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

ПРИНАДЛЕЖАТ ЛИ СУМИЙСКИЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ АНДЕЗИБАЗАЛТЫ К БАЙЯИТОВОЙ СЕРИИ?

Изучение условий магмогенеза высокомагнезиальных магматических серий андезитового ряда является одной из ключевых проблем современной петрологии, в связи с тем что состав данных пород максимально близок среднему компоненту ранней континентальной коры нашей планеты.

Параметры формирования андезитов с повышенной магнезиальностью до сих пор активно дискутируются в мировой науке, в настоящее время наиболее распространены модели их генерации в ходе прямого плавления вещества мантийного метасоматизированного клина и при взаимодействии адакитовых первичных расплавов (маркирующих плавление субдуцируемого слэба) с веществом мантийного клина (Bourdon et al., 2003).

В качестве реперного объекта, позволившего выделить как генетически самостоятельную, высокомагнезиальную серию андезитов в пределах окраинно-континентальных субдукционных систем, является зона конвергенции Тихоокеанской плиты под западную оконечность Северной Америки в районе полуострова Байя, Калифорния (Мексика) (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003) и область субдукции плиты Наска под Южно-Американскую плиту в районе северной вулканической зоны Анд, в Эквадоре (Bourdon et al., 2003).

Изучение фанерозойских высокомагнезиальных комплексов в пределах данных территорий позволило сформулировать основные характеристические требования, предъявляемые к высоко-Mg андезибазальтам, андезидам (часто называемым байяитами «bajaites») (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2008), баджаитами в отдельных работах (Щипанский, 2008)).

Данный породный тип характеризуется содержаниями $\text{SiO}_2 = 50\text{--}58$ мас. %, MgO от 4,9 до 10 мас. %, при магнезиальности $\text{Mg\#} = 50\text{--}67$, отношением $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1,5$, $\text{Rb/Sr} < 0,01$, высоким содержанием Sr (до 3000 ppm) и Ba (>1000 ppm) и фракционированным распределением TP3Э (Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003).

Впоследствии вулканыты с подобными геохимическими чертами были выделены как в архейских зеленокаменных ансамблях, так и в палеопротерозойских вулканических комплексах и структурах.

В рамках данной работы нас интересовал вопрос сопоставления геохимической характеристики высоко-

комагнезиальных андезитов палеопротерозоя Центральной Карелии с классическими фанерозойскими байяитовыми сериями.

Геологическая характеристика комплекса

На территории Карельского кратона сохранилась обширная палеопротерозойская магматическая провинция, сформированная в интервале 2,55–2,40 млрд лет породными комплексами андезибазальтового ряда с повышенной магнезиальностью ($4,5 < \text{MgO} < 10,5$ мас. %).

Данные породные серии в региональной стратиграфической схеме традиционно относятся к сумийскому возрасту (под сумийской вулканогенной ассоциацией в работе понимается нижняя часть сумийско-сарилийского осадочно-вулканогенного ансамбля). Типовые представительные разрезы ассоциации сохранились в Центральной Карелии в районе д. Койкары, р. Семчь, д. Красная Речка, в Кумсинской и Эльмусской структурах.

Данное исследование является продолжением ранних работ творческого коллектива, в которых рассматривалась геохимическая характеристика сумийских вулканытов в пределах разреза на участке д. Красная Речка, Койкары и сопоставление их с бонинитовыми и окраинно-континентальными сериями (Светов и др., 2004), и фокусирует основное внимание на детальном изучении строения разреза и лито-геохимической характеристике вулканогенного ансамбля Семченской структуры.

В связи с тем что на протяжении последних лет ведется активная дискуссия о петрологической и геодинамической природе палеопротерозойских андезибазальтовых серий Фенноскандинавского щита (Шарков и др., 1997), полученные нами новые данные несомненно позволяют дополнить геохимическую характеристику пород и сделать их типизацию по возможности более корректной.

Вулканыты сумийского возраста детально изучались нами на территории Центральной Карелии в районе среднего течения р. Семчь (рис. 1, 2), где они формируют мощную лавовую толщу, представленную переслаиванием большого числа лавовых потоков, покровов общей мощностью около 650–800 м.

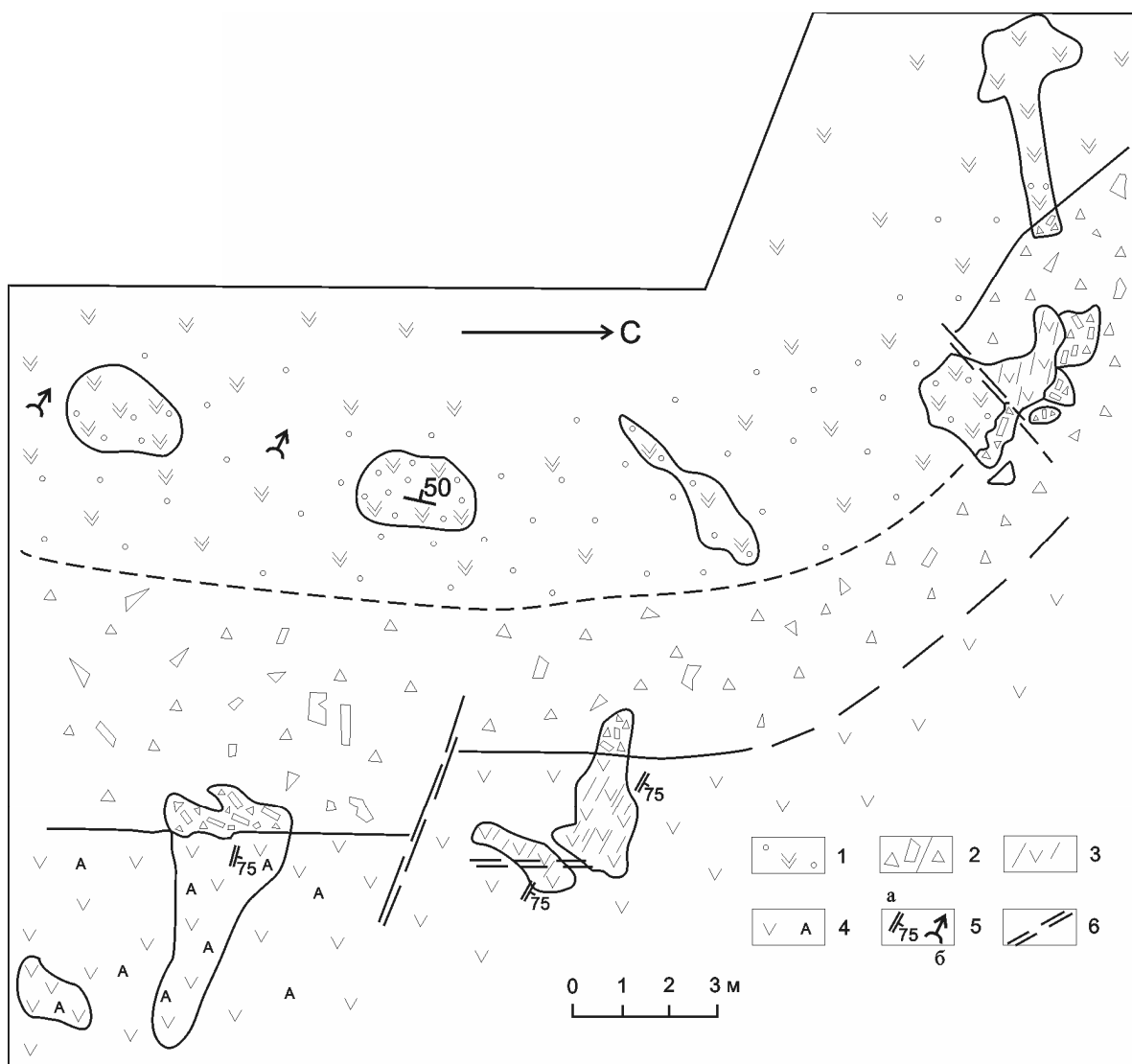


Рис. 1. Схема контакта лопийского и сумийского комплексов в районе р. Семчь:

1 – миндалекаменные андезибазальты сумийского возраста; 2 – базальные седиментогенные брекчии в зоне контакта; 3–4 – базальты лопийского возраста (3 – рассланцованные, 4 – с порфиробластами амфибола); 5 – сланцеватость (а), направление кровли лавовых потоков (б); 6 – разрывные нарушения

Важно подчеркнуть, что на основе литогеохимического анализа вулканитов возможно не только расчленить толщу, но и детально описать стратифицированный характер разрезов сумийских вулканогенных образований и выделить в пределах отдельных структур стадийность в лавовых излияниях, проявленную в циклической смене химического состава вулканитов (от базальтов до андезитов в пределах разрезов Кумсинской и Краснореченской структур). Следует отметить, что характер внутренней стратификации сумийской породной ассоциации близок во всех структурах (Семченской, Койкарской, Кумсинской, Краснореченской). Лавовые толщи представлены в Семченской структуре 21 потоком общей мощностью 650–800 м, в Койкарской структуре – 18 потоками общей мощностью 630 м, в Кумсинской структуре – 35 лавовыми потоками общей мощностью 1200 м и в районе д. Красная Речка – 18 потоками, формирующими 270-метровый вулканический разрез

(скоррелированные разрезы приводятся в работе: Светов и др., 2004).

Сумийские образования в районе среднего течения р. Семчь на современном эрозионном срезе сохранились в северо-восточном крыле мульдообразной синклинали, где с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают лопийский комплекс, представленный вулканитами коматиит-базальтовой страто-тектонической ассоциации (СТА).

В юго-восточном крыле установлен и описан контакт лопийских и сумийских образований (Светова, 1982), где на рассланцованных, амфиболитизированных подушечных лавах базальтов лопия, залегающих субширотно (СЗ 270–280°) с падением 60–80° на СВ, с резким структурным несогласием залегает эффузивная пачка лав андезибазальтов сумия с простиранием потоков СВ 10–15° и падением на северо-запад с углом 35–50° (рис. 1).

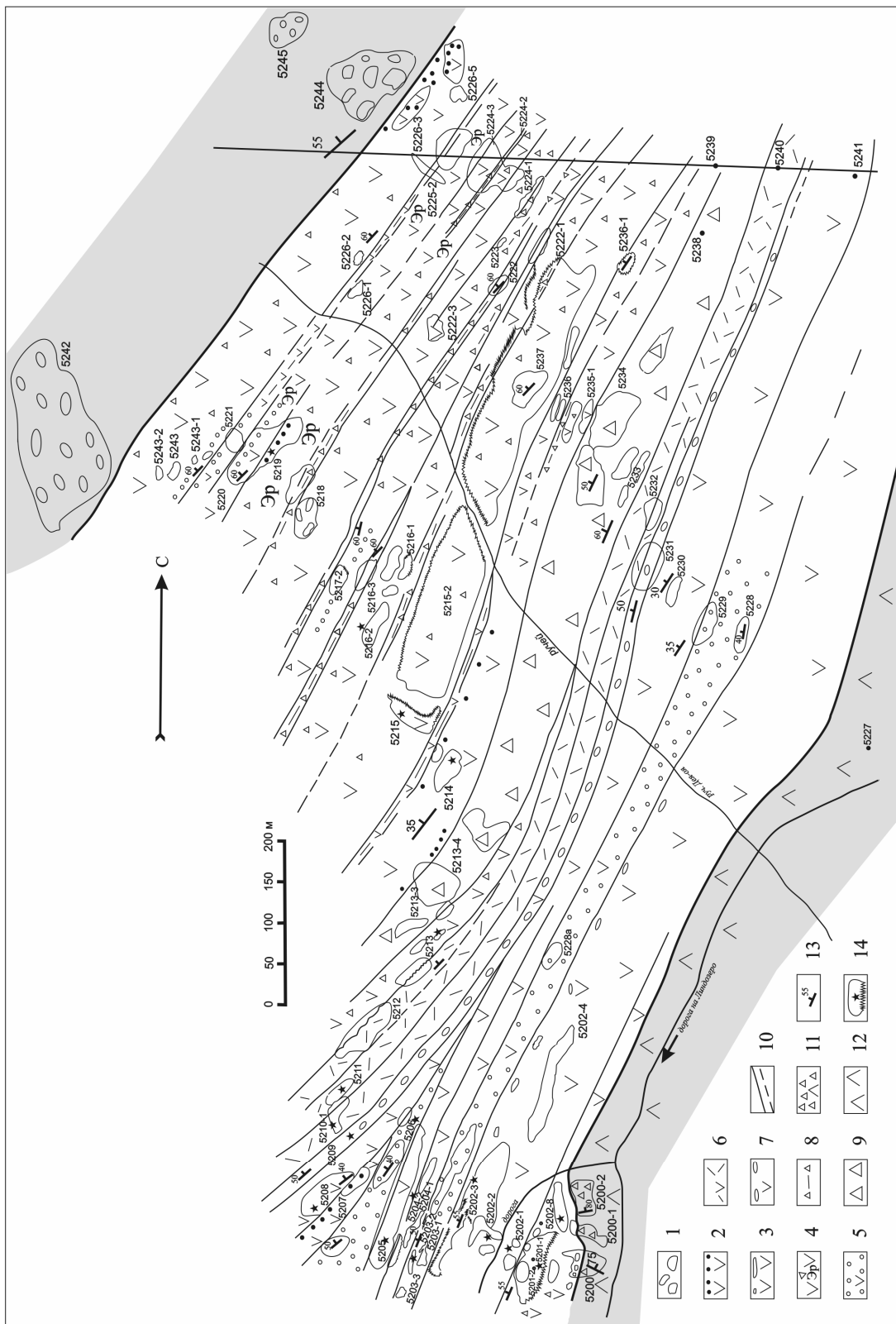


Рис. 2. Схема геологического строения сумийского комплекса на участке р. Дня-о-я (Семченская структура):

сарнолий: 1 – полимиктовые конгломераты с прослоями гравелитов; сумий: 2 – массивные лавы андезитов, в кровле потока миндалекаменные, 3 – массивные лавы андезитов с серповидными миндалами в кровле потока, 4 – брекчированные лавы андезитов, интенсивная эпидотизация, 5 – лавы с вериолями (3 и 6 потоки вериоли и альбитовые миндалины), 6 – плагиофировые андезитовые миндалины, 7 – андезитовые лавы с крупными кварцевыми миндалами, 8 – тонкие туфы андезитов, 9 – глыбовые агломеративные туфы андезитов, 10 – границы слоев, лавовых потоков, достоверные и предполагаемые; лопий: 11 – седиментогенные брекчи, 12 – амфиболитизированные расщепленные базальты, 13 – залегание первичных плоскостных элементов (границы потоков лав, слоистость миндалин), 14 – контуры химических анализов

В основании сумия находится базальный горизонт седиментогенных брекчий, мощностью до 5–6 м, залегающий с разрывом на лопийских базальтах, с субмеридиональным простирием контакта.

Седиментогенные брекчии сложены остроугольными или прямоугольными плоскими, вытянутыми фрагментами, размером от 1–2 до 30–40 см, мелкозернистых базальтов, вариолитов, реже мафитовых туфов и граувакк, заключенных в мелкозернистый амфиболовый пиритизированный цемент того же состава. В одной из расчисток в брекчиях наблюдается крупная глыба подстилающих амфиболитизированных высокомагнезиальных базальтов размером 1,5×2 м. По выходам брекчий намечается погребенный рельеф, фиксируемый также фронтальным выклиниванием первого лавового потока андезибазальтов. Контакт осложнен мелкими тектоническими нарушениями субширотного простириания с амплитудой смещения 1–3 м.

На брекчиях залегают лавово-туфовая пачка сумийских андезибазальтов, общей мощностью до 800 м, из них туфы составляют 80–90 м, общее количество лавовых потоков – 21, но возможно и более, так как в верхней части разреза отмечается расслоение крупных потоков на более мелкие (фашия краевых лавовых языков), разделяемые по маломощным слоям туфов, миндалекаменным кровлям, зонам закали и плохо прослеживаемые по простирианию.

В составе комплекса сумийских андезибазальтов можно выделить три пачки, маркирующие отдельные вулканические стадии извержений: первая пачка, состоящая из 9 лавовых потоков, мощностью от 12 до 90 м, общей мощностью 300 м, вторая пачка состоит из 3 потоков плагиофировых андезибазальтов, мощностью 70 м, и третья пачка, включающая 9 потоков, мощностью 420 м, представлена лавобрекчиями андезибазальтов и горизонтами мафитовых туфов, общей мощностью 90 м.

Кратко рассмотрим реконструированную стратиграфическую схему сумийского андезибазальтового ансамбля Семченской структуры (рис. 2, табл. 1).

Для первой стадии излияния (формирующей первую пачку) типичными являются излияния мощных лавовых потоков. Первый поток (мощностью до 65 м) в нижней части сложен брекчированными лавами, породы имеют контракционную трещиноватость, многоугольники плотно прилегают друг к другу, цемента нет. В 5–6 м от верхнего контакта лавы становятся миндалекаменными, в них появляются крупные слоистые халцедоновые миндалины от 5–6 до 15–20 см в длину, иногда зональные, внешняя оторочка сложена альбит-хлоритом или альбитом, внутри жеоды кристаллы кварца или пустоты, и множество мелких точечных миндалин, выполненных кварцем, хлоритом, розовым альбитом.

Второй поток в основании сложен массивными мелкозернистыми андезибазальтами с редкими мелкими миндалинами, в средней части имеет среднезернистое сложение, в кровельной – миндалекаменное. В 3–4 м от контакта отмечаются крупные серпо-

видные зональные миндалины, размером до 25 см, затем следует кровля потока, густо насыщенная мелкими миндалинами кварца, хлорита, альбита. Мощность потока до 90 м.

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород сумийского комплекса Семченской структуры

Проба	5201-1	5201-8	5201-11	5202-1	5202-16	5204-2	5206-2	5209-3
Поток	1	1	1	2	2	4	6	9
Текстура	ЛБ	ЛБ	МинЛ	МЛ	МинЛ	МЛ	МинЛ	МинЛ
SiO ₂	55,70	58,22	53,68	56,45	53,74	55,43	55,27	55,37
TiO ₂	1,13	1,10	1,15	1,08	1,18	1,06	1,10	1,09
Al ₂ O ₃	14,21	13,18	13,94	13,72	14,18	13,47	13,70	14,50
Fe ₂ O ₃	1,43	1,30	1,74	1,98	1,63	1,54	2,36	1,47
FeO	8,98	7,83	10,48	8,48	9,69	8,33	8,04	9,12
MnO	0,17	0,15	0,17	0,13	0,13	0,16	0,14	0,15
MgO	5,14	4,82	4,84	4,54	4,94	5,13	4,44	4,49
CaO	5,74	6,19	5,81	6,03	6,09	7,15	7,71	5,39
Na ₂ O	3,87	4,19	3,74	3,75	4,00	5,07	6,50	4,35
K ₂ O	2,35	1,25	1,58	1,65	1,85	0,35	0,38	1,65
H ₂ O	0,13	0,18	0,16	0,10	0,07	0,04	0,10	0,16
ппп	1,57	1,40	2,28	1,72	2,09	1,78	1,87	1,91
Сумма	100,42	99,81	99,57	99,63	99,59	99,51	101,61	99,65
Ni	73	67	94	69	78	140	95	
Pb	10	11	8	7	7	6	13	6
Rb	68	23	39	30	39	4	<3	44
Sr	314	535	232	283	286	213	657	215
Zr	117	119	118	111	129	115	141	116
Y	13	18	16	16	16	16	19	18

Проба	5213-1	5213-2	5214-2	5215-2	5216-1	5216-2	5217-1	5218-1
Поток	13	13	14	15	16	16	17	18
Текстура	МЛ	МинЛ	МинЛ	ЛБ	ЛБ	ЛБ	ЛБ	МЛ
SiO ₂	55,76	55,32	52,80	55,40	53,77	55,37	55,28	56,58
TiO ₂	0,62	0,52	0,65	0,67	0,77	0,66	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	14,38	14,71	16,21	14,35	15,70	15,25	15,18	15,03
Fe ₂ O ₃	1,86	4,20	2,70	2,48	1,76	2,35	2,82	2,99
FeO	7,23	4,22	6,38	7,38	7,94	7,23	6,81	5,82
MnO	0,17	0,15	0,19	0,18	0,21	0,18	0,16	0,14
MgO	6,56	4,17	5,96	5,56	6,03	5,40	5,20	4,81
CaO	5,09	14,23	9,83	8,03	6,22	7,12	7,95	7,86
Na ₂ O	3,87	0,77	2,25	2,15	3,87	3,10	2,31	3,28
K ₂ O	2,30	0,35	0,80	1,20	1,60	1,65	1,65	1,00
H ₂ O	0,20	0,18	0,15	0,12	0,13	0,11	0,06	0,10
ппп	1,94	1,59	2,46	2,32	2,31	1,99	2,29	1,83
Сумма	99,98	100,41	100,38	99,84	100,31	100,41	100,39	100,11
Ni								
Pb	7	17	13	9	9	6	6	11
Rb	52	<3	13	32	34	41	49	24
Sr	166	530	252	162	239	307	242	419
Zr	66	71	71	84	99	92	89	96
Y	14	14	14	14	14	15	15	18

П р и м е ч а н и е. ЛБ – брекчированная лава, МинЛ – миндалекаменная лава, МЛ – массивная лава, ВЛ – вариолитовая лава.

Третий поток, мощностью до 25 м, сложен вариолитовыми андезибазальтами, содержащими мелкие вариоли в основании (3–5 мм) и более крупные в средней части потока, размером до 1–2 см. Вариоли располагаются неравномерно, группируются гнездами или слипаются в светлые крупные пятна, иногда в виде полос, образуя «ленточную» слоистость, или видны шаровые обособления без зон закали, в то же время участками лавы содержат единичные редкие вариоли. В кровельной части потока мелкие вариолитовые лавы густо насыщены точечными розовыми альбитовыми и кварцевыми миндалинами, более редко встречаются крупные кварцевые или кварц-альби-

товые миндалины, размером 1–2 см. Поток вариолитовых лав может служить маркирующим горизонтом, прослежен на расстоянии 1,5–2 км.

Четвертый, пятый потоки, мощностью соответственно 20 и 23 м, сложены массивными мелкозернистыми андезибазальтами, в кровельной части которых породы становятся миндалекаменными, с множеством мелких кварцевых, альбитовых и эпидотовых миндалин, иногда брекчированными и эпидотизированными. По условиям обнаженности в северо-восточной части участка потоки не расчленяются.

Серия потоков 6–8 выклинивается в южной части, что приводит к тому, что их мощности изменяются от 50, 16, 60 м соответственно до 0. Потоки представлены массивными, мелкозернистыми андезибазальтами с миндалекаменными кровлями, с мелкими кварцевыми, розовыми альбитовыми или зональными эпидот-кварцевыми и эпидот-альбитовыми миндалинами. В седьмом потоке в кровельной части наблюдаются трубчатые скопления миндалин. Такие трубчатые скопления миндалин наблюдаются и в кровле восьмого потока, азимут простирания СВ 65°, падение СЗ под углом 60°. Наиболее интересен шестой поток (его можно использовать в качестве своеобразного маркера в толще), в средней части потока в мелкозернистых андезибазальтах появляются вариоли, образующие слои или полосы, с углом падения 15–30°. В кровельной части потока чередуются слои мелких вариолей и слои розовых альбитовых миндалин. В кровле потока отмечается гидротермальная проработка – пятна эпидота, жилки кварца, альбита.

Девятый поток сложен массивными андезибазальтами, содержащими в средней и кровельной части потока крупные миндалины молочно-белого кварца, размером от 5–10 до 15–20 см. Удлинение миндалин совпадает с направлением простирания потока (СВ 40°, падение СЗ под углом 50°), породы похожи на кварцевые конгломераты. В кровле андезибазальты становятся миндалекаменными, содержат массу мелких (2–3 мм) кварцевых, хлоритовых, альбитовых миндалин. Мощность потока составляет 15 м.

Следующие три потока (вторая пачка) – 10, 11, 12 – соответственно 20, 22, 28 м мощности сложены плагиофировыми андезибазальтами, массивными в основании, в средней части миндалекаменными и пенистыми лавами в кровле, с непосредственными контактами по зонам закалки. В шлифах наблюдается порфировая структура, таблитчатые, игольчатые вкрапленники альбита, альбит-олигоклаза, размером 2–4 мм, располагаются беспорядочно в основной массе роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота, биотита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, пиритом, халькопиритом. Для пород всех трех потоков характерна эпидотизация, эпидотовые обособления достигают 0,3–0,4 м в диаметре, или пятна кварц-эпидотового состава, размером 0,6–0,7–1 м, почти нацело замещают андезибазальт. В кровле масса гороховидных, точечных миндалин кварца, альбита, иногда их скопления образуют пятна, редко отмечаются более крупные кварцевые миндалины.

Тринадцатый поток с непосредственным контактом залегают на плагиофировых андезибазальтах и представлены брекчированными лавами. В кровельной миндалекаменной части потока миндалины обособляются в отдельные линзы, полосы, пятна, выполнены биотитом, кварцем, альбитом. Встречаются зональные миндалины – оторочка биотит, внутри кварц. В кровельной части отдельные фрагменты брекчированных лав сложены миндалекаменными лавами, густо насыщенными кварцевыми миндалинами. В обнажении 5232 миндалины сформированы кварцем с хлоритом, кварцем с халькопиритом. Мощность потока 25 м.

Выше в разрезе наблюдается горизонт агломератовых туфов андезибазальтов. В южном конце слоя туфов агломераты участками сварены, пропитаны эпидотом, кварцем, альбитом. Встречаются крупные глыбы, размером 30–40 см, плотно упакованные, в цементе – мелкообломочный андезибазальтовый материал, в нем иногда видны кристаллокласты плагиоклаза, по цементу развивается эпидот и кварц. Характерно преобладание литокластов размером 7–10 см и их разнообразие: мелкозернистый андезибазальт, массивный, миндалекаменный с гороховидными кварцевыми миндалинами, с миндалинами эпидотовыми, эпидот-хлоритовыми, кварц-гематитовыми, кварц-халькопиритовыми. Эпидот в цементе развивается в виде массы жилок, пятен, обособлений. В обнажении 5213-5 туфы представлены плотноупакованными глыбами, размером до 50 см, с гидротермальным цементом.

За ручьем Дея-Оя, на Лысой горе, глыбовые агломератовые туфы в высоких скалах простиранием 0–20° прослеживаются на 200 м и дальше, при ширине выходов до 70–90 м. В вертикальной стене обн. 5238 глыбовые агломератовые туфы сложены плотноупакованными округлыми глыбами, размером до 0,5 м в поперечнике, цемент представлен гидротермальными продуктами. Для других выходов также характерно разнообразие фрагментов, на поверхности обнажений рельефно выступают литокласты, густо насыщенные гороховидными кварцевыми миндалинами, форма обломков удлиненная, но в основном округлая, размеры изменяются от 7–10 см до 0,2–0,4 м или 0,5–0,7 м. В кластах встречены массивные мелкозернистые андезибазальты, миндалекаменные андезибазальты, с разными миндалинами, одни с кварцевыми, другие с эпидотовыми, третьи с кварц-гематитовыми или с незаполненными миндалинами. Цемент – мелкоперетертый андезибазальтовый материал, для всей породы характерна интенсивная гидротермальная проработка. Подобные породы могут быть отнесены к образованиям экструзивных куполов, для которых характерна глыбовая размерность материала, его разнообразие, плотная упаковка, гидротермальная проработка.

Выше разрез наращивается пачкой брекчированных лав в составе 8 потоков, общей мощностью 420 м, для которых характерно и более тонкое расслоение в северной части участка, и главное, что между потоками отмечаются слои псаммитовых, лапиллиевых, агломератовых туфов, мощностью от 1,5 до 8 м.

Четырнадцатый поток общей мощностью 50 м представлен в основании мелкозернистыми андезибазальтами, с редкими мелкими миндалинами кварца, альбита, в центральной части породы брекчированы, имеют контрационную трещиноватость, в одном участке отмечена флюидальность в лаве простираем СВ-35. В кровле – миндалекаменные мелкобрекчированные породы, с миндалинами кварца, хлорита, биотита, эпидота. Порода интенсивно гидротермально проработана (кварц и эпидот), так что поверхность обнажения имеет «кружевной» облик. На слабоволнистой поверхности потока залегает слой лапилливого туфа, в котором литокласты, размером 1–2–3 см, единичные до 10 см, представлены афанитовым или миндалекаменным андезибазальтом. Мощность слоя 5–8 м.

В северном окончании поток разделяется на два, по зоне агглютината, мощностью 0,6–1 м, обломки имеют угловатые, четкие контуры, иногда «струйчатое» расположение.

Пятнадцатый поток залегает на слое туфов, представлен брекчированными лавами мелкозернистых андезибазальтов, общей мощностью 70–80 м. В центральной части потока (обн. 5237) в андезибазальтах точечные миндалины биотита, хлорита, альбита, редко кварца. В кровле потока эпидотовые обособления в виде округлых пятен имеют размеры 7–8×15–20 см, располагаются полосами (обн. 5215-2). На кровлю потока ложится слой псаммитового туфа с редкими обломками, мощность слоя туфа 5–7 м, прослеживается в отдельных обнажениях по простираению.

Шестнадцатый поток представлен брекчированными андезибазальтами, мелкозернистыми, со средней части потока содержит миндалины, выполненные биотитом, хлоритом, альбитом, кварцем. В прикровельной части потока интенсивно развита эпидотизация. В обн. 5216 поток перекрывается зоной, мощностью 0,8–1,5 м, сваренных агломератовых туфов, мелкие обломки (8–10 см) массивных андезибазальтов погружены в тонкозернистый афанитовый цемент. Один обломок представлен вариолитом. В обн. 5222-1 в кровле поток имеет зону агглютината, мощностью 0,3–0,5 м. Общая мощность потока 50–65 м.

Семнадцатый поток залегает на агломератовых туфах и сложен брекчированными андезибазальтами, в центральной части потока (5217-2) слоевая зона вариолитовых лав сопровождается слоем миндалин, кровлю слагают миндалекаменные лавы. Мощность от 30 до 15 м.

Перекрывается слоем мелкообломочного агломератового туфа, интенсивно прокварцованного и эпидотизированного. Мощность от 1,6 до 4,5 м.

Восемнадцатый поток – с непосредственным контактом с туфами (5223) – выходят брекчированные андезибазальты. В прикровельной части потока зона интенсивного брекчирования с гидротермальным цементом. В центральной части (обн. 5223) – слой тонкослоистого, мелкозернистого туфа основного состава, плейчированного, с единичными мел-

кими (до 2 см) обломочками андезибазальта сменяется выше слоем агломератовых туфов основного состава, местами сваренных. Литокласты уплощены и вытянуты по рассланцеванию. В 2 м от верхнего контакта (1,5 м мощность) зона миндалекаменных сваренных туфов насыщена трубчатыми кварцевыми миндалинами. В кровле слоя наблюдается интенсивная эпидотизация и окварцевание. Мощность слоя 15 м.

Девятнадцатый поток представлен брекчированными лавами, к кровле появляются редкие кварцевые миндалины, иногда миндалины вытягиваются в полосы, отмечая следы течения лавы, породы интенсивно эпидотизированы. В северной части внутри потока выделяется слой лапилливого туфа, мощностью 1,5–2 м. Контакт слабо волнистый. Общая мощность 45 м.

Двадцатый поток брекчированных лав содержит в средней части отдельные крупные миндалины молочно-белого кварца до 10–15 мм по длинной оси, кроме этого, содержит гороховидные, мелкие кварцевые, кварц-хлоритовые, эпидотовые миндалины. Выделяются пятна, гнезда эпидота на поверхности расчисток и осветленные участки породы. В верхней части потока появляются полосы крупных вариолитов, чередующиеся с полосами андезибазальтов, содержащих мелкие миндалины. Мощность 25–45 м. Выше залегает слой тонких, пепловых мафитовых туфов, с рассеянной вкрапленностью пирита. Отмечается тонкая слоистость и тонкая плейчатость.

Двадцать первый поток представлен миндалекаменными, брекчированными андезибазальтами с эпидотовыми обособлениями по всей массе потока. В верхней части потока в лавах наблюдаются линзы с разным заполнением миндалин – кварцевые, хлоритовые, эпидотовые. В кровле потока породы столь насыщены гороховидными кварцевыми миндалинами, что только в тонких пленках цемента виден исходный андезибазальтовый материал. Мощность потока достигает 70 м.

После перерыва в 15–25 м (болото) выходят залегающие выше в разрезе сариолийские полимиктовые конгломераты мощностью до 400–420 м.

Для глыбово-валунных конгломератов характерны отдельные слои с преобладанием гранитного или зеленокаменного материала.

Слои гранитных валунных конгломератов содержат валуны, размером до 0,8–1 м, розовых микроклиновых гранитов, серых крупнозернистых плагиоклазовых гранитов, гранит-аплитов, гнейсо-гранитов, пегматоидных гранитов, роговообманковых диоритов. Цемент аркозовый. В слоях мелковалунных конгломератов преобладают класты основных пород: хорошо окатанные лопийские коматиитовые базальты, габбро-амфиболиты, эпидотизированные базальты, сумийские миндалекаменные андезибазальты, плагиофировые андезибазальты, единичные гальки графитистых сланцев, присутствуют единичные валуны гранитов. Цемент гравакковый. Иногда слои

образованы грауваккой. Мощность прослоев в среднем 5–7 м. Слоистость намечается только по прослоям конгломератов разного состава.

В связи с тем что основной акцент в работе сделан на геохимической характеристике ассоциации, перейдем к ее рассмотрению.

Методы исследования

Для геохимического исследования сумийского комплекса Семченской структуры нами к уже имеющимся пробам были дополнительно отобраны 25 проб различных фациальных разновидностей слабо-метаморфизованных вулканитов. После петрографического изучения из выборки исключались пробы горных пород, подвергнутые аномально высокой метаморфической, метасоматической проработке, что выражалось в повышенной амфиболитизации отдельных образцов из зон рассланцевания, а также их эпидотизации, карбонатизации и окварцевания. Следует отметить, что для классификационных построений были использованы данные по наименее измененным породным литотипам.

Геохимический анализ проб, включавший определение петрогенных и малых элементов, проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) методами мокрой химии (петрогенные элементы) и рентген-флуоресцентным (малые элементы).

Все классификационные построения проводились на основе прецизионных химических данных по малым и редкоземельным элементам, полученных методом ICP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Element 2 Thermo Finnigan) с максимальной погрешностью <2%.

При геохимическом описании сумийских ассоциаций также дополнительно привлекались ранее опубликованные данные по Койкарской, Семченской и Кумсинской структурам, выполненные рентген-флуоресцентным методом (VRA-33) в ИГ КарНЦ РАН (Светов и др., 2004).

Геохимическая характеристика ассоциации

Геохимическая характеристика вулканитов сумийского возраста имеет ряд уникальных особенностей, среди которых могут быть выделены следующие (табл. 1, 2): прежде всего высокое содержание MgO (в интервале от 4,5 до 10,3 мас. % при средних значениях 5,59±1,53 мас. %) в породных литотипах, высокие концентрации Cr (от 33 до 890 ppm), Ni (от 73 до 259 ppm) в сочетании с повышенным SiO₂ (в интервале от 53,2 до 58,2 мас. % при средних концентрациях 55,08±1,36 мас. %) и очень низким средним уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0,24; Yb – 1,40; Lu – 0,20), близким к наблюдаемому в адакитах.

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов в породных литотипах сумийского комплекса Семченской структуры

Проба	5202-3	5203-5a	5205-1	5208-1	5210-1	5211	5217-2	5219-1
Поток	2	3	6	8	10	11	17	19
Текстура	Л	ВЛ	МЛ	МЛ	ПЛ	ПЛ	ЛБ	ЛБ
SiO ₂		53,22	56,08	53,36	52,68	50,40	54,36	56,59
TiO ₂		0,81	1,11	0,88	1,28	1,22	0,72	0,73
Al ₂ O ₃		9,86	12,42	12,06	15,10	16,15	15,46	14,24
Fe ₂ O ₃		1,92	1,75	1,22	2,70	3,17	3,31	2,62
FeO		8,62	8,67	8,62	9,10	8,53	6,37	7,25
MnO		0,21	0,148	0,161	0,168	0,166	0,17	0,18
MgO		10,33	5,60	9,07	4,60	4,03	5,04	5,37
CaO		11,15	6,40	7,57	5,85	8,40	9,27	6,69
Na ₂ O		0,52	3,83	3,44	4,71	3,66	2,56	2,69
K ₂ O		1,67	1,13	0,78	1,15	0,94	0,80	1,38
H ₂ O		0,15	0,11	0,22	0,12	0,10	0,08	0,06
ППП		1,72	2,47	0,34	2,15	2,82	2,26	2,28
Сумма		100,18	99,91	97,72	99,83	99,80	100,40	100,08
Cr	33,38	894,70	231,50	290,70	54,46	49,97	74,19	96,97
Ni	73,31	259,20	122,80	120,70	92,69	98,61	86,69	97,22
Co	45,64	56,75	50,56	47,88	53,55	50,93	47,13	34,15
V	176,30	171,00	173,00	143,50	190,30	201,00	152,30	176,20
Pb	9,91	4,29	4,13	4,07	5,08	5,35	5,03	7,54
Rb	39,41	18,19	29,71	28,55	36,90	22,26	28,71	6,53
Ba	817,90	184,30	454,10	674,60	290,40	304,90	566,80	93,97
Sr	814,30	401,90	372,80	304,60	216,10	417,50	250,80	586,70
Nb	9,69	6,22	8,89	8,16	10,03	10,19	4,95	4,48
Zr	97,45	65,90	114,20	106,90	115,40	113,40	88,03	68,31
Y	18,28	14,19	17,92	14,45	21,08	21,56	16,29	21,15
Th	3,36	2,19	3,38	3,19	3,92	3,84	3,84	4,02
Cu	50,91	55,10	64,38	24,56	68,59	32,88	22,04	37,41
Zn	87,04	77,47	90,30	87,10	98,43	86,27	71,36	55,96
La	27,05	15,26	23,84	21,34	30,94	51,10	19,70	30,06
Ce	50,01	29,43	45,51	40,83	63,67	102,40	36,87	57,81
Pr	6,10	3,98	5,75	5,12	7,76	11,48	4,62	6,70
Nd	24,32	16,39	22,88	20,71	31,21	42,72	18,39	26,55
Sm	4,99	3,53	4,84	4,23	6,01	7,08	3,72	5,19
Eu	1,66	0,83	1,13	1,34	1,29	2,05	1,11	1,79
Gd	4,66	3,29	4,42	4,04	5,14	5,92	3,34	4,83
Tb	0,65	0,47	0,61	0,54	0,79	0,83	0,51	0,71
Dy	3,44	2,66	3,43	2,82	4,06	4,56	2,86	3,84
Ho	0,67	0,54	0,71	0,58	0,81	0,85	0,57	0,75
Er	1,71	1,38	1,82	1,55	2,00	2,10	1,66	1,94
Tm	0,23	0,19	0,24	0,21	0,27	0,30	0,23	0,27
Yb	1,34	1,05	1,37	1,21	1,58	1,69	1,36	1,59
Lu	0,18	0,14	0,19	0,18	0,22	0,24	0,19	0,23
U	0,66	0,47	0,64	0,61	0,80	0,79	0,80	1,07
Ga	24,31	10,33	15,68	19,82	12,96	17,98	18,78	14,67
Sc	20,15	29,87	22,09	21,77	22,48	20,75	27,34	25,26
Hf	2,39	1,63	2,82	2,71	3,12	2,93	2,02	1,76
Ta	0,71	0,37	0,53	0,49	0,59	0,60	0,27	0,28
Li	2,10	1,34	2,06	1,93	1,62	1,78	2,04	0,85
Be	0,92	0,57	0,80	0,77	1,07	0,82	0,72	0,59
Cs	2,17	0,57	1,56	0,74	1,31	1,01	0,76	0,76

Примечание. ЛБ – брекчированная лава, МинЛ – миндалекаменная лава, МЛ – массивная лава, ВЛ – вариолитовая лава, ПЛ – порфировая лава.

С учетом концентрации SiO₂, вулканиты сумийской ассоциации Семченской структуры принадлежат к ряду андезибазальтов – андезитов с нормальной щелочностью (Na₂O+K₂O = 3–6 мас. %) при этом лишь несколько проб имеют повышенные (до 7 мас. %) суммарные значения. По содержанию K₂O сумийские андезибазальты Семченской структуры принадлежат к умеренно- и высококалиевым разновидностям, в то время как в целом для всей группы сумийских вулканитов отмечены широкие вариации K₂O (рис. 3).

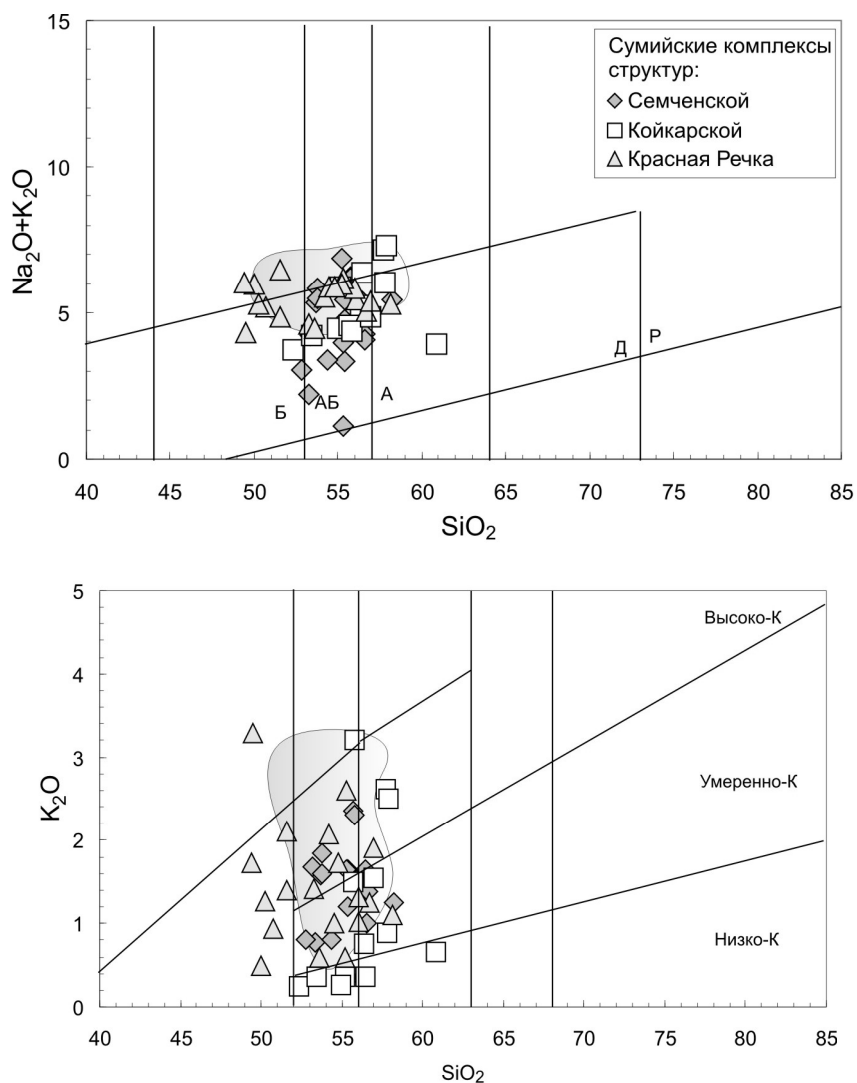


Рис. 3. Бинарные классификационные диаграммы в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для сумийского комплекса Семченской структуры в сопоставлении с сумийскими породными литотипами Койкарской и Красно-реченской структур (Светов и др., 2004)

Поле – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRos»)

Сопоставляя сумийские разрезы по концентрации петрогенных элементов, отметим их слабо дифференцированную природу, так, средние содержания SiO_2 составляют в Семченской структуре $55,08 \pm 1,36$ мас. %; Койкары – $56,26 \pm 2,15$ мас. %, Красная речка – $53,56 \pm 2,34$ мас. %, Кумсинская структура – $55,20 \pm 3,18$ мас. %, TiO_2 – Семчь – $0,86 \pm 0,22$ мас. %; Койкары – $0,83 \pm 0,21$ мас. %, Красная речка – $0,86 \pm 0,19$ мас. %, Кумсинская структура – $0,82 \pm 0,24$ мас. %, MgO – Семчь – $5,59 \pm 1,53$ мас. %, Койкары – $6,21 \pm 2,42$ мас. %, Красная речка – $5,59 \pm 0,99$ мас. %, Кумсинская структура – $5,67 \pm 1,87$ мас. %, при максимальных концентрациях до $9,55 - 10,33$ мас. %. Базальтовые (<53 мас. % SiO_2) литотипы в разрезе крайне редки и присутствуют только в структурах Красная речка и Кумсинской (Светов и др., 2004), в остальных случаях ассоциация представлена андезибазальтами-андезитами.

Геологическая литогеохимическая характеристика разрезов показала возможность выделения отдель-

ных фаз излияний. Так, для Семченской структуры фазы геохимически трассируются по содержанию TiO_2 , MgO : 1 фаза – $\text{TiO}_2 - 1,13 - 1,18$ мас. %, $\text{MgO} - 5,14 - 4,94$ мас. %; 2 фаза – $\text{TiO}_2 - 0,81 - 1,10$ мас. %, $\text{MgO} - 10,33 - 4,44$ мас. %; 3 фаза – $\text{TiO}_2 - 0,86 - 1,09$ мас. %, $\text{MgO} - 9,07 - 4,49$ мас. %; 4 фаза – $\text{TiO}_2 - 0,62 - 0,73$ мас. %, $\text{MgO} - 6,56 - 4,81$ мас. %.

Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для вулканитов Семчи <0,7, что идентично сумийским лавам Койкарской структуры, для Красной речки <0,5, Кумсинской структуры <0,6, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 12 - 24$ – Семчь и Койкары и $12 - 15$ – Красная речка и Кумса.

Диаграммы Харкера, построенные по петрогенным элементам, показывают корреляционные связи TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO с SiO_2 (рис. 4), при этом тренды сумийского ансамбля достаточно близки к наблюдаемым в байяитовых комплексах Мексики.

Привлекая для определения серийной принадлежности сумийских андезибазальтов систему $\text{TiO}_2 -$

MgO (рис. 5), используемую для разделения бонинитовых, коматиитовых и толеитовых серий, можно видеть, что фигуративные точки сумийских вулканитов формируют эволюционный тренд, контрастный бонинитам, коматиитам и толеитам, с небольшим перекрытием коматиитовой и толеитовой областей лишь в поле низкой магнезиальности. При этом направление тренда фракционирования сумийских андезитов резко отличается от химизма бонинитовых магм Западно-Тихоокеанской островной

дуги (о. Бонин, Марианской впадины) и максимально подобно вулканическим ансамблям Мексиканского и Андийского вулканических поясов (по данным базы «GeoRos»).

Соотношение щелочей для сумийских вулканитов составляет $K_2O/NaO < 0,5$ (Семчь $0,41 \pm 0,13$, Койкары $0,22 \pm 0,19$, Кумсинская структура $0,4 \pm 0,29$, Красная речка $0,35 \pm 0,14$) и наиболее близко вулканитам из активных континентальных окраин ($K_2O/NaO = 0,2-0,4$) и окраинно-плитных вулканических дуг ($K_2O/NaO = 0,5$).

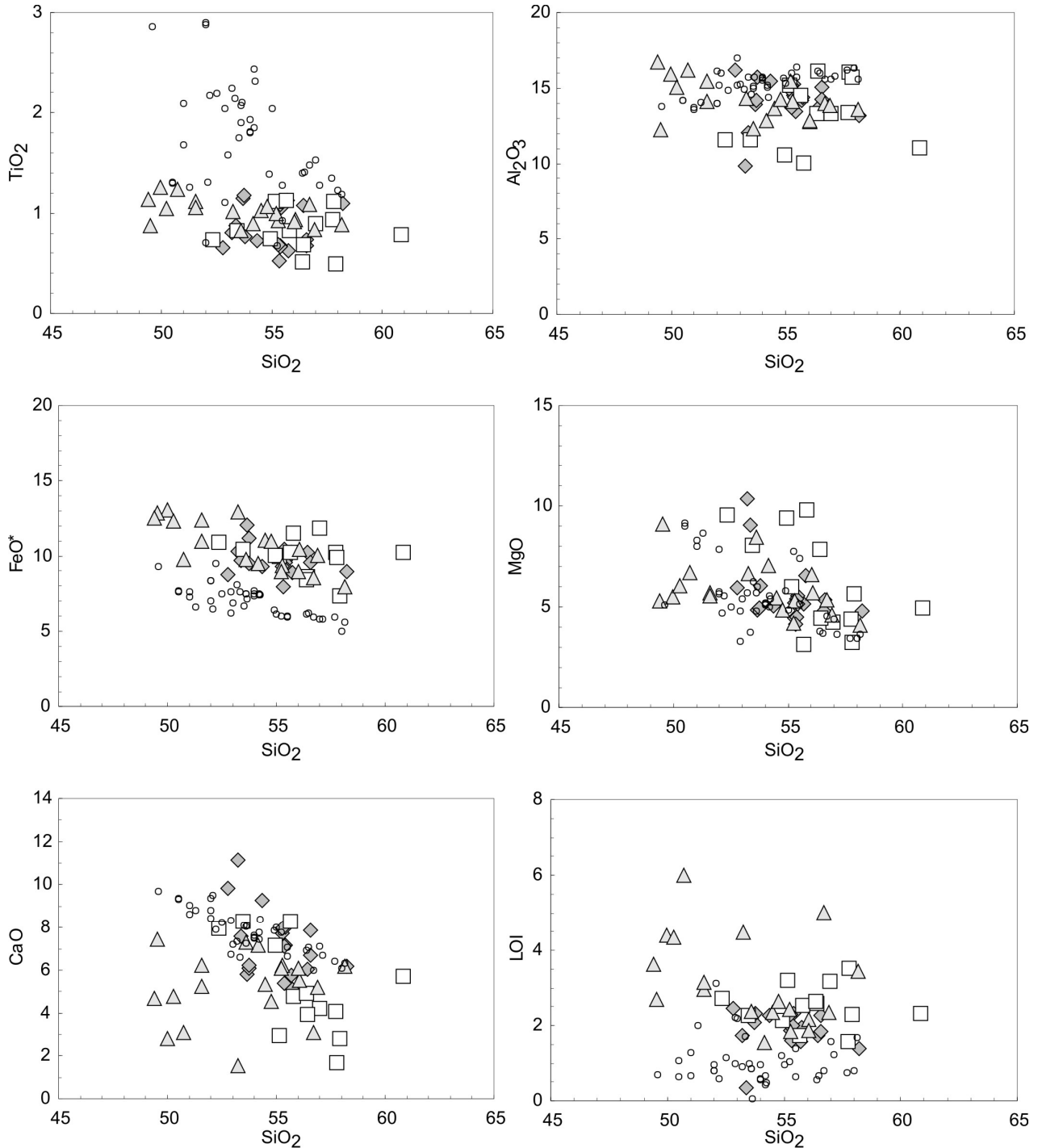


Рис. 4. Вариационные диаграммы SiO₂ – петрогенные элементы для сумийского комплекса Семченской структуры в сопоставлении с сумийскими породными литогипами Койкарской и Краснореченской структур (Светов и др., 2004)

Усл. обозн. см. на рис. 3. Кружки – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRos»)

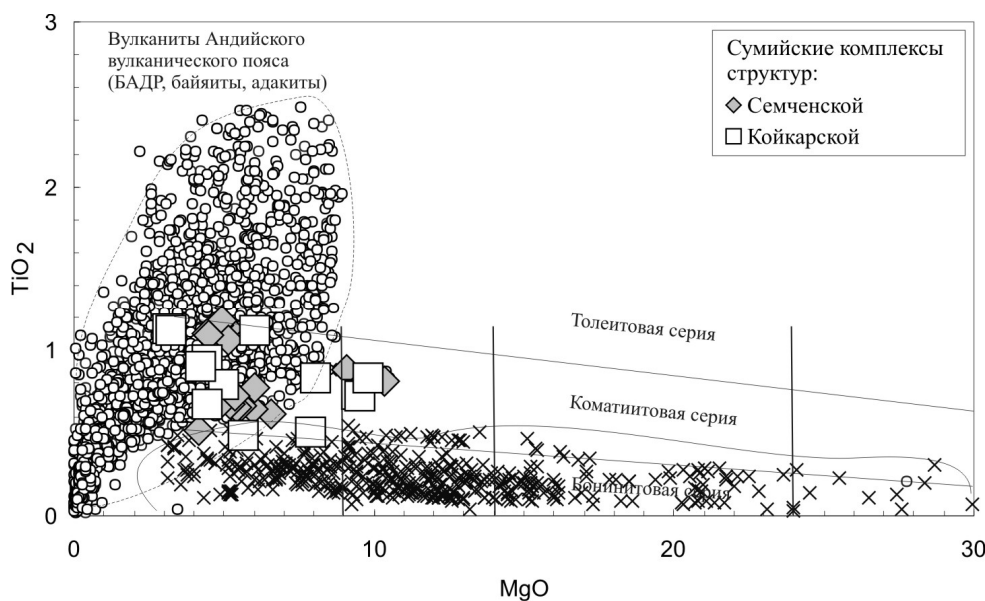


Рис. 5. Бинарная диаграмма в координатах MgO – TiO₂ для сумийского комплекса Семченской и Койкарской структур

Поле – фанерозойские байяиты Байя, Мексика (база данных «GeoRoc»)

Ti/Zr отношение в сумийских андезибазальтах Семченской структуры составляет $54,74 \pm 6,94$, $Zr/Y = 5,39 \pm 1,21$, $Hf/Th = 0,69 \pm 0,15$, что близко вулканитам активных континентальных окраин ($Ti/Zr = 49-65$, $Zr/Y = 5-8$, $Hf/Th = 0,99 \pm 0,26$) и значительно отличается от прочих серий, в том числе бонинитовой ($Ti/Zr = 70-110$, $Zr/Y = 0,9-1,9$, $Hf/Th > 3$).

Таким образом, полученные нами геохимические данные показывают явное подобие высокомагнезиальных сумийских вулканитов Центральной Карелии (на примере Семченской, Койкарской, Краснореченской структур) магматическим системам, формирующимся в субдукционных обстановках активно-континентального типа.

Данный вывод уже сам по себе заслуживает отдельного внимания, хотя и может требовать дополнительной конкретизации, ведь в подобных обстановках генерируется целый ряд магматических систем (адакитовых, байяитовых, толентовых, БАДР-АДР, высоко-Nb базальтов и некоторых других), маркирующих различные стадии взаимодействия мантийно-коревой системы в ходе эволюции конвергентных субдукционных режимов.

Соотношение стабильно высокой магнезиальности и выдержанной кремнекислотности в андезибазальтах, отмечаемое во всех сумийских комплексах Центральной Карелии, хорошо коррелирует с байяитовыми сериями (сумийские андезибазальты – MgO – от 4,5 до 10,3 мас. %, средние значения $5,59 \pm 1,53$ мас. % при SiO₂ от 53,2 до 58,2 мас. % и средних концентрациях $55,08 \pm 1,36$ мас. %; байяиты – MgO – от 4,9 до 10,0 мас. %, при SiO₂ 50–58 мас. %). При этом важным является и параметр Mg#, который в сумийских андезибазальтах варьирует от 47 до 64, в то время как в байяитах он находится на уровне 50–67, что вполне сопоставимо.

Типичным для пород байяитовой серии считается отношение $FeO^*/MgO < 1,5$ ($FeO^* = (FeO + Fe_2O_3)/0,89981$)

(Bourdon et al., 2003), однако при этом расчет индекса по выборкам байяитов (Байя, Мексика) из базы данных «GeoRoc» дает более широкие вариации 0,8–2,1. В сумийских андезибазальтах данное отношение варьирует в близких интервалах от 1,0 до 2,3.

Совместимые транзитные элементы в андезибазальтах, такие как Ni, Cr, показывают строгую корреляцию с MgO и Mg#. Для них максимальные концентрации составляют: по Cr 894 ppm в Семченской структуре (при интервале концентраций от 33 до 894 ppm), 1005 ppm в Койкарской (при интервале от 73 до 1005 ppm). Для байяитов и фанерозойских магнезиальных андезитов характерными являются более низкие содержания (Ni до 268, Cr до 350 ppm) (Yogodzinski et al., 1994).

Также современные байяитовые серии характеризуются высокими содержаниями Sr (от 700 до 3000 ppm) и Ba (от 600 до 2000 ppm). В сумийских высокомагнезиальных андезибазальтах концентрации этих элементов находятся чаще всего в нижней части названного интервала (Семчь: Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm; Койкары: Sr – 130–230 ppm, Ba – 58–1197 ppm), что и отражается на более высоком Rb/Sr отношении, варьирующем от 0,01 до 0,2 (в классических байяитах около 0,01).

Отдельно следует остановиться на распределении РЗЭ в сумийских разрезах. Ранее при характеристике вулканитов структуры Красная речка нами отмечалось общее топологическое подобие спектров РЗЭ и были установлены небольшие изменения по толще (от нижней части через среднюю к верхней) характеристических отношений: $(La/Sm)_n = 1,6-5,2$, $(Ce/Yb)_n = 5,1-16,1$ – низы разреза, $(La/Sm)_n = 1,7-3,5$, $(Ce/Yb)_n = 4,1-6,8$ – середина и $(La/Sm)_n = 1,8-3,1$, $(Ce/Yb)_n = 5,2-6,8$ – верх разреза. Уровень содержания РЗЭ более однороден.

Для Семченской структуры вариации отношений также наблюдаются и находятся в следующих интервалах: низы разреза – $(La/Sm)_n = 2,7-3,5$, $(Ce/Yb)_n =$

7,7–10,4, середина – $(La/Sm)_n = 3,2–3,4$, $(Ce/Yb)_n = 9,1–11,2$, верх разреза – $(La/Sm)_n = 3,4–4,6$, $(Ce/Yb)_n = 7,5–10,6$.

На спайдерграммах сумийских вулканитов (рис. 6) присутствуют характерные минимумы (обеднение пород высокозарядными некогерентными элементами, такими как Nb, Ti, относительно концентраций крупноионных элементов), что является важным геохимическим маркером суб-

дукционных обстановок, кроме того, спектры имеют очень низкие содержания ТРЗЭ, что свойственно как байяитам, так и адакитам. При этом для сравнения нами приведены составы фанерозойских байяитов района Байя, Мексика, и эталонного образца мезоархейского адакита Игнойльского субвулканического некка, которые показывают значительное подобие с сумийскими андезибазальтами (табл. 3).

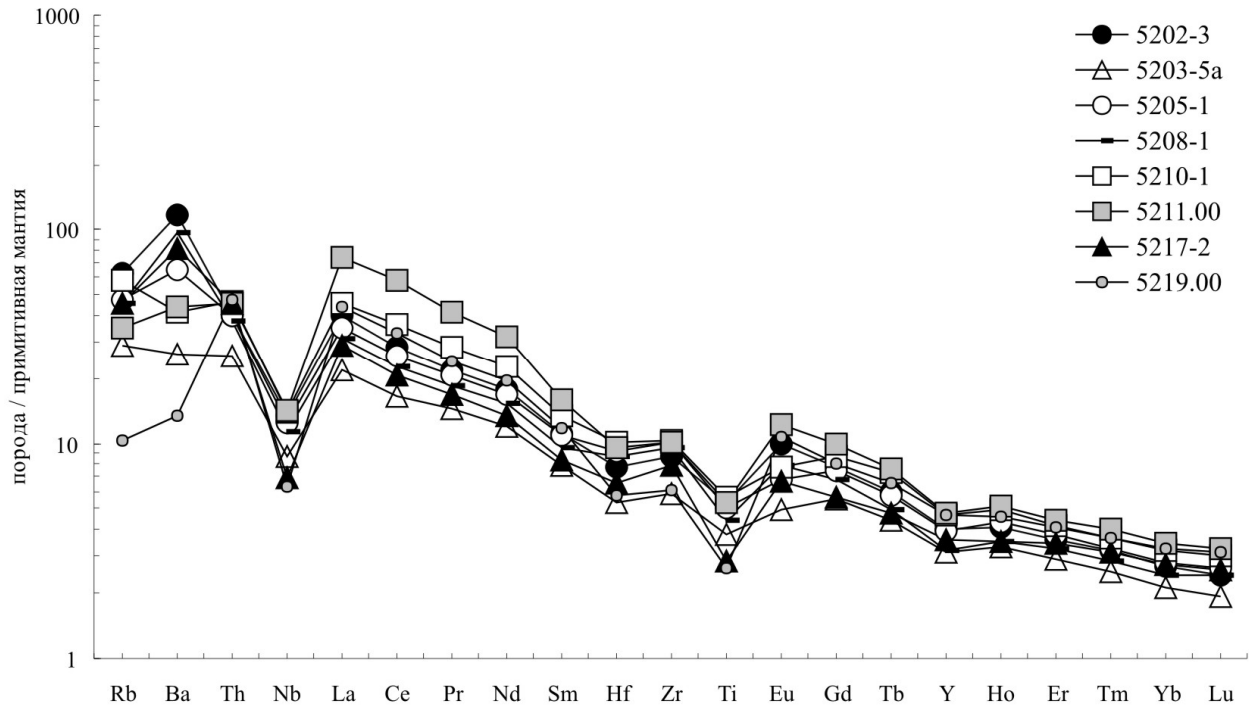


Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в сумийских вулканитах Семченской структуры. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Таблица 3

Сопоставление средних составов высокомагнезиальных андезитов

Порода/ элемент	Байяит Р-н р. Семчь, Центральная Карелия	Байяит Р-н д. Койкары, Центральная Карелия	НМА (байяит) Байя, Мексика	Адакит Байя, Мексика
	Палеопротерозой (сумий)		Фанерозой	
Rb	26,28	22,40	14,355	19
Sr	420,59	152,12	652,05	2150
Ba	423,37	341,36	325,7	1400
Y	18,12	13,42	8,81	14
Zr	96,20	87,46	85,5	220
Nb	7,83	5,58	6,61	6,7
La	27,41	13,14	9,865	49
Ce	53,32	26,13	20,175	110
Nd	25,40	12,90	11,405	59
Sm	4,95	2,72	2,6125	9,85
Eu	1,40	0,72	0,835	2,28
Gd	4,46	2,46	2,5325	5,5
Dy	3,46	2,15	1,64	3
Er	1,77	1,09	0,85	1,4
Yb	1,40	1,01	0,665	1
Th	3,47	2,68	1,5175	5,6

Примечание. Для сравнения составы фанерозойских байяитов и адакитов приводятся по работе: Pallares et al., 2008.

Вместе с тем, на наш взгляд, сумийские андезибазальты не могут корректно сопоставляться с адакитами по петрогенным элементам (так как имеют более низкие содержания SiO_2 , высокую магнезиальность), а на диаграмме, позволяющей различать адакитовые и прочие островодужные расплавы (рис. 7), их различная природа наиболее очевидна.

Таким образом, полученные нами геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов несомненно контролировалась субдукционными процессами, однако четкое определение сериальной принадлежности ассоциации затруднительно. Наибольшая геохимическая сходимость наблюдается с байяитовыми сериями, при этом некоторое несоответствие характеристических отношений может быть объяснено процессами смешения первичных байяитовых выплавов с веществом плавления океанического слэба.

Используя геохимическую характеристику сумийской андезибазальтовой ассоциации, возможно провести модельную оценку условий магмогенеза в программном комплексе Pele Ver.6.02. Полученные нами расчетные температуры излияния первичных

расплавов Семченской структуры близки к рассчитанным ранее (Светов и др., 2004) параметрам и составляют 1100 до 1210 °С, находясь в прямой зависимости с магнизиальностью первичного расплава. Модельные температуры магмогенерации расплавов находятся в интервале 1270–1400 °С, при этом необходимо учитывать, что они могут быть существенно понижены за счет присутствия водной фазы, что подтверждается наличием в породных литотипах андезибазальтов ре-

ликтов первичного амфибола (роговой обманки). На основе экспериментальных данных установлено, что растворимость H₂O при давлении около 3–5 кбар и температуре 1100–1150 °С для андезитовых расплавов может составлять от 3 до 6 мас. % (Moore, Carmichael, 1998). При подобных значениях следует ожидать уменьшения температур плавления не менее чем на 100–150 °С, что позволяет предполагать малоглубинный (на уровне 70–90 км) характер магмогенеза.

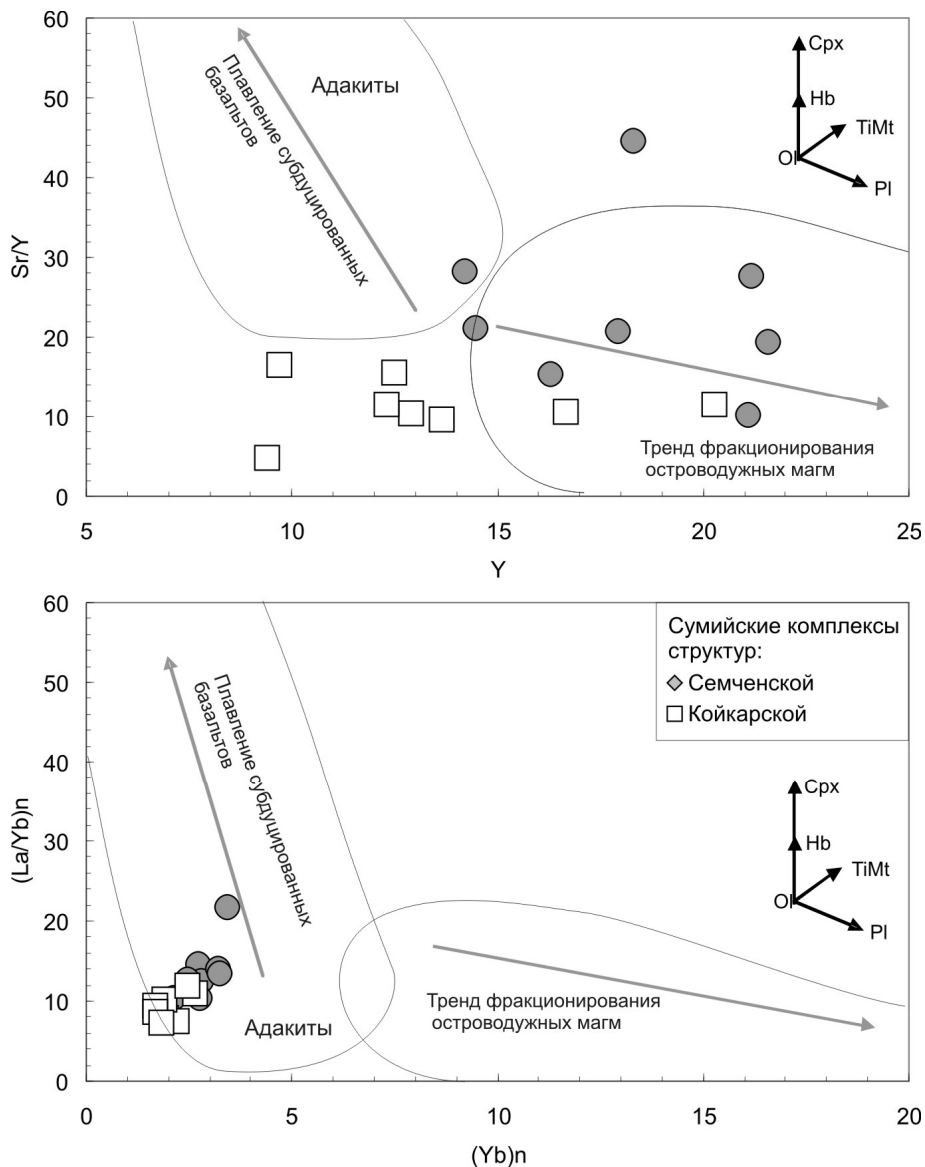


Рис. 7. Диаграммы Y – Sr/Y, Y_n – (La/Yb)_n для сумийских вулканитов Семченской и Койкарской структур

На диаграммах показаны поля адакитов и направления эволюционных трендов при плавлении слэба и фракционировании островодужных магм

Вместе с тем концентрация в сумийских вулканитах флюид-мобильных элементов (FME) достаточно низка: Be 0,5–1,7 ppm, As <0,02 ppm, Li 0,8–2,4 ppm, при вариации Be/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15 (Kamber et al., 2002)), что может свидетельствовать как о потере

FME элементов породой при метаморфических взаимодействиях (что, на наш взгляд, менее вероятно, так как сохранность пород достаточно высока), так и о ранней дегидратации океанического слэба и малом объеме флюидной фазы в магматическом источнике в момент плавления (что возможно, например, в случае пологой субдукции).

Подводя некоторый итог новому этапу изучения высокомагнезиальных андезибазальтовых комплексов Центральной Карелии, можно сделать ряд выводов:

- существующие к настоящему времени геохронологические данные позволяют предполагать, что обширная палеопротерозойская провинция высокомагнезиальных андезибазальтов сформировалась в пределах Карельского кратона в интервале 2,55–2,40 млрд лет, однако прецизионных датировок данных разрезов еще не существует, и эта проблема требует дальнейшего решения;

- геохимическая характеристика андезибазальтовых ассоциаций Центральной Карелии имеет ряд уникальных особенностей: высокое содержание MgO 4,5–10,3 мас. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr 250–814 ppm, Ba 93–817 ppm в сочетании с повышенным SiO₂ 53,2–58,2 мас. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0,24 ppm; Yb – 1,40 ppm; Lu – 0,20 ppm), что позволяет предполагать первичную их байяитовую природу;

- магмы формировались при небольших степенях плавления метасоматизированного мантийного пиролита и оценочных температурах 1100–1250 °C на глубинах менее 110 км;

- вариации петрогенетически значимых отношений редких и редкоземельных элементов отражают участие в магмогенезе гетерогенных магматических источников и взаимодействие полученных расплавов с продуктами плавления мафического слэба. В этом случае формирование высокомагнезиальных андезитов сумия и андезибазальтов (байяитов) фанерозоя контролируется сходными процессами – плавлением мантийного клина под областью субдукции, метасоматизированной флюидной фазой (Kay, 1978; Yagodzinski et al., 1995, 2001; Kepezhinskias et al., 1996);

- с учетом FME систематики вулканитов, наиболее приемлемыми являются модели горячего пологого погружения слэба с его ранней дегидратацией.

ЛИТЕРАТУРА

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светова А. И. Андезиты-базальты района р. Семчь (Центральная Карелия) // Геология, петрография: Операт.-информ. материалы за 1980 г. Петрозаводск, 1982. С. 23–29.

Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., 2008. 560 с.

Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. Vol. 205. P. 123–138.

Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 77–105.

Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D. et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. to Mineral. and Petrol. 2002. Vol. 144. P. 38–56.

Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 117–132.

Kepezhinskias P. K., Defant M. J., Drummond M. S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt – peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 1217–1229.

Moore C., Carmichael I. S. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constrains on water content and conditions of phenocryst growth // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1998. Vol. 130. P. 304–319.

Pallares C., Bellon H., Benoit M. et al. Temporal geochemical evolution of neogene volcanism in northern Baja California (27°–30° N): Insights on the origin of post-subduction magnesian andesites // Lithos. 2008. Vol. 105. P. 162–180.

Rogers G., Saunders A. D., Terrell D. J. et al. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico // Nature. 1985. Vol. 315. P. 389–392.

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

Yagodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. Vol. 107/5. P. 505–519.

Yagodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. (Lond.). 2001. Vol. 409. P. 500–504.