

УДК 551.71

КСЕНОЛИТЫ И АВТОЛИТЫ В ДРЕВНЕЙШЕЙ АДАКИТОВОЙ СЕРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

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

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье приводятся результаты минералого-геохимического изучения включений (ксенолитов и автолитов) в древнейшем островодужном андезитовом комплексе Карельского кратона. Установлено, что ксенолиты представлены различными по основности породами от пироксенитов до дацитов и могут представлять собой фрагменты пород, формирующихся на границе кора – мантия.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, мезоархей, островодужные андезиты, включения, ксенолиты, автолиты.

S. A. Svetov, M. A. Gogolev, A. I. Svetova, T. N. Nazarova. XENOLITHS AND AUTOLITHS IN THE ANCIENT ADAKITE SERIES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

The results of mineralogical and geochemical studies of autolith and xenolith inclusions from the ancient island-arc andesite complex of the Karelian craton are reported. The xenoliths range from pyroxenites to granite, and may represent fragments of rocks that were formed at the mantle-core interface.

Key words: Fennoscandian shield, Mesoarchean, island-arc andesites, inclusions, xenoliths, autoliths.

Введение

Проблема реконструкции вещественного состава глубинных зон Земли и протекающих в них процессов является одной из самых дискуссионных в геологии и петрологии. Основной материал для проведения подобных исследований поставляется различными косвенными методами: геофизическими, космохимическими, экспериментальными петрологическими. Вместе с тем уникальную возможность для непосредственного изучения корово-мантийных систем дают данные по включениям, вынесенным на поверхность магматическими расплавами. Как показали исследования фанерозойских островодужных комплексов, вулканы андезитового

ряда содержат большое количество различных включений, в том числе и мафических ксенолитов, доставленных на дневную поверхность с глубин от 5 до 100 км [Федорченко, Родионова, 1975; Pearson et al., 2003], что позволяет получить важнейшую информацию как о вещественном составе мантийных пород, так и об эволюции всей корово-мантийной системы.

В качестве объекта исследования были выбраны древнейшие (3,0–2,9 млрд лет) на Карельском кратоне андезитовые ассоциации адакитового ряда, выявленные в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, приуроченного к западному обрамлению палеоархейского Ведлозерского блока [Светова, 1988; Стратиграфия до-

кембрия..., 1992; Светов, 2003, 2005]. Новый этап работ проводился в Хаутаваарской структуре, являющейся ключевым геологическим полигоном для изучения мезо-неоархейских геологических событий в пределах Карельского кратона [Светов, 2005, 2009]. Основной акцент в работе сделан на изучение включений (ксенолитов и автолитов), выявленных в субвулканических комплексах андезитов и дацитов адакитового ряда, формирующих крупные неки и многочисленные дайковые системы.

Важно подчеркнуть, что к адакитовой серии относятся породы андезидацит-риолитового состава, имеющие трондьемитовые геохимические черты: повышенные концентрации Na_2O , Al_2O_3 , Ba, Sr и высокие Sr/Y и $(\text{La/Yb})_n$ отношения [Martin, 1987, 1999]. Формирование серии происходит в случае плавления субдуцируемой океанической коры в конвергентных системах, что делает данный тип пород уникальным маркером существования субдукционных режимов [Martin et al., 2005]. В связи с этим изучение пород адакитового ряда и ассоциирующих с ними серий является важным источником информации о геологических механизмах инициализации древнейших субдукционных систем и условий становления архейской континентальной коры.

Методы исследования

В основе работы лежит детальное минералого-геохимическое исследование проб ксенолитов и автолитов центрального некка Игнойльской структуры. Изучение состава минеральных фаз вмещающих пород и включений проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Химический состав включений определялся методом площадного микрозондового сканирования и силикатным анализом. Прецизионный анализ содержания редких и редкоземельных элементов проводился на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific (метод ICP-MS). Данные исследования выполнялись в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Локальное датирование зерен циркона из монофракций проводилось на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd в ксенолитах и автолитах осуществлялось на семиканальном масс-спектрометре Finni-

gan MAT-262 (Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты). Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0,511862.

Объект исследования: субвулканический комплекс Игнойльской палеовулканической постройки (Хаутаваарская структура)

Древний (3,05–2,95 млрд лет) островодужный комплекс Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса представлен реликтами палеовулканических построек (Игнойльская, Хаутаваарская, Чалкинская и др.), сформирован мультисерийной ассоциацией, в которой доминируют дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая (БАДР) серия известково-щелочного ряда и адакитовая серия, при подчиненном развитии толеитовой и высоко-Mg андезитовой серий [Светов, 2009].

Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с крупноподушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2,5 км. Субвулканический комплекс представлен некками и несколькими генерациями даек. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной части зеленокаменного пояса в пределах Хаутаваарской структуры.

Для ассоциации ключевым объектом является палеовулканическая постройка Игнойльской структуры [Светов, 2009], для которой установлены U-Pb возрасты некка – 2995 ± 20 млн лет [Сергеев, 1989], лав постройки – 2945 ± 19 млн лет [Овчинникова и др., 1994] и детритовых цирконов из терригенных граувакк, перекрывающих постройку, – 2947 ± 13 млн лет [Светов и др., 2010].

В пределах Игнойльской палеовулканической постройки [Светова, 1988] (рис. 1, а) выделены: зональное поле распределения прижерловых фаций и эруптивный центр. В строении палеопостройки преобладают пирокластические фации, лавовая и субвулканическая представлены в меньшем объеме. Важной особенностью постройки является отсутствие подушечных лав среди породных литотипов. Массивные лавы и кластолавы (соответствуют породам андезибазальтового, андезитового и дацитового состава) образуют короткие не протяженные лавовые потоки мощностью от 25 до 80 м, часто перекрываемые агломератовыми туфами, доминирующими в строении палеопостройки.

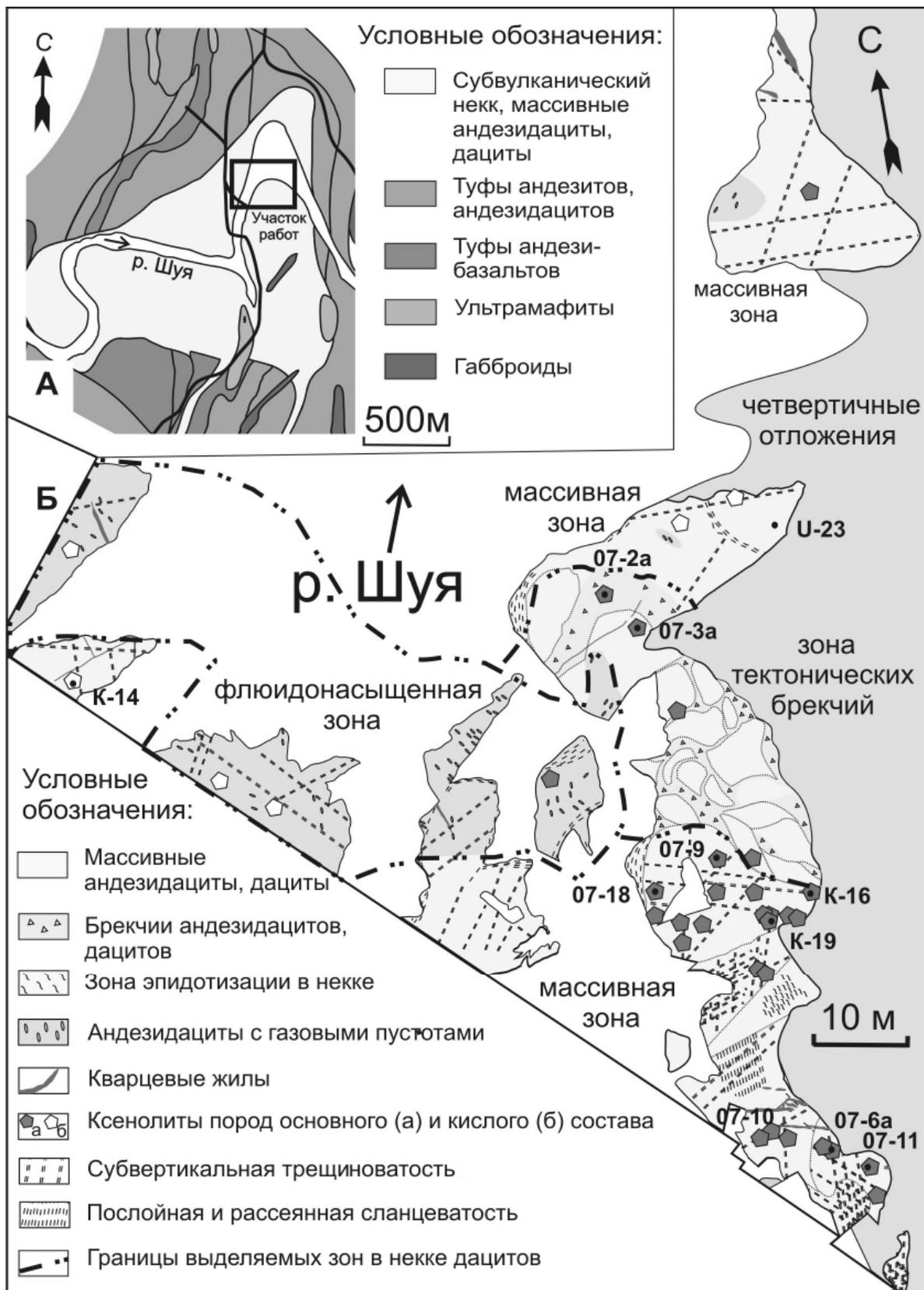


Рис. 1. Геологическая схема мезоархейского субвулканического некта Игнойльской структуры:

А – схема строения центральной части Игнойльской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (упрощено по: [Светов, 2009]); Б – детальная схема участка работ в центральной части субвулканического некта с положением отобранных проб

В районе плотины Игнойльской ГЭС в русле р. Шуи на левом и правом берегах реки в скальных выходах обнажены породы центрального некка (рис. 1, а). Некк имеет овальную форму (его размер 2,1×1,5 км) с многочисленными апофизами, он прорывает вулканический комплекс, выполненный туфами различной размерности от мелкообломочных до глыбовых, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических, лавами и лавобрекчиями андезитов, андезибазальтов.

В краевых частях некка породы имеют крупнопорфировую, гломеропорфировую структуру, в центральной части – андезитовую, гиалопилитовую. Детальное картирование некка (рис. 1, б) позволило выделить в его пределах несколько зон: зону высокой флюидонасыщенности (отмечается высокой концентрацией газовых пустот и газовых каналов, в минералогическом плане породы данного участка имеют повышенные содержания флюидсодержащих минеральных фаз: амфибола, биотита, карбоната, а также значительное количество газожидких включений в цирконах); зону тектонических брекчий и пластического течения (выделяется брекчированным строением и следами течения расплава); массивную зону однородного строения.

Следует отметить, что для пород некка также характерна геохимическая неоднородность, по составу они отвечают андезитам, андезидацитам, дацитам адакитовой серии, при этом наибольшее распространение имеют дацитовые разновидности.

Макроскопически дациты представляют собой серые, темно-серые, массивные, среднезернистые породы, с выступающими на поверхности обнажения крупными вкрапленниками плагиоклаза, при этом фиксируются порфировые выделения плагиоклаза в виде гнезд или скоплений размером до 2–3 см. Структура породы сериально-порфировая с андезитовой структурой основной массы. Плагиоклаз встречается в виде двух генераций: ранней магматической – крупные идиоморфные кристаллы таблитчатой формы (An_{30-35}) с полисинтетическими и простыми двойниками, с узкими и широкими двойниковыми полосками, не зональные, размером 1,5–10 мм, иногда в гломеропорфировых сростках, и второй поздней генерации в виде лейстовидных микролитов состава альбит-олигоклаз. В шлифах наблюдаются сильно корродированные, переполненные серицитом или соссюритом в центральной части кристаллы плагиоклаза. По границам зерен, окаймляя их, развиваются агрегаты эпидота и карбоната. Встречаются

резорбированные зерна кварца и редкие реликты порфировых вкрапленников амфибола (тремолит-актинолитового ряда). В основной массе присутствуют микролиты плагиоклаза, биотит от светло-коричневого до бурого цвета, хлорит, эпидот, карбонат, магнетит. В породе отмечается два типа эпидота – более ранняя генерация в виде мелких кристаллов в плагиоклазе и более поздняя, развивающаяся по сланцеватости.

Мелкозернистые дациты южной части некка имеют микропорфировую структуру с гиалопилитовой, андезитовой основной массой. Размер вкрапленников плагиоклаза от 0,2–0,3 мм до 1 мм, округлых вкрапленников кварца, с заливками, – от 0,2 до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен альбитизированным андезином. Биотит иногда присутствует в виде таблитчатых зерен, чаще в виде удлинённых чешуек, собранных в виде полосок. По биотиту развивается бледно-зеленый со слабым плеохроизмом хлорит. Зерна магнетита имеют неправильную форму, встречаются единичные зерна апатита.

Несмотря на различия во внешнем облике, породы сходны между собой по минеральному составу. В зоне брекчированных пород текстура и структура дацитов литокластическая. Литокласты значительно варьируют по размеру, от 2–5 мм (диагностируются в шлифах) до 10–15 см, имеют размытые, нечеткие границы, при этом от основной массы выделяются более светлой окраской, содержат вкрапленники плагиоклаза, размером 2–4 мм, заключены в цемент зеленовато-серого цвета, представленный хлоритизированным дацитом. Участками в брекчированных породах литокласты имеют более темный цвет, по ним развивается амфибол, хлорит, а цемент, в виде жлообразного заполнения, отличается более светлой окраской.

Деформации в породах некка проявлены в виде сланцеватости без образования складчатых структур, существуют разновозрастные дизъюнктивные нарушения – субширотные, северо-западные и северо-восточные.

Оценка времени формирования центрального некка Игнойльской структуры проведена на основе прецизионного изучения цирконов из массивной зоны некка (рис. 1, участок рядом с точкой U-23). Из обнажения была отобрана проба весом 12 кг, из которой удалось выделить около 50 зерен циркона, имеющих торпедовидный, копьевидный, гиацинтовый и изометричный облик. Цвет зерен варьирует от розоватого, желтоватого, сероватого до бурого. Размер зерен колеблется от 20×40 до 60×150 мкм. Для большинства зерен характерна магматическая зональность и хорошая

сохранность ядерных частей кристаллов. Именно такие кристаллы были выбраны для датирования на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. В результате микрозондового изучения десяти зерен цирконов установлено, что Th/U-отношение для данных зерен варьирует в пределах 0,29–1,14 (среднее значение по пробам – 0,72), что является аргументом в пользу их магматического происхождения. Изохронный возраст цирконов составляет $2958,7 \pm 6,0$ млн лет (рис. 2, табл. 1),

что может рассматриваться как время формирования нека Игнойльской структуры (возможно, одной из фаз внедрения) и хорошо согласуется с полученными ранее геохронологическими данными [Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994; Светов и др., 2010]. Временной интервал формирования магматического комплекса Игнойльской палеопостройки составляет $2995 (\pm 20) - 2945 (\pm 19)$ млн лет.

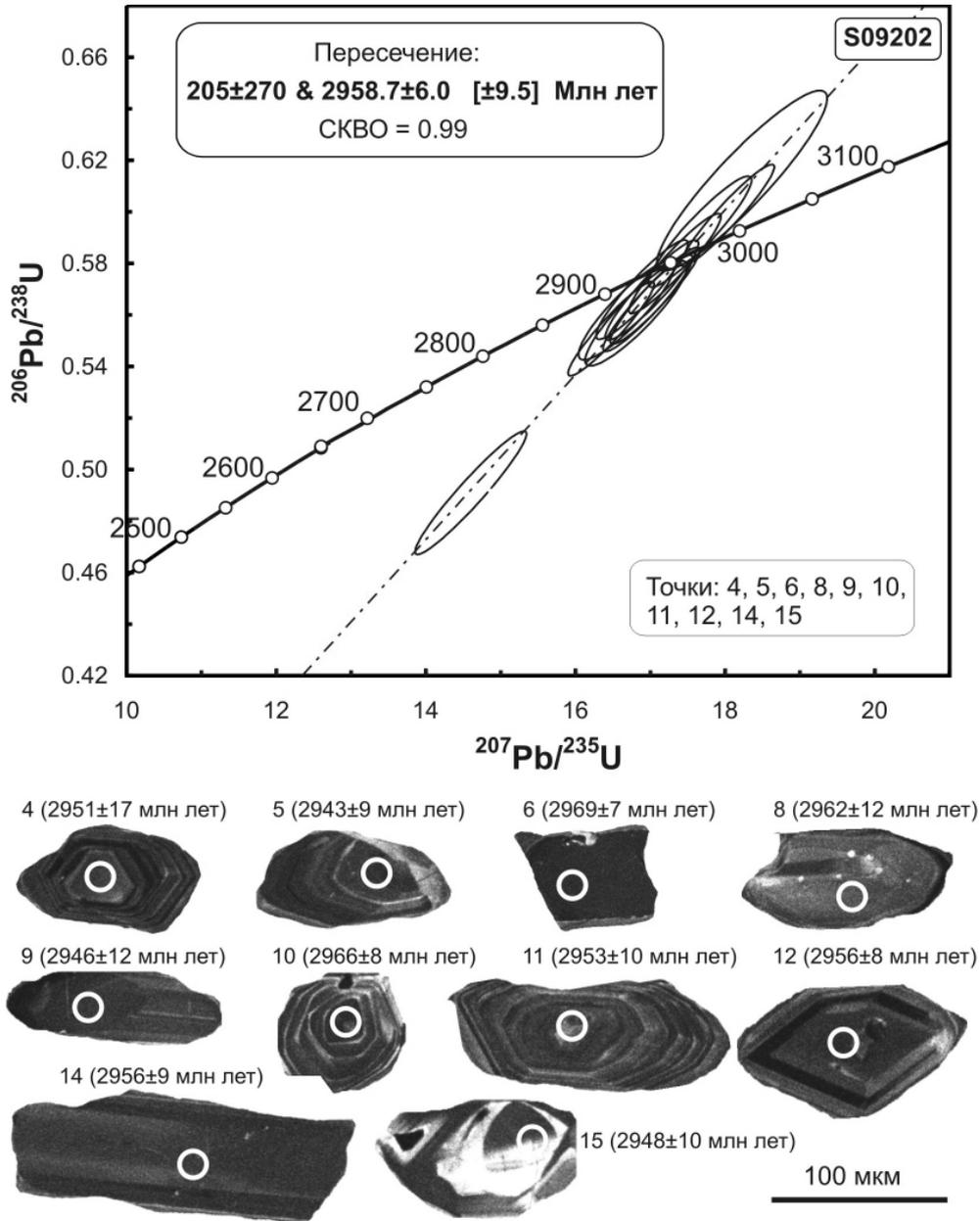


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из центральной части нека Игнойльской субвулканической постройки. Морфология зерен цирконов и положение точек датирования на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II. В скобках, рядом с номером точек, приведены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста цирконов

Таблица 1. U-Th-Pb изотопные данные для цирконов Центрального некка Игнойльской палеовулканической постройки (Хаутаваарская структура, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии)

Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	err corr
4	0,06	202	88	0,45	106	3078 ±57	2951 ±17	-4	0,216	1	18,22	2,6	0,612	2,3	.914
5	0,07	199	115	0,60	97,4	2907 ±32	2943,3 ±8,9	1	0,215	0,55	16,89	1,5	0,5698	1,4	.929
6	0,00	305	87	0,29	157	3025 ±32	2969,1 ±7,2	-2	0,21843	0,44	18,03	1,4	0,5987	1,3	.949
8	0,06	109	93	0,88	52,4	2869 ±34	2962 ±12	3	0,2175	0,74	16,81	1,7	0,5606	1,5	.896
9	0,10	204	123	0,62	98,6	2873 ±32	2946 ±12	3	0,2154	0,71	16,68	1,6	0,5616	1,4	.889
10	0,12	277	267	1,00	135	2898 ±32	2966,5 ±7,9	2	0,2181	0,49	17,06	1,4	0,5675	1,4	.940
11	0,00	173	76	0,46	87,9	2999 ±36	2953 ±9,6	-2	0,2163	0,59	17,66	1,6	0,5923	1,5	.928
12	0,02	269	225	0,86	134	2949 ±32	2956,4 ±7,9	0	0,2167	0,49	17,33	1,4	0,5799	1,4	.941
14	0,03	213	192	0,93	104	2906 ±33	2956,4 ±8,8	2	0,2167	0,55	17,02	1,5	0,5696	1,4	.931
15	0,04	201	221	1,14	85	2575 ±42	2948,6 ±9,9	15	0,2157	0,61	14,6	2,1	0,491	2	.956

Примечание. Ошибка составляет 1σ; $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ показывает общую и радиогенную часть Pb соответственно. Ошибка стандартной калибровки – 0,49 %. (1) – общий Pb скорректирован по ^{204}Pb .

Ксенолиты и автолиты Центрального некка

В ходе детального изучения наиболее обнаженных частей субвулканического некка установлено присутствие нескольких типов включений как микротинитового типа (автолиты), так и включения контрастных по составу пород (ксенолитов) (рис. 3). В общей сложности удалось выявить и опробовать 35 включений. Размеры изученных ксенолитов варьируют от 3 до 40 см в диаметре, автолитов от 5 см до крупных фрагментов размером 7×2 м. Важно подчеркнуть, что для ксенолитов характерны резкие, без следов плавления, контакты с вмещающими породами, округлые и изометричные формы, присутствие в отдельных ксенолитах реакционных кайм во внутренней части и контрастный вмещающим их андезидацитам минеральный и геохимический состав. Автолиты имеют диагностируемые границы с вмещающими породами (маркируются сменной структуры породы), идентичный состав, как минералогический, так и геохимический. Рассмотрим характеристику основных типов включений.

Автолиты. Данный тип включений по своему химическому и минералогическому составу близок вмещающим породам некка и является продуктом фракционирования первичного андезидацитового магматического расплава. Внешне автолиты (рис. 3, проба 07-2а) представляют собой пятнообразные включения более темной окраски и более раскристаллизованные, чем основная масса породы, чаще всего четко выделяющиеся на ее фоне (образец автолита 7-2а в табл. 1). Микроскопически от пород некка автолиты отличаются крупнопорфировой структурой, гломеропорфировыми сростками, большим количеством кристаллов плагиоклаза, представленных крупными, короткопризматическими, с простыми и полисин-

тетическими, редко бавенскими двойниками, по составу отвечающими андезину (An_{30-35}). Они отличаются более свежим обликом, но есть и сосюритизированные зерна. В породе присутствуют тремолит – актинолит, хлорит, биотит, кварц, магнетит и лейкоксен.

Ксенолиты пироксенитов* (рис. 3, пробы 07-3а, 07-3б) сложены крупно-мелкозернистой породой темно-зеленого цвета, в виде относительно изометричных фрагментов, размером от 5×7 см² до 15×20 см², с резкими границами. Ксенолиты данного типа имеют панидиоморфнозернистую структуру (проба 07-3б на рис. 3). В минеральном составе доминируют реликты пироксена в виде несколько вытянутых овальных зерен размером от 1–2 до 4–6 мм, на 90 % замещенных бледно-зеленой магнезиальной роговой обманкой, по которой, в свою очередь, развивается амфибол тремолит-актинолитового ряда и хлорит. В некоторых кристаллах отмечаются двойники. Рудные минералы (магнетит, ильменит) ксеноморфны и выполняют промежутки между замещенными амфиболом зернами пироксена. В шлифах, где не наблюдается реликтового пироксена, основная масса породы состоит из магнезиальной роговой обманки (размер кристаллов составляет около 2–3 мм), которая замещена хлоритом и биотитом, также в породе присутствует сосюритизированный плагиоклаз, карбонат, цоизит, магнетит, титаномагнетит, ильменит и борнит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и паризитом. Химический состав пироксенитовых ксенолитов характеризуется низким содержанием SiO_2 (40–42 мас. %), щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 0,4–0,5 мас. %) и высокими концентрациями MgO (8,0–13,6 мас. %).

Ксенолиты габброидов (рис. 3, пробы 07-9, К-16) имеют размеры до 12×5 см, выделяются своим темно-серым до черного цветом и

* Название дано на основе интерпретации петрохимического состава включений.

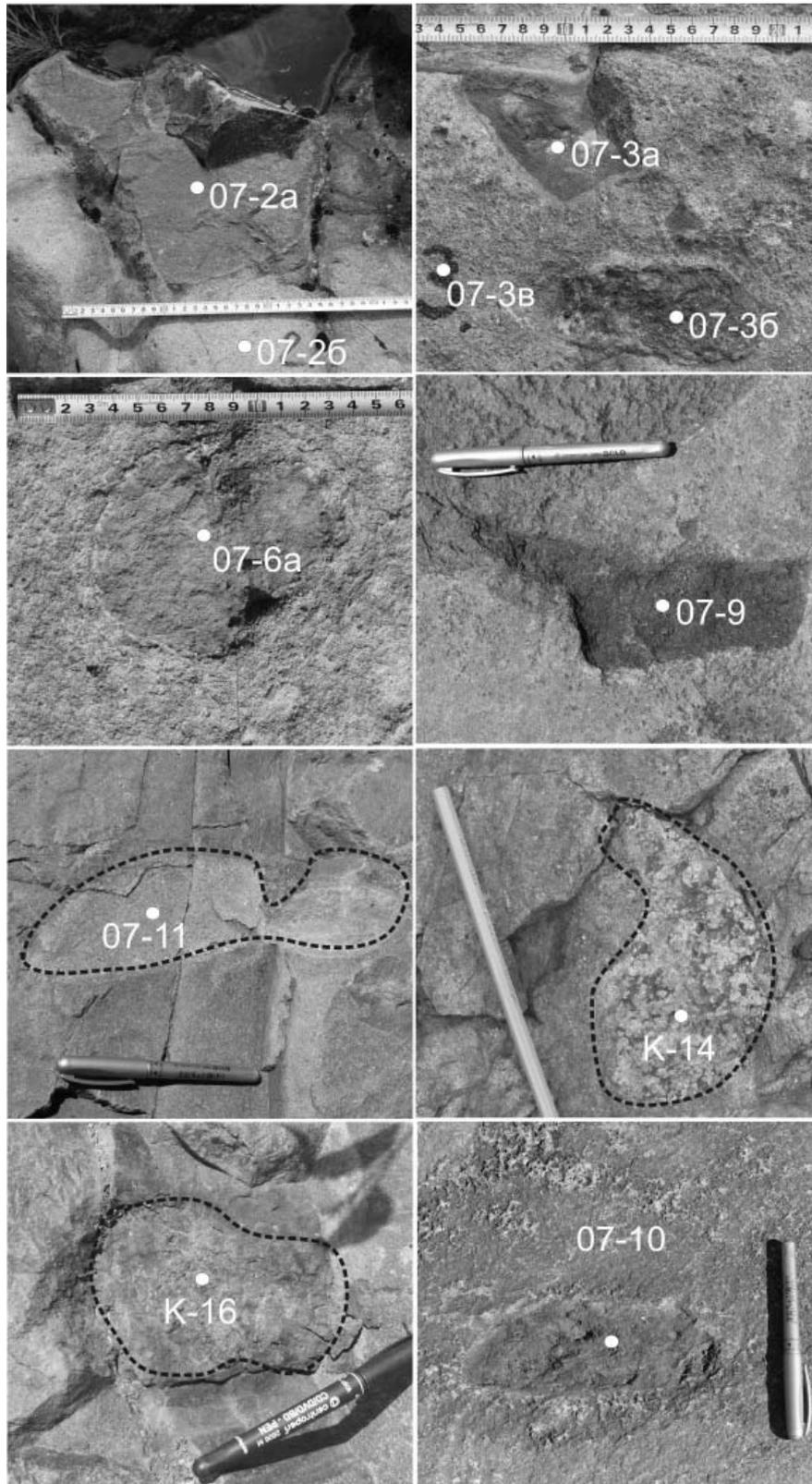


Рис. 3. Фотографии включений в Центральном субвулканическом некке Игнойль-ской палеопостройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

пробы: 07-2а – автолит андезидацитового состава; 07-2б – матрикс, андезидацит центрального некка; 07-3а, 07-3б – ксенолиты пироксенитов; 07-3в – матрикс, андезидацит центрального некка; 07-6а – ксенолит эпидозита; 07-9 – ксенолит габбро; 07-11 – ксенолит метасоматизированного андезибазальта; К-14 – ксенолит андезибазальта; К-16 – ксенолит рудного габбро; 07-10 – ксенолит амфиболита

четкими границами, окружены светло-зеленой каймой и содержат черные гнезда титаномагнетита. Структура ксенолитов бластоофитовая, гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, в рудном габбро – сидеронитовая. В минеральном составе доминируют амфибол (магнезиальная роговая обманка, актинолит, тремолит), плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц и рудные минеральные фазы. Актинолит – тремолит представлен удлиненно-призматическими кристаллами, длиной до 2 мм, замещается хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз присутствует в виде мелких лейст, размером до 0,5 мм, иногда с простыми двойниками и в виде зерен без четкой огранки. Эпидот представлен как в виде отдельных зерен до 0,2–0,3 мм, редко зональных, так и в виде сплошных скоплений. Также наблюдается обрастание эпидотом магнетитовых выделений. Биотит формирует агрегаты в виде чешуек до 0,5–0,8 мм, хлорит – светло-зеленые, почти бесцветные выделения, со слабым плеохроизмом. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном, а рудные минеральные фазы – борнитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом.

В аншлифах рудного габбро присутствуют две ассоциации рудных минералов: 1) сульфидная – пирит, халькопирит, халькозин; 2) титаномагнетитовая – магнетит, ильменит с элементами распада, титаномагнетит, рутил, титанит.

Ксенолиты амфиболитов (рис. 3, пробы 07-10). Ксенолиты амфиболитов четко выделяются на общем фоне вмещающей породы, представлены округлыми, изометричными формами, размером от 3×5 см до 15×8 см. Они иногда окружены светлой каймой кварц-альбит-эпидотового состава. В ксенолитах отмечена бластоофитовая, реже гипидиоморфнозернистая структура. Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц, лейкоксен, сфен, апатит, эпидот, рудный минерал. Магнезиальная роговая обманка присутствует как в виде крупных кристаллов, размером до 2 мм, так и в виде вытянутых лейст, размером до 3 мм, окрашена в бледно-зеленые цвета, плеохроизм от грязно-желтого до зеленоватого цвета, местами замещается хлоритом. Плагиоклаз образует лейсты и кристаллы неправильной формы, располагающиеся между кристаллами роговой обманки, размер кристаллов плагиоклаза 0,5–1 мм, реже до 1,5 мм. Биотит образует отдельные чешуйки и скопления чешуек, часто формирует пойкилитовые вроски в крупных кристаллах амфибола. Хлорит замещает амфибол и биотит, образуя крупные чешуи до 2 мм. Эпидот

образует мелкие отдельные зерна или их скопления. Наблюдается характерное обрастание эпидотом лейкоксеновых выделений. Рудные минеральные фазы представлены титаномагнетитом (заполняет пространство между пороодообразующими минералами), магнетитом (встречается в кубических кристаллах) и ильменитом (образует неправильные скелетные формы и часто замещается лейкоксеном).

Ксенолиты рудных амфиболитов. Ксенолит размером 15×10 см прямоугольной формы, окружен каймой из темноцветных минералов (роговая обманка, хлорит). Структура породы аллотриоморфнозернистая. Основная масса кварц-плагиоклазового состава содержит роговую обманку, реликтовый плагиоклаз, хлорит, эпидот, кварц, кальцит. В амфиболе отмечается ситовидная структура с включениями мелких зерен плагиоклаза. Кристаллы реликтового плагиоклаза не сохраняют четких контуров, не видно двойников, по ним развивается микрозернистый агрегат альбита, кварца, эпидота и хлорита. В шлифе в виде пятен, гнезд собраны мелкие зерна кальцита, окруженные каймой рудных минеральных агрегатов, представленных магнетитом (в виде кубических мелких кристаллов), титаномагнетитом (в виде землистых масс) и ильменитом (в виде скелетных форм, окруженных и замещенных лейкоксеном).

Ксенолиты эпидозитов* (рис. 3, проба 07-ба) характеризуются средnezернистым сложением и серовато-зеленым цветом, на поверхности обнажения выделяются более светлой окраской. Ксенолиты имеют изометричные формы диаметром 9–10 см, часто окружены светлой каймой кварц-альбит-цоизитового состава. В минеральном составе ксенолитов доминируют эпидот (50 %), альбит, кварц, хлорит, редкие крупные вкрапленники плагиоклаза, почти нацело замещенные соссюритом и серицитом (не сохраняются первичные контуры зерен плагиоклаза). Структура породы серийнопорфировая, основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру.

Ксенолиты андезибазальтов (рис. 3, проба К-14) представляют, по-видимому, более ранние порции лавы, для них характерна крупнопорфировая структура с элементами гломеропорфировой, плагиоклаз замещен соссюритом, во вкрапленниках отмечаются амфибол, единичные зерна оплавленного кварца, основная масса сложена плагиоклазом, хлоритом, биотитом, эпидотом. Плагиоклаз выполняет порфировые вкрапленники,

* Название дано по минералогическому составу, по химическому составу относятся к габброидам.

которые частично деформированы. В данной группе выделяются ксенолиты андезибазальтов с повышенной щелочностью (рис. 3, проба 07-11). Выявлено включение, размером 25×10 см, удлинённой линзовидной формы, светло-серой окраски, со светлой каймой мощностью до 1 см кварц-альбит-цоизитового состава. Для него характерно высокое содержание Al_2O_3 до 28,1 мас. % и K_2O до 7,3 мас. % (при сумме щелочей 9,8 мас. %). Структура включения порфировая. По вкрапленникам плагиоклаза развивается соссюрит и серицит, редкие зерна актинолита замещены хлоритом и биотитом, основная масса сложена эпидотом, альбитом, кварцем.

Ксенолиты андезибазальтов (возможно, метасоматизированные плагиограниты?) (рис. 3, проба К-14) выявлены во флюидонасыщенной зоне некка, имеют округлые, деформированные формы при размере 5–14×10–12 см, четкие границы с матриксом и не имеют реакционных кайм. По внешнему облику соответствуют плагиогранитам, имеют светло-розовый цвет, крупнозернистую структуру. Минеральный парагенез представлен: плагиоклазом, полевыми шпатами, кварцем, биотитом, серицитом, мусковитом, порода имеет низкое содержание SiO_2 (до 50–52 мас. % – ксенолиты принадлежат группе андезибазальтов), что, возможно, связано с выносом кремнезема при инфльтрационной метасоматической проработке включений.

Обсуждение результатов

В ходе детальных работ в центральной части субвулканического некка Игнойльской палеопостройки нами выявлены две группы включений – автолиты (плагиоклазовые кумулаты адakitового состава, сформировавшиеся при кристаллизации отдельных порций магмы, или за консервированные порции идентичного матриксу состава) и ксенолиты метаморфизованных глубинных и коровых пород – амфиболитов, габброидов, пироксенитов со значительным содержанием рудной фазы, андезибазальтов, дацитов, эпидозитов и гранитов.

Среди включений широким распространением пользуются ксенолиты, автолиты составляют менее 10 % всех включений. Для ксенолитов характерны четкие границы, доминируют угловатые, неправильные формы (свидетельство того, что они были захвачены в твердом виде); незначительная часть автолитов и ксенолитов имеет пластичные формы (следствие захвата материала в полурасплавленном состоянии). Большинство ксенолитов имеет

реакционные каймы на границе с вмещающими породами или области периферийной перекристаллизации (возможно, из-за мультифазного формирования субвулканических тел и влияния поздних метаморфических процессов на систему), в отличие от большинства фанерозойских ксенолитов, для которых подобные явления редки (для них характерны закаленные стекловатые краевые зоны). Доминирующим распространением пользуются включения небольшого размера – от 5 до 20 см в диаметре.

Расчет (в программе TPF и Geopath [Gerya, Perchuk, 1990]) по роговообманковому термометру [Hollister et al., 1987; Blundy, Holland, 1990] для реликтовых зерен роговой обманки позволил получить следующие PT параметры кристаллизации: $T = 550 \pm 50$ °C и $P = 2,5 \pm 0,5$ кБар, что может отвечать условиям кристаллизации поздних минеральных фаз субвулканического некка.

Значения температур и давлений, рассчитанные по вторичным амфиболам, составили: $T = 450 \pm 20$ °C и $P = 1 \pm 0,5$ кБар. Близкие температуры (430–450 °C) получены по биотитовому термометру [Астафьев, 1996], эти значения могут соответствовать PT-параметрам метаморфических преобразований в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Для Игнойльской палеовулканической структуры ранее проводилась оценка степени химического изменения пород, а также сохранности в породах флюид-мобильной системы (FME-системы), которая показала, что породы палеопостройки метаморфизованы в изохимических условиях [Светов, 2010]. Максимальная сохранность пород отмечается для субвулканической фазы (некк и дайки), что позволяет проводить детальные геохимические исследования.

До того как перейти к геохимическому описанию и типизации включений, приведем краткую характеристику химизма пород, слагающих субвулканический некк.

Породы некка Игнойльской палеовулканической постройки по содержанию кремнезема и щелочей относятся к андезитам, дацитам и риодацитам нормального (реже умеренно щелочного) ряда (рис. 4). От типичных фанерозойских известково-щелочных островодужных комплексов отличаются повышенными концентрациями Na_2O ($4,70 \pm 1,16$ мас. %), Al_2O_3 ($15,48 \pm 1,23$ мас. %) и пониженными содержаниями MgO ($2,76 \pm 1,68$ мас. %). Характеризуются повышенными концентрациями Sr (468 ± 156 ppm), Ba (496 ± 219 ppm), Zr (145 ± 19 ppm)

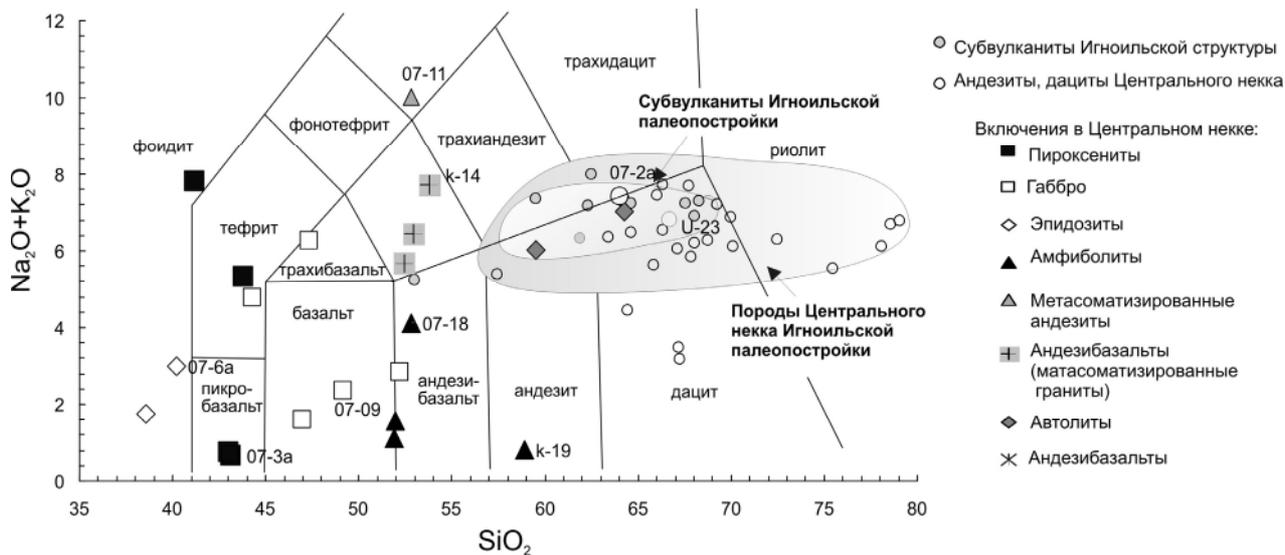


Рис. 4. Диаграмма TAS (в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для субвулканитов и включений (ксенолитов, автолитов) Игноильской палеовулканической постройки Велдлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

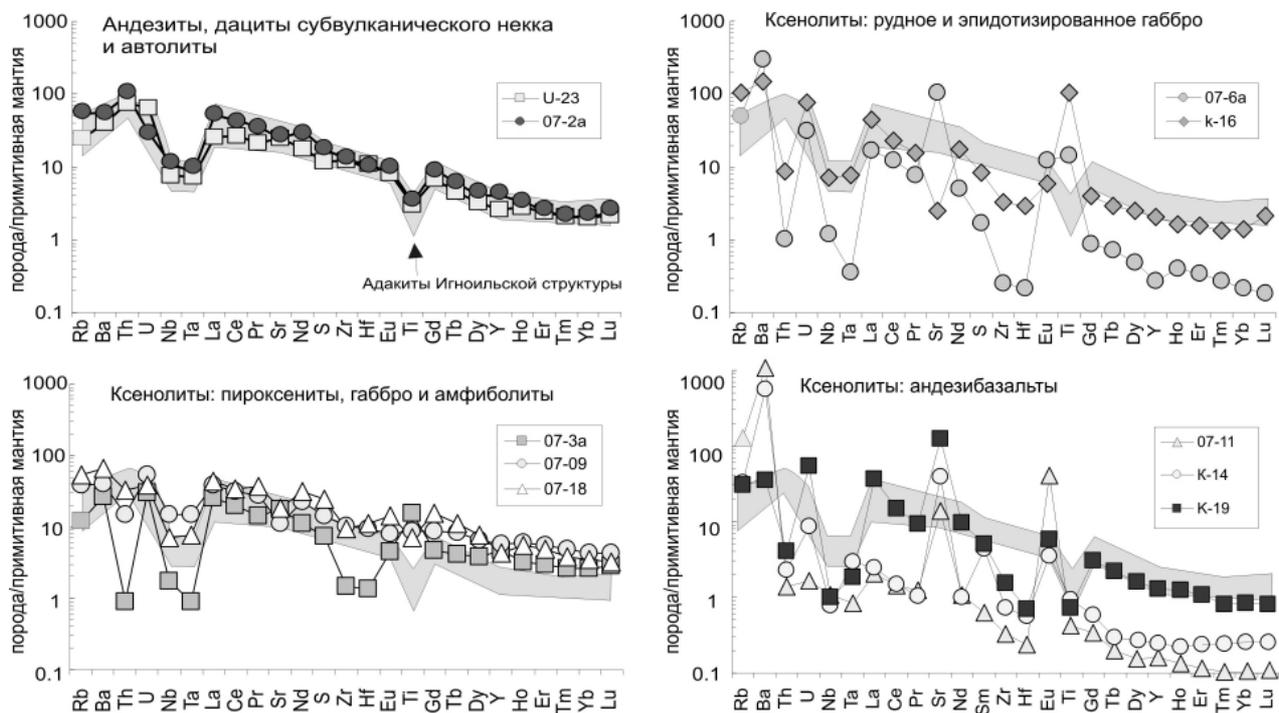


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов во включениях из центрального нека Игноильской палеовулканической постройки. Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Для сравнения приводятся поля типовых составов адакитов Велдлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (область серого цвета)

и U ($1,70 \pm 0,62$ ppm). Отношение Sr/Y варьирует от 27 до 57, при $Y < 18$ ppm. Субвулканы имеют фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n > 8$, может достигать величин 20–32), уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: $\text{Ho} < 0,5$, $\text{Er} < 1,3$, $\text{Tm} < 0,2$, $\text{Yb} < 1,2$, $\text{Lu} < 0,16$ ppm. На спайдерграммах породы характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями Nb и Ti (рис. 5).

Основываясь на результатах геохимического исследования, породы палеовулканической постройки (вулканы-субвулканы) могут быть отнесены к адакитовой серии, точнее, к высококремнистому (HSA) типу адакитов [Светов, 2009]. Генерация высококремнистых адакитов связана с прямым плавлением субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в

амфиболиты или эклогиты [Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005]. Данный процесс свойствен инициальной стадии заложения конвергентных систем при погружении и последующем плавлении молодой «горячей» океанической коры (возрастом <25 млн лет на момент формирования субдукционной системы) [Defant, Drummond, 1990; Sajona et al., 1993]. Изучение поведения флюид-мобильных элементов на примере адакитов и островодужных андезитов Игнойльской структуры [Светов, 2010] показало низкие В/Ве отношения в породах (0,8–4,7 для адакитов; 2,4–7,8 для андезитов), сопоставимые с В/Ве значениями, полученными для архейских гранито-гнейсов Гренландии (3,67 и 3,82 млрд лет) и гранодиоритов Вайоминга (2,8 млрд лет) [Mohan et al., 2008]. Важно подчеркнуть, что значение В/Ве отношения в архейских вулканитах значительно ниже, чем в фанерозойских комплексах известково-щелочного ряда Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем, где В/Ве варьирует от 30 до 70. Подобное поведение флюид-мобильной системы в архейских средне-кислых расплавах может объясняться генерацией магм в режиме пологой субдукции. Прогрессивный метаморфизм, происходящий по мере погружения океанического слэба, приводит к выносу большей части бора из субдуцируемых пород на начальной стадии метаморфических преобразований, постепенно обедняя им флюидную фазу (при стабильной концентрации Ве), что отражается в низких В/Ве значениях пород, генерируемых из области мантийного клина [Mohan et al., 2008]. Таким образом, островодужная породная ассоциация, формирующаяся при пологой субдукции, будет характеризоваться низкими концентрациями флюид-мобильных элементов, что мы и наблюдаем в андезитовых ассоциациях Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Рассмотрим геохимическую характеристику включений, выявленных в субвулканическом некке Игнойльской структуры (рис. 4, 5; табл. 2).

По данным изучения распределения редких и редкоземельных элементов в ксенолитах установлено существование не менее шести групп пород, представленных во включениях (рис. 5).

Отдельными топологическими группами выделяются:

1. Андезидациты. В некке широко представлены ксенолиты и автолиты, имеющие

адакитовые составы (полное подобие РЗЭ спектров адакитовым породам центрального некка) и представляющие дифференциаты первичных выплавов (ксенолиты андезидацитов, трахидацитов) или продукты фракционирования.

2. Пироксениты, имеющие близкие спектры распределения (слабофракционированный спектр распределения РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 11)$, но более низкий уровень положительных аномалий по Ti и Eu. Данные ксенолиты имеют островодужные характеристики (что подчеркивается положительными аномалиями U, отрицательными Nb, Hf, Zr, Ta) и, возможно, характеризуют реститы плавления или кумулятивные фазы глубинного фракционирования.

3. Эпидозиты, безрудные габброиды (их спектры характеризуются низким уровнем содержания ТРЗЭ (слабофракционированным распределением РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 9)$), отрицательными аномалиями по Sr, Th, Nb, Hf и Zr и положительными по Eu, Ti).

4. Рудное габбро. Ксенолиты рудных габброидов имеют деплетированный спектр ТРЗЭ относительно легких $((La/Yb)_n \sim 25)$. Для включений характерны Zr и Hf отрицательные аномалии и положительные аномалии по Ti, Sr, U, Rb и Ba.

5. Метасоматиты. Метасоматизированные габброиды и андезибазальты имеют подобные фракционированные спектры в области распределения ТРЗЭ. Характеризуются положительными аномалиями по Rb, Ba, Sr, Eu и отрицательными по Hf и Zr. Спектр метасоматизированных габброидов отличается положительными аномалиями по Ti и U, а также сильной деплетацией тяжелых редкоземельных элементов относительно легких. Для габброидов $(La/Yb)_n$ отношение варьирует от 70 до 77, для андезибазальтов от 20 до 24.

6. Ксенолиты андезибазальтов (возможно, метасоматизированных плагиогранитов) характеризуются слабофракционированным спектром распределения РЗЭ $((La/Yb)_n \sim 9)$, положительными аномалиями по Eu, Sr и Ba (содержание Ba ~ 3800 ppm) и отрицательной аномалией по Nb.

Изучение Sm-Nd системы в породах показало, что первичные отношения ϵ_{Nd} для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки варьируют от +0,7 до +2,3, модельный возраст источников расплавов (по модели [DePaolo et al., 1991]) изменяется от 2956 до 3092 млн лет (табл. 3, рис. 6), что совпадает со временем формирования субвулканического комплекса.

Таблица 2. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах Центрального некка Игнойльской палеовулканической постройки (петрогенные элементы – в вес. %, редкие и редкоземельные – в ppm)

Проба	U-23	07-2а	07-3а	07-9	К-16	07-6а	07-18	К-19	07-11	К-14
Порода	Д	АД	П	Г	РГ	Э	Ам	Аб	МАб	Аб
SiO ₂	64,40	61,76	40,84	46,86	24,12	37,90	50,50	56,60	50,52	51,50
TiO ₂	0,56	0,67	2,85	1,62	16,80	2,73	1,38	0,20	0,08	0,24
Al ₂ O ₃	16,06	15,54	5,00	8,66	7,35	20,01	13,05	10,62	28,55	20,80
Fe ₂ O ₃	1,80	2,88	18,15	6,83	18,25	11,37	3,02	10,25	1,97	2,88
FeO	2,58	2,59	5,31	7,54	6,19	4,02	7,04	2,08	1,00	3,52
MnO	0,055	0,090	0,383	0,252	0,329	0,201	0,173	0,357	0,023	0,102
MgO	2,75	3,38	9,71	13,62	5,44	2,54	9,58	2,41	2,08	5,46
CaO	3,39	3,54	11,28	7,66	9,71	15,11	7,02	11,60	1,73	2,99
Na ₂ O	5,70	6,20	0,22	1,05	0,05	0,85	2,20	0,03	2,53	5,86
K ₂ O	0,90	1,01	0,23	1,09	2,56	1,94	1,70	0,59	7,30	1,67
P ₂ O ₅	0,20	–	–	0,19	0,24	0,08	0,72	0,06	0,07	0,06
H ₂ O	0,05	0,22	0,90	0,14	1,30	0,48	0,26	0,26	0,26	0,31
ппп	1,46	1,66	5,04	4,36	7,33	2,39	3,10	4,50	3,45	4,16
Сумма	99,90	99,54	99,91	99,87	99,67	99,63	99,74	99,56	99,56	99,55
Cr	106	179	220	486	1073	190	584	4675	7,5	688
Ni	79	53	103	229	254	76	181	395	16	144
Co	15,7	15,5	38,6	99,8	431	21,2	38,1	377	5,5	29,7
V	88,0	92,7	246,5	231,1	4402	942	242,4	8,06	37,3	139,8
Pb	4,3	4,8	5,5	6,8	14,3	25,4	3,1	11,6	2,1	7,0
Rb	15,8	36,1	7,7	24,2	65,7	31,8	34,3	19,7	82,0	20,5
Ba	275	397	187	276	1058	2115	450	244	7536	3868
Sr	518	576	376	235	53	2197	381	2624	291	828
Nb	5,3	8,5	1,2	10,4	5,2	0,9	5,0	0,7	0,8	0,6
Zr	135,6	154,3	16,6	116,5	37,5	2,8	103,9	17,3	3,6	8,1
Y	11,8	20,8	21,0	25,8	9,3	1,2	19,1	5,9	0,7	1,1
Th	6,3	9,2	0,1	1,3	0,7	0,1	2,8	0,3	0,1	0,2
Cu	9,7	29,4	89	146	2221	60	32	548	3,2	3,4
Zn	35,5	43,8	103,8	105,4	279,3	69,8	119,3	136,5	16,1	74,6
La	17,36	36,80	17,06	26,76	30,12	11,75	29,79	25,24	1,41	1,69
Ce	47,60	77,32	34,49	55,10	41,14	22,10	59,95	26,20	2,57	2,64
Pr	5,79	10,01	3,89	7,49	4,31	2,18	10,16	2,56	0,34	0,28
Nd	23,72	39,83	14,74	30,19	24,21	6,77	42,48	13,21	1,44	1,38
Sm	5,15	8,20	3,22	6,22	3,69	0,75	10,70	2,22	0,27	1,97
Eu	1,39	1,72	0,77	1,32	1,00	2,08	2,42	0,98	6,78	0,60
Gd	3,97	5,49	2,82	5,23	2,37	0,53	9,28	1,81	0,20	0,35
Tb	0,48	0,68	0,45	0,88	0,31	0,08	1,19	0,24	0,02	0,03
Dy	2,43	3,41	2,80	4,85	1,89	0,36	5,55	1,18	0,11	0,46
Ho	0,46	0,57	0,53	0,99	0,27	0,07	0,91	0,20	0,02	0,04
Er	1,16	1,28	1,41	2,59	0,75	0,17	2,30	0,52	0,06	0,11
Tm	0,15	0,17	0,20	0,36	0,10	0,02	0,28	0,06	0,01	0,02
Yb	0,99	1,14	1,28	2,16	0,70	0,11	1,70	0,41	0,04	0,12
Lu	0,16	0,20	0,21	0,32	0,16	0,01	0,24	0,06	0,01	0,04
U	1,38	–	–	1,11	1,61	0,66	0,79	1,12	0,03	0,18
Sc	10,51	13,76	152,40	55,97	28,28	6,24	25,93	16,19	5,36	22,67
Hf	3,38	3,28	0,42	2,87	0,93	0,07	3,46	0,21	0,07	0,17
Ta	0,30	0,42	0,04	0,60	0,32	0,01	0,32	0,08	0,03	0,12

Примечание. Д – дациты центрального субвулканического некка, АД – автолит андезидацитового состава; ксенолиты: П – пироксенитов, Г – габбро, РГ – рудного габбро, Э – эпидозитов, Ам – амфиболитов, Аб – андезибазальтов, МАб – метасоматизированных андезибазальтов.

Автолиты, на основе изучения Sm-Nd данных, контрастны субвулканическим породам некка, величина ϵ_{Nd} изменяется от $-3,2$ до $-0,8$ (что может маркировать коровую компоненту в составе автолитов, отражающую процесс контаминации расплавом древних пород континентальной коры, возможно, древнего комплекса ТТГ Водлозерского блока), при $T_{DM} = 3365-3559$ млн лет.

Ксенолиты мафитов (габбро и пироксениты) характеризуются величинами ϵ_{Nd} на

уровне $0,2-3,3$, при $T_{DM} = 3016-3353$ млн лет, их магматическими источниками могла служить метасоматизированная деплетированная мантия (область мантийного клина).

Ксенолиты рудных амфиболитов и метасоматизированных андезибазальтов характеризуются аномальными значениями ϵ_{Nd} от $11,3$ до $12,5$, при $T_{DM} = 2489-2532$ млн лет, которые не могут коррелировать с первичными величинами и, скорее всего, отражают нарушение Sm-Nd системы в данных включениях.

Таблица 3. Sm-Nd данные (по породе в целом) для субвулканитов и ксенолитов Игнойльской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

Проба	Порода	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM}
U-20	Дациты, некк	6,36	35,70	0,1077	0,510919	0,8	3065
U-21	Дациты, некк	3,36	18,72	0,1083	0,511004	2,3	2956
U-3	Андезиты, лава	8,93	49,04	0,1101	0,511021	1,9	2984
U-2	Андезит, туф	3,46	16,81	0,1244	0,511241	0,7	3092
СВ-07-2Б	Дацит, автолит	9,90	48,63	0,1230	0,511018	-3,2	3559
СВ-07-2А	Дацит, автолит	10,15	49,30	0,1244	0,511166	-0,8	3365
S-07-11	Метасоматизированный андезибазальт	0,18	1,36	0,0776	0,510919	12,5	2489
S-07-10	Рудный амфиболит	0,68	4,81	0,0848	0,511001	11,3	2532
S-07-9	Пироксенит	70,56	354,36	0,1204	0,511294	3,3	3016
S-07-18	Габбро	12,86	54,57	0,1424	0,511573	0,2	3353

Примечание. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитана на 2995 млрд лет, T_{DM} – рассчитано по модели [De Paolo et al., 1991].

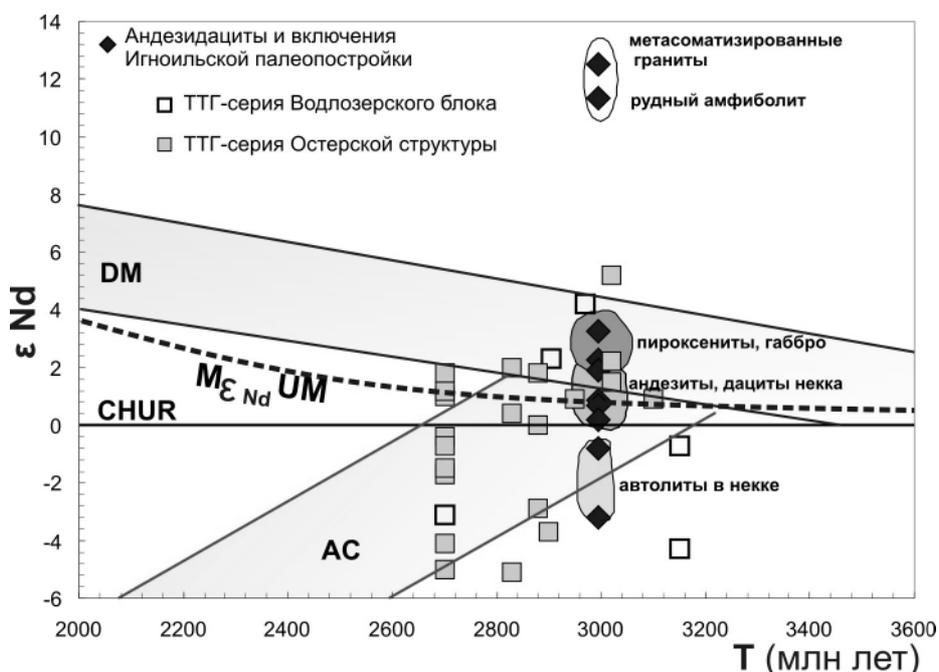


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ для включений (ксенолитов, автолитов) Игнойльской палеовулканической постройки Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

$M_{\epsilon_{\text{Nd}}}$ UM – модель эволюции ϵ_{Nd} во времени для верхней мантии по: [Nagler, Kramers, 1998]. На диаграмме для сравнения приведены составы разновозрастных архейских ТТГ-серий Ведлозерского блока и Остерской структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) [Лобач-Жученко и др., 2000]. AC – архейская континентальная кора, DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар

Выводы

Древнейшая (2995–2945 млн лет) в пределах Карельского кратона мезоархейская островодужная система представлена реликтами вулканических ассоциаций андезитового ряда. Наибольшей сохранностью в островодужном комплексе обладает субвулканическая фаза, сформированная некками (Центральный некк в Игнойльской структуре и ряд других) и многочисленными дайковыми телами, принадлежащими к адакитовой (высококремнистой) серии. Субвулканиты характеризуются следующими составами: SiO_2 53–76

мас. %, Na_2O 2,5–5,6 мас. %, MgO 2,4–5,3 мас. %, высокими концентрациями Sr 260–800 ppm, Ba 350–710 ppm, Zr 115–140 ppm и U 1,1–1,7 ppm и аномально низкими содержаниями ТРЗЭ.

В субвулканических породах среди включений доминируют ксенолиты, автолиты составляют менее 10 % от общего объема включений. По минеральному и геохимическому составу ксенолиты контрастны вмещающим субвулканическим породам, их «основность» не контролируется составом вмещающих пород (в некке андезидацитов присутствуют как более основные, так и более кислые разновидности включений).

Среди выявленных включений выделяются изверженные (габбро, пироксениты, диориты) и метаморфические породы (эпидозиты, амфиболиты).

Минералогическая, геохимическая и изотопная классификация включений позволяет предполагать разноглубинный характер их формирования. Так, пироксениты-габброиды были приурочены к области верхней части мантийного клина, андезибазальты – к флюидонасыщенной области мантийного клина или к коровой части разреза.

Формирование древних островодужных систем (фрагментов мезоархейской континентальной коры) связано с адакитовым магматизмом, отражающим инициальную стадию заложения субдукционных обстановок в регионе. Развитие конвергентной системы проходило в мезоархее в режиме пологой субдукции океанического слэба. В процессы магмогенерации было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии (о чем свидетельствуют ксенолиты в адакитах). Пологое погружение именно горячей плиты приводило к ранней дегидратации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина. Геохимическое разнообразие генерируемых магматических серий, выраженное сменой пород от адакитов до известково-щелочных и щелочных серий, наблюдаемых в эволюционном развитии вулканических систем Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, возможно, связано с латеральной зональностью субдукционной системы и сменной очагов магмообразования по мере погружения слэба.

Литература

- Астафьев Б. Ю. Метасоматиты метаморфических комплексов Карельского кратона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 25 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулкаников Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. 115 с.
- Светов С. А. Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами (по данным FME-систематики вулкаников) // Литосфера. 2010. № 3. С. 12–20.
- Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2010. С. 5–12.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1988. 148 с.
- Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 190 с.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
- Blundy J. O., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.
- Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662–665.
- De Paolo 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. Res. 96. P. 2071–2088.
- Gerya T. V., Perchuk L. L. Geopath: a new computer program for geothermobarometry and related calculations with IBM PC // The 15th General meeting, Beijing. Abstracts. 1990. Vol. 2. P. 1010.
- Hollister L. S., Grissm G. C., Peters E. K. et al. Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure of soeification of calcalcaline plutons // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
- Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 117–132.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
- Martin H. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes // Rev. Bras. Geoc. 1987. Vol. 17. P. 360–365.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- McDonough W. F., Sun S. S., Ringwood A. E. et al. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon

and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56 (3). P. 1001–1012.

Mohan M., Kamber B. S., Piercey S. J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2008. Vol. 274. P. 479–488.

Nagler T. F., Kramers J. D. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 233–252.

Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds

// *Treatise on geochemistry*. Vol. 2. The Mantle and core. Elsevier, 2003. P. 172–260.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 1007–1010.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). *Magmatism in the ocean basins* / *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

зам. директора, рук. лаборатории, докт. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Гоголев Максим Александрович

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: mag-333@mail.ru
тел.: (8142) 782753

Светова Алла Ивановна

старший научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Назарова Татьяна Николаевна

научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: nazarova@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Svetov, Sergey

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

Gogolev, Maxim

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: mag-333@mail.ru
tel.: (8142) 782753

Svetova, Alla

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

Nazarova, Tatyana

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: nazarova@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753