

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ БАЛТИЙСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ КРЕМНЕЗЕМИСТОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ (БОНИНИТОПОДОБНОЙ) СЕРИИ

Е.В. Шарков, К.А. Евсева, И.С. Красивская, А.В. Чистяков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Раннепалеопротерозойская (2,5—2,3 млрд лет назад) Балтийская крупная изверженная провинция (БКИП) кремнеземистой высокомагнезиальной серии (КВМС) расположена в восточной части Балтийского щита. В пределах Кольского и Карельского кратонов БКИП представлена вулканитами (от низкотитанистых пикритов и базальтов через андезиты до дацитов и риолитов) в рифтогенных структурах, роями габброноритовых даек и большими расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Многочисленные мелкие синкинематические мафит-ультрамафитовые интрузивы распространены в Беломорском мобильном поясе. Все это предполагает наличие в то время мантийного суперплюма под регионом.

Главное отличие БКИП от фанерозойских крупных изверженных провинций заключается в составе магматических расплавов, которые близки к субдукционным магмам по геохимии, но формировались во внутриплитных условиях. Это предполагает, что происхождение магм КВМС было связано с плавлением высокодеплетированных мантийных субстратов и последующей крупномасштабной ассимиляцией первичных высокотемпературных мантийных магм материалом нижней коры в процессе их подъема к поверхности.

Магматические системы БКИП характеризовались четырьмя уровнями активности: 1) верхние части локальных плюмов, где генерировались первичные мантийные расплавы; 2) нижняя кора, где мантийные магмы контаминировались коровым материалом и трансформировались в магмы КВМС; 3) верхняя кора, где располагались промежуточные магматические камеры (сохранившиеся в качестве крупных расслоенных интрузивов); 4) вулканические плато на поверхности и субвулканические sillы под ними.

Кремнеземистая высокомагнезиальная серия, ранний палеопротерозой, Балтийский щит, крупная изверженная провинция, магматическая система.

MAGMATIC SYSTEMS OF THE EARLY PALEOPROTEROZOIC BAL TIC LARGE IGNEOUS PROVINCE OF SILICEOUS HIGH-MAGNESIUM (BONINITE-LIKE) SERIES

E.V. Sharkov, K.A. Evseeva, I.S. Krasivskaya, and A.V. Chistyakov

The Early Paleoproterozoic (2.5–2.3 Ga) Baltic large igneous province (BLIP) of siliceous high-magnesium series (SHMS) is localized in the eastern Baltic Shield. Within the Kola and Karelian cratons, the BLIP is made up of volcanics (from low-Ti picrites and basalts through andesites to dacites and rhyolites) in rift structures, gabbronorite dike swarms, and large layered mafic-ultramafic intrusions. Small synkinematic mafic-ultramafic intrusions are abundant in the Belomorian mobile belt. All this suggests the existence of mantle superplume beneath the region at that time. The major difference of the BLIP from Phanerozoic large igneous provinces is the composition of magmatic melts: In the BLIP, they were close in geochemistry to subduction-related magmas but were generated in within-plate environment. This suggests that the SHMS magmas were generated as a result of the melting of highly depleted mantle source and the subsequent large-scale assimilation of the lower-crust matter by primary mantle-derived high-temperature magmas during their ascent to the surface. Magmatic systems of the BLIP include four activity levels: (1) head of local plumes, where primary mantle-derived melts were generated; (2) lower crust, where mantle-derived magmas were contaminated by crustal matter and transformed into SHMS magmas; (3) upper crust, where transitional magma chambers (preserved as large layered intrusions) were localized; and (4) volcanic plateaus at the surface and subvolcanic sills beneath them.

Siliceous high-Mg series, Early Paleoproterozoic, Baltic Shield, large igneous province, magmatic system

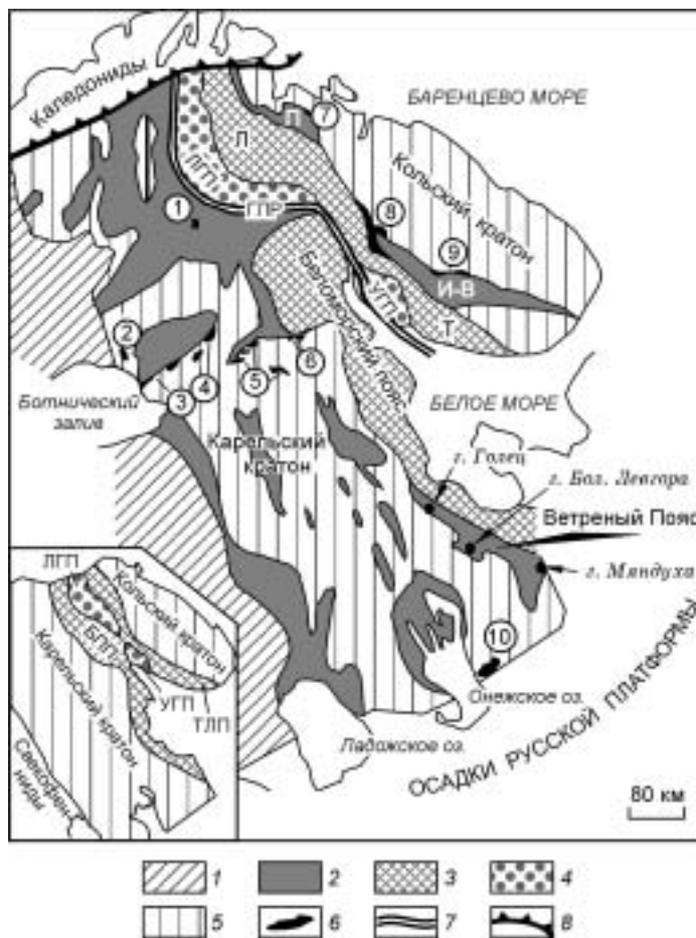
ВВЕДЕНИЕ

Раннепалеопротерозойская (2,5—2,3 млрд лет) Балтийская крупная изверженная провинция (БКИП) кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС) занимает практически всю восточную часть Балтийского щита, включая территории Кольского п-ова, Карелии, Северной и Центральной Финляндии (рис. 1) [1]. Ее первоначальные размеры неизвестны, однако сохранившийся фрагмент имеет площадь $0,8 \times 10^6$ км² и сопоставим по размерам с крупными изверженными провинциями фанерозоя. Южное и восточное продолжения провинции перекрыты осадками Русской платформы,

© Е.В. Шарков, К.А. Евсева, И.С. Красивская, А.В. Чистяков, 2005

Рис. 1. Раннепалеопротерозойская Балтийская провинция КВМС.

1 — свекофенниды; 2 — палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (П — печенгский и И-В — имандра-варзугский); 3 — промежуточные подвижные пояса (БПП — Беломорский и ТЛП — Терско-Лотгинский; Л — Лотгинский и Т — Терский сегменты); 4 — Лапландско(ЛГП)-Умбинский(УГП) гранулитовый пояс; 5 — архейский фундамент; 6 — расслоенные интрузивы (цифры в кружках: 1 — Койтилайнен, 2 — Торнио, 3 — Кеми, 4 — Пеникат, 5 — Койлисмаа, 6 — Олангская группа, 7 — горы Генеральской, 8 — Мончегорский, 9 — Федорово-Панский, 10 — Бураковский); 7 — Главный Лапландский разлом (ГЛР); 8 — северная граница Балтийского щита. На врезке — положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое (сумии-сариолии).



северное — скрыто под акваторией Баренцева моря и надвигами норвежских каледонид, а с запада оборвано более молодым Свекофеннским орогеном с возрастом 1,9—1,8 млрд лет. Аналогичные породы КВМС того же возраста прослеживаются в фундаменте Русской платформы, в Шотландии, Гренландии и на Канадском щите (рои даек Матачеван-Херст в кратоне Сьюперior и дайки в кратоне Вайоминг, а также вулканические покровы в основании гуронской группы) [2]. Как следует из палеомагнитных, геологических и стратиграфических реконструкций, все эти кратоны были частями суперконтинента Лаврентия—Балтия до его распада в позднем протерозое. Соответственно, первоначальные размеры провинции были не менее 2500 км в длину и 1500 км в ширину.

Породы БКИП локализованы в пределах трех главных структурных провинций региона, где проявлены различно. В пределах архейских Карельского и Кольского кратонов породы КВМС представлены вулканогенно-осадочными комплексами в рифтогенных структурах (Ветренный Пояс, Печенго-Варзугская и др.), роями габброноритовых даек и крупными мафит-ультрамафитовыми расслоенными интрузивами — Бураковским, Мончегорским и др. В Беломорском и Терско-Лотгинском подвижных поясах, которые интерпретируются как зоны пологого тектонического течения корового материала от кратонов в сторону гранулитового пояса [3], эти образования представлены серией мелких мафит-ультрамафитовых интрузивов. В Лапландско-Умбинском гранулитовом поясе, расположенном между Кольским и Карельским кратонами, раннепалеопротерозойский магматизм резко отличается и представлен только коровыми эндербитами и чарнокитами.

ВУЛКАНИТЫ БАЛТИЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ НА ПРИМЕРЕ СВИТЫ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

Состав лавовых потоков в вулканических покровах рифтогенных структур варьирует от низкотитанистых пикритов и базальтов (бонинитовых пикритов и базальтов) через андезиты до дацитов и риолитов при доминирующем развитии базальтов. Бонинитовая природа магматических расплавов КВМС наиболее очевидно выявляется при изучении мафит-ультрамафитовых вулканинтов свиты Ветренный Пояс; их вещественной характеристике мы уделим основное внимание. Именно в структуре Ветренный Пояс встречаются лавовые потоки с возрастом около 2,44 млрд лет, в которых сохраняется вулканическое стекло, варьирующее по составу от базальта до дацита и андезита.

Обращает на себя внимание ассоциация магнезиальных оливина и пироксенов, а также хромистой шпинели с вулканическим стеклом относительно кислого состава, что типично для фанерозойских бонинитов [4]. Представительные анализы пород и стекол представлены в табл. 1 и 2.

Ранее [5] свита Ветренный Пояс рассматривалась как представитель коматиитовой серии протерозоя на Балтийском щите. Проведенные нами исследования показали, что вулканинты свиты, в значительной мере соответствующие по содержаниям главных элементов коматиитам и коматиитовым базальтам, содержат ассоциацию вкрапленников магнезиального оливина, пироксена, хромшпинелида и стекла

Таблица 1. Представительные химические анализы пород свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
М 1	51,65	0,68	10,18	12,21	—	0,18	13,72	9,44	1,26	0,62	0,06
М 33	51,27	0,67	9,84	12,32	—	0,18	14,58	9,17	1,54	0,37	0,06
М 99	51,66	0,73	12,99	11,88	—	0,18	9,99	9,94	1,87	0,68	0,09
М 303	52,56	0,60	12,80	1,52	9,47	0,18	11,38	8,61	2,08	0,70	0,09
М 232	48,87	0,66	12,79	12,74	—	0,19	13,65	8,92	1,58	0,54	0,04
Гл 2b	48,36	0,66	13,04	12,68	—	0,19	13,74	9,39	1,55	0,35	0,04
Гл 2c	51,08	0,81	15,29	12,16	—	0,18	7,19	9,37	2,96	0,90	0,06
Гл 2e	54,68	0,72	13,46	10,76	—	0,17	8,39	9,06	2,43	0,29	0,05
Гл 3b	45,08	0,49	11,90	12,84	—	0,17	21,25	6,41	0,64	1,16	0,06
Гл 3c	50,95	0,77	13,64	12,31	—	0,20	9,50	9,83	2,45	0,33	0,04
Лев 10	42,87	0,35	4,62	12,69	—	0,18	33,71	4,91	0,49	0,16	0,03
Лев 16	52,05	0,73	13,73	12,38	—	0,19	8,10	10,82	1,62	0,34	0,04
Лев 19	44,19	0,42	5,97	12,81	—	0,19	29,23	6,17	0,76	0,24	0,03
Лев 5	51,21	0,74	10,45	3,09	—	0,19	12,13	10,42	1,65	0,06	0,05
Лев 8	50,93	0,70	10,58	13,35	—	0,20	12,44	10,14	1,48	0,14	0,04

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН, Москва (ан. М 303 — классическим силикатным анализом, остальные — методом РФА) и пересчитаны на 100 %. При отсутствии значения в графе FeO, в графе Fe₂O₃ приводится суммарное железо. В образцах здесь и далее в таблицах: М — Мяндуха, Гл — Голец и Лев — Бол. Левгора. Обр. Лев 10 и Лев 19 — оливин-клинопироксеновые кумулаты; М 99, Гл 2e и Лев 16 — мелкозернистые клинопироксен-плагиоклазовые долериты; М 303 — гиалокластит; остальные образцы — оливин-клинопироксеновые и клинопироксеновые бонинитовые базальты.

андезитового и даже дацитового составов [4]. Подобный своеобразный бесплагиоклазовый состав пород наряду со специфическими геохимическими особенностями и наличием среднекислого стекла является типоморфным для фанерозойских бонинитов.

Как известно, в состав бонинитовой серии молодых островодужных систем (Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга и др.), кроме собственно бонинитов, оливиновых бонинитов, бронзитовых андезитов, гиперстенных дацитов, а также родственных им кварцевых дацитов и низкокальциевых риолитов [6—10], включаются и более примитивные мафит-ультрамафитовые породы, вплоть до пикритов и пикробазальтов [7, 11, 12]. Часть из них, судя по высокому содержанию вкрапленников (более 50 %), является кумулятивными образованиями и представляет собой конечные члены общего спектра пород бонинитовой серии. В свите Ветреный Пояс представлен именно такой ряд мафит-ультрамафитовых пород, соответствующий по минеральному составу и петрогеохимическим особенностям породам бонинитовой серии.

Таблица 2. Состав вулканического стекла в породах свиты Ветреный Пояс (мас.%)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
М 100-1	58,08	0,73	18,23	0,08	8,26	0,17	7,83	1,52	0,15	4,42	0,36	99,83
М 100-2	63,80	0,20	21,04	0,04	1,52	0,10	6,53	0,34	0,03	6,09	0,28	99,97
М 303	54,20	1,00	16,82	—	5,97	—	10,10	5,47	—	6,48	—	100,04
М 33	60,33	0,62	20,60	—	3,18	—	7,21	1,33	—	6,26	0,19	99,72
М 323	59,05	0,72	17,46	—	8,09	0,14	8,66	1,86	0,35	3,73	—	100,06
Лев 10-1	55,32	0,67	18,31	—	7,56	0,14	9,04	4,53	0,07	5,59	—	101,23
Лев 10-2	58,21	0,70	18,37	—	7,64	0,18	8,20	1,76	0,04	5,92	—	101,02
Лев 10-3	55,82	0,60	18,50	—	6,63	0,13	9,33	4,53	0,11	5,11	—	100,76
Лев 10-4	58,55	0,68	18,40	—	6,45	0,13	9,21	2,22	0,06	5,31	—	101,01
Лев 19-1	55,58	0,77	19,37	—	6,99	0,14	8,49	4,08	0,47	4,48	—	100,37
Лев 19-2	56,46	0,78	19,39	—	7,41	0,13	8,68	4,18	0,30	4,27	—	101,60
Лев 19-3	55,45	0,67	18,97	—	7,31	0,13	8,79	4,10	0,47	3,79	—	99,68

Примечание. Прочерки соответствуют содержаниям ниже предела чувствительности прибора. В графе FeO приведено суммарное содержание железа. Обр. М 100, М 33, М 323 — оливин-клинопироксеновые бонинитовые базальты; М 303 — гиалокластит; Лев 10, Лев 19 — оливин-клинопироксеновые кумулаты.

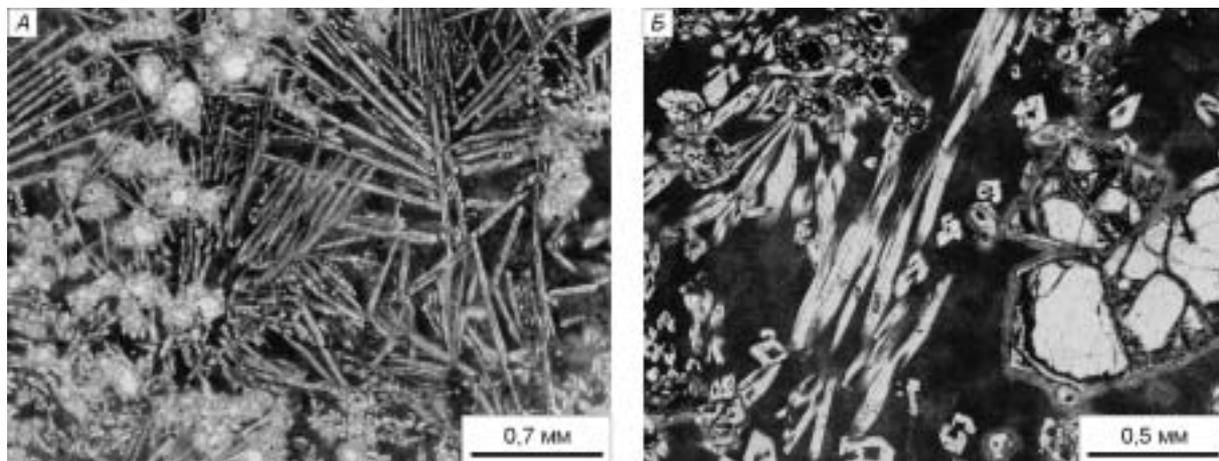


Рис. 2. Микрофотографии вулканитов свиты Ветреный Пояс (николи скрещены; темные поля — свежее или девитрифицированное вулканическое стекло).

А — базальт с фенокристаллами оливина и клинопироксеновой микроспинифекс структурой (Мяндуха, обр. М 323); *Б* — кумулятивная структура в клинопироксен-оливиновом пикрите (Бол. Левгора, обр. Лев 10).

Структура Ветреный Пояс (см. рис. 1) формировалась в условиях континентального рифтогенеза, во внутриплитной обстановке [5]. В состав этой структуры входит одноименная свита Ветреный Пояс, сложенная лавовыми потоками преимущественно базальтов и пикробазальтов, с подчиненными андезитобазальтами и ограниченным развитием туфов и туфогенно-осадочных пород.

Согласно изотопно-геохронологическим данным (Sm-Nd, Re-Os, U-Pb по цирконам), возраст свиты определен в 2,45—2,41 млрд лет [13—15], т. е. как сумийско-сариолийский с величиной $\epsilon_{Nd}(T) = -2,6$.

Изучены породы верхней части разреза свиты Ветреный Пояс из трех наиболее хорошо обнаженных участков: гора Мяндуха на юго-восточном окончании этой структуры, гора Голец — на северо-западной окраине и гора Бол. Левгора — в центральной части Ветреного Пояса.

Во всех трех изученных участках наблюдаются реликты вулканических построек, сложенных десятками базальтовых потоков мощностью от первых до десятков метров. Судя по находкам пиллоу-лав и гиалокластитов, их излияния происходили в подводных условиях. Высокомагнезиальные пикриты играют подчиненную роль, представляя кумулятивные горизонты в расслоенных лавовых телах, где главной кумулятивной фазой является оливин, содержание которого может достигать 80 %. Бонинитовые базальты обычно имеют мелкопорфировую структуру с вкрапленниками оливина, хромшпинелида, реже клинопироксена.

Наиболее примечательной особенностью основной массы базальтов являются структуры типа микроспинифекс, характеризующиеся развитием длинно-призматических, спутанно-игольчатых, радиальнолучистых, метельчатых агрегатов клинопироксена, реже плагиоклаза и(или) оливина в вулканическом стекле (рис. 2, *А*). В районе Бол. Левгоры обнажается мощная дифференцированная лавовая толща, в которой преобладающими породами являются бонинитовые базальты со спинифекс-структурами, сложенными длинно-призматическими кристаллами (до 10 см в длину) и метельчатыми агрегатами пироксена и(или) оливина в вулканическом стекле.

Реликты оливина наблюдаются как в структурах спинифекс, так и в порфировых выделениях (см. рис. 2, *Б*). Состав оливина обычно отвечает форстериту Fe_{80-87} . Вкрапленники клинопироксена имеют скелетообразные, футлярообразные формы и отвечают по составу авгиту $Wo_{41-44}En_{44-50}Fs_{9-11}$, редко пижониту $Wo_{11}En_{60}Fs_{29}$ с содержанием Al_2O_3 — 4,3 мас. % и пижонит-авгиту $Wo_{30-42}En_{44-53}Fs_{10-29}$. Состав клинопироксена основной массы в структурах микроспинифекс отвечает авгиту $Wo_{45-47}En_{33-42}Fs_{12-21}$ с содержанием Al_2O_3 от 6,5 до 7,5 мас. % (рис. 3). Хром-

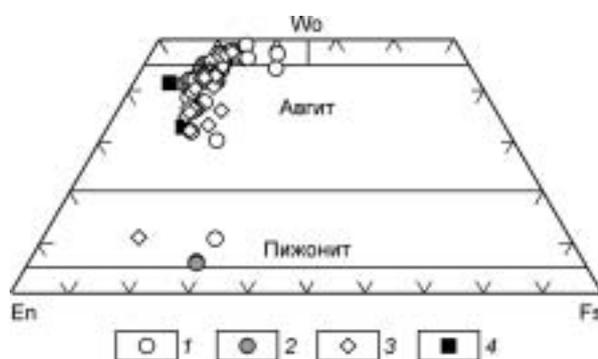


Рис. 3. Составы пироксенов на диаграмме En—Wo—Fs из вулканитов свиты Ветреный Пояс.

1 — Мяндуха, 2 — Голец, 3 — Бол. Левгора, 4 — из бонинитов островодужных систем Тихого океана [12].

шпинелид присутствует в виде мелких единичных зерен размером до 0,1 мм и по составу отвечает субферриалуомохромиту с содержанием Cr_2O_3 от 42 до 46 мас. %. Плагноклаз встречается лишь в полнокристаллических мелкозернистых долеритах и по составу соответствует лабрадору с содержанием анортитовой составляющей 62—64 %.

Свежее вулканическое стекло, изотропное или слабоанизотропное в поляризованном свете, имеет пятнистую бурую окраску в проходящем свете [17]. В гиалокластитах оно слагает основной объем породы и имеет тонкую флюидально-полосчатую текстуру, а в базальтах образует матрицу между кристаллами оливина и пироксена. Согласно микрозондовым определениям, пятнистое вулканическое стекло имеет переменный химический состав, варьирующий от базальта ($\text{SiO}_2 = 50\text{—}54$ мас. %) до андезит-дацита ($\text{SiO}_2 = 56\text{—}62$ мас. %) (см. табл. 2). Дацитовый состав интерстициального стекла ($\text{SiO}_2 = 57\text{—}65$ мас. %) характерен и для бонинитов молодых островодужных систем (рис. 4), в том числе и для ультраосновных бонинитов ($\text{SiO}_2 = 46,5$ и $\text{MgO} = 31,2$ мас. %) из внутренней зоны дуги Тонга [12].

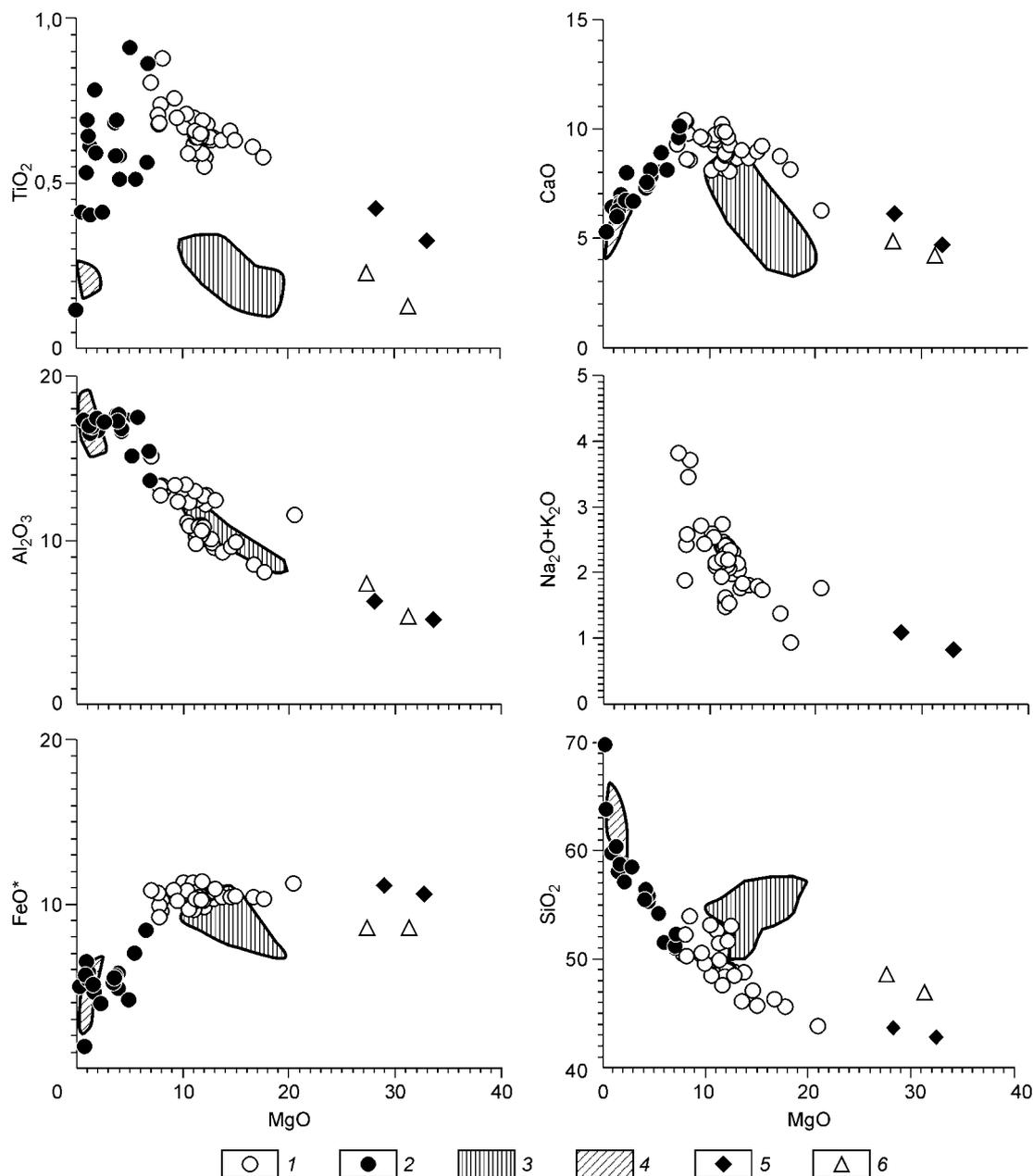


Рис. 4. Вариации содержаний (мас.%) петрогенных элементов по отношению к MgO :

в породах (1) и стеклах (2) свиты Ветреный Пояс (участки Мяндуха, Голец и Бол. Левгора); поля составов бонинитов (3) и интерстициальных стекол из них (4) из островодужных систем Тихого океана [6, 7, 10—12, 16]; 5, 6 — составы ультраосновных бонинитов (кумулятов) из Бол. Левгоры (5) и островодужных систем Тихого океана (6) [7, 11].

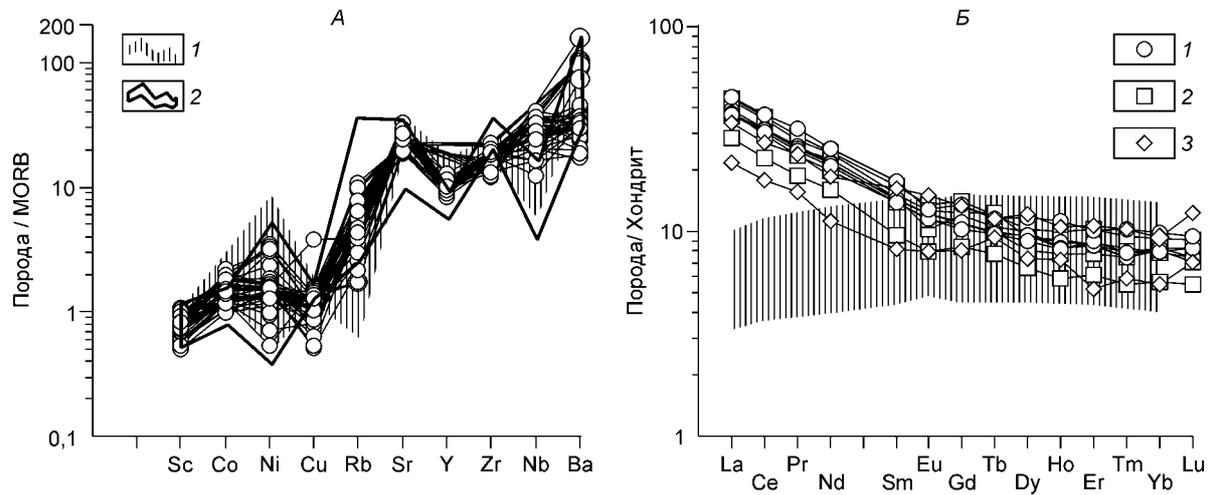


Рис. 5. Распределение элементов-примесей (А) и РЗЭ (Б) в породах свиты Ветреный Пояс.

На графике А вынесены составы пород Мяндухи и полями выделены спектры для пород Гольца (1) и Бол. Левгоры (2). Составы нормированы к MORB по [18]. На графике Б вынесены спектры РЗЭ в породах: 1 — Мяндуха, 2 — Голец, 3 — Бол. Левгора [32]. Выделено поле составов коматиитов и базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, Балтийский щит [19].

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в породах свиты Ветреный пояс (г/т)

№ образца	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ga	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Sc	Co
М 1	100	12	186	15	71	4	23	105	93	244	231	Не опр.	28	98
М 33	77	8	192	14	76	9	17	87	98	257	220	»	45	85
М 48	109	11	236	20	78	6	15	73	60	107	249	»	44	56
М 53	75	14	194	18	75	9	20	79	89	218	218	»	34	56
М 66	91	18	169	15	76	6	18	82	60	249	239	»	39	84
М 70	77	7	193	14	72	5	15	83	99	146	237	»	29	72
М 81	110	13	135	14	66	8	17	82	48	201	198	»	22	55
М 82	88	13	213	16	74	9	22	81	94	225	219	»	40	55
М 84	60	4	137	16	57	8	21	79	95	457	216	»	31	66
М 86	48	4	137	13	57	7	11	77	101	524	222	»	35	86
М 91	44	11	137	15	51	4	18	86	76	482	231	»	34	85
М 94	175	5	141	15	70	4	14	76	38	227	228	»	42	69
М 95	79	11	175	16	70	3	16	83	40	234	226	»	38	71
М 99	71	10	195	16	74	6	17	81	95	192	231	»	34	69
М 103	62	9	213	16	72	5	20	87	61	231	227	»	35	77
М 104	77	13	180	15	75	0	24	88	86	279	234	»	34	86
Гл 2b	381	23	186	9	137	4	Не опр.	74	95	415	168	1115	35	51
Гл 2c	278	14	228	15	109	4	»	85	128	59	208	132	33	36
Гл 2e	112	6	208	13	87	2	»	70	109	192	187	745	49	43
Гл 3b	77	85	74	11	76	2	»	72	97	773	129	1975	23	75
Гл 3c	171	14	256	15	108	1	»	78	113	144	180	578	37	45
Лев 10	140	5	100	13	44	2	14	85	63	938	122	2987	24	113
Лев 16	199	6	177	19	69	4	17	76	97	57	222	367	34	47
Лев 19	150	6	119	14	49	1	10	73	72	835	140	2671	25	97
Лев 5	110	0	192	20	69	3	14	80	96	141	200	750	34	68
Лев 8	135	0	167	19	66	3	16	78	102	149	207	777	30	60

Примечание. Анализы выполнены методов РФА в ИГЕМ РАН.

Таблица 4.

Содержание РЗЭ в вулканитах свиты Ветреный Пояс (г/т)

№ образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	(La/Nd) _n	(Ce/Yb) _n
М 301	9,26	19,40	2,46	10,10	2,18	0,70	2,25	0,37	2,39	0,50	1,43	0,20	1,40	0,19	52,83	1,76	3,52
М 304	8,96	19,10	2,40	9,99	2,19	0,70	2,27	0,36	2,42	0,47	1,40	0,19	1,41	0,21	52,07	1,72	3,45
М 308	8,84	18,60	2,36	9,65	2,12	0,67	2,10	0,36	2,26	0,46	1,48	0,20	1,35	0,21	69,66	1,75	3,50
М 315	10,70	22,70	3,00	11,90	2,68	0,74	2,78	0,43	2,94	0,63	1,66	0,26	1,66	0,24	62,32	1,72	3,48
Гл 2с	10,64	22,18	2,78	11,36	2,54	0,78	2,89	0,45	2,58	0,56	1,68	0,24	1,56	0,23	60,47	1,80	3,62
Гл 2е	8,68	19,12	2,40	10,52	2,24	0,59	2,46	0,39	2,52	0,47	1,44	0,21	1,34	0,19	52,57	1,59	3,63
Гл 2v	8,99	18,10	2,23	9,16	2,12	0,66	2,21	0,37	2,05	0,44	1,28	0,19	1,36	0,18	49,34	1,89	3,38
Гл 3с	10,32	21,56	2,63	11,16	2,32	0,73	2,53	0,46	2,37	0,51	1,42	0,19	1,40	0,21	57,81	1,78	3,92
Гл 3v	6,76	13,97	1,77	7,44	1,46	0,46	1,71	0,29	1,67	0,33	1,01	0,14	0,96	0,14	38,11	1,75	3,70
Лев 16	8,04	16,67	2,25	8,65	2,48	0,87	2,74	0,43	3,09	0,59	1,75	0,26	1,58	0,31	49,71	1,79	2,68
Лев 19	5,14	10,91	1,47	5,24	1,25	0,46	1,66	0,35	1,86	0,41	0,86	0,15	0,93	0,18	30,87	1,89	2,98

Примечание. Все анализы выполнены методом ICP-MS в ЦХЛ ИГЕМ РАН.

Особого внимания заслуживают результаты проведенного нами детального изучения уникально сохранившегося вулканического стекла из пород горы Мяндуха. Стекло образовано аморфным кремнеземом, содержащим нано- и микрокристаллы преимущественно водосодержащих силикатов (амфиболов и различных слоистых силикатов: хлорита, талька, биотита, каолинита), а также редкие выделения ортопироксена, α -кварца, тридимита, эпидота, галита, анатаза и куприта [17]. Минеральный состав этих нанофаз резко отличается от состава фенокристаллов и минералов основной массы лав, представленных оливином, высокоглиноземистыми клинопироксенами и хромитом. Эти нанофазы являются продуктом раскристаллизации мицелл (частично упорядоченных силикатов в кремнеземистой матрице), имевшей место сразу же после закалки стекла (в еще горячем веществе) — это ортопироксен, тридимит и α -кварц, и в процессе его дальнейшего остывания и последующего длительного существования в земной коре в уже существенно более низкотемпературных условиях, когда за счет этих мицелл формировались другие нанокристаллы. По-видимому, именно такое строение вулканического стекла из лав КВМС, т. е. наличие жесткого кремнеземистого каркаса с мицеллами нано- и микрометровой размерности, и обеспечило их удивительную сохранность на протяжении около 2,4 млрд лет.

Среди изученных пород свиты преобладают кремнеземистые (SiO_2 — до 54 мас. %), высокомагнезиальные ($\text{MgO} > 8$ мас. %) бонинитовые базальты с устойчиво низким содержанием TiO_2 — до 0,8 мас.%. Подчиненную роль играют бонинитовые пикриты и пикробазальты с содержаниями SiO_2 — 42—45 и MgO — 33—21 мас. % (см. табл. 1). Все породы имеют близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов, в частности, обогащены Sr, Zr, Ba и обеднены Nb, Y и др. (табл. 3, рис. 5, А), а также имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым $(\text{Ce/Yb})_n = 2,68—3,92$, что существенно отличает их как от толеитовых, так и от коматитовых базальтов (табл. 4, рис. 5, Б).

РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИВЫ

Интрузивные аналоги вулканитов на кратонах представлены крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Эти интрузивы обычно локализованы в поднятых „плечах“ рифтогенных вулканогенно-осадочных структур (Печенго-Варзугской на Кольском п-ове, Пана-Куолоярви в Северной Карелии, Похьяанмаа в Восточной Финляндии и т. д.), выполненных вулканитами КВМС, и реже — в поднятиях фундамента в промежутках между ними [20, 21]. Эти массивы имеют интрузивные контакты с вмещающими архейскими породами и тектонические, через зоны расланцевания, — с породами рифтового происхождения. Очевидно, рассматриваемые интрузивы были выдвинуты из-под вулканических покровов по системе взбросов. В результате, их первоначальные размеры тоже неизвестны и, вероятно, были существенно больше.

Восточная часть Балтийского щита является одной из крупнейших в мире областей развития раннепалеопротерозойских расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород: здесь установлено более 12 только крупных массивов (см. рис. 1). Все эти интрузивы произошли за счет расплавов КВМС и характеризуются сходным строением и близким вещественным составом пород, хотя часто сильно различаются деталями строения, характером кумулятивной стратиграфии и масштабом рудной минерализации.

Все крупные расслоенные интрузивы имеют однотипное строение и образованы серией пород: дуниты—гарцбургиты—бронзититы—нориты—габбронориты—анортозиты—магнетитовые габбро-диориты, хотя в деталях могут сильно отличаться друг от друга. Более того, крупные расслоенные комплексы могут состоять из двух и более самостоятельных и разновозрастных интрузивных тел с автономной внутренней структурой, произошедших за счет однотипных расплавов, в частности, детально изученные нами Бураковский и Мончегорский плутоны.

Крупнейший в Европе Бураковский плутон (БП) расположен в юго-восточной части щита, к востоку от Онежского озера. Он образован двумя крупными телами (центрами) — Аганозерским и Шалозерско-Бураковским, соприкасающимися своими верхними частями и образующими на поверхности дочетвертичного эрозионного среза единый массив (рис. 6).

Каждое из этих тел имеет автономное внутреннее строение. Аганозерское тело (АТ) сложено преимущественно кумулатами ультраосновного состава, сменяющимися снизу вверх базитами, образуя-

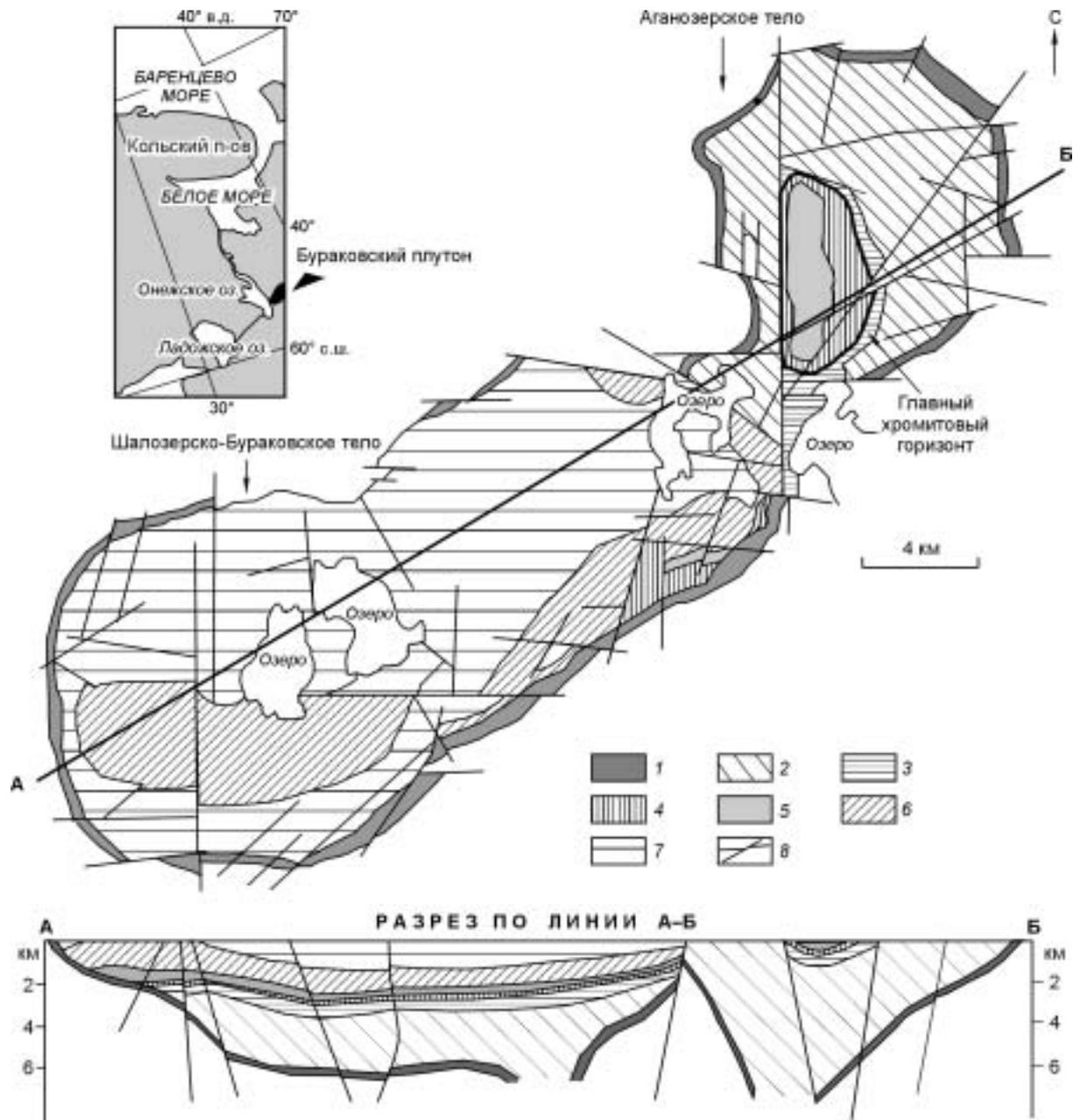


Рис. 6. Схема строения Бураковского плутона.

1 — краевые и 2—7 — расслоенные серии; зоны в составе расслоенных серий: 2, 3 — ультраосновная (2 — дунитовая и 3 — перидотитовая подзоны), 4 — пироксенитовая, 5 — габброноритовая, 6 — пижонитовых габброноритов, 7 — магнетитовых габброноритов-диоритов; 8 — разломы. На врезке — расположение Бураковского плутона.

щими синклиналию структуру в его центральной части. В плане АТ вытянуто в субмеридиональном направлении, а в разрезе имеет воронкообразную форму. Шалозерско-Бураковское интрузивное тело (ШБТ) вытянуто в северо-восточном направлении и имеет лополитообразную форму. В отличие от АТ, на дочетвертичном срезе оно представлено главным образом базитами, однако более глубокие горизонты здесь также сложены ультрабазитами.

Расслоенные серии в обоих телах в целом имеют сходное строение, где снизу вверх выделяются пять зон, породы которых различаются наборами кумулятивных фаз: ультраосновная, пироксенитовая, габбро-норитовая, пижонитовых габброноритов и магнетитовых габбронорит-диоритов. Последняя зона наблюдается только в ШБТ. Для каждой из зон характерен свой тип преобладающих кумулятивных парагенезисов минералов, однако одноименные зоны в пределах центров различаются как по строению, так и по составу пород.

Вся совокупность исследованных пород обоих тел в целом характеризуется однотипным фракционированным трендом распределения РЗЭ с существенным обогащением ЛРЗЭ, хотя их суммарные содержания в одноименных породах различны. Так, в ряду от ультраосновных кумулятов низов разрезов к габброидам их верхних частей закономерно увеличиваются суммарные концентрации РЗЭ.

Геологические и петролого-геохимические данные о самостоятельности двух интрузивных тел подтверждены изотопными исследованиями: Аганозерский центр имеет Sm-Nd возраст 2372 ± 22 млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = -3,22 \pm 0,13$), а Шалозерско-Бураковский — 2433 ± 28 ($\epsilon_{Nd}(T) = -3,14 \pm 0,14$) [22]. Таким образом, Аганозерский центр, будучи примерно на 50 млн лет моложе Шалозерско-Бураковского, представляет собой самостоятельный интрузив. Это согласуется как с геологическими данными, так и с петролого-геохимическими.

Однако в целом все полученные нами изотопные и геохимические данные свидетельствуют об однотипности исходных расплавов КВМС, сформировавших оба центра Бураковского плутона. Формирование каждого из этих интрузивов, вероятно, сопровождалось внедрениями дополнительных порций расплавов в затвердевающие камеры, о чем свидетельствует появление перидотитовых маркирующих горизонтов. Для этих дополнительных внедрений характерны более низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ отношения (0,7019 для ШБТ и 0,7032 для АТ) и более высокие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ ($-1,32$ для ШБТ и $2,35$ — для АТ).

Аналогичная ситуация устанавливается для второго по размеру мончегорского комплекса на Кольском п-ове [23]. Он состоит из двух крупных тел: никеленосного Мончегорского мафит-ультрамафитового плутона и существенно мафитового массива Монче-Чуна-Волчьих Тундр (Главного Хребта). Как и в предыдущем случае, эти массивы образованы близкими типами пород, но различаются по их распространности и кумулятивной стратиграфии. Согласно изотопно-геохронологическим данным, массив Главного Хребта на 40 млн лет моложе Мончегорского плутона (2,46 и 2,5 млрд лет соответственно). В отличие от Бураковского массива, мончегорский комплекс был вовлечен в тектонические процессы вдоль Главного Кольского разлома и расчленен на серию блоков.

МЕЛКИЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

В пределах Беломорского и Терско-Лоттинского подвижных поясов, локализованных между кратонами и Лапландско-Умбинским гранулитовым поясом, изверженные породы КВМС имеют тот же возраст (2,45—2,35 млрд лет), что и крупные расслоенные плутоны соседних кратонов [24]. Однако здесь они представлены множеством мелких синкинематических мафит-ультрамафитовых интрузивов, сложенных породами, аналогичными развитым в крупных расслоенных интрузивах, но, в отличие от последних, здесь каждая разновидность пород имеет тенденцию к образованию самостоятельного тела с соответствующим составом зон закалок.

В Беломорском подвижном поясе (БПП) эти тела повсеместно, но с разной интенсивностью, метаморфизованы и превращены в так называемые друзиты — коронитовые метагаббро. Коронитизация габброидов носила изохимический характер: в них сохраняются магматические структуры, реликты магматических минералов, а также первично-магматические текстуры, включая расслоенность.

По вещественному составу среди мафит-ультрамафитовых интрузивов БПП выделяются два главных типа: существенно мафитовый (габбронорит-анортозитов) и существенно ультрамафитовый (лерцолитов-габброноритов).

Составы пород и минералов в интрузивах друзитового комплекса и в крупных расслоенных плутонах Балтийского щита практически совпадают. И здесь, и там кумулятивные парагенезисы представлены двумя главными типами: 1) ультрамафитовыми кумулятами ($\text{Ol} \pm \text{Chr}$, $\text{Ol} + \text{Orx} \pm \text{Chr}$, $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crx} \pm \text{Chr}$, $\text{Orx} \pm \text{Crx}$, $\text{Orx} + \text{Pl} \pm \text{Ol}$ и $\text{Orx} + \text{Crx} + \text{Pl} \pm \text{Ol}$), типичными для нижних частей интрузивов и 2) мафитовыми кумулятами ($\text{Orx} + \text{Pl} \pm \text{Crx}$, Pl и $\text{Plg} + \text{Pg} - \text{Aug} + \text{Pl} \pm \text{Mgt}$), типичными для верхних частей их разрезов. Однако, если в плутонах все эти породы слагают единое тело, то здесь они входят в состав двух сообществ мелких самостоятельных тел с соответствующими составами эндоконтактных зон. Так что в целом они представляют крупный расслоенный интрузив, „разобранный“ на фракции. Общий тренд

Рис. 7. Характер распределения РЗЭ в интрузивных породах Балтийской провинции.

1 — друзитовый комплекс Беломорья, 2 — Бураковский плутон (Карельский кратон), 3 — бониниты Идзу-Бонинской дуги [25].

составов пород друзитового комплекса в целом подчиняется тем же закономерностям, что и составы дифференциатов Бураковского расслоенного плутона [24].

Вся серия друзитовых пород, как и остальные образования провинции, классифицируется как кремнеземистая и высокомагнезиальная (MgO до 27 мас.%). Большинство пород являются низкотитанистыми ($TiO_2 < 1$ мас.%), низко- или умеренно-глиноземистыми, за исключением анортозитовых и габбро-анортозитовых частей комплекса, где содержание Al_2O_3 достигает 20—27 мас.%. Изученные породы обнаруживают относительно широкие вариации SiO_2 , достигающие 54 мас.%; некоторые из них содержат кварц или являются кварцнормативными.

В распределении РЗЭ наблюдается полное подобие графиков для всех типов пород как внутри индивидуальных тел, так и в разных массивах в целом, что свидетельствует об однородности исходных магм для всех интрузивов комплекса. Eu аномалия либо отсутствует, либо слабо выражена. Характерно обогащение пород комплекса ЛРЗЭ с Ce/Yb до 5,65 и плоским распределением тяжелых РЗЭ. Графики распределения РЗЭ в породах практически полностью совпадают с полями пород расслоенной серии Бураковского плутона. Оба эти поля полностью перекрывают и поле бонинитов современной Идзу-Бонинской дуги, что свидетельствует о геохимической близости этих образований (рис. 7).

Таким образом, совокупность пород мелких интрузивов БПП и расслоенных плутонов соседних кратонов имеет устойчивые и практически идентичные вещественные характеристики: одинаковый спектр пород от ультрабазитовых кумулатов до магнетитовых габбро-диоритов при близком составе минеральных фаз. Генетическое родство пород мафит-ультрамафитового друзитового комплекса и Бураковского расслоенного плутона выражается в общих закономерностях — обогащение пород некогерентными элементами (Ba, Zr, Th, La и др.) и обеднение Ti и высокозарядными элементами (Nb, Y и др.), т. е. принадлежность всех этих образований к продуктам кристаллизации расплавов бонинитоподобной серии (КВМС). В условиях подвижной среды БПП поступавшие снизу порции расплавов могли размещаться только в мелких камерах, которые постоянно смещались в пространстве в процессе тектонического течения вмещающих пород, препятствуя накоплению расплавов в одном месте и образованию крупных интрузивов.

Высокомагнезиальный состав оливинов и пироксенов с преобладанием среди последних ортопироксенов, а также наличие хромитов в ультрамафитовых породах комплекса, по-видимому, свидетельствуют о том, что исходные магмы выплавлялись из деплетированной мантии, обедненной высокозарядными некогерентными элементами (в порядке $Y < Ti < Zr$). Расплавы были обогащены ЛРЗЭ и литофильными элементами (Rb, Ba), что, вероятно, связано с ассимиляцией ими корового материала. С этим хорошо согласуются результаты изотопных исследований, свидетельствующие о происхождении магм КВМС при крупномасштабной ассимиляции мантийными расплавами архейских пород с $\epsilon_{Nd}(T) = -9,5$ [14, 26].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ КРЕМНЕЗЕМИСТОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ СЕРИИ

В отличие от типичных крупных изверженных провинций фанерозоя, образованных преимущественно толеитовыми базальтами, БКИП сформирована бонинитоподобными породами. Содержания главных, редких и редкоземельных элементов, характерные Nb и Ti минимумы и высокое Al_2O_3/TiO_2 в породах провинции близки к тем, что наблюдаются в фанерозойских бонинитах и являются промежуточными между собственно бонинитами и островодужными толеитами (рис. 8) [25]. Главное различие между этими породами заключается в их изотопном составе: величина $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует в КВМС в среднем от -1 до -3, в то время как в фанерозойских бонинитах составляет от +6 до +8. Последнее обстоятельство отражает вклад субдукционных компонентов (осадков, флюидов и др.) в генерацию собственно бонинитов и древней архейской коры — в формирование расплавов КВМС. Изотопные характеристики последней различны для разных магматических центров и зависят от состава коровых субстратов.

В фанерозое подобные породы встречаются только в зонах активного перехода от континентов к океанам, в островодужной обстановке и связаны с процессами субдукции. В отличие от них, происхо-

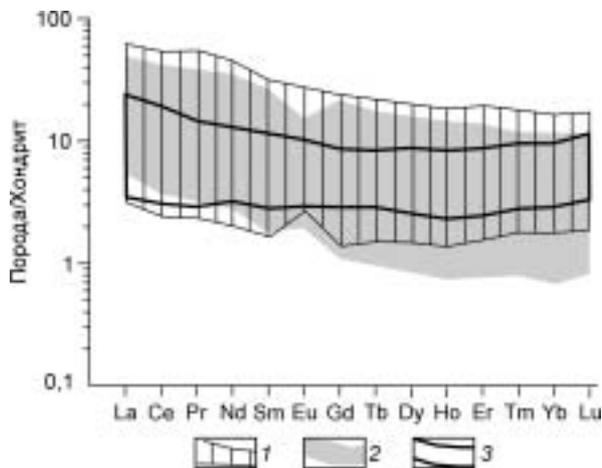




Рис. 8. Диаграмма АФМ для пород (1) и стекол (2) свиты Ветреный Пояс.

Для сравнения показаны поля пород (3) бонинитовой серии современных островных дуг и стекол в них (4) [6, 7, 11, 12, 16].

дение КВМС связано с крупномасштабной ассимиляцией корового материала высокотемпературными мантийными расплавами в процессе подъема (всплывания) к поверхности очагов расплава через кору путем зонной плавки, т.е. плавления кровли и кристаллизации у дна.

СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ КРЕМНЕЗЕМИСТОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ СЕРИИ

Существование крупных изверженных провинций предполагает наличие под ними мантийного суперплюма [27], над которым развиваются конкретные магматические системы. Присутствие в БКИП магматических комплексов

разной глубинности дает возможность реконструировать строение таких систем.

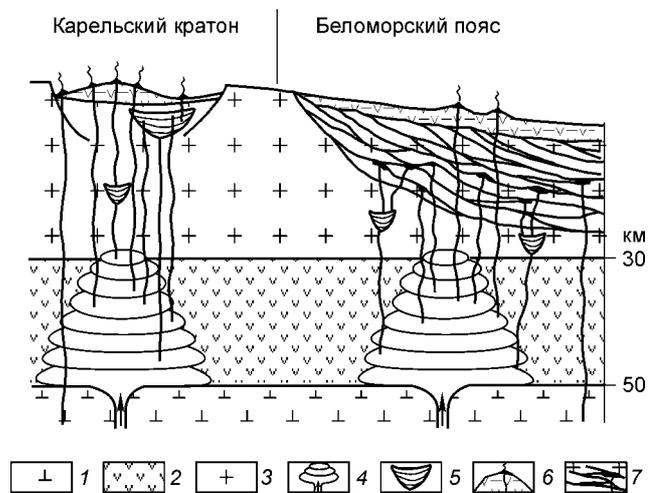
Детальное изучение расслоенных интрузивов Карело-Кольского региона показало, что их формирование происходило путем периодического поступления порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. Это предполагает, что рассматриваемые интрузивы представляли собой крупные промежуточные магматические камеры, где аккумулировались расплавы, поступающие из нижележащих зон генерации магмы, и происходили процессы кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм. Финальные стадии трансформации первичных мантийных магм имели место в малоглубинных субвулканических силлоподобных телах, расположенных непосредственно под лавовыми плато и(или) в их нижних частях (рис. 9).

Таким образом, в магматических системах КВМС можно выделить, по крайней мере, три главных уровня. Наиболее глубинным является граница кора—мантия, где располагаются зоны генерации таких расплавов. Второй уровень характеризуется развитием крупных расслоенных интрузивов, и третий, наименее глубинный, представлен субвулканическими силлами. Очевидно, такие системы появляются над возникающими на поверхности суперплюма протуберанцами (локальными плюмами), где вследствие адиабатической декомпрессии и происходит плавление мантийного вещества. Развитие таких систем приводит к существованию над их растекающимися головными частями зон растяжения, сопровождаемых появлением разрывов, по которым и поднимается расплав.

Происхождение диспергированного магматизма промежуточных подвижных зон типа Беломорской, очевидно, связано с импрегнацией магмы в движущуюся среду. В результате эти порции не накапливались в одной камере, и каждая из них затвердевала независимо. Это предполагает, что зоны магмогенерации под этими зонами были такие же, как и под соседними кратонами, и мощность перекрывающих их зон тектонического течения, судя по геобарометрическим данным, не превышала 20—25 км [24].

Рис. 9. Модель строения магматических систем под кратонами и промежуточными подвижными зонами Балтийского щита.

1 — древняя литосферная мантия; 2 — архейская базитовая нижняя кора; 3 — архейская сиалическая верхняя кора; 4 — область „всплывания“ магматического очага по принципу зонной плавки; 5 — расслоенные интрузивы и промежуточные камеры; 6 — осадочно-вулканогенные породы, лавовые плато; 7 — зона тектонического течения (Беломорский подвижный пояс) с друзитовыми телами (черное).



Особенностью раннепалеопротерозойских магматических систем КВМС являлось строение их нижнего уровня. В отличие от внутриплитных магматических систем фанерозоя, где вдоль границы кора—мантия в результате андерплейтинга базальтовой магмы развивались интрузивы, ответственные за формирование нижней базитовой коры [28], здесь ситуация была существенно иной. Как уже указывалось, здесь возникали специфические магматические центры, где магматические очаги всплывали через архейскую нижнюю кору. По существу, это один из вариантов андерплейтинга, когда температура первичных мантийных магм была очень высокой (1600—1700 °С) [29]. По результатам изучения нижнекоровых ксенолитов, под БКИП они сложены преимущественно гранатовыми гранулитами и эклогитами [30, 31]. Эти гранулиты первоначально были кумулатами и формировались одновременно с провинцией из тех же магм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннепалеопротерозойская (2,5—2,3 млрд лет) Балтийская крупная изверженная провинция кремнеземистой высокомагнезиальной серии расположена в восточной части Балтийского щита. В пределах Кольского и Карельского кратонов она представлена лавовыми плато, варьирующими по составу от низкотитанистых пикритов и базальтов через андезиты до дацитов и риолитов в рифтогенных структурах, роями габброноритовых даек и большими расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Многочисленные мелкие мафит-ультрамафитовые интрузивы (друзитовый комплекс) рассеяны внутри Беломорского и Терско-Лоттинского подвижных поясов. Все это предполагает наличие суперплюма под регионом в то время.

Главное отличие БКИП от фанерозойских КИП заключается в составе расплавов, которые близки по своей геохимии к надсубдукционным магмам, но формировались во внутриплитных условиях. Происхождение магм КВМС было, по-видимому, связано с крупномасштабной ассимиляцией коровых субстратов высокотемпературными мантийными магмами при их подъеме к поверхности.

Магматические системы БКИП характеризуются четырьмя уровнями активности: 1) головная часть мантийных плюмов, где в основном происходит плавление; 2) нижняя кора, где мантийные магмы контаминируются коровым материалом и трансформируются в магмы КВМС; 3) верхняя кора, где формируются промежуточные магматические очаги (сохранившиеся как крупные мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузивы); 4) вулканические покровы на поверхности и субвулканические силлы под ними.

Происхождение диспергированного интрузивного мафит-ультрамафитового магматизма в подвижных зонах, очевидно, было связано с внедрением магм в подвижную среду; в результате они не аккумуляровались в пределах единого тела и каждая порция затвердевала независимо.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64581), программы ОНЗ РАН № 5 и федеральной программы поддержки научных школ № 1251.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.** Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология*, 1997, т. 5, № 5, с. 503—522.
2. **Heaman L.M.** Global mafic magmatism at 2,45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? // *Geology*, 1997, v. 25, № 4, p. 299—302.
3. **Sharkov E.V., Bogatkov O.A., and Krasivskaya I.S.** The role of mantle plumes in the Early Precambrian tectonics of the Eastern Baltic Shield // *Geotectonics*, 2000, v. 34, № 2, p. 85—105.
4. **Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В., Шарков Е.В.** Раннепалеопротерозойские бонинитоподобные вулканиты Ветреного Пояса в восточной части Балтийского щита, Россия // *Литосфера*, 2004, № 3, с. 110—127.
5. **Куликов В.С.** Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (Карелия) // *Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита*. Л., Наука, 1988, с. 20—88.
6. **Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др.** Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // *Геология дна Филиппинского моря*. М., Наука, 1980, с. 149—179.
7. **Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М., Наука, 1987, 331 с.**
8. **Bloomer S.H. and Hawkins J.W.** Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 97, p. 361—377.
9. **Van der Laan S.R., Arculus J.A., Pearce J.A., Murton B. J.** Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of site Izu-Bonin forearc / Eds. P. Fryer et al. // *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 1992, p. 171—201.
10. **Ohnenstetter D., Brown W.L.** Compositional variation and primary water contents of differentiated interstitial and included glasses in boninites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 117—137.
11. **Высоцкий С.В., Пушкин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина М.И.** Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // *Докл. АН СССР*, 1983, т. 271, № 1, с. 169—173.

12. **Высоцкий С.В.** Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана // Владивосток, ДВО АН СССР, 1989, 195 с.
13. **Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В.** Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия, 1991, т. 5, с. 625—634.
14. **Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, № 6, p. 1205—1222.
15. **Puchtel I.S., Bruggmann G.E., Hofmann A.W. et al.** Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2,45 Ga plume // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 588—599.
16. **Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.** Marianites: the clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana Trench // *Ophiolites. Int. Ophiolite Symp. Nicosia*, 1980, p. 473—479.
17. **Sharkov E.V., Trubkin N.V., Krassivskaya I.S. et al.** Structural and compositional characteristics of the oldest volcanic glass in the Early Paleoproterozoic boninite-like lavas of Southern Karelia // *Petrology*, 2004, v. 12, № 3, p. 227—243.
18. **Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 297—314.
19. **Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.** Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2,9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 21, p. 3579—3595.
20. **Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J. et al.** Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Baltic Shield // *Miner. Petrol.*, 1990, v. 42, № 1—4, p. 1—32.
21. **Sharkov E.V., Smolkin V.F.** Paleoproterozoic layered intrusions in the Russian part of the Fennoscandian Shield // A review. *Trans. Inst. Min. Metallurgy, Section B: Appl. Earth Sci.*, 1998, v. 107, January—April, p. 23—38.
22. **Chistyakov A.V., Sharkov E.V., Grokhovskaya T.L. et al.** Petrology of the Europe-largest Burakovka Early Paleoproterozoic layered pluton (Southern Karelia, Russia) // *Rus. J. Earth Sci.*, 2002, v. 4, № 1. <http://rjes.wdcb.ru>
23. **Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др.** Геология и металлогения Мончегорского расслоенного комплекса // *Российская Арктика. Геологическая история, минерагения, геоэкология.* СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 485—494.
24. **Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В.** Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // *Петрология*, 2004, т. 12, № 6, с. 632—655.
25. **Pearce J.A., Thirlwall F.M., Ingram G.A. et al.** Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc / Eds. P. Fryer et al. // *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 1992, p. 237—261.
26. **Amelin Yu.V., Semenov V.S.** Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the sources and contamination of Paleoproterozoic continental mafic magmas // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 124, p. 255—272.
27. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 с.
28. **Rudnick R.** Growing from below // *Nature*, 1990, v. 347, p. 711—712.
29. **Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Экспериментальная петрология и генезис коматиитов // *Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита* (О.А. Богатиков (ред.)). Л., Наука, 1988, с. 162—180.
30. **Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V. et al.** Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic Shield: Evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane // *Lithos*, 1995, v. 36, p. 157—184.
31. **Downes H., Peltonen P., Manttari I., and Sharkov E.V.** Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: Evidence for crustal growth and reworking // *J. Geol. Soc.*, London, 2002, v. 159, p. 485—488.
32. **Sun S.S.** Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 176—192.

*Поступила в редакцию
15 декабря 2004 г.*