

С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова

НЕОАРХЕЙСКАЯ ДАЙКОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

Исследование породных ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии позволило предложить модель его формирования в рамках многоэтапного развития конвергентной системы «океан – континент», существующей на западной границе «Водлозерского протоконтинента» с 3,05 по 2,8 млрд лет (Светов, 2005).

В предлагаемой геодинамической интерпретации модельная эволюция пояса включала несколько этапов:

3,1–2,95 млрд лет. «Древний островодужный этап». На раннем этапе в ходе субдукции древней протоокеанической плиты (с запада) под западную окраину «Водлозерского протоконтинента» происходит формирование энсиалической островодужной системы, которая маркируется цепью реликтовых палеовулканических построек: «Няльмозеро – Игноила – Хаутаваара – Чалка – Остер», сформированных андезитовой ассоциацией (БАДР-серия) с субвулканитами адакитового, байяитового, толеитового ряда, в стратиграфической шкале относимой к образованиям вьетуккалампинской свиты. Синхронно с субдукционными процессами и формированием серии вулканических построек происходит заложение фронтального и тылового седиментационных бассейнов. Таким образом, данный этап стал основополагающим в зарождении активной конвергентной зоны на западной окраине «Водлозерского протоконтинента» и послужил основой для будущего наращивания континентальной литосферы в западном направлении.

3,05–2,90 млрд лет. «Протоокеанический этап». Синхронно с формированием древнего островодужного комплекса происходит формирование окраинно континентального морского бассейна в обстановке заостроводужного спрединга. Развитие транзитной зоны по данному сценарию может быть связано с интенсивным тепловым апвеллингом в ходе зарождения мантийного диапира, приводя к раскрытию задугового океанического бассейна и образованию океанической коры значительной мощности (Abbott et al., 1994; Abbott, Mooney, 1995). Стационарный высокий термальный режим в спрединговой области приводит к формированию «офиолитоподобного» комплекса – мощных лавовых толщ мафитов (массивных

и подушечных лав с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматических интрузивных комплексов, представленных серпентинизированными коматиитовыми дунитами и высокомагнезиальными габбро. Коматиит-базальтовые ассоциации маркируются целой серией площадей развития (структур): Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро – Паласельга – Остер – Листья Губа, где они слагают разноранговые (различающиеся по объему сохранных разрезов) стратотектонические ассоциации единого типа и времени формирования (лоухиварская и питкилампинская свиты). Реальные размеры сформированного задугового бассейна корректно оценить невозможно, однако его реликтовая срединговая ось (линейная зона распространения высокомагнезиальных вулканитов) по протяженности превышала 350–400 км.

Таким образом, в интервале 3,05–2,95 млрд лет на западной границе «Водлозерского протоконтинента» была окончательно сформирована биполярная конвергентная асимметричная система «океан – островная дуга – окраинное море – континент».

2,95–2,90 млрд лет. «Ранний аккреционный этап». Продолжающиеся субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности приводят к закрытию заостроводужного бассейна. В ходе этого офиолитоподобная ассоциация (коматиит-базальтовая СТА), частично в виде аллохтона, была обдуцирована на окраину древней вулканической дуги (вьетуккалампинская свита) с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдуцирована под нее.

С завершением данного этапа геодинамическая картина в регионе коренным образом трансформируется за счет как активного вулканизма, так и начавшихся аккреционных процессов, происходит замыкание и трансформация системы «океан – островная дуга – окраинное море – континент» в систему «океан – континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возрастает, что приводит к новому этапу развития конвергентной зоны по «Андскому варианту».

Краткий геологический обзор района детальных работ

2,90–2,80 млрд лет. «Центрально-Андский этап». Дальнейшая субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание происходит в режиме пологого погружения, инициируя формирование молодой андезидацитовая ассоциация известково-щелочного ряда. Вулканическая дуга в пределах ЗКП маркируется цепью вулканических палеопостроек «Масельга – Яниш – Корбозеро – Семч – Эльмус». Активный вулканизм в этот период сопровождался значительным и масштабным осадконакоплением как в мелководных, так и субаэральных условиях.

Возможно также, что в этот период происходит активизация процессов надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серией листрических надвигов, что позволяет объяснить геохимическое сходство второго уровня базальтов в Хаутаваарской структуре (кульонская свита) с первым (лоухиварская свита).

К завершению четвертого этапа окончательно сформировалась линейная сутурная природа зеленокаменного пояса и его многослойный супракрустальный разрез.

2,80–2,68 млрд лет. «Этап транспрессионно-транстензионный». К наступлению данного этапа развития ЗКП вулканическая активность в зоне перехода снижается. Дальнейшие перестроения проходят в транспрессионно-транстензионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик зоны перехода. Осадочные парагенезы (типа тимискаминг) характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциация) вулканитам. По геохимии комплексы являются микститам и содержат в себе геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре зеленокаменного пояса. Вместе с тем данный этап сопровождается слабым проявлением кислого вулканизма. Заключительная часть эволюции ЗКП связана с коллизионным режимом развития террейна, в ходе которого формируются значительные массивы ТТГ и гранодиоритов санукитоидного типа в Чалкинской зоне в 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994), субщелочных гранитоидов в Хаутаваарской структуре – 2743 ± 8 млн лет, кварцевых диоритов в пределах Эльмусской структуры – 2741 ± 7 млн лет (Bibikova et al., 2005). В этот же временной интервал – 2,74–2,70–2,65 млрд лет – внедрялся обширный и разнообразный по составу дайковый ансамбль субщелочного и известково-щелочного ряда.

В рамках данного исследования нас интересовала геохимическая характеристика и взаимоотношения породных литотипов в пределах дайкового комплекса заключительного этапа формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с целью комплексной реконструкции его эволюционной истории.

Районом детальных работ стала северная часть Хаутаваарской структуры (северо-западная часть Чалкинской палеовулканической структуры) (описана в монографии – Светов, 2005), где в непосредственной близости от оз. Корбозеро отмечены обширные рои различных дайковых тел (устное сообщение С. И. Рыбакова, В. И. Робонена; Володичев, 2002), размещающиеся как среди лопийских терригенно-вулканогенных пород, так и среди гранодиоритов Чалкинского массива, относимого к санукитоидному типу (Лобач-Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005).

Чалкинский санукитоидный массив простирается в западном направлении от контакта с мезоархейскими комплексами в районе оз. Корбозеро на северо-запад до р. Шуи (у бывшей дер. Конгозеро) и пос. Суоки. В составе массива субщелочные гранодиориты – кварцевые диориты имеют разнообразный облик, текстура пород варьирует от крупнозернистой порфириформной до мелкозернистой гнейсовидной, а по минеральному составу выделяются амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые разновидности. В минералогическом составе санукитоидов преобладает плагиоклаз (образующий как порфиробласты (23–26% An), так и мелкие эпидотизированные зерна), роговая обманка (порфиробласты и реликтовые зерна), биотит (порфиробласты и мелкие чешуйки), зональный эпидот, кварц в неправильных зернах или линзах, микроклин, альбит, сфен, магнетит.

Геохимически данный класс пород соответствует высокомагнезиальным диоритам и характеризуется (по классификационным требованиям (Stern et al., 1989)) следующими параметрами: SiO_2 55–60 wt.%, $Mg\# > 0,6$, $Ni > 100$ ppm, $Cr > 200$ ppm, $K_2O > 1$ wt.%, Sr и $Ba > 500$ ppm, $Rb/Ba < 0,1$, при этом значительно обогащены ЛРЗЭ. Геохимическая уникальность данного типа пород непосредственно связана с их формированием на заключительных стадиях эволюции субдукционных систем при плавлении метасоматизированных мантийных перидотитов.

Важно подчеркнуть, что среди санукитоидного Чалкинского массива встречаются ксенолиты метаморфизованных и деформированных андезит-дацитовых вулканитов (БАДР, адакит, толеитового ряда), амфиболитов, гнейсов, мигматитов, размером от первых сантиметров до первых метров и деформированных вместе с ними в ходе завершающего этапа складчатости.

В районе оз. Корбозеро и оз. Тиглампя вскрыты контакты кварцевых диоритов и вмещающих пород (осадков) с резким интрузивным контактом, без видимых эндо- и экзоконтактных изменений. Диориты в контакте имеют порфирировую структуру, биотитовый и амфибол-биотитовый состав. Структура пород массива гипидиоморфнозернистая, порфирировая. Геохронологический возраст массива по циркону 2745 ± 5 млн лет, принимаемый за время кристаллизации (Овчинникова и др., 1994).

Древнейшими образованиями детального участка является андезит-дацитовый вулканический комплекс, сложенный продуктами эффузивно-эксплозивной деятельности с направленным изменением составов пород от андезито-базальтов к дацитам. Субвулканическая фация связана с образованием штоков, neckов и даек андезитового, дацитового, риолитового состава, крупно- или микропорфировых, к ним же отнесены и маломощные дайки диоритов, приуроченных к прижерловой зоне палеопостройки. Кроме этого, вулканисты прорываются дайками адакитов и амфиболитового габбро. Условия метаморфизма в данной части структуры изменяются от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Дайковая ассоциация района работ

Детальное полевое изучение позволило установить, что гранодиориты Чалкинского санукитоидного массива секут метаморфизованные и деформированные вулканогенные породы. В зоне контакта терригенно-вулканогенные породы представлены слоистой толщей – вулканомиктовыми аренитами, туфопесчаниками, андезидацитовыми туффитами, кремнистыми туффитами. При этом вмещающие осадки и породы Чалкинского массива секутся ассоциацией даек, представленных диоритами, кварцевыми диоритами, андезитами, лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами, крупнозернистыми плагноклазовыми гранитами с сульфидной минерализацией, диоритами лампрофирового типа, а также тонкими жилками плагиомикроклиновых гранитов, аплитов, пегматитов. Породы даек описаны в порядке установленной последовательности рвущих контактов (рис. 1).

1) *Андезибазальты, андезиты* (пробы 67, 74, 75 – рис. 1, В) представлены темно-серыми мелкозернистыми породами с порфировой структурой. Присутствуют вкрапленники плагноклаза (таблитчатые, удлиненные кристаллы), состоящие из плагноклаза № 25–45, размером от 0,5 до 2 мм, редко зональных, роговой обманки, олигноклаза, биотита. Основная масса породы сложена олигноклазом, кварцем, клиноцоизитом, эпидотом, сфеном, магнетитом. Кварц образует изометричные ксеноморфные зерна размером 0,1–0,2 до 0,3 мм. Андезиты внедрены в терригенно-вулканогенные породы и сами секутся субщелочными диоритами, лейкократовыми гранитами и все вместе – несколькими генерациями лампрофиров.

Содержание SiO_2 в породах варьирует от 56 до 64 мас. % (табл.), они принадлежат к субщелочной серии с четко выраженной Na спецификой (умеренно-калиевые) (рис. 2). Магнезиальность Mg# не превышает 43–45, при концентрации MgO 2,1–3,5 мас. %, при этом обеднены Cr и Ni (рис. 3).

2) *Гранодиориты* (пробы 50, 53, 57, 66, 76 – рис. 1). Секутся дайками и жилами диоритов (пробы 51, 55, 58, 61, 69), причем по петрографическим признакам выделяется не менее 4 породных разновидностей

среди малых дайковых тел. Гранодиориты – чаще всего это массивные, темноцветные, крупно-, среднезернистые, реже мелкозернистые породы, характеризующиеся микроскопически порфировой или равномерно-микрозернистой структурой. Минералогический состав гранодиоритов – плагноклаз (состава – олигноклаз, формирует таблитчатые зерна размером 1,5–2 мм, реже мелкие изометричные зерна, по которым развивается серицит, эпидот, цоизит, иногда зональный), роговая обманка, кварц, альбит, биотит, сульфиды. Биотит образует кучные скопления или рассеян в породе, часто хлоритизирован. Отмечаются переходные разности от диоритов до тоналитов.

Гранодиориты имеют разнообразную геохимическую характеристику. Массивные, крупнозернистые гранодиориты обладают близкими геохимическими характеристиками: SiO_2 – 59–61 мас. %, принадлежат к субщелочной, умеренно-, высококалиевой серии. На двухкомпонентных диаграммах петрогенный элемент – SiO_2 , их фигуративные точки формируют четкие локальные поля (рис. 2, 3). Среди всех опробованных крупнозернистых гранодиоритов лишь пробы 66 и 76 могут быть отнесены к санукитоидному типу и непосредственно коррелироваться с Чалкинским массивом санукитоидов. Они характеризуются содержанием SiO_2 на уровне 59–60 мас. %, имеют повышенные концентрации MgO (3,9–4,3 мас. %) при Mg# 54–55, $\text{K}_2\text{O} > 2,3$ мас. %, что незначительно отличает их от прочих гранодиоритов (табл.), основные отличия наблюдаются в высоких содержаниях Cr (117–153 ppm) и Ni (34–45 ppm). Однако данные параметры полностью не удовлетворяют классификационным требованиям, предъявляемым к санукитоидам (Stern et al., 1989), как по магнезиальности, так и по концентрациям Cr, Ni и Rb/Sr отношениям.

Многочисленные малые дайковые тела гранодиоритов имеют широкие вариации кремнекислотности от 51 до 64 мас. %, содержания MgO – от 2,4 до 5,1 мас. %, при этом все имеют сходную глиноземистость и титанистость и относятся к субщелочной серии. Существенные различия среди них выявляются по смене Na и Ca специализации пород, что несомненно отражает разные условия формирования первичных расплавов и разное время их внедрения.

3) *Лейкократовые плагиомикроклиновые граниты* (пробы 52, 56, 60, 70 – рис. 1) представлены светлоокрашенными, мелко-, среднезернистыми породами, слагают жилы мощностью от первых сантиметров до 2–3 м и тонкие жилки в 2–5 см, в единичном случае в жиле мощностью 0,3–0,4 м наблюдается вкрапленность сульфидов, и тогда цвет их становится буроватым, с поверхности – железненные. Геологическое положение определяется тем, что они прорывают осадочные терригенно-вулканогенные лопийские породы, андезиты и кварцевые диориты дайковой фации, участвуют в деформациях и прорываются дайками диоритов лампрофирового ряда. Микроструктура гранитов гипидиоморфнозернистая или порфировидная с гранобластовой основной массой. Породообразующие

минералы представлены плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом, эпидотом-цоизитом, карбонатом; акцессорные – апатитом, сфеном, рудные – сульфидами и магнетитом. Плагиоклаз (№ ~35) образует крупные таблитчатые или изометричные зерна, размером 1,5–2,5 мм, с простыми или тонкими полисинтетическими двойниками, значительно серицитизирован и пелитизирован, особенно в центральной части зерна (серицит, эпидот, цоизит), по трещинам развивается кальцит. Деформированные кристаллы плагиоклаза окружены каймой из мелких гранобластовых зерен кварца и альбита. В мелких зернах иногда наблюдается зональность. Микроклин в виде крупных (1–2 мм) и

мелких выделений обычно неправильной формы, двойниковая решетка хорошо видна в мелких зернах и частично в крупных. В микроклине отмечены вроски альбита и мirmekитовые вроски кварца, по трещиноватости развит кальцит и мелкочешуйчатый мусковит. Кварц образует мелкие зерна и кучные скопления, состоящие из агрегата мелких зерен. Биотит имеет бурозеленую окраску, хлоритизирован, представлен удлиненными чешуйками или неправильными скоплениями. Роговая обманка встречается в единичных зернах. Зернистость гранитов изменяется в различных жилах – от крупнозернистых (проба 60) до средне-, мелкозернистых (проба 52, 56).

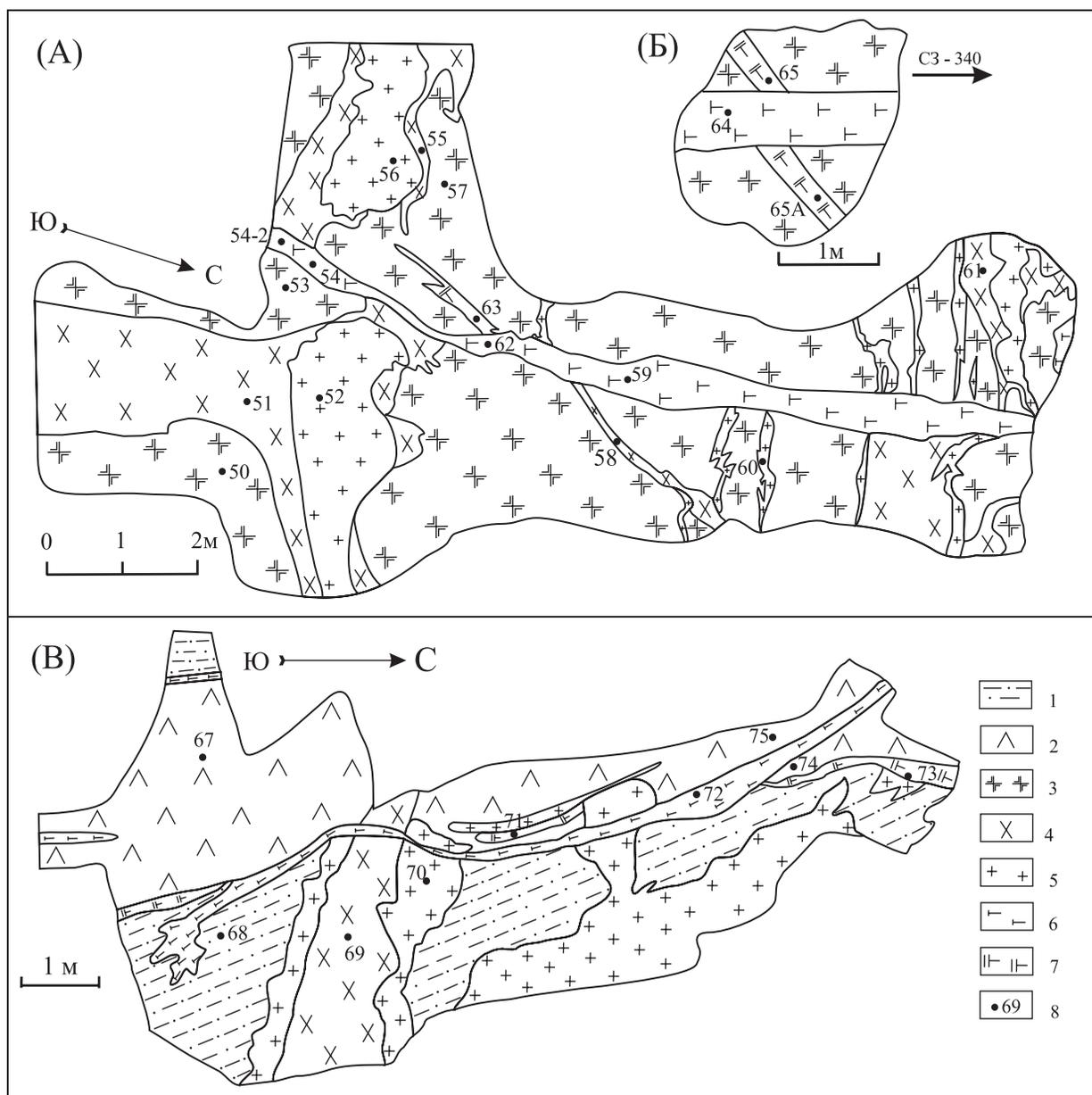


Рис. 1. Характер взаимоотношений дайковых тел на детальных участках Корбозерской зоны (Хаутаваарская структура):

1 – терригенно-вулканогенные породы лопия (виетуккалампинская свита): туфопесчаники, туффиты, силициты, арениты; 2 – андезиты; 3 – гранодиориты и диориты; 4 – кварцевые диориты; 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6 – Vt-лампрофиры; 7 – NbI-лампрофиры; 8 – точки отбора проб

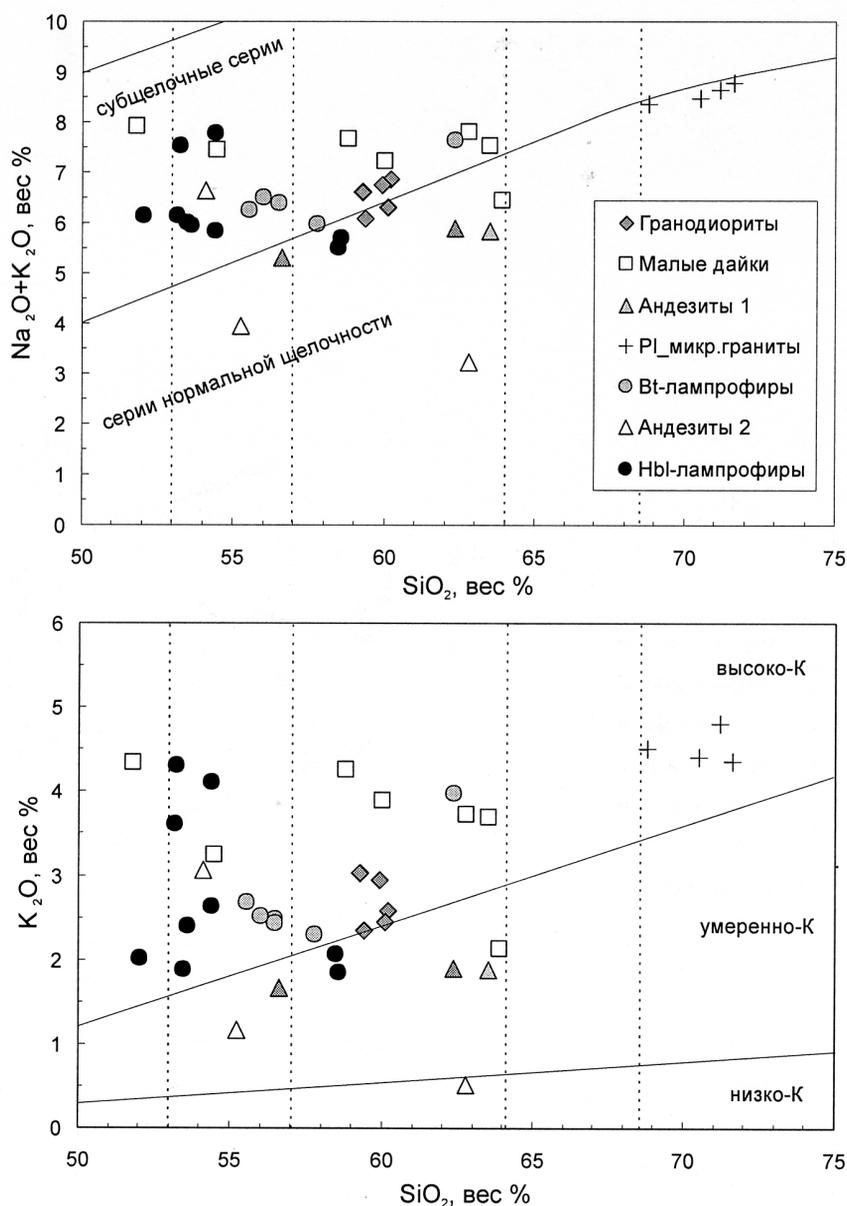


Рис. 2. Классификационные диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для дайковых тел Корбозерской зоны (Хаутаварская структура)

По содержанию SiO_2 (68,8–71,6 мас. %) породы соответствуют гранодиоритам, гранитам субщелочной серии и высококальциевого ряда (табл.). Геохимически контрастны санукитоидной группе гранодиоритов, что подчеркивается низкой магниальностью – $\text{Mg\#} - 38-48$, MgO (0,8–0,9 мас. %), малыми концентрациями Sr и Ni . На дискриминационных диаграммах фигуративные точки гранитоидов формируют четкое локальное поле, контрастное всем дайковым сериям района (рис. 2, 3).

4) Дайки лампрофирового ряда. Диориты лампрофирового ряда встречаются в виде протяженных даек мощностью от первых сантиметров до 1,3 м, формировались в течение двух фаз внедрения. Лампрофиты секут все описанные осадочно-вулканогенные образования структуры, гранодиориты, кварцевые диориты

(жильные фации Чалкинского массива) и жилы плагио-микроклиновых гранитов. Дайки лампрофитов имеют неровные, извилистые контакты с многочисленными заливами, изменяющиеся мощности (в раздувах до 2–3 м), мелкие апофизы, часто разветвляются. В них отмечается сланцеватость, параллельная контактам. Лампрофиты представлены темно-серыми, темно-зеленоватыми мелкозернистыми, массивными породами, с лампрофитовыми микроструктурами и реликтами глазковой структуры. «Глазки» представляют собой лейкократовое скопление без резких границ, в центре располагается плагиоклаз, кварц, кальцит, и окаймляется оно чешуйчатым биотитом (проба 82) или скоплениями зерен роговой обманки (биотита) вокруг плагиоклаза. Среди лампрофитов по минералогическому составу выделяются две разновидности:

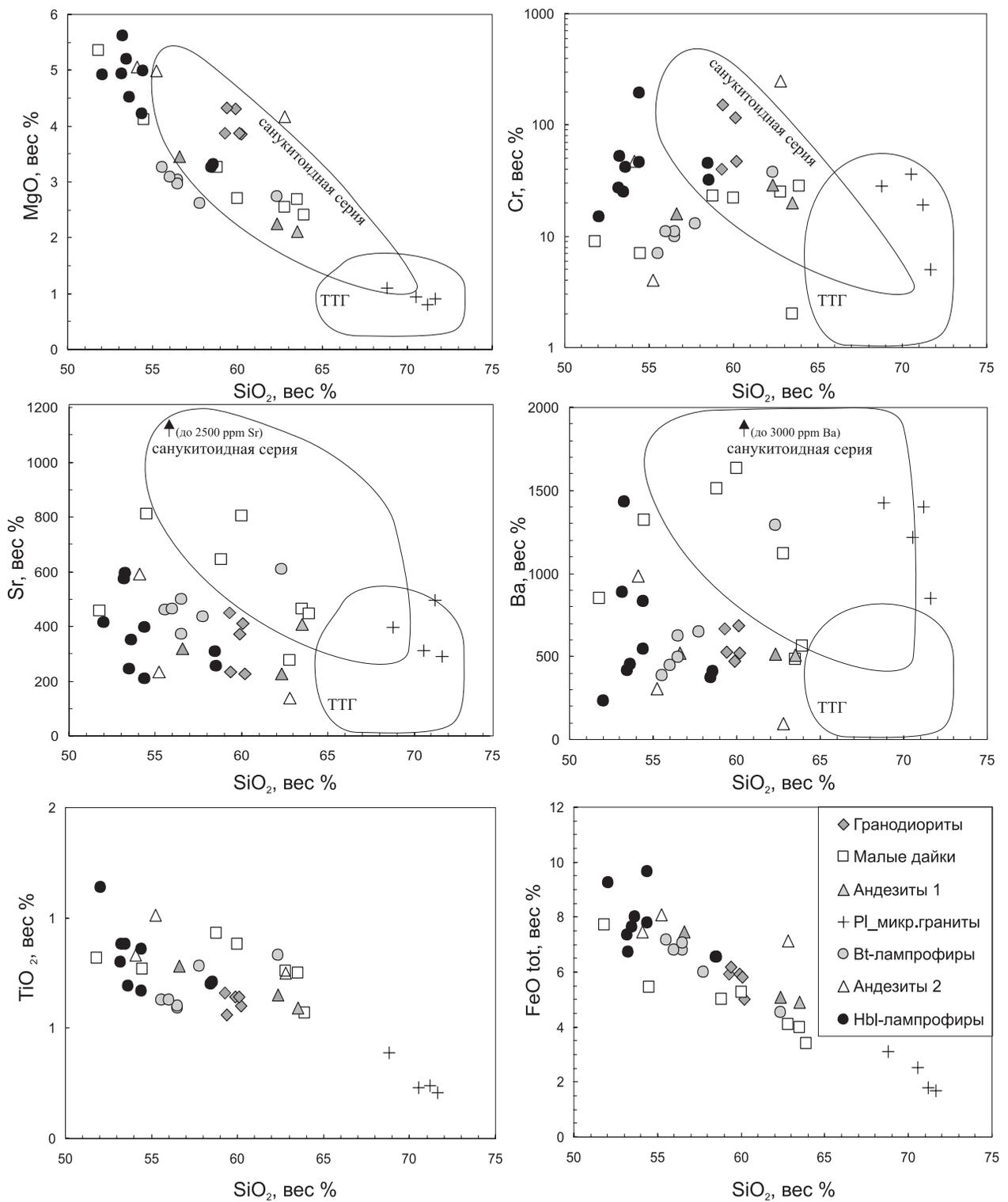


Рис. 3. Вариационные диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$; $\text{FeO}_{\text{tot}} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0.89981$; TiO_2 ; Cr ; Ba ; Sr для дайковых тел Корбозерской зоны (Хаутаваарская структура)

Геохимический состав дайковых комплексов Корбозерского участка Хаутаваарской структуры

Проба	Св-05-50	Св-05-53	Св-05-57	Св-05-66	Св-05-76	Св-05-51	Св-05-55	Св-05-58	Св-05-61	Св-05-69	Св-05-78	Св-05-80	Св-05-67
Порода	ГД					МДТ							Анд 1
Mg#	53,78	57,74	56,30	55,35	54,11	55,14	52,43	54,34	53,60	47,64	55,65	57,18	43,25
SiO ₂	59,28	60,20	59,90	59,38	60,10	51,80	62,80	63,50	58,80	60,00	63,90	54,48	63,50
TiO ₂	0,66	0,60	0,64	0,56	0,64	0,82	0,76	0,75	0,93	0,88	0,57	0,77	0,59
Al ₂ O ₃	15,65	16,00	15,17	15,62	16,34	15,88	15,26	15,62	15,15	15,66	16,92	17,05	17,05
Fe ₂ O ₃	2,10	1,73	2,04	1,84	1,84	2,40	1,40	1,18	2,78	3,31	0,50	1,44	1,14
FeO	4,02	3,45	4,08	4,52	4,16	5,57	2,84	2,93	2,50	2,30	2,94	4,16	3,88
MnO	0,101	0,110	0,112	0,109	0,103	0,149	0,069	0,070	0,091	0,080	0,062	0,118	0,059
MgO	3,88	3,86	4,30	4,32	3,87	5,36	2,55	2,68	3,26	2,71	2,40	4,11	2,11
CaO	5,15	5,33	5,24	5,04	4,97	7,00	4,17	4,08	6,20	5,33	4,54	7,10	4,33
Na ₂ O	3,58	4,28	3,81	3,75	3,87	3,58	4,08	3,85	3,41	3,32	4,32	4,20	3,97
K ₂ O	3,02	2,58	2,94	2,34	2,44	4,33	3,72	3,69	4,26	3,89	2,13	3,24	1,87
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,23	0,28	0,27	0,63	0,41	0,39	0,59	0,54	0,22	0,50	0,26
H ₂ O	0,18	1,21	0,09	0,20	0,13	0,05	1,46	0,10	0,13	0,19	0,07	0,16	0,13
ппп	1,66	0,05	1,40	1,54	1,13	2,12	0,20	1,02	1,48	1,48	1,31	2,44	1,12
Сумма	99,54	99,61	99,95	99,50	99,86	99,69	99,72	99,86	99,58	99,69	99,88	99,77	100,01
Cr	40	47	< 5	153	117	9	25	2	23	22	28	7	20
Ni	24	28	3	45	34	10	16	1	22	22	7	10	7
Co	7	4	11	19	9	15	14	4	10	8	7	21	17
V	62	47	93	77	113	97	102	53	80	66	52	136	73
Pb	14	10	13	11	9	9	18	15	21	15	9	18	9
Rb	75	35	60	42	64	111	44	63	89	90	51	120	40
Ba	664	521	474	526	684	853	1122	485	1511	1636	563	1324	507
Sr	450	228	371	235	412	457	275	465	644	803	446	810	407
Nb	4	3	7	4	9	5	5	6	7	6	7	7	5
Zr	93	59	96	82	100	93	87	108	101	115	79	117	82
Y	16	10	21	10	17	14	16	17	21	28	8	27	12
Th	<7	<7	<7	<7	<7	<7	14	9	18	8	<7	11	<7
Rb/Sr	0,17	0,15	0,16	0,18	0,16	0,24	0,16	0,14	0,14	0,11	0,11	0,15	0,10

Продолжение табл.

Проба	Св-05-74	Св-05-75	Св-05-52	Св-05-56	Св-05-60	Св-05-70	Св-05-54	Св-05-54-2	Св-05-59	Св-05-62	Св-05-63	Св-05-64	Св-05-65
Порода	Анд 1		ПГР				Л_Бт (2)				Л_Бт (1)	Л_Бт (2)	Л_Нбл (1)
Mg#	45,07	43,92	48,51	39,76	44,38	38,67	44,05	44,62	42,65	44,46	51,54	43,53	49,97
SiO ₂	56,60	62,34	71,63	70,53	71,20	68,80	56,50	55,55	56,50	56,00	62,35	57,76	53,62
TiO ₂	0,78	0,65	0,21	0,23	0,24	0,39	0,59	0,63	0,60	0,63	0,83	0,78	0,69
Al ₂ O ₃	17,55	17,38	14,63	14,30	14,50	14,68	17,66	18,00	17,50	17,85	15,22	17,82	17,09
Fe ₂ O ₃	2,38	1,19	0,77	0,36	0,83	1,68	3,08	3,28	3,46	3,20	1,90	2,60	2,67
FeO	5,31	4,02	1,00	2,20	1,03	1,58	4,05	4,22	3,94	3,94	2,84	3,66	5,60
MnO	0,114	0,071	0,031	0,034	0,028	0,042	0,115	0,126	0,129	0,126	0,066	0,075	0,133
MgO	3,45	2,25	0,90	0,94	0,80	1,10	3,03	3,26	2,96	3,08	2,73	2,61	4,51
CaO	6,25	4,54	1,49	1,77	1,86	2,06	6,66	6,66	6,35	6,66	4,26	6,60	7,03
Na ₂ O	3,63	3,99	4,43	4,08	3,84	3,85	3,91	3,57	3,97	3,99	3,65	3,66	3,54
K ₂ O	1,67	1,89	4,36	4,40	4,80	4,51	2,48	2,67	2,43	2,51	3,98	2,30	2,40
P ₂ O ₅	0,32	0,25	0,09	0,09	0,09	0,22	0,28	0,28	0,26	0,29	0,46	0,15	0,28
H ₂ O	0,11	0,16	0,05	0,21	0,11	0,19	1,30	1,58	0,16	0,04	0,18	0,11	0,15
ппп	1,48	1,01	0,48	0,77	0,70	0,90	0,08	0,18	1,55	1,44	1,11	1,54	1,79
Сумма	99,64	99,74	100,07	99,91	100,03	100,00	99,73	100,01	99,81	99,76	99,58	99,67	99,50
Cr	16	29	<5	36	19	28	10	7	11	11	38	13	42
Ni	3	5	3	10	11	9	<1	4	2	5	19	3	10
Co	14	10	<1	4	2	1	13	19	11	21	10	25	22
V	123	61	8	42	25	60	91	121	85	85	73	132	113
Pb	10	10	13	14	18	17	10	10	8	10	12	<7	<7
Rb	28	19	58	59	76	82	83	76	57	69	80	55	46
Ba	519	514	851	1219	1403	1423	493	388	626	447	1293	648	453
Sr	317	226	290	313	494	395	498	459	370	465	609	437	349
Nb	6	2	6	6	2	4	7	5	5	9	6	5	10
Zr	62	49	42	54	69	54	88	82	85	80	100	46	69
Y	14	10	6	12	11	10	22	16	14	15	19	5	22
Th	<7	<7	<7	7	12	11	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Rb/Sr	0,09	0,08	0,20	0,19	0,15	0,21	0,17	0,17	0,15	0,15	0,13	0,13	0,13

Окончание табл.

Проба	Св-05-65А	Св-05-71	Св-05-73	Св-05-72	Св-05-77	Св-05-79	Св-05-81	Св-05-82	Св-05-87	Св-05-87А	Св-05-84
Порода	Л Нbl (1)			Л Нbl (2)	Л Нbl (1)				Анд_2		
Mg#	48,93	47,25	46,89	47,84	48,47	59,65	54,68	54,30	50,93	54,47	52,26
SiO ₂	54,40	58,56	58,46	54,41	52,04	53,26	53,48	53,18	62,80	54,10	55,24
TiO ₂	0,67	0,71	0,70	0,86	1,14	0,88	0,88	0,80	0,75	0,83	1,01
Al ₂ O ₃	17,20	17,34	17,35	17,77	16,54	15,67	16,99	15,56	14,00	16,35	17,16
Fe ₂ O ₃	2,62	2,01	1,85	2,09	1,68	1,73	0,83	2,61	0,26	2,06	0,83
FeO	5,45	4,74	4,88	7,76	7,76	5,17	6,89	5,02	6,86	5,42	7,25
MnO	0,132	0,090	0,097	0,112	0,139	0,137	0,130	0,147	0,147	0,142	0,148
MgO	4,22	3,31	3,26	4,99	4,92	5,61	5,20	4,94	4,17	5,05	4,99
CaO	6,89	5,61	5,40	2,27	6,75	7,10	7,10	7,73	4,74	7,10	6,53
Na ₂ O	3,22	3,85	3,44	3,68	4,12	3,23	4,12	2,54	2,70	3,58	2,78
K ₂ O	2,62	1,84	2,06	4,10	2,01	4,30	1,88	3,60	0,52	3,05	1,16
P ₂ O ₅	0,29	0,24	0,23	0,12	0,31	0,62	0,27	0,62	0,14	0,66	0,31
H ₂ O	0,08	0,12	0,15	0,13	0,16	0,15	0,11	0,13	0,05	0,06	0,11
ппп	1,71	1,48	1,65	1,71	1,98	1,96	1,73	2,72	2,57	1,38	2,47
Сумма	99,50	99,90	99,53	100,00	99,55	99,87	99,61	99,59	99,70	99,78	99,99
Cr	46	32	45	196	15	52	25	27	249	47	4
Ni	9	15	13	52	5	15	10	8	50	12	4
Co	17	6	19	30	19	30	16	20	25	30	14
V	97	80	93	180	139	151		171	158	135	124
Pb	10	9	9	13	<7	10	<7	16	7	16	<7
Rb	60	23	33	69	46	111	30	120	7	87	14
Ba	833	411	373	545	235	1431	414	888	<150	984	306
Sr	397	256	308	208	414	596	243	575	139	590	233
Nb	8	6	7	4	5	4	4	6	8	6	7
Zr	77	61	77	63	73	127	49	104	96	131	74
Y	17	12	19	5	20	21	18	14	10	22	21
Th	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	7	<7	8	<7
Rb/Sr	0,15	0,09	0,11	0,33	0,11	0,19	0,12	0,21	0,05	0,15	0,06

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН методом мокрой химии и XRF-анализом (VRA-33). Сокращения в таблице: ГД – гранодиориты, МДТ – малые дайковые тела, Анд_1 – крупные тела андезитов, ПГР – плагиомикроклиновые граниты, Л_Vt (1, 2) – лампрофиры (биотитовые), 1 или 2 фаза внедрения, Л_Нbl (1, 2) – лампрофиры (роговообманковые), 1 или 2 фаза внедрения, Анд_2 – дайки андезитов.

а) *Нbl-лампрофиры* (пробы 65, 65а, 71, 72, 73, 77, 79, 81, 82 – рис. 1) – в темно-серых мелкозернистых породах видны порфиновые вкрапленники роговой обманки, на поверхности обнажения они выглядят линзочками размером от 0,5 до 1 см, подчеркивающими сланцеватость. Породы имеют лампрофировую с гранобластовой основной массой микроструктуру. Вкрапленники роговой обманки иногда sdвойникованы и имеют длину 1–2 мм, единичные до 3 мм. Основная масса породы сложена плагиоклазом (с простыми и тонкими полисинтетическими двойниками), кварцем, амфиболом, биотитом, эпидотом, хлоритом, сфеном, содержит тонкую вкрапленность сульфидов.

б) *Vt-лампрофиры* (пробы 54, 54-2, 59, 62, 63, 64 – рис. 1) – на поверхности обнажения хорошо видны мелкие точечные обособления биотита. Микроскопически отмечается, что биотит слагает округлые гнезда из мелких чешуек размером до 1–2 мм и участвует в виде единичных чешуек в строении основной массы. Основная масса породы сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, эпидотом, цоизитом. Среди аксессуарных минералов присутствуют сфен и рудные фазы (возможно, сульфиды).

Геохимическая характеристика лампрофиров также достаточно разнообразна. По содержанию

SiO₂ (от 53 до 65 мас. %) породы относятся к ряду андезибазальтов, андезитов, дацитов. По концентрации щелочей принадлежат субщелочной серии (5,5 < Na₂O+K₂O < 8 мас. %), при этом по K₂O относятся к умеренно- и высококалийному ряду. Минералогически выделенные разновидности Vt и Нbl-лампрофиров различаются и петрохимически, в частности, по магнизиальности (Vt-лапрофиры – 2,6–3,3 мас. % MgO; Нbl-лампрофиры – 3,3–5,6 мас. % MgO), содержанию TiO₂, Cr, Ni (рис. 2, 3). Важно отметить, что геохимически фазы внедрения лампрофиров довольно контрастны, при этом первая (ранняя) фаза внедрения даек была более фракционированная, чем последующие.

5) *Заключительная фаза дайкового магматизма* представлена тонкими жилками микроклин-плагиоклазовых гранитов, аплитов, пегматитов (выделения полевых шпатов и кварца, размером 1–6 мм), жилками кварца. Возраст посткладчатых гранитов, завершающих магматизм этого района, 2684 ± 30 млн лет (Чекулаев, 1996; Чекулаев и др., 1997).

Таким образом, детальное петрографическое изучение дайковой ассоциации Корбозерского участка южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволяет сделать следующие выводы.

Выводы

Предварительные данные, полученные по лито-геохимической характеристике дайковых комплексов Корбозерского участка Хаутаваарской структуры, позволили установить, что в этом районе существует не менее семи различных дайковых серий, многие из которых представлены как разными породными литотипами, так и имеют несколько фаз генерации и внедрения.

Главным этапом внедрения крупных массивов гранодиоритов и основных объемов дайковых фаз гранодиоритов является интервал 2730–2750 млн лет. Формирование лампрофиров, скорее всего, приурочено к интервалу 2750–2650 млн лет.

Объемы и масштабы распространения санукитоидного вулканизма в центральной Карелии требуют дополнительного исследования, поскольку полученные нами данные по краевым зонам Чалкинского массива гранодиоритов и связанных с ним малых дайковых тел гранодиоритового состава не позволяют классифицировать эти образования как санукитоиды, а позволяют лишь говорить о возможной принадлежности их к санукитоидоподобным породам.

Формирование дайковых роев непосредственно связано с транспрессионно-транстензионной тектоникой в регионе и происходило совместно с заложением бассейнов пулл-апарт типа. Изучение обломочного материала и цемента в молассоидных комплексах показало наличие большого количества диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов с близкими к дайковым сериям геохимическими характеристиками (принадлежность к субщелочной серии) (Светов и др., 2005). Вместе с тем в обломочном материале не выявлены породы, близкие к санукитоидам.

Формирование гранодиоритовых массивов и дайковых роев может быть отражением заключительного этапа окраинно-континентального вулканизма (иницированного на уровне 2,88–2,86 млрд лет и имеющего пик магматической активности в период 2,86–2,84 млрд лет) в субдукционной системе, существующей на западном фланге Водлозерского блока (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс). Гранодиоритовые магмы формировались в ходе плавления значительно метасоматизированного мантийного клина, что было вызвано предшествующей генерацией БАДР-адакитовых расплавов. В случае такого сценария развития транзитной зоны гранодиоритовый и лампрофировый магматизм отстает на 100 млн лет от основного периода магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии: Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2002. 187 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 5–16.
- Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб: ИГГД, 1996. 298 с.
- Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
- Abbott D., Mooney W. The structural and geochemical evolution of the continental crust: Support for the oceanic plateau model of continental growth // Rev. Geophys. Suppl. 1995. P. 231–242.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // Journ. Geoph. Res. 1994. Vol. 99, N 137. P. 13835–13850.
- Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. 79. P. 129–145.
- Kovalenko A. V., Clemens J. D., Savatenkov V. M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. 79. P. 147–160.
- Stern R. A., Hanson G. N., Shirey S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // Canadian Journal of Earth Sciences. 1989. 26. P. 1688–1712.