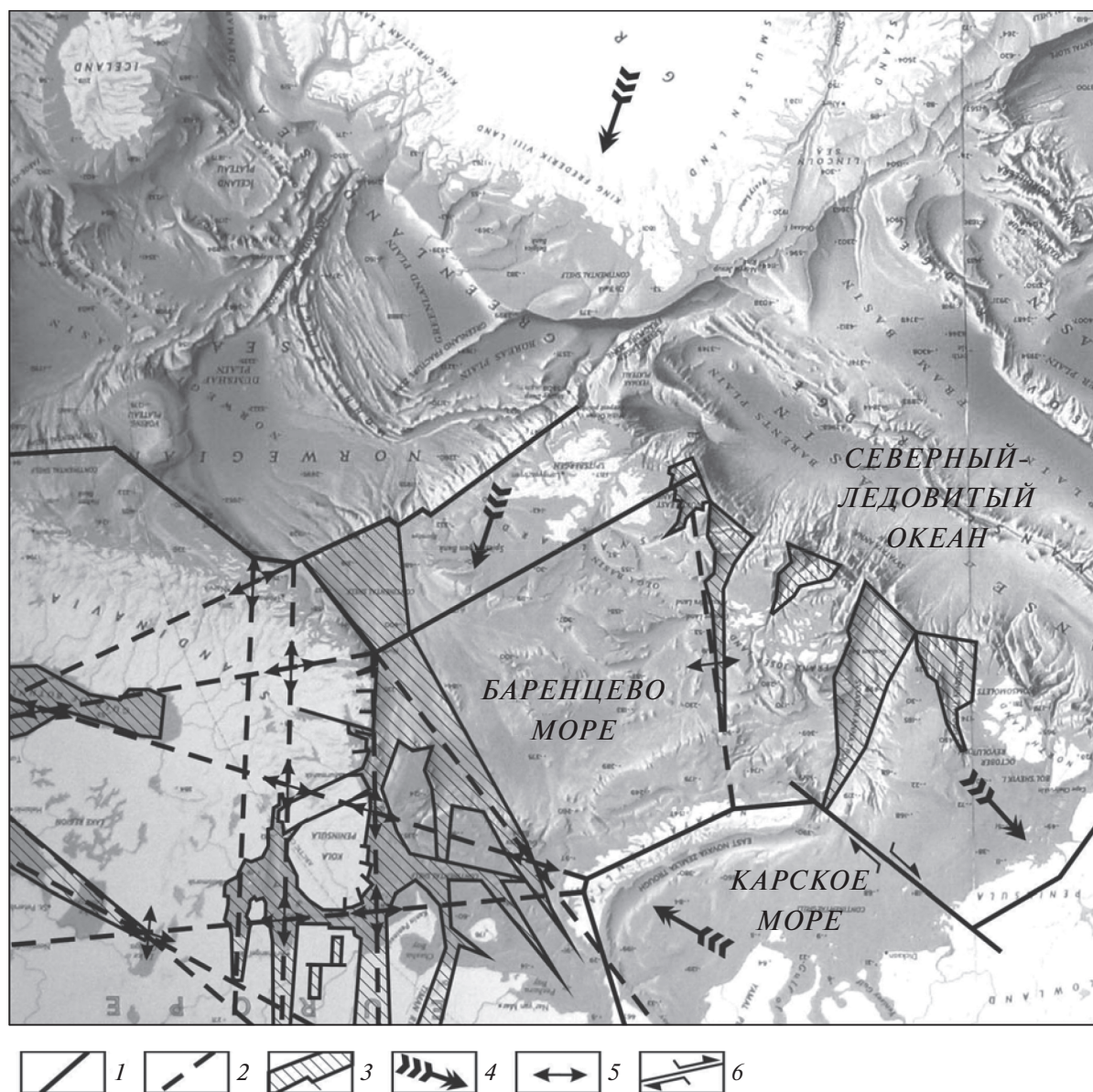


Рис. 4. Реконструкция разрывных нарушений в древней Восточно-Европейской, молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформах в палеозое—раннем мезозое (650–241 млн лет назад). 1 – граница литосферных плит, вдоль которых происходило закрытие палеоокеанов и коллизия, 2 – основные линейменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите, 3 – рифты, 4 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 6 – трансформный разлом.

ской плиты, отмеченный коленообразным изгибом складчатых структур Новой Земли, подобно клину внедрил в Баренцевоморскую молодую платформу.

Произошедшие в обрамлении Балтийского щита события не могли не оказать активного влияния на его внутреннее физическое состояние. В результате этого, в восточной части щита была сформирована почти ортогональная система разрывных нарушений, имеющая северо-западное и северо-восточное до меридионального направле-

ния ветвей (рис. 4). Характер проявления этих деформаций предопределял возникновение еще одной системы разрывов, образующейся в результате разложения сил. Формирование субмеридио-нально-субширотной ортогональной системы в описываемый период времени носило второстепенный характер и реализовывалось без сколь-нибудь значительных перемещений вдоль разломов. Неизбежное возникновение растягивающих напряжений в восточной части Балтийского щита привело к формированию целого ряда рифто-

генных структур. В пределах Кольского полуострова и его обрамления выделяются Беломорская (Кандалакшско-Двинская) и Норвежско-Мезенская системы рифтов, огибающие его с севера и юга и маркирующие разрывы северо-западного простирания. В результате закрытия Палеоуральского океана и формирования закономерной системы разрывных нарушений в литосфере Восточно-Европейской платформы чуть позже была сформирована система рифтов юго-западного простирания, маркируемая акваторией Горла Белого моря и протягивающаяся до Ладожского озера и далее в Балтийское море. Благодаря этому, к востоку от Белого моря произошло объединение двух рифтовых систем северо-западного простирания и трансформация структурно-вещественного ансамбля Мезенской синеклизы.

Система Кандалакшско-Двинского (Беломорского) рифта протягивается от Кольского полуострова до Тимана, а ее протяженность составляет около 900 км, при ширине 50–270 км [6]. В северо-западной части Кандалакшский рифт постепенно выклинивается, а в районе Терского берега от него ответвляется в север–северо-западном направлении Ермаковский грабен [3]. Система Баренцевоморского рифта прослеживается от Лаксефьерда и Танафьерда северного побережья Норвегии, вдоль Мурманского берега Кольского полуострова и далее на юго-восток. Общая его протяженность составляет около 1500 км при ширине до 200 км. В районе северного побережья Норвегии данная рифтовая система выклинивается и имеет вид правостороннего сдвига.

Мезенская синеклиза, в пределах которой развита Архангельская алмазонская провинция, была сформирована в результате проявления байкальского, а затем каледоно-герцинского этапов геодинамической активности. Впервые она была заложена на окраине Русской плиты в результате ее сочленения с Баренцевоморско-Печорской литосферной плитой в рифее и представляла собой типичный краевой прогиб на архейском фундаменте. Чуть позже произошло формирование Кандалакшско-Двинского (Беломорского) рифейского авлакогена, как отражение Дальсландской фазы складчатости, происходившей на западе Балтийского щита. Еще позже на структуры Мезенской синеклизы были наложены процессы каледонской и герцинской фаз тектоногенеза, что, несомненно, усложнило внутреннюю структуру региона (рис. 5).

Фундамент Мезенской синеклизы имеет архейский или раннепротерозойский возраст. Он представлен интенсивно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными (ультраметаморфизованными) осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами, а также интрузиями основного и кислого состава, которые

объединяются в разновозрастные тектонические комплексы.

Нижняя часть платформенного чехла представлена преимущественно терригенным верхнепротерозойским комплексом, который объединяет морские, прибрежно-морские и континентальные породы и подразделяется на два структурных этажа: нижний (средний рифей) и верхний (верхний рифей). Выше залегает верхнепротерозойско-фанерозойский комплекс, который подразделяется на два структурных этажа: нижний (верхнепротерозойский) и верхний (фанерозойский). Нижний структурный этаж сложен верхневендскими отложениями и имеет площадное распространение на всей территории синеклизы. Верхний фанерозойский структурный этаж подразделяется на три подэтажа: нижний (силурийско-девонский), средний (каменноугольно-нижнепермский) и верхний (верхнепермско-кайнозойский) [12].

По данным [12, 16], нижняя часть разреза платформенного чехла формировалась синхронно с интенсивными тектоническими процессами и становлением Норвежско-Мезенской системы авлакогенов рифейского возраста (рис. 5).

Анализ системы распределения впадин, прогибов и поднятий в пределах Мезенской синеклизы показывает, что они располагаются в пространстве с удивительной закономерностью. Так, протяженная серия впадин, тяготеющих к Тиманскому кряжу, по-видимому, является структурами краевого прогиба, тогда как остальные отделены от них системой поднятий и отражают условия выклинивания фанерозойских рифтовых систем (рис. 5).

Внедрившиеся в фундамент Мезенской синеклизы трубки взрыва щелочно-ультраосновного и кимберлитового составов стали составной частью крупной магматической провинции этого региона.

Процессы каледоно-герцинской активизации на Балтийском щите привели к внедрению целого ряда магматических комплексов, которые формировались на плечах этих структур, в зонах развития рифтов, а также в узлах пересечения наиболее крупных линеаментов (рис. 6). Благодаря этому в пределах Балтийского щита и севера Русской плиты была сформирована щелочно-ультраосновная, мелилититовая и кимберлитовая магматическая провинция палеозойского возраста.

В частности, в центральной части Кольского полуострова развит комплекс нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа (рис. 1). Выделяется два возрастных интервала проявления данного магматизма. Ранние интрузивные тела, трубки взрыва и дайки внедрялись в интервале 480–400 млн лет назад и образуют вытянутую в северо-западном направлении зону вдоль побережья Кандалакшского залива и далее, которая включает и Ковдорский

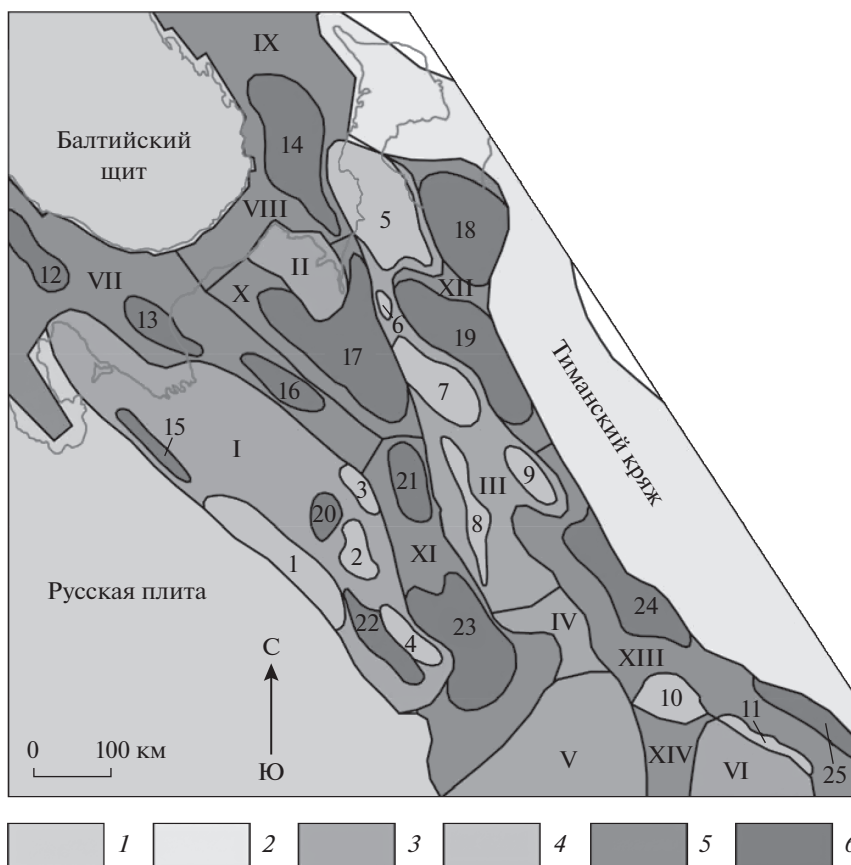


Рис. 5. Тектоническое строение фундамента Мезенской синеклизы (по [16] с изменениями и дополнениями): 1–2 – структуры обрамления Мезенской синеклизы; 3–4 – выступы фундамента в пределах синеклизы; I–VI – первого порядка: I – Северодвинская моноклираль и Архангельский свод; II – Несско-Тылугский выступ; III – Мезенский мегавал; IV – Ертымская седловина; V – Сысольский свод; VI – Коми-Пермийский свод; 1–11 – второго порядка: 1 – Среднедвинский вал; 2 – Юльское поднятие; 3 – Карпогорский вал; 4 – Уфтыгское поднятие; 5 – Тылугское поднятие; 6 – Нижнепезское поднятие; 7 – Ценогорское поднятие; 8 – Вашкинский вал; 9 – Косланский вал; 10 – Сторожевское поднятие; 11 – Прубский вал; 5–6 – прогибы фундамента в пределах синеклизы: VII–XIV – первого порядка: VII – Кандалакшско-Керецкий прогиб; VIII – Прогиб Горла Белого моря; IX – Прогиб Воронки Белого моря; X – Беломорско-Лешуконский прогиб; XI – Пинежский прогиб; XII – Пешско-Сафоновский прогиб; XIII – Вычегодский прогиб; XIV – Кировско-Кажимский прогиб; 12–25 – второго порядка: 12 – Кандалакшская депрессия; 13 – Западно-Керецкая депрессия; 14 – Приканинская впадина; 15 – Онежская депрессия; 16 – Керецкая депрессия; 17 – Лешуконская впадина; 18 – Пешская котловина; 19 – Сафоновская депрессия; 20 – Покшенгская депрессия; 21 – Среднепинежская впадина; 22 – Тоемская депрессия; 23 – Верхнепинежская котловина; 24 – Вишерская депрессия; 25 – Северо-Кельтменская депрессия.

массив [3, 17]. Более поздние проявления магматизма имеют возраст 400–320 млн лет и приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и северного простирания [3, 8]. Выявленная закономерность подтверждает сделанные нами ранее выводы о полистадийности проявления структурообразующих процессов в регионе и связанного с ними магматизма [11, 22].

На северном побережье Кандалакшского залива Белого моря отмечен дайковый комплекс долеритов субмеридионального и северо-восточного простирания, соответствующий по составу океаническим базальтам. Там же, на обоих его побережьях отмечены дайки лампрофиров северо-

ро-восточного простирания, трубки взрыва пикритов, мелилитов и кимберлитов. В районе Онежского озера выявлено поле развития алмазонасных кимберлитовых трубок взрыва, а в Костомукшском районе – диатремы лампроитов (рис. 6). В Архангельской области, в зоне развития Норвежско-Мезенской системы рифтов выявлено крупное Зимнебережное поле мелилитов и кимберлитов. На Земле Франца-Иосифа и на Шпицбергене проявлен более молодой – кайнозойский магматизм, выразившийся развитием комплекса субпараллельных даек северо-западного простирания и покровных вулканитов основного состава, а также силлов долеритов и



Рис. 6. Схема проявления тектоники и распределения основных интрузивных массивов и трубок взрыва палеозойского возраста в с-в части Балтийского щита: 1 – поверхность Балтийского щита, 2 – контур морских и прочих водных акваторий, 3 – линейные зоны концентрации глубинных тектонических разломов палеозойского возраста, 4 – интрузии щелочно-ультраосновного состава, 5 – мелилитовые трубки взрыва, 6 – кимберлитовые трубки взрыва, 7 – лампроитовые трубки взрыва.

долерито-базальтов, которые внедрялись в верхнетриасовые отложения и, скорее всего, маркировали процессы раскрытия Северного Ледовитого океана в эоцене.

Восточная часть бассейна Белого моря, включая и Горло, совпадает с крупным узлом пересечения глубинных разломов, кинематика которых носит характер растяжения (рис. 4). Именно поэтому в прилегающих областях развит интенсивный магматизм, сопряженный с возрастом их формирования. Постоянное изостатическое воздымание северо-восточной части Балтийского щита на протяжении палеозой-кайнозойского времени и выведение на поверхность глубинных уровней коры неизбежно должны приводить к

формированию богатых россыпей в донных осадках акватории полузакрытого бассейна, которым является Белое море [4].

РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНО- УЛЬТРАОСНОВНОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Пространственные закономерности локализации описываемых магматических комплексов характеризуются строгой зависимостью их размещения в регионе. Интрузии щелочно-ультраосновного и карбонатитового составов распо-

жены преимущественно в центральной части Кольского полуострова и Северной Карелии. Они практически не перекрываются зоной проявления пикритового и мелилититового магматизма, пространственно тяготеющего к Терскому берегу Кольского полуострова (рис. 1). К востоку от них, в Архангельской области располагается зона развития исключительно кимберлитового магматизма, также имеющего строгие ограничения в пространстве (рис. 5). Полученная зависимость пространственного распределения различных по составу и способу выведения на поверхность Земли магматических комплексов указывает на последовательное изменение глубины магмаобразования, которая увеличивалась вдоль Кандалакшско-Двинской систем рифтов с северо-запада на юго-восток. Скорее всего, поздняя рифтовая система под острым углом вскрыла захороненные в палеозоне субдукции протерозойского возраста магматические камеры (рис. 1).

Напомним, что, по данным [7], глубина зарождения щелочно-ультраосновных магм колеблется от 80 до 100 км, тогда как кимберлитовые магмы формируются на глубинах от 150–180 до 200–220 км. При этом мелилититовые магмы занимают промежуточное значение. Именно поэтому взаимное пространственное совмещение зон раннепротерозойской палеосубдукции и каледоно-герцинских рифтовых образований имеют первостепенное значение для прогноза областей локализации кимберлитового магматизма.

Поддвиг океанических плит во время закрытия Свекофеннского океана происходил приблизительно в северо-восточном направлении под Карело-Кольский архейский мегаблок. Мысленное продолжение плоскостей падения этих зон позволяет оценить глубину поверхности поглощенной океанической коры в зависимости от расстояния от фронта бывшей зоны поддвига плит. Для примера была выбрана зона палеосубдукции, обрамляющая с запада Карело-Кольский архейский регион (рис. 7). Однако для вычисления значений глубины проникновения корового вещества в этой зоне необходимо знать угол погружения океанических литосферных плит под континентальные в раннем протерозое. Эта задача весьма сложная и теоретически однозначно не решаемая. В первом приближении можно воспользоваться эмпирическим правилом, чем выше скорость поддвига литосферных плит — тем более пологой становится и сама зона субдукции. Так, под Марианскую островную дугу Тихоокеанская плита пододвигается со скоростью около 4 см/год, тогда как угол наклона зоны Вадати-Беньефа достигает $\approx 70^\circ$ и выше. Под Курильской дугой скорость поддвига $\approx 7-9$ см/год, а угол $\approx 45^\circ$. Под Анды Южной Америки плита Наска пододвигается со скоростью около ≈ 15 см/год, а угол наклона плиты снижается до 30° .

В раннем протерозое средняя скорость движения литосферных плит была приблизительно в 5–6 раз выше, чем современная, и достигала 25–30 см/год [24]. Поэтому следует ожидать, что в ту далекую эпоху и минимальные значения углов наклона зон поддвига плит снижались до 20° , хотя при этом могли существовать и более крутые наклоны этих зон. Если же известны положения фронта зоны поддвига и выходов щелочно-ультраосновных интрузий или кимберлитовых трубок взрыва, то угол наклона погружавшейся в то время литосферной плиты можно определить значительно точнее.

Здесь следует отметить, что при эшелонированном расположении раннепротерозойских зон поддвига плит, как это наблюдается к западу от Карело-Кольского кратона, возможно пространственное совмещение комплексов щелочно-ультраосновного, переходного по глубинности карбонатитового, мелилититового и даже кимберлитового магматизма. Таким образом, горизонтальная зональность распределения интрузий осложняется наложением разноглубинного магматизма. Например, трубки взрыва мелилититового состава, развитые на Терском берегу Кандалакшского залива, располагаются совместно со слабоалмазными кимберлитовыми трубками взрыва. Такая же картина наблюдается и в Архангельской области, где кимберлиты Золотицкого и Кепинского полей соседствуют с оливиновыми и оливин-флогопитовыми мелилититами Верхотинского и Ижмозерского полей. Сделанный эмпирический расчет показал, что угол падения раннепротерозойской зоны субдукции составлял почти 23° . Это идеально согласуется с современными данными об углах наклона зон субдукции.

Если теперь принять, что максимальная толщина континентальной литосферы в момент формирования глубинных расплавов достигала 250 км, то максимальное расстояние от древней зоны поддвига плит, на котором еще можно ожидать проявлений алмазоносного магматизма, составит $L_{\max} \approx 650-700$ км (рис. 8). Минимальная глубина формирования алмазоносных расплавов определяется пересечением современной континентальной геотермы T_1 с температурной границей фазового перехода графит–алмаз $T_{\gamma\alpha}$ (рис. 8). В нашем случае точке $T_1 = T_{\gamma\alpha}$ соответствует глубина 130 км. Следовательно, минимальное расстояние от шовной зоны до полосы возможного проявления алмазоносного магматизма равняется приблизительно 400 км.

Пояс проявления взрывного магматизма мелилититового и безалмазного кимберлитового магматизма должен располагаться ближе к палеозоне субдукции. Максимальные расстояния в этом поясе совпадают с внутренней границей области проявления алмазоносного магматизма.

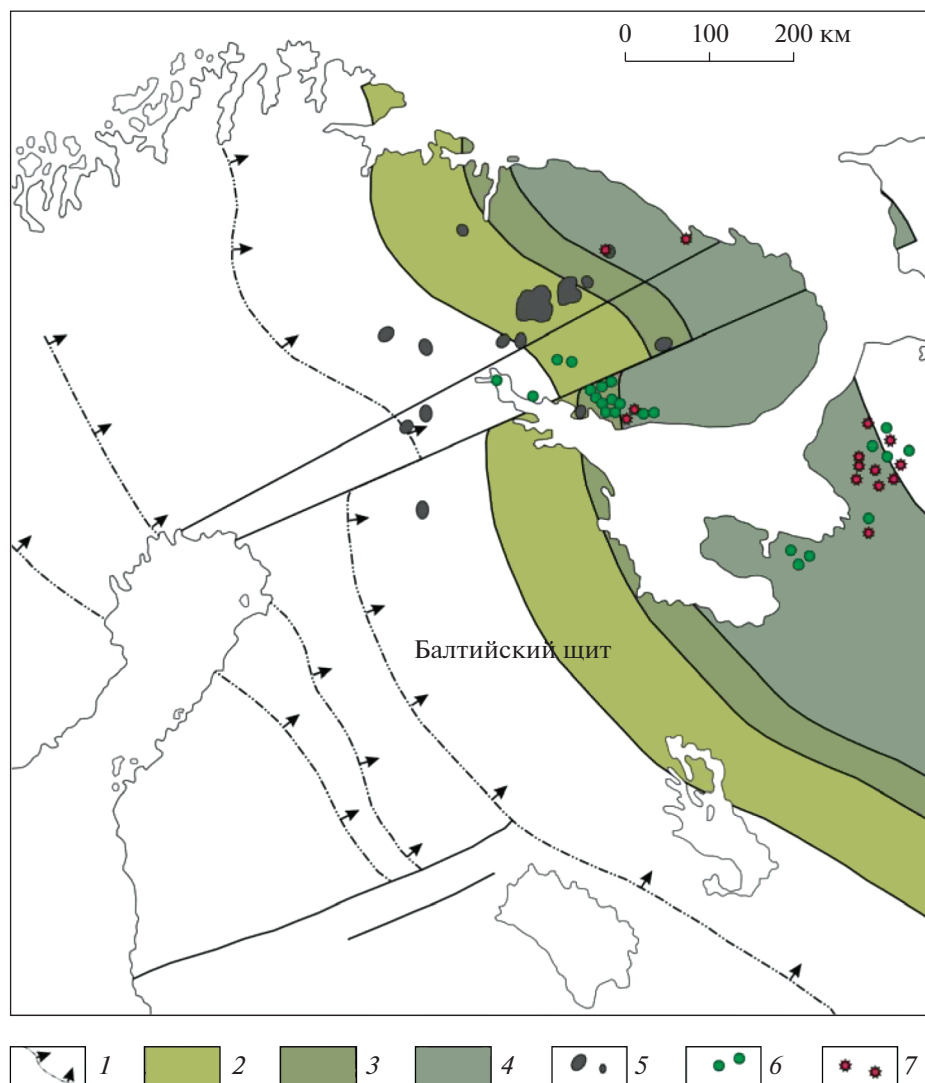


Рис. 7. Пример проецирования на поверхность зон локализации захороненных расплавов относительно выбранной зоны субдукции: 1 – зона палеосубдукции свекофенского возраста (1.9–1.8 млрд лет назад), относительно которой сделаны проекционные построения; 2 – область равновесного существования захороненных щелочно-ультраосновных магм; 3 – то же для диатрем пикритового, мелилититового и карбонатитового составов; 4 – то же для кимберлитовых и лампроитовых трубок взрыва; 5 – интрузии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов; 6 – трубки взрыва пикритового, мелилититового и карбонатитового составов; 7 – диатремы кимберлитового и лампроитового составов.

Внутренняя же граница пояса взрывного магматизма определяется минимальной глубиной существования глубинных расплавов, способных “прорываться” на земную поверхность без кристаллизации магм на промежуточных приповерхностных уровнях. Судя по расчетам, приведенным на рис. 8, эта глубина равна примерно 115 км. Отсюда находим, что минимальное расстояние от рассматриваемой шовной зоны до пояса взрывного (диатремового) магматизма приблизительно равно 320 км (рис. 7).

Еще ближе к фронту бывшей зоны подвига плит располагается пояс интрузивного щелочно-ультраосновного магматизма. Его минимальное

расстояние от шовной зоны определяется минимальной глубиной существования расплавов в континентальной литосфере, т.е. глубиной пересечения геотермы $T_{ик}$ с температурной кривой плавления пелагических осадков $T_1 = T_{ss}$ (рис. 8). Эта глубина приблизительно равна 70 км, откуда находим, что внутренняя граница пояса интрузивного магматизма отстоит от фронта бывшей зоны подвига плит на 190 км (рис. 7).

Если бы выбранная нами в качестве примера зона палеосубдукции была единственной, то ближе этого расстояния никаких проявлений глубинного магматизма теоретически не должно быть. Однако они все-таки наблюдаются. Этому

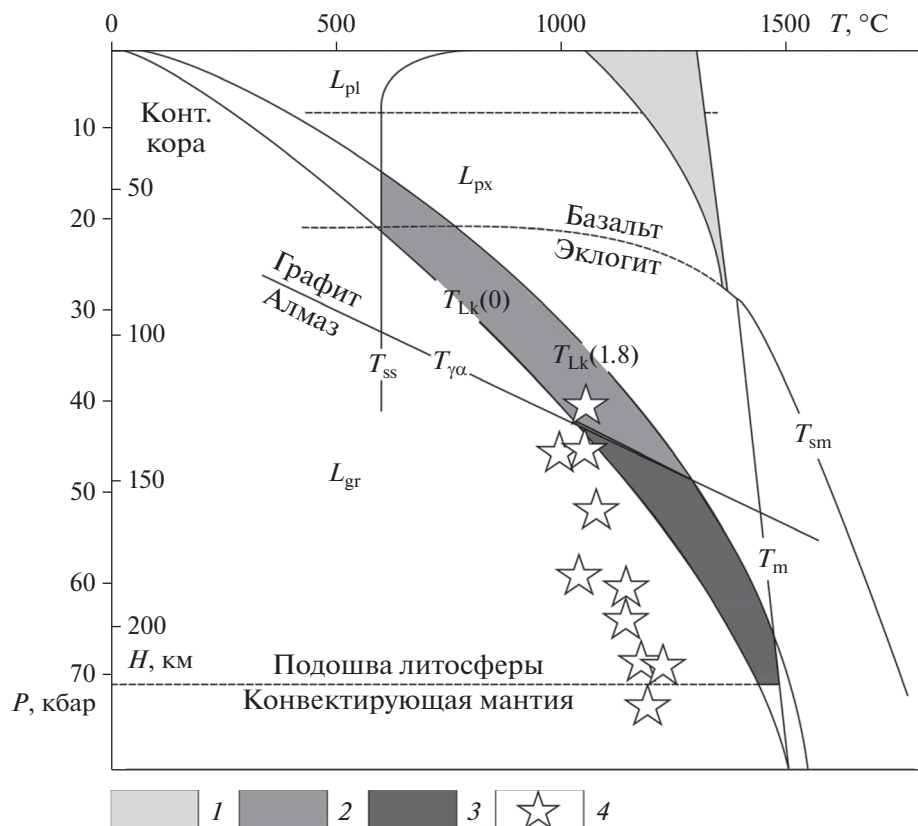


Рис. 8. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм [22]: T_m – температура мантии; T_{sm} – температура солидуса мантийного вещества; $T_{\gamma\alpha}$ – температура перехода графит–алмаз; $T_{lk}(0)$ – современная континентальная геотерма; $T_{lk}(1.8)$ – континентальная геотерма существовавшая 1.8 млрд лет назад; L_{pl} , L_{px} и L_{gr} – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов; T_{ss} – температура плавления водонасыщенных осадков. 1 – область существования базальтовых расплавов; 2 – область существования щелочно-ультраосновных, щелочно-карбонатитовых и кальциево-карбонатитовых расплавов; 3 – область существования алмазоносных глубинных расплавов кимберлитов и лампроитов; 4 – область формирования природных алмазов.

явлению можно дать три вполне обоснованных объяснения.

Во-первых, не исключено, что подъем глубинных магм к поверхности при растяжении литосферы происходит не только по вертикальным трещинам, но и вдоль наклонной поверхности самой зоны поддвига плит, тем более, что она одновременно является и ослабленной зоной литосферы. Если это действительно так, то интрузии щелочно-ультраосновных магм могли внедряться в континентальную кору на любом удалении от шовной зоны в широкой полосе от 0 до 320 км.

Во-вторых, такие интрузии могли возникнуть за счет проникновения глубинных расплавов из второй и третьей зон поддвига плит, находящихся в тылу выбранной зоны палеосубдукции (рис. 1). С одной стороны, это объясняет проявление магматизма за пределами смоделированных областей, а с другой – объясняет нахождение разноглубинных образований на близком расстоянии

друг от друга. Действительно, при формировании эшелонированных зон субдукции, формирующихся часто при сочленении ряда островных дуг, возникает вертикальная многоярусная система магматических резервуаров различного состава.

В-третьих, есть вероятность, что существует зона палеосубдукции, не выявленная нами по причине слабой изученности территории или в результате ее перекрытия мощной толщей осадочного чехла.

Проведенные в последние годы исследования на северной оконечности Кольского региона позволили расширить области возможного нахождения алмазоносного магматизма на Балтийском щите и в его обрамлении [9]. В результате многолетних поисковых работ в осадочных толщах рифейского возраста (п-ова Рыбачий и Средний) авторами были обнаружены россыпные алмазы и их минералы-спутники, что позволило говорить о возможности существенного расширения границ Архангельской алмазоносной провинции [32].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая методика районирования зон возможного проявления глубинного магматизма определяет лишь принципиальную возможность нахождения тех или иных комплексов глубинных пород на изучаемой территории. Однако их обнаружение становится возможным лишь в тех случаях, когда складываются в единую систему все перечисленные выше необходимые факторы.

В заключение хочется сделать очень интересный, важный и достаточно обоснованный прогноз обнаружения новых пока неизвестных проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма в описываемом регионе.

Дело в том, что рудоконтролирующая система палеозойских рифтов была заложена на более раннем крупном авлакогене рифейского возраста, имеющем близкое простирание и развитые в Белом море и Мезенской синеклизе. На северо-западе этого авлакогена магматизм отсутствовал, так как не произошел разрыв сплошности континентальной литосферы Балтийского щита. Однако форма авлакогена имеет четко выраженную клиновидную структуру, которая приводит к масштабному раздвигу на юго-восточной его оконечности. На это, в частности, указывает мелкоблочное клавишное строение Мезенской синеклизы (рис. 5). Если формирование рифейского авлакогена в ней дошло до стадии полного раскола литосферы, то следует ожидать там обширного проявления кимберлитового магматизма того времени.

Сегодня Мезенская синеклиза перекрыта мощными (2.0–2.5 км) осадками палеозойского–кайнозойского возраста. Следовательно, если в рифее имел место магматизм, то кимберлиты внедрялись в осадочный чехол того времени, а затем были захоронены последующими наслоениями осадочного чехла. При этом рифейский импульс магматизма должен был быть более обширным и содержать большее количество богатой алмазами кимберлитовой магмы, нежели палеозойский. Дело в том, что в первую очередь извергаются самые горячие и, следовательно, самые богатые рудным веществом магмы, тогда как на второй импульс хватает лишь остаточных расплавов. Примером тому может служить трубка Премьер в ЮАР, возраст формирования которой относится к протерозою. Именно в ней были обнаружены одни из самых крупных алмазов в мире — Куллинан (3106.75 карата) и Де Бирс (428.5 карат). Более поздний, мезозойский импульс магматизма в этом регионе не привел к формированию столь же богатых на крупные алмазы трубок взрыва, хотя их качество не менее высоко.

Таким образом, современный облик Архангельской алмазоносной провинции может быть

существенно дополнен скрытым под палеозойским осадочным чехлом на глубине 2–2.5 км полем распространения более богатых алмазами кимберлитовых трубок взрыва рифейского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.
2. *Вассерман Б.Я.* Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 10–16.
3. *Ветрин В.Р., Калинин М.М.* Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 108 с.
4. *Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р. и др.* Перспективы россыпной алмазоносности Кольского региона // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2000. Т. 3. № 2. С. 235–244.
5. *Галимов Э.М.* Проблемы геохимии углерода // Геохимия. 1988. № 2. С. 258–278.
6. *Добрынина М.И.* Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
7. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
8. *Дудкин О.Б., Минаков Ф.М. и др.* Карбонатиты Хибин. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1984. 96 с.
9. *Заможняя Н.Г. и др.* Регионально-зональные сейсморазведочные работы МОВ-ОГТ на п-ове Рыбачий в комплексе с высокоточной гравиметрией с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности рифейских отложений. Апатиты: Фонды Мурмангеолкома, 2001.
10. *Изотопная геохронология докембрия.* Л.: Наука, 1989. 160 с.
11. *Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др.* Геология архея Балтийского щита. СПб. Наука, 2006. 329 с.
12. *Кузьмин Д.А.* Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Мезенского бассейна. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 2006. 245 с.
13. *Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатитов. М.: Наука, 1986. 126 с.
14. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
15. *Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской*

- России масштаба 1 : 2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 1996. 94 с.
16. Пименов Б.А., Малышев Н.А. Оценка ресурсов и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в Мезенском седиментационном бассейне // Геология горючих ископаемых европейского севера России. Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 1995. Вып. 85. С. 26–40.
 17. Поляков И.В., Калинин М.М. Алмазы и минералы – спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Записки Всесоюзного минералог. об-ва. 1993. № 1. С. 96–101.
 18. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Шаров Н.В. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 225 с.
 19. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 2. С. 121–140.
 20. Сорохтин Н.О. Эволюция континентальной литосферы в раннем докембрии (на примере восточной части Балтийского щита). Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2001. 368 с.
 21. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Геология и потенциальная нефтегазоносность полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 5. С. 14–19.
 22. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.
 23. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 144 с.
 24. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
 25. Хаун В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 26. Babel Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // Geophys. J. Int. 1993. V. 112. № 3. P. 305–343.
 27. Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S. et al. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // Nature. 1991. V. 353. P. 649–653.
 28. Pharaon T.C., Pearce J.A. Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 25. P. 283–308.
 29. Raaben M.E., Lubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // Nor. Geol. Unders. Spesial Publ. 1995. P. 233–246.
 30. Sorokhtin N.O., Chilingar G.V., Kozlov N.E., Shin S. Geodynamic Evolution of Oil and Gas Basins in the European Part of the Eurasian Arctic Shelf // Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. 2012. V. 34(22). P. 2092–2103.
 31. Sorokhtin N.O. The origins of natural Diamonds. Scrivener Publishing Wiley, 2019. 532 p.
 32. Sorokhtin N.O., Kozlov N.E., Kalatchev V.Yu. The first find of diamond on the Sredny and Rybachy Peninsulas in the north-eastern Baltic Shield // Вестник МГТУ. 2019. Т. 22. № 1. С. 36–47.
 33. Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O. Evolution of Earth and its climate // Developments in Earth and Environmental Sciences. 2011. V. 10. 763 p.
 34. Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E. et al. Early stages of evolution of the arctic margins (Neoproterozoic/Paleozoic) and plate reconstructions // Origins of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology, and Tectonics. 2011. ICAM-VI. Abstracts, Fairbanks, Alaska, CD.

Geodynamic Evolution of the Western Part of the Russian Arctic and Its Diamond Position

N. O. Sorokhtin^{a, #}, N. E. Kozlov^{b, ##}

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

^bGeological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

[#]e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

^{##}e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

The study of the geodynamic evolution of the Baltic Shield showed that the melts of diamondiferous kimberlites and related rocks were formed due to the pulling of “heavy” ferruginous sediments of the Early Proterozoic into subduction zones beneath the Archean cratons. Later, during the Neoproterozoic and Paleozoic stages of rifting, melts conserved in the lower crust and subcrustal lithosphere were able to penetrate into the near-surface zones of the earth’s crust and form magmatic complexes of alkaline-ultrabasic and kimberlite magmatism. The authors showed that diamondiferous kimberlite and lamproite pipes of the explosion, as well as related carbonatite and alkaline-ultrabasic intrusions, are mainly located above

the underthrust zones of the Svecofennian (Karelian) plates, which functioned about 2.0–1.8 Ga ago. At the same time, alkaline ultrabasic intrusions and (sodium) carbonatites are located closest to the front of the underthrust zone of Proterozoic plates (from 100 to 200–300 km). Then (at a distance of 200 to 400 km) there is a zone of location of calcite carbonatites and melilitites, and sometimes non-diamondiferous kimberlites. Diamond-bearing kimberlite and lamproite diatremes are located farther than other similar formations – approximately at a distance of 300 to 600–650 km from its front. Such a regular spatial arrangement of magmatic complexes of a single series unambiguously indicates a change in the depth of their origin. The farther from the surface boundary of the paleosubduction zone the magmatic bodies are located, the deeper facies they are represented.

Keywords: diamonds, kimberlites, lamproites, explosion pipes, diatremes, Arctic, diamond-bearing, Svecofennian, Baltic shield