

С. А. Светов

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ – МАРКЕРЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ АРХЕЙСКИХ ЗОН ПЕРЕХОДА ОКЕАН–КОНТИНЕНТ¹

Реконструкция условий динамической эволюции архейской литосферы, определившей в дальнейшем основные геологические черты строения современной коры, – одна из наиболее сложных проблем современной геологии [1]. Архейская геологическая история развития Земли находит свое наиболее яркое отражение в двух главных типах структур: гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых. Наиболее информативны для проведения геологических реконструкций зеленокаменного пояса, так как в их пределах сохранились реликты первичных разрезов, породные ансамбли которых претерпели часто относительно низкую степень метаморфических преобразований.

Верхнеархейские вулканогенно-осадочные ассоциации в восточной части Фенноскандинавского щита хорошо сохранились на современном эрозионном срезе среди многочисленных гнейсо-гранитных ареалов. На данной территории выделяются несколько крупных зеленокаменных поясов: Сумозерско-Кенозерский, Парандово-Тикшозерский, Ведлозерско-Сегозерский, Южно-Выгозерский, Костомукшко-Гимольский, Кухмо-Суомуссалми и др. На основе анализа геохронологических данных по возрастам супракрустальных пород зеленокаменных структур и ассоциирующих с ними гранитоидов выделены следующие этапы формирования архейских гранит-зеленокаменных систем региона: 3,4–3,2 млрд лет, гранит-зеленокаменная система Ведлозерского блока; 3,1–2,95 (до 2,87) млрд лет, зеленокаменные пояса обрамления Ведлозерского блока, с севера – Каменноозерский, Южно-Выгозерский, с запада Ведлозерско-Сегозерский; около 2,8 млрд лет, Костомукшко-Гимольский, Типасъярви, Кухмо-Суомуссалми, а также Северо-Карельская группа зеленокаменных поясов [2].

Объектом настоящего исследования является Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (рис. 1), который протягивается в центральной Карелии более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км и в современном эрозионном срезе состоит из ряда локальных структур: Хаутаваарской, Койкарской, Семченской, Эльмусской, Паласельгинской, Остёрской, Совдозерской, Киндасовской и ряда других [3]. Характерная особенность этого пояса – широкое развитие коматиит-базальтовых ассоциаций в интервале 3,05–2,95 млрд лет и андезитовых и дацитовых вулканитов двух уровней – 3,05–2,95 и 2,90–2,85 млрд лет. Используя подходы физической и химической палеовулканологии и химической геодинамики, в работе рассмотрены условия формирования всех магматических систем, образующихся на протяжении геологической истории развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Методы исследования. Геохимический анализ проб (определение петрогенных элементов) проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Концентрации малых элементов устанавливались рентген-флуоресцентным методом (VRA-33 и Philips PW1480) в лабораториях Института геологии КарНЦ РАН и Геологической службы Финляндии (г. Эспоо). Погрешность составляет менее 5%. Редкоземельные элементы (РЗЭ) определялись методом ICP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург), погрешность определения элементов – менее 2%.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 02-05-97507) и программы ОНЗ РАН «Глубинное строение и геодинамика Карельской части Фенноскандинавского щита».

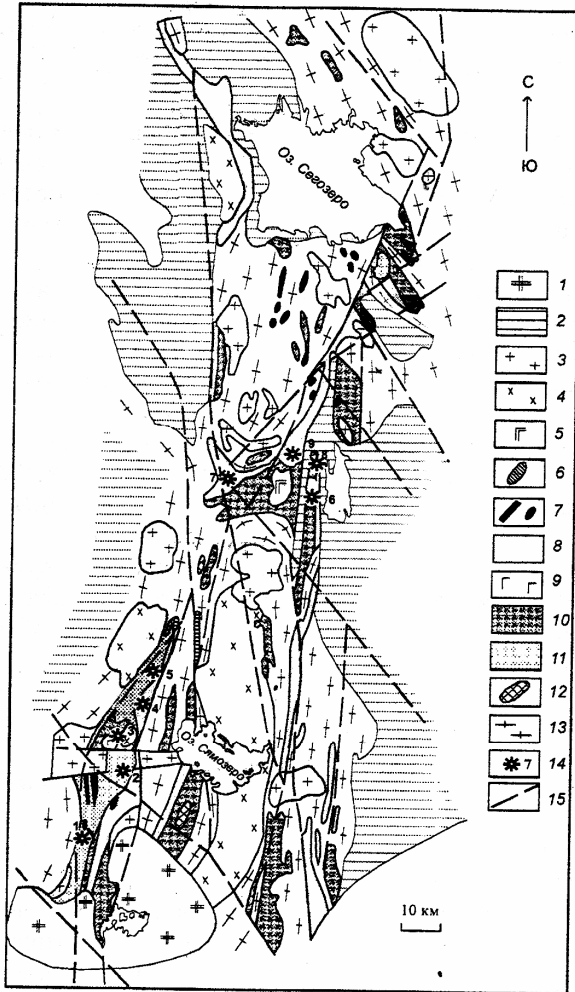


Рис. 1. Схема геологического строения Велозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

1, 2 – палеопротерозойские образования: 1 – граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд лет), 2 – супракрупальные образования (2,50–2,10 млрд лет); 3, 4 – неоархейские образования: 3 – плагионоклиновые граниты (2,87–2,85 млрд лет), 4 – диориты, гранодиориты, санукитонды (2,74 млрд лет); 5 – габбродиориты; 6 – габбронориты; 7 – основные и ультраосновные породы; 8–11 – мезоархейские образования: 8 – андзидашитовые вулканиты, алациты и осадки (2,86–2,85 млрд лет), 9 – высокомагнезиальное габбро, 10 – коматитит-базальтовая ассоциация (лавы, туфы) (3,0–2,95 млрд лет), 11 – вулканиты БАДР-серии, алациты (3,05–2,94 млрд лет); 12 – амфиболиты; 13 – гнейсо-граниты и мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд лет); 14 – палеовулканические постройки: 1 – Няльмозерская, 2 – Игнойльская, 3 – Хаутаваарская, 4 – Масельгская, 5 – Чалкинская, 6 – Янишская, 7 – Корбозерская, 8 – Эльмусская, 9 – Семченская (1–5 – Хаутаваарская структура, 6–9 – Койкарско-Семченская структура); 15 – разломы.

Изотопные исследования осуществлялись в изотопной лаборатории Геологической Службы Финляндии (г. Эспоо). Химическая подготовка проб для Sm-Nd-изотопного анализа проводилась по методике П. Пелтонена [4].

Измерения выполнялись проф. Х. Хухмо на масс-спектрометре VG sector 54. Точность измерений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0,4%. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализовано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Измеренное значение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511851 \pm 6$ ($n = 15$).

Древняя (3,05–2,95 млрд лет) андезитовая ассоциация. В пределах архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита андезитовые ассоциации формировались неоднократно и асинхронно. Основными рубежами их развития являются периоды (млрд лет): 3,05–2,95 (центральная Карелия), 2,90–2,85 (центральная и восточная Карелия), 2,85–2,80 (северная Карелия) и 2,80–2,75 (западная Карелия).

Результаты детальных геологических исследований в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса свидетельствуют, что представительные разрезы самой древней на территории Фенноскандинавского щита (более 2,99 млрд лет) андезитовой ассоциации сохранились в Хаутаваарской, Остёрской и других структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

В Хаутаваарской структуре с использованием методов фашиально-формационного анализа реконструирована цепь палеовулканических построек центрального типа: Няльмозеро – Игнойла – Хаутаваара – Чалка, сформированных в субмаринных и субазральных обстановках.

U-Pb-датирование цирконов из андезидацитов Игнойльского субвулканического некка дает возраст 2995 ± 20 млн лет [5], из лав андезитов – 2945 ± 19 млн лет [6], из субвулканических даек андезитов Паласельгинской структуры – 3000 ± 40 млн лет и из субвулканического штока Остерской структуры – 3020 ± 10 млн лет [7].

Породы древней андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидотамфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, при сохранении первичных вулканических текстур.

Для палеовулканов установлено сложное эффузивно-эксплозивное строение, с грубозональным размещением вулканических и вулканогенно-осадочных фаций вокруг центров извержений с радиусом 20–30 км. Жерловины заполнены некками размером до $2 \times 1,5$ км (Игнойла), иногда с агломератовой мантией (Чалка). Коэффициент эксплозивности менялся от 40–50 (Чалка) до 70% (Игнойла). В Чалкинском палеовулкане широко развита лавовая фация, представленная массивными, подушечными и миндалекаменными лавами, кластолавами андезитов, андезидацитов и дацитов. Подушечные брекчии присутствуют в прижерловой зоне, часто переслаиваясь с агломератовыми и лапиллиевыми туфами.

Мощность лавовых потоков изменяется от 4–5 до 25–30 м, по составу преобладают серийнопорфировые андезиты. В Игнойльском палеовулкане лав значительно меньше, они представлены кластолавами, массивными, миндалекаменными разностями андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава и формируют мощные (до 60–80 м) не протяженные лавовые потоки.

Пирокластиты принадлежат к фации эксплозивных выбросов, реже агломератовых потоков, последние образуют локальные площади сваренных туфов. Удаленная группа пирокластических фаций представлена мелкообломочными туфами и продуктами их перебива – туффитами и туфопесчаниками, субвулканическая фация – дайками андезибазальтов, андезитов, дацитов, реже риодацитов и риолитов.

Лавы и туфы древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже риодацитам с нормальной щелочностью. Соотношение K_2O и Na_2O в вулканитах и туфах варьирует от 0,2 до 0,8. Вулканиты БАДР-серии имеют низкие содержания MgO (менее 5 масс.%), повышенные Sr (100–180 ppm) и Ni (40–85 ppm), характеризуются отношениями $\text{Sr}/\text{Y} < 20$,

Ce/Nb < 4,5, Th/Nb < 0,72, $1,3 < La/Yb < 12,2$ при $0,65 < Th/Yb < 4,6$, что сближает их с островодужными комплексами. Для лав и туфов ассоциации типичными являются обогащенные легкими РЗЭ спектры $((La/Sm)_n = 1,67 \pm 0,98$, с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ $(Gd/Yb)_n = 1,26 \pm 0,14$, $(Ce/Yb)_n = 2,75 \pm 1,69$).

Спайдерграммы вулканитов и туфов Чалкинской и Игнойльской палеопостроек (рис. 2) указывают на их подобие с БАДР-сериями архейской Каменноозерской структуры восточной части Фенноскандинавского щита [8] и Курило-Камчатской островной дуги [9], во всех отмечаются Nb- и Ti-аномалии, что характерно для островодужных систем Малой Антильской, Вануату [10] и др.

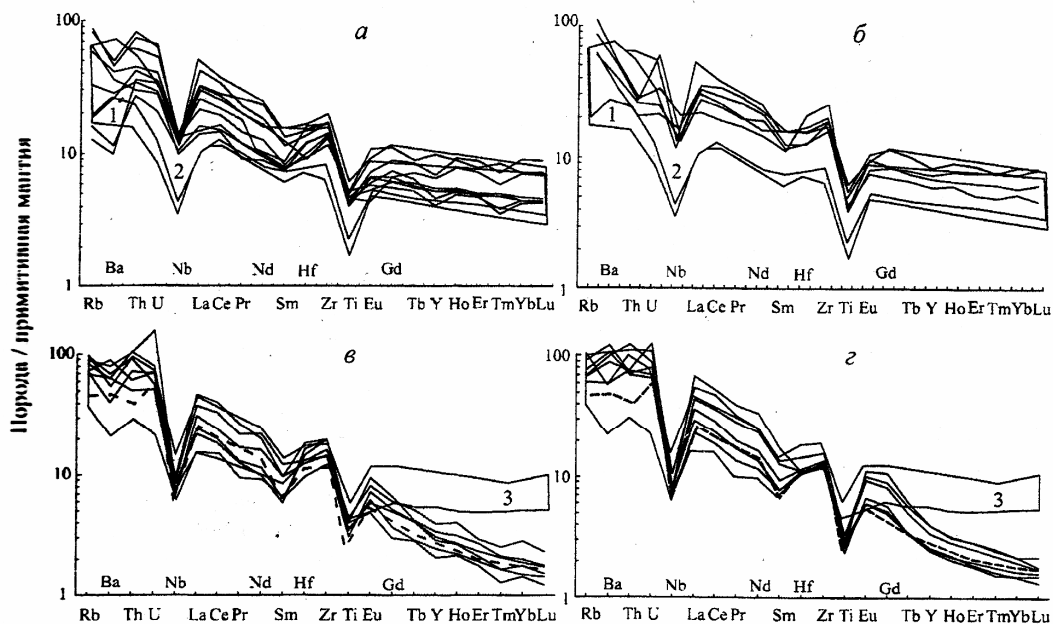


Рис. 2. Нормированные по примитивной мантии [27] спайдерграммы древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

а – БАДР-серия Чалкинской структуры; *б* – БАДР-серия Остерской и Паласельгинской структур; *в* – адakitы Чалкинской структуры; *г* – адakitы Игнойльской структуры. Поля: 1 – средний состав БАДР-серии Каменноозерской структуры [8], 2 – средний состав БАДР-серии Курило-Камчатской островной дуги [9], 3 – БАДР-серия Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Штриховая линия – средний состав адakitов о-ва Кука [11].

Субвулканические породы древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса разделяются по геохимической характеристике на две группы: дацит-риблитовую нормального известково-щелочного ряда (имеющую идентичную вулканистам геохимическую характеристику) и адakitовую.

Дайки и субвулканические тела адakitов, с возрастом 2995 млрд лет, выявленные в Чалкинской, Игнойльской и других структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, относятся по содержанию SiO_2 (58–69 масс.%) к андезитам–дацитам. Они отличаются от известково-щелочных пород повышенными концентрациями Na_2O ($3,6 < Na_2O < 6,1$ масс.%), Al_2O_3 более 14 масс.% при $Mg \# > 0,45$, имеют содержания $Sr > 400$ ppm, $Ba > 400$ ppm, $Zr > 140$ ppm, $Cs > 6$ ppm. Для них характерно сильно фракционированное распределение РЗЭ $(La/Yb)_n > 10$, при аномально низком уровне тяжелых РЗЭ.

Адакиты зеленокаменного пояса идентичны по распределению РЗЭ адакитам островов Кука. В системах $Sr/Y-Y$ и $(La/Yb)_n-Yb_n$ фигуративные точки субвулканитов Хаутаваарской, Игнойльской и Чалкинской палеовулканических построек локализованы в области типичных адакитовых серий мира вблизи поля адакитов юго-восточной Японской [11] вулканической дуги. Одно из отличий архейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса от современных аналогов заключается в более высоких концентрациях Sr (до 200 ppm).

Изотопный состав Sm-Nd в БАДР – сериях Игнойльской и Остёрской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Согласно модели, предложенной в [12], модельные возраста андезитов и дацитов Игнойлы варьируют в пределах 2970–3245 млн лет, Остёра – 3000–3380 млн лет. Первичные отношения $\epsilon_{Nd}(t)$ для ассоциаций Игнойльской структуры колеблются от +2,1 до -1,2, для андезитов Остёра – от +1,5 до -2,2.

На основе геохимической характеристики древней БАДР-серии Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса реконструированы условия магмогенеза. Значение модельных равновесных температур магм составляет 1080–980°C, при этом максимальные температуры 1100–1070°C установлены для андезибазальтов ($SiO_2 = 53,1-53,6$ масс.%) первых фаз излияния с повышенными содержаниями MgO (5,6–6,5 масс.%).

Предполагаемой областью плавления являлся мантийный клин, расположенный над субдукционной зоной, где происходили его насыщение флюидной фазой и метасоматизация в ходе дегидратации субдуцируемой протоокеанической плиты, что вызвало частичное плавление мантийного субстрата. Область плавления располагалась на глубинах до 60–70 км ($P < 2,5$ ГПа). Степень плавления при генерации первичных расплавов не превышала 12–20%. БАДР-серия сформировалась в ходе процессов фракционной кристаллизации с образованием $Srx + Pl + TiMgt$ реститов.

Геохимическая специфика субвулканитов адакитового ряда отражает особые условия их генезиса. На основании геохимического моделирования процесса плавления можно предположить, что источник адакитовых расплавов был мафит-ультрамафитовый. Вероятнее всего, в процесс плавления вовлекались субдуцированные океанические базальты, «трансформированные» в гранатовые амфиболиты или эклогиты.

Модельные температуры ликвидуса адакитовых магм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса составляют 1020–1090°C. Магмы, исходные для адакитов Чалкинской и Игнойльской структур, могли быть получены при 10–15%-ном плавлении амфиболита с отсадкой Srx (60%) + Gar (10%) + Pl (25%) + Nbl (5%) рестита.

Адакитовые расплавы могут быть образованы исключительно в конвергентных обстановках, при плавлении субдуцируемой океанической плиты на начальной (конечной) стадии субдукции или в режиме «slab-window» [13].

Таким образом, островодужные БАДР-серии с субвулканитами адакитового ряда формировались в архее на рубеже 3,05–2,8 млрд лет в пределах как Фенноскандинавского щита, так и Канадского и других кратонов мира в достаточно близких геодинамических обстановках, значимую роль в которых играли заложение и эволюция конвергентных межплитных зон перехода океан–континент.

Древняя (3,05–2,90 млрд лет) коматит-базальтовая ассоциация. В пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса породы высокомагнезиальной ассоциации сохранились в Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Паласельгинской, Семченской, Совдозерской структурах на площадях от 1,85 до 110 км². Реконструированная мощность разрезов коматит-базальтовых толщ варьирует от 1,0–1,5 км (Совдозеро) до 2,8 км (Койка-

ры-Семчь), что составляет значимую часть от суммарной мощности верхнеархейских образований центральной Карелии, равной 6 км [14].

Коматиит-базальтовая ассоциация состоит из стратифицированных толщ, в пределах которых преобладает лавовая фация. Коматииты и базальты слагают массивные, подушечные, брекчированные и реже дифференцированные лавовые потоки. Брекчированные лавы коматиитов широко развиты в Совдозерской структуре. В Койкарской и Паласельгинской структурах описаны серии дифференцированных потоков мощностью от 0,4 до 8 м.

Пирокластические породы представлены туфами различной размерности – агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми. Пирокластические фации не превышают 3–5% от общего объема пород.

Стратиграфическое положение базальтов в пределах изученных высокомагнезиальных разрезов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса не является постоянным: в пределах Хаутаваарской и Койкарской структур они залегают на коматиитах, а в Паласельгинской и Совдозерской структурах чередуются с коматиитами, при этом природа контактов в этих структурах не всегда однозначна.

Комагматичными интрузивными образованиями являются магнезиальные габбро и ультрамафиты (серпентиниты), слагающие маломощные тела.

Результаты U–Pb-датирования циркона из подстилающих коматииты кислых вулканитов Игнойльского субвулканического штока (Хаутаваарская структура) и лавового потока дацитов дают возраст 2995 ± 20 млн лет [5], из даек и субвулканических дацитов, секущих коматиит-базальтовую ассоциацию в Койкарской структуре, – 2935 ± 15 [15] и 2860 ± 15 млн лет [16]. На основании приведенных датировок время формирования коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменного пояса оценивается в интервале 3,05–2,90 млрд лет.

Метаморфические преобразования пород ассоциации проходили в условиях зеленосланцевой (Койкарская структура) или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Паласельгинская, Совдозерская, Хаутаваарская структуры).

По химизму среди высокомагнезиальных вулканитов зеленокаменного пояса выделяются перидотитовые, пироксенитовые, базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты. Содержание MgO в коматиитах варьирует от 9,4 (базальтовые коматииты) до 34 масс.% (кумуляты перидотитовых коматиитов), TiO_2 – 0,2–0,7 масс.% (рис. 3). Господствующее развитие имеют пироксенитовые и базальтовые коматииты ($9 < MgO < 24$ масс.%), а также высокомагнезиальные базальты ($8 < MgO < 12$ масс.%), которые наиболее широко представлены в Койкарской, Семченской, Паласельгинской, Хаутаваарской и Киндасовской структурах. Перидотитовые коматииты и их кумулятивные разновидности (коматиитовые дуниты) ($24 < MgO < 40$ масс.%) доминируют только в разрезе Совдозерской структуры.

Для коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлены следующие значения отношений: $CaO/Al_2O_3 < 1,17 < Al_2O_3/TiO_2 < 30, Zr/Y \cong 2,5$, что позволяет отнести коматиит-базальтовую ассоциацию Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса к Al-недеплетированному типу «Мунро» [17]. Mg# в пироксенитовых и перидотитовых коматиитах находится на уровне 67–90, в базальтовых коматиитах – 60–75, что также соответствует коматиитам типа «Мунро».

Туфы коматиитов по концентрации петрогенных элементов идентичны лавам, но имеют пониженные значения Al_2O_3 (менее 8 масс.%), более высокие CaO (7–11 масс.%) и низкие щелочей: $Na_2O < 0,5$ масс.%, $K_2O < 0,04$ масс.%.

Содержания Ni и Cr в вулканитах коматиит-базальтовой ассоциации колеблются в широких пределах. Максимальные концентрации Ni (2820 ppm) и Cr (7500 ppm) установлены в

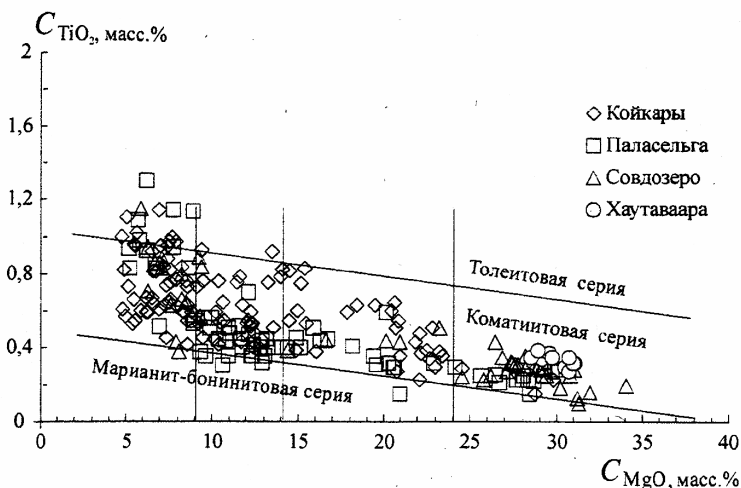


Рис. 3. Диаграмма MgO–TiO₂ [17] для коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

кумулятивных разновидностях коматиитов Совдозерской структуры. По $Ti/V = 18-30$ породы коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса близки к базальтам срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов [18].

При сопоставлении РЗЭ трендов коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с типовыми аналогами Канады и ЮАР, было установлено, что максимальное сходство спектров наблюдается с коматиитами Абитиби, Мунро и Зимбабве и базальтами N-MORB и P-MORB типа. Исключением являются обогащенные легкими РЗЭ базальтовые ассоциации нижнего и верхнего уровней Паласельгинской структуры, которые подобны базальтам OIB-типа (рис. 4).

Информативным для основных – ультраосновных – расплавов является характер взаимоотношения Th, Nb, La, который зависит от геодинамической приуроченности ассоциации или отражает проявление контаминации коровым веществом. Для коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса типично неравенство $La_n < Nb_n < Th_n$, что свойственно архейским коматиитам и базальтам типа MORB, N-MORB.

Sm–Nd-возраст коматиит-базальтовой ассоциации Паласельгинской структуры равен 2893 ± 110 млн лет, $\epsilon_{Nd} = +1,2$, MSWD = 7; для высокомагнезиальных вулканитов Койкарской структуры – 2944 ± 170 млн лет, $\epsilon_{Nd} = +1,7$, MSWD = 2; для коматиит-базальтовой ассоциации Хаутаваарской структуры – 3201 ± 340 млн лет, $\epsilon_{Nd} = +2,0$, MSWD = 8,3. Основываясь на близком времени формирования базальтов и коматиитов в структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, рассчитано время образования ассоциаций Койкарской и Паласельгинской структур 2921 ± 55 млн лет, $\epsilon_{Nd} = +1,5$, MSWD = 5 [19]. При дополнительном привлечении к расчету данных по Хаутаваарской структуре возраст составил 2935 ± 64 млн лет, $\epsilon_{Nd} = +1,7$, MSWD = 9.

Формирование коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходило в подводных условиях и сопровождалось синхронным отложением вулканогенных и осадочных пород смешанного генезиса, представленных тонкими пепловыми туфами коматиитов, туффитами, силицитами и графитистыми алевролитами.

Для Al-недеплезированной коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса были рассчитаны модели плавления и фракционирования рас-

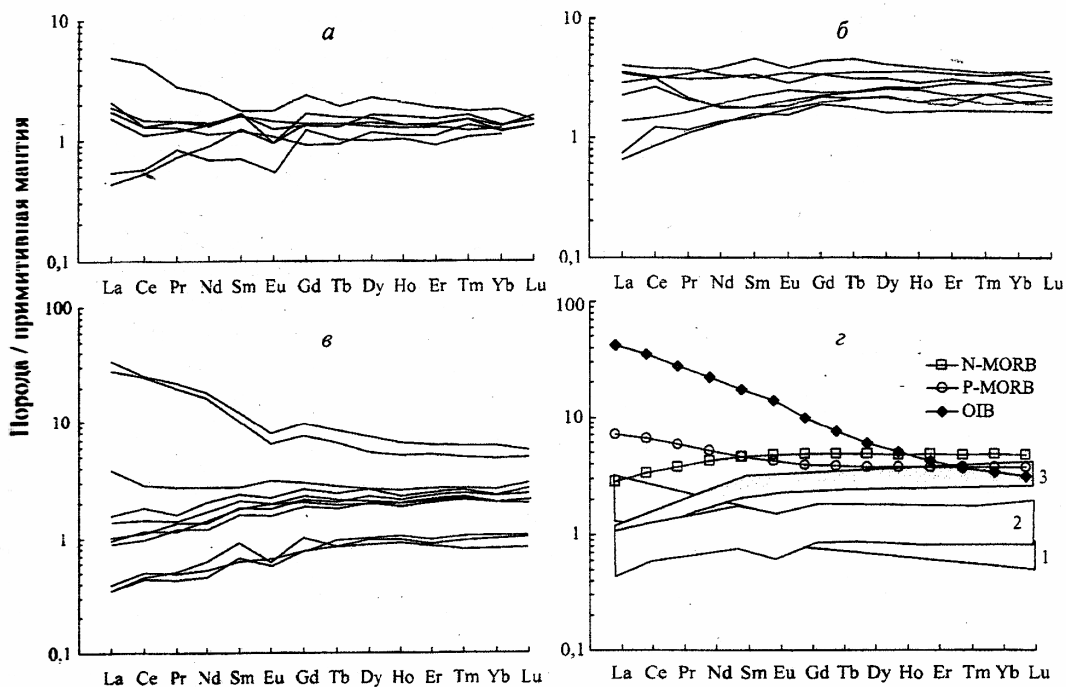


Рис. 4. Распределение РЗЭ (нормировано по примитивной мантии [27]) в породах коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского (*а-в*) и других (*г*) зеленокаменных поясов мира. Высокомагнезиальные ассоциации структур: *а* – Совдозерской, *б* – Койкарской, *в* – Паласельгинской; *г*: 1 – Барбертон, 2 – Костомукша, 3 – Горгона.

плавов с использованием редких и редкоземельных элементов. Генерация Al-недепле-тированных коматиитов зеленокаменного пояса проходила при частичном плавлении (ме-нее 50%) мантийного лерцолита, при $P < 8$ ГПа с образованием $OI + Orx$ реститов. Подоб-ные условия плавления верхнемантийного материала могут достигаться в режиме стацио-нарного прогрева локального участка мантии, обусловленного всплытием мантийного шлюма.

Временной интервал высокомагнезиального вулканизма в Ведлозерско-Сегозерском зе-ленокаменном поясе укладывается в 100 млн лет (с 2,9–3,0 млрд лет), поэтому его можно связать с деятельностью одного долгоживущего мантийного диапира, стационарно локали-зованного в области межмикроплитного сочленения.

Молодая (2,90–2,80 млрд лет) андезидацитовая ассоциация. Новый этап магматиче-ской активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, на рубеже 2,90–2,80 млрд лет, маркируется палеовулканическими постройками андезидацитового, дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах.

Палеопостройки, радиусом около 5–6 км, характеризуются небольшими мощностями отложений вулканических продуктов (от 0,3 до 1,2 км). На местности они картируются по выходам пород жерловой и прижерловой фаций и зональному распространению вулканитов вокруг эруптивных центров.

Данные по геохронологии позволяют определить время образования вулканического пояса в пределах 2,9–2,85 млрд лет. U–Pb-возраст кислых вулканитов (по циркону) из Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки равен 2860 ± 15 млн лет [16], время формирования лав дацитов Хаутаваарской структуры – 2854 ± 14 млн лет [5], с ними согласуется возраст даек риолитов – 2862 ± 45 млн лет [6]. Завершающая фаза становления вулканического пояса маркируется развитием гранодиоритовых массивов в Хаутаваарской структуре с возрастом 2790 ± 20 млн лет [20].

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская палеовулканическая постройка. Прижерловые фации представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидальными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов, в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а также продуктов взрывных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

Лавы дацитов установлены в ЭльмуССкой и Масельгской постройках, в Семченской палеопостройке наиболее широко развиты глыбовые лавы крупнопорфировых андезитов. Пирокластиты образуют обширные поля. Реже встречаются сваренные глыбовые туфы с разным породным набором литокласт (андезиты, дациты) в виде локальных площадей (Янишская, Семченская) или протяженных линз размером $0,3 \times 5$ км (Масельгская, ЭльмуССкая).

На площади ЭльмуССкого палеовулкана закартирован участок, сложенный несколькими потоками массивных лав риолитов видимой мощностью от 75 до 120 м, залегающих среди тонкополосчатых и тонкослоистых туфов и туффитов риолитового состава. Породы прорываются дайками риолитов мощностью от 1–2 до 15–20 м.

Фидерные каналы представлены штоками массивных дацитов (Янишская, ЭльмуССкая палеопостройки) или экструзивных брекчий, переходящих в глыбовые лавы (Масельгская палеопостройка). Субвулканические дайки мощностью 1,5–10 м выполнены дацитами, риодацитами с голубым кварцем и риолитами.

С удалением от центра упрощается фациальный состав продуктов извержения, исчезают лавы, грубые туфы сменяются лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами и продуктами их перемыва.

Деятельность палеовулканических аппаратов происходила в субаэральной обстановке, что подчеркивается выходами спекшихся туфов и пузыристых лав, а мелководная обстановка отмечается присутствием маломощных слоев туфопесчаников, аркоз и гравийных туфоконгломератов между лавовыми потоками.

Лавы и туфы андезидацитово́й ассоциации отвечают по составу андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью. Значимым отличием от древней БАДР-серии является более кислая специализация второго уровня вулканизма, что подчеркивается широким развитием пород дацитового и риолитового состава (с содержанием SiO_2 до 78–82 масс.%), при редком проявлении андезитовых составляющих. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в андезидацитовых вулканитах и туфах варьирует от 0,1 до 0,7, при этом характерным является интервал 0,1–0,4, что подчеркивает Na-специализацию ассоциации. Вулканиты имеют низкие концентрации MgO (менее 3 масс.%) и CaO. По распределению петрогенных элементов они близки магматическим породам активных континентальных окраин Андского типа или энсиалическим островодужным системам [21].

Для вулканитов отмечаются повышенные содержания Cr (90–200 ppm), Ni (20–75 ppm) и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах. Часть риолитов (ЭльмуССкая и Койкарская структуры) имеют повышенные концентрации Sr (до 400 ppm), Ba (до 600 ppm) при содержании Rb на уровне 20–27 ppm. Величина отношения Zr/Y варьирует в интервале 4–15, что свойственно вулканитам активных континентальных окраин. Андезидацитовые вулканиты характеризуются широкой вариабельностью отношения Sr/Y: Киндасово (менее 5), Койкары, ЭльмуСС

(менее 12), Семчь (менее 40), для сравнения островодужные серии имеют $Sr/Y < 19$ (андезиты Анд – от 20 до 40) [21], при этом отношения $Ce/Nb < 5,2$ (Анды – от 2 до 4), $Th/Nb < 0,4$ (Анды – 0,1–0,4), $6 < La/Yb < 17$ (Анды – 7–23), $1,2 < Th/Yb < 3,5$ (Анды – 1,2–3,5) также близки к окраинно-континентальным сериям.

Топология распределения РЗЭ в вулканитах и туфах молодой андезидацитовый стратотектонической ассоциации (СТА) близка современным формациям центрального сегмента Андийского вулканического пояса [22] и олигоценовым риолитовым лавам района Меза Централ, юго-западной части вулканической провинции Сьерра-Мадре, Мексика [23].

Нормированные отношения РЗЭ в породах молодой СТА Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса следующие: $(La/Sm)_n = 3,00 \pm 0,31$, $(Gd/Yb)_n = 2,31 \pm 0,35$, $(Ce/Yb)_n = 5,81 \pm 2,81$, при этом туфы имеют более дифференцированный спектр распределения тяжелых РЗЭ: $(La/Sm)_n = 3,53–4,13$, $(Gd/Yb)_n = 3,89–5,24$, $(Ce/Yb)_n = 22,14–26,39$ (рис. 5).

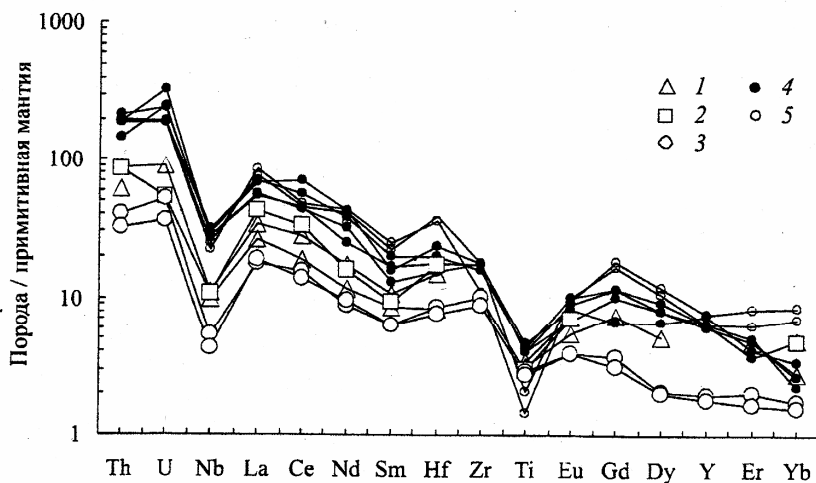


Рис. 5. Спайдерграммы (нормировано по примитивной мантии [27]) молодой андезидацитовый ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (1–3), андезидацитовый ассоциации центрального сегмента Андийского вулканического пояса [22] (4) и риолитов провинции Сьерра-Мадре, Мексика [23] (5). 1 – Койкарская структура; 2 – Эльмусская структура; 3 – Семченская структура.

Особое внимание заслуживает серия проб Семченской структуры (см. рис. 5), представляющая типовые составы лавобрекчий. Для них типичными являются anomalously низкие содержания тяжелых РЗЭ и явное подобие топологии спектра адакитовым расплавам. Следует подчеркнуть, что если древнейшая островодужная ассоциация имела доминирующие адакитовые составы в виде субвулканической фазы, то в верхнем уровне андезидацитовый ассоциации подобными характеристиками обладает лавовая фация. Для лав отмечаются высокие содержания Ва (270–500 ppm), Sr (200–320 ppm) и низкие Nb (3,0–3,8 ppm), Ti (3600–3800 ppm) и тяжелых РЗЭ.

Изотопная систематика вулканитов находится на стадии изучения, к настоящему времени существуют данные по Sm–Nd-составу гранитоидов, пространственно сосуществующих с молодой андезидацитовый ассоциацией и развитых во временном интервале 2830–2880 млн лет. Рассчитанные модельные возраста гранитоидов Остёрской структуры (2-го возрастного уровня), по модели [12], дают значения в широком возрастном интервале

от 2830 до 3517 млн лет, что свидетельствует о существенном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Геохимические характеристики гранитоидов – низкие содержания Y, Nb, Rb, высокие концентрации Sr, Ba и вариации $\varepsilon_{Nd}(t)$ от +2 до -3 – позволяют говорить о приуроченности к конвергентным (окраинно-континентальным) комплексам [24].

Отношения $\varepsilon_{Nd}(t)$, полученные для андезидацитов Койкарской структуры ($t = 2860$ млн лет), варьируют от 0 до +2,2 [16], в Хаутаваарской структуре дайки риолитов с возрастом 2862 ± 45 млн лет имеют $\varepsilon_{Nd}(t) = -0,9$ [6].

На основе геохимической характеристики рассматриваемых пород предполагается, что молодая андезидацитовая СТА формировалась в обстановке конвергентной окраинно-континентальной транзитной зоны. Наибольшим сходством с андезидацитовой ассоциацией обладает миоценовый андезидацит-риолитовый ансамбль, сформированный в центральном сегменте Андийского вулканического пояса (провинция Серро-Панизос, Центральные Анды) [22], формирование которого приурочено к надсубдукционным (с углами погружения субдуцируемой плиты Наска менее 30°) областям активного вулканизма, заложенного на мощном коровом основании.

Наибольшую дискуссию вызывает природа образования родоначальных магм, формирующих андезидацитовую ассоциацию окраинно-континентального вулканического пояса. Широкое развитие кислых пород предполагает активную роль магматической дифференциации первичных базальтовых расплавов, что типично для формирования риолитовых комплексов восточно-тихоокеанского вулканического пояса, при этом для появления дацитовых и риолитовых составов первичный базальтовый расплав должен ассимилировать от 10 до 50% нижнекорового материала [23].

Наличие взаимодействия мантийного и корового материалов доказывается в итоге как значительными объемами кислых пород в пределах ассоциации, которые не могут быть получены только за счет базальтовых дифференциатов, так и приуроченностью магматического парагенеза к областям с континентальной корой большой мощности [21].

Часть вулканитов ассоциации в Семченской структуре имеет адакитовую геохимическую характеристику. Результаты моделирования говорят о том, что подобные составы могут быть получены при 10–15%-ном плавлении амфиболита с образованием Sr_x (50%) + Gar (12%) + Pl (30%) + Hbl (8%) рестита с последующим фракционированием $Pl \pm Sr_x$.

Модельные расчеты позволили определить температуры излияния первичных магм ассоциации, которые варьировали в интервале от 1010 до 845°C . Рассчитанная температура магмогенерации не превышала 1100°C , а при учете содержащейся в расплаве H_2O до 5–6% (при давлении до 5 кбар) составляла около 1000°C . При излиянии магма имела плотность 2,31–2,48 г/см³ и значительную вязкость порядка 10,5–14,6 Пуаз, по модели Шоу, что превышает величины, рассчитанные для андезитовых и дацитовых расплавов древней островодужной БАДР-ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (вязкость – менее 7 Пуаз, плотность – 2,43–2,63 г/см³). Это и предопределило характер вулканических извержений, в ходе которых происходило формирование мощных лавовых потоков и большого количества пирокластического материала.

Таким образом, на рубеже 2,90–2,85 млрд лет в геологической истории Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса произошло новое проявление андезидацитового вулканизма, связанное с продолжающимися субдукционными процессами и оторванное от предыдущего вулканического этапа на 20–40 млн лет.

Геодинамическая эволюция Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Проведенные исследования позволяют выделить в истории формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса следующие этапы:

I этап – «Древний островодужный» (3,1–2,95 млрд лет). На данном этапе в ходе субдукции протоокеанической плиты под западную окраину «Водлозерского протоконтинента» происходит формирование древнейшей на Фенноскандинавском шите энсиалической островодужной системы, которая маркируется цепью реликтовых палеовулканических построек, сформированных БАДР-адакитовой ассоциацией.

II этап – «Протоокеанический» (3,05–2,9 млрд лет). Синхронно с развитием островодужного комплекса происходит закладывание окраинно-континентального морского бассейна в обстановке заостроводужного спрединга. Стационарный высокий термальный режим в спрединговой области приводит к формированию «офиолитоподобного» комплекса – мощных лавовых толщ мафитов–ультрамафитов (массивных и подушечных лав с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматичных серпентинизированных коматитовых дунитов и высокомагнезиальных габбро.

III этап – «Ранний аккреционный» (2,95–2,9 млрд лет). Продолжающиеся субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности вызвали закрытие заостроводужного бассейна. Коматит-базальтовая СТА была частично в виде аллохтона облущена на окраину древней вулканической дуги с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдуцирована под нее. Произошли замыкание и трансформация системы «океан–островная дуга–крайнее море–континент» в систему «океан–континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возросла, что привело к новому этапу развития конвергентной зоны по «Андскому варианту».

IV этап – «Центрально-Андский» (2,90–2,85 млрд лет). Продолжающаяся субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание протекает в режиме пологого погружения (до 30°), инициируя формирование молодой андезитово-базальтовой ассоциации известково-щелочного ряда. В отдельных зонах субдукционного погружения океанической плиты происходит ее плавление, дающее начало образованию магм адакитового типа. В этот период активизируются процессы надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серий латеральных надвигов. К концу данного этапа окончательно сформировались сутурная природа зеленокаменного пояса и его многоослойный супракрустальный разрез.

V этап – «Транспрессионно-транстензионный» (2,80–2,75 (2,65?) млрд лет). Вулканическая активность в «зоне перехода» на завершении развития зеленокаменного пояса (ЗКП) снижается, к этому времени сформировалась мощная консолидированная континентальная кора, соединяющая в себе фрагменты различных СТА (террейнов). Дальнейшие структурные преобразования зоны проходили в транспрессионно-транстензионном режиме, вызывая заложение бассейнов pull-apart типа. Вулканическая активность отмечается появлением в разрезах кислого пирокластического материала и развитием гранитоидных комплексов субщелочного и известково-щелочного ряда в интервале 2,72–2,70–2,65 млрд лет.

Обсуждение результатов. Таким образом, предлагаемая автором геодинамическая схема формирования Центрально-Карельской системы зеленокаменных структур (рис. 6) является продолжением разрабатываемой концепции эволюции Карельского кратона в рамках плюм-плейттектонической модели [25].

В такой интерпретации зеленокаменные структуры и пояса (1-я и 2-я генерации) Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО) представляют собой фрагменты ассоциаций, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках цикла Вильсона, при этом гранит-гнейсовые ассоциации отражают более глубоко эродированные комплексы активных континентальных окраин, включающие эпизодически реликты более древней коры [25]. В целом большая часть КГЗО была сформирована в результате последовательной аккреции и коллизии микроконтинентов, островодужных и океанических СТА. Основными этапами аккреции являются рубежи 3,05–2,85 и 2,85–2,8 млрд лет. Латеральное наращивание КГЗО происходило в течение позднего архея от «Водлозерского протоконтинента» как с западного (в современном плане), так и с восточного флангов, что зафиксировано на востоке комплексом Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса с возрастом заложения 2,92–2,87 млрд лет. Более молодые образования близкого генезиса располагаются вдоль северо-восточного края кратона в пределах Беломорской области – Керетский, Хизоваарский, Ириногорский зеленокаменные пояса с возрастом 2,8–2,76 млрд лет. При этом формирование СТА в их пределах происходило в обстановках, близких к современным внутриокеаническим островодужным системам, на удалении от древних континентальных сиалических блоков.

В процессе дальнейшей эволюции Беломорская подвижная зона (БПЗ), включая формирующие ее зеленокаменные структуры, была отделена от КГЗО. Повторное совмещение их произошло уже в протерозое, в результате коллизионных процессов, вызвавших перемеще-

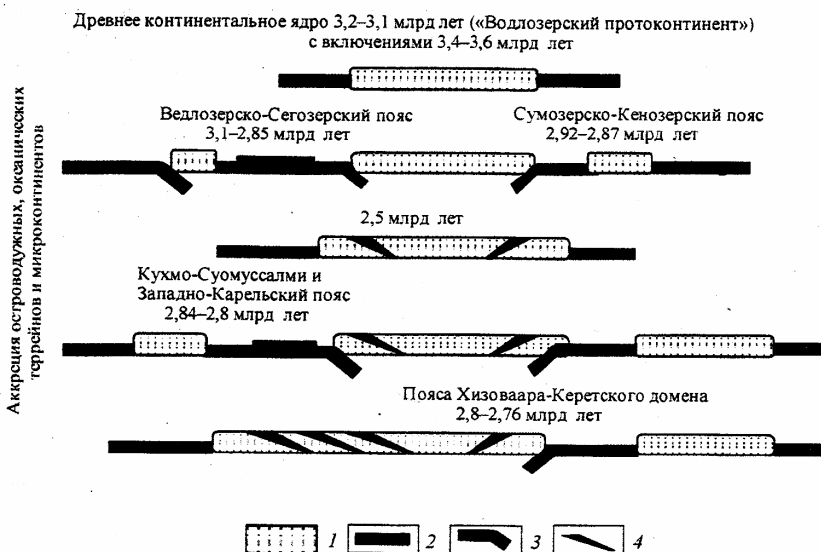


Рис. 6. Генерализованная модель позднеархейской эволюции Карельского кратона (по [25] с добавлениями автора).

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – погружение океанической коры в зонах субдукции; 4 – сутурные швы (зеленокаменные пояса).

ние БПЗ к западу и надвигание на структуры КГЗО. Это перемещение привело к сокращению объемов континентальной коры и нарушило возрастную структурную зональность восточной окраины Карельского кратона.

Последующая эволюция Карельского гранит-зеленокаменной области протекала в коллизионных и постколлизионных обстановках в интервале 2,7–2,6 млрд лет, в ходе которых образовался окончательный структурный рисунок ГЗО. Этап формирования Карельского кратона укладывается во временной интервал 300–400 млн лет и фактически завершается присоединением КГЗО к краевой части Пангеи-0 на завершении позднего архея [26].

Автор благодарит академика РАН В. А. Коротева за поддержку выполненных исследований, доктора геолого-минералогических наук В. Ф. Смолькина за ценные замечания и советы, высказанные в ходе обсуждения результатов работы.

Summary

Svetov S. A. Magmatic systems of greenstone structures of the Central Karelia as markers of Archean transition ocean-continent zones.

New results of complex litho-geochemical research of rock assemblages from the Upper Archean Vedlozero-Segozero greenstone belt in the south-eastern part of Fennoscandian Shield are given. Geodynamic reconstructions allowed the author to distinguish magmatic systems related to the ancient (3,05–2,95 Ga) island arc, back-arc basin (3,05–2,95 Ga) and young (2,90–2,85) volcanic arc, which are consistent with the greenstone belt formation as a convergent “protoocean–protocontinent” zone between microplates.

Литература

1. Kusku T. M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics*. 1999. N 305.
2. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6.
3. *Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений* / Под ред. С. И. Рыбакова. Петрозаводск, 1992.
4. Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1,95 Ga

- Jormua ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrology*. 1996. Vol. 37, N 6. 5. *Сергеев С. А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. канд. дис. Л., 1989. 6. *Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченко О. А.* и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // *Петрология*. 1994. Т. 2, № 3. 7. *Лобиков А. Ф.* О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // *Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования*. Киев, 1982. 8. *Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V.* et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2,9 Ga Sumozero-Kenozo greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63, N 21. 9. *Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M. J.* et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. N 61. 10. *Peate D. W., Pearce J. A., Hawkesworth C. J.* et al. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition // *J. Petrology* 1997. N 38. 11. *Martin H.* Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes // *Rev. Bras. Geoc.* 1987. N 17. 12. *DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G.* The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // *J. Geophys.* 1991. N 96. 13. *Polat A., Kerrich R.* Nd-isotope systematics of ~2,7 Ga adakites, magnesian andesites and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. 14. *Светов С. А.* Коматиит-толеитовые ассоциации Велдозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 15. *Бибикова Е. В., Крылов И. Н.* Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // *Докл. АН ССР*. 1983. Т. 268, № 5. 16. *Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С.* Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тез. конференции «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. 17. *Komatiites* / Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. London, 1982. 18. *Shervais J. W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. 19. *Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H.* Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39, Suppl. 1. 20. *Бибикова Е. В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., 1989. 21. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., 1997. 22. *Ort M. H., Coira B. L., Mazzoni M. M.* Generation of a crust-mantle magma mixture magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes // *Contrib. Mineral Petrol.* 1996. N 123. 23. *Orozco-Esquivel M. T., Nieto-Samaniego A. F., Alaniz-Alvarez S. A.* Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension // *Jor. Volcan. and Geothermal Res.* 2002. N 118. 24. *Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К.* Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. 1997. № 8. 25. *Миц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г.* и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю "4В" // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала / Ред. Р. Г. Берзин. Петрозаводск, 2001. 26. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. М., 1988. 27. *Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42.

Статья поступила в редакцию 10 апреля 2004 г.