

*В. В. Куликова **, *В. С. Куликов **, *Я. В. Бычкова ***

К ВОПРОСУ О ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ «ВУЛКАН ГОЛЕЦ – ИНТРУЗИВ РУЙГА»

Введение. Для раннего докембрия весьма существенной является высокая доля высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов и коматиитовых базальтов), образующих специфическую коматиитовую серию, которая в фанерозойских геотектонических обстановках встречается редко. В палеопротерозое она наиболее ярко проявлена на ЮВ Фенноскандинавского щита (кряж Ветренный Пояс) (рис. 1). В настоящей работе показаны некоторые результаты изучения строения лавовой толщи (плато) г. Голец и интрузива Руйга, их петрохимии и геохимии, изотопного Sm-Nd возраста интрузива и обоснования комагматичности.

Методы исследований. Химический состав пород определялся в химической лаборатории Института геологии Карельского НЦ РАН методом «мокрой химии», а также в лаборатории университета г. Оулу (Финляндия) методом РФА. Составы минералов изучались методом рентгеноспектрального микроанализа в лаборатории ГЕОХИ РАН и в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Некоторые минералы вулканитов г. Голец и массива Руйга диагностировались В. В. Куликовой на микроанализаторе «INCA Energy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН (куратор – А. Н. Терновой). Содержание редкоземельных элементов определялось на ICP-MS в Лаборатории механизмов и транспортов в геологии, г. Тулуза, Франция.

Геологическое строение палеорифта Ветренный Пояс. Линейный палеорифт Ветренный Пояс, породы которого образуют одноименный кряж, изучался многими геологами практически на всей его территории (с СЗ на ЮВ) на наиболее обнаженных участках: Голец, Челпан, Шапочка, Шуйгора, Оловгора, Карбасникова, Б. и М. Левгоры, Овинишная, Мяндуха и др. (см. рис. 1), а также в процессе картирования и геологоразведочных работ разных организаций.

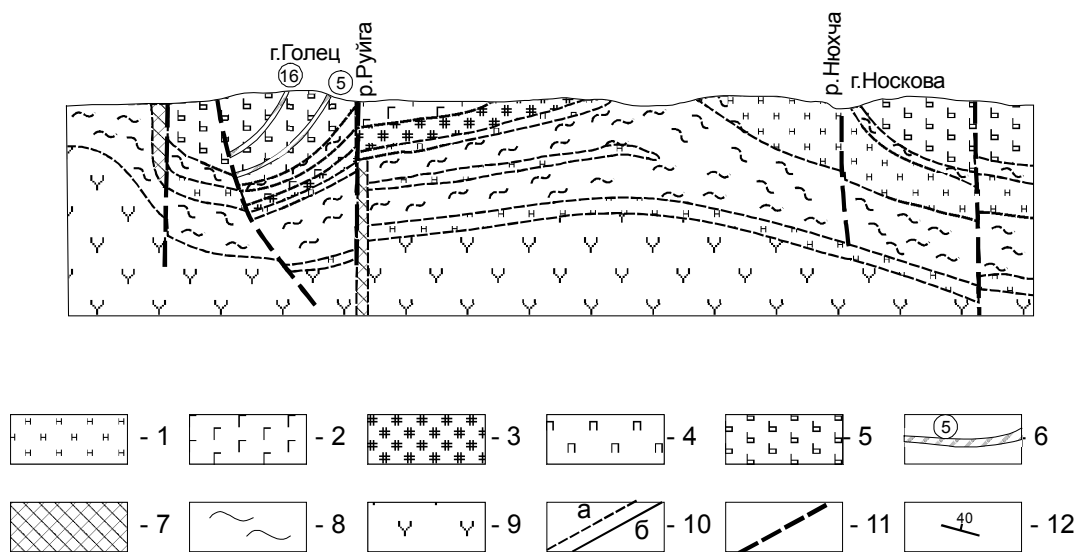
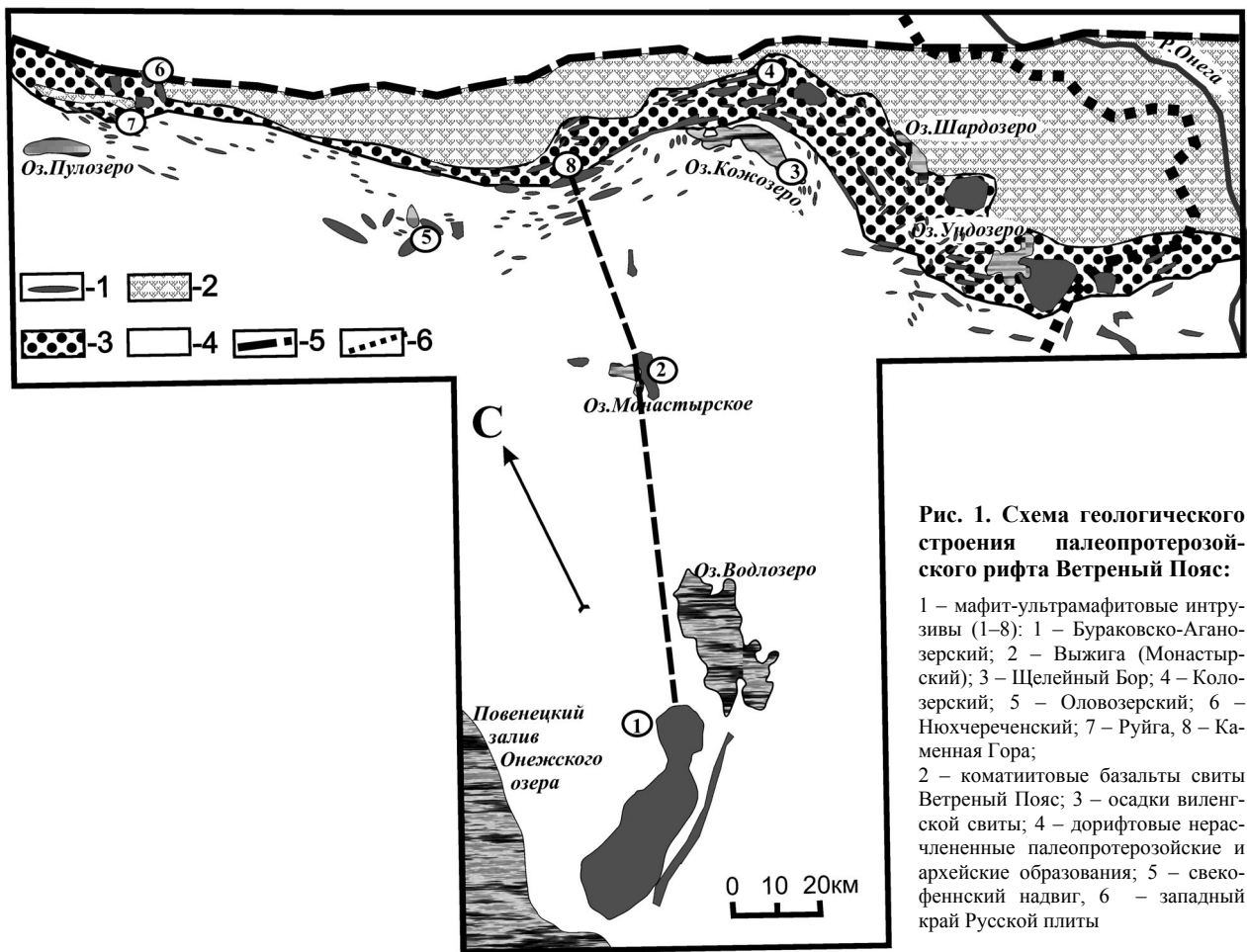
Северное плечо рифтогенной структуры сложено в основном гнейсами и гранитоидами беломорского

комплекса (Беломорский подвижный пояс – БПП), а южное – вулканогенно-осадочными образованиями вожминской серии (мезоархей), а также гранитоидами, амфиболитами и гнейсами Водлозерского палеоархейского блока Карельского кратона (Куликова, 1993 и др.). Первичная структура палеорифта в значительной степени преобразована и частично уничтожена в период Свеккофеннской орогении (?) (1,9–1,8 млрд лет) в результате надвига на него с СВ архейских образований БПП. Сохранившийся северо-западный фрагмент палеорифта сложен осадками и вулканитами трех свит (снизу вверх): киричской (вулканиты основного и среднего состава мощностью более 1 км), виленгской (флишоидные осадки – до 1 км) и Ветренный Пояс (коматиитовые базальты мощностью более 800 м), а также мафит-ультрамафитовыми интрузивными телами. Структура изучена на ряде профилей (Кирич – Б. Левгора; Кожозеро; Мяндуха, г. Голец). В процессе многолетних исследований авторы пришли к заключению, что на северо-западе палеорифта в районе г. Голец и г. Носкова пространственно объединенные интрузивные и эффузивные образования принадлежат к единой магматической системе «вулкан – подвулканная камера» (рис. 2).

Разрез лавовой толщи г. Голец. Наиболее полный сохранившийся разрез свиты Ветренный Пояс на северо-западе палеорифта установлен на г. Голец (высота 235 м). Этот объект всегда привлекал внимание геологов и неоднократно был предметом исследований по мере появления новых технологий и инструментальных возможностей (Богачев и др., 1968; Куликов, 1971; Слюсарев, Куликов, 1973; Пухтель и др., 1997; Puchtel et al., 1997). В 1984–1987 гг. В. В. Куликовой с коллегами (С. А. Вяхирев, О. С. Сибелев) впервые выполнена теодолитная съемка г. Голец как геологического объекта. Толща коматиитовых базальтов в районе Гольца была расчленена на три пачки: 1 – подушечные лавы (залегающие на метаморфизованных туфах и туфоконгломератах виленгской свиты), 2 – сложнодифференцированные покровы и 3 – подушечные лавы с отчетливой столбчатой отдельностью в основании покровов. Последние на северном склоне горы перекрыты (?) горизонтально залегающими осадками не установленного возраста.

* Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

** МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.



Непосредственные нижний и верхний стратиграфические контакты лавовой толщи не обнажены (рис. 3). Авторами в 2002–2005 гг. дополнительно изучены и опробованы, за редким исключением, все выделенные 20 лавовых покровов коматиитовых базальтов мощностью от 5 до 100 м, которые слагают круто падающее (до 80–90°) на север южное крыло Гольцовской синформной структуры.

Исследуемые вулканыты по химическому составу подразделяются на три вида пород с содержанием MgO (в пересчете на безводный остаток): низко- (НКБ) – менее 14% и высокомагнезиальные (ВКБ) – 14–24% коматиитовые базальты, а также коматииты – >24% (Коматииты..., 1988). НКБ по минеральному составу весьма разнообразны и делятся на оливинные (оливиновый микроспинифекс), пироксеновые (пироксеновый спинифекс) и пироксен-плаггиоклазовые (базальты с разным количеством мезостазиса). Однако вверх по разрезу была установлена тенденция увеличения доли ВКБ. Если в нижней его части первые 7 покровов (за исключением покровов 3 и 5) представлены НКБ, то в верхней (кроме 15 и 20) – ВКБ. В покровах 5, 9, 11, 12, 14 и 16 содержания MgO составляют 15–16% при среднем по разрезу около 12%. В покровах 1 и 2, 6 и 7 отмечаются повышенные содержания кремнезема (до 54%), оксидов кальция (до 11%) и алюминия (до 14%).

Детальные исследования образцов из центральной части разреза («покров 6») (зона спинифекс и зона вариолитов) на микрозонде показали, что средний состав микропробы из зоны спинифекс соответствует среднему составу покрова, полученному традиционной «мокрой» химией (рис. 4). В

этом теле, как и в некоторых других лавовых покровах, широкое развитие имеют вариолитовые текстуры, обычно расположенные вблизи кровли или в средней части. Вариолы размером от 5 см (покров 5 и др.) до 0,5 мм, часто более светлой окраски, отчетливо выделяются на выветрелой поверхности покровов, как правило, в зоне пироксенового спинифекса. Наблюдаются или отдельные вариолы, или стяжения в виде линз, или отдельные слои (рис. 5, вверху). В «покрове 6» размеры вариолей в среднем составляют от 0,5 до 0,2 см, но их скопления достигают размеров более 1 см. Ранее предполагалось, что они являются результатом ассимиляции кислых вмещающих пород рамы и должны иметь, по меньшей мере, соответствующий смешанный состав. Проведенное микрозондовое исследование (более 1000 точек) образца «Голец-3» показало, что это крайне сложные структуры, в которых главной минеральной фазой, присутствующей как в вариолях, так и в мезостазисе, является клинопироксен (авгит) переменного состава. В вариолях он образует плотные скопления в ассоциации с плаггиоклазами и акцессорными минералами (рис. 5, нижние слева и справа; табл. 1). Иглы пироксена в межвариолитовом пространстве создают тонкую сетку, погруженную в мезостазис (рис. 6). Вариолы имеют более сложный состав, обусловленный тесным срастанием зональных пироксенов (рис. 7, табл. 2) и плаггиоклазов *всегда* в ассоциации с церийсодержащими акцессорными минералами (рис. 8, табл. 3–4). Внутри вариолей межзерновое пространство представлено скоплениями микролитов полевых шпатов, пироксенов,

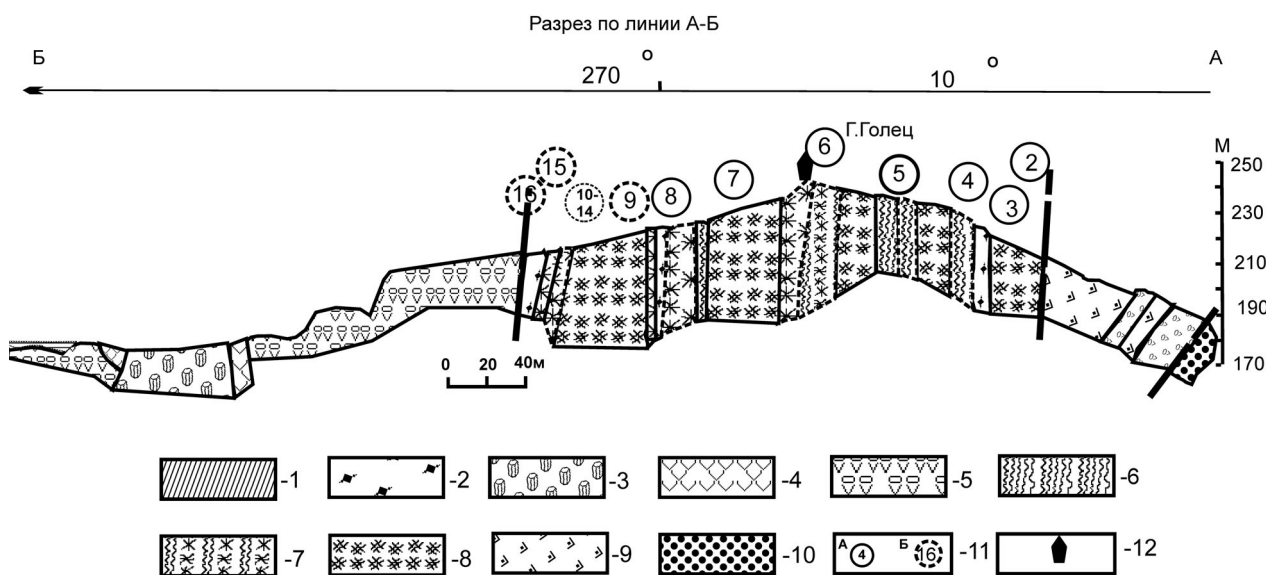


Рис. 3. Разрез через г. Голец. Составила В. В. Куликова по работам 1984–1987 гг. с использованием материалов В. С. Куликова, В. Д. Слюсарева, А. Н. Семенова (1963 г.)

1 – горизонтально залегающие осадки неустановленного возраста (на карте они условно показаны в составе виленгской свиты); 2 – рассланцованные лавы; 3 – подушечные лавы с отчетливой столбчатой отдельностью в основании покровов; 4 – массивные зоны потоков; 5 – подушечные лавы; сложно дифференцированные покровы (6–8); 6 – кровельные шлаковые зоны с полосчатыми текстурами, 7 – переслаивание полосчатых и спинифекс с вариолитами текстур, 8 – ультрамафиты; 9 – миндалекаменные базальты; 10 – метаморфизованные туфы и туфоконгломераты виленгской свиты; 11 – номера покровов, в том числе на удалении от линии разреза; 12 – триангопункт г. Голец. Разломы показаны штрих-пунктиром

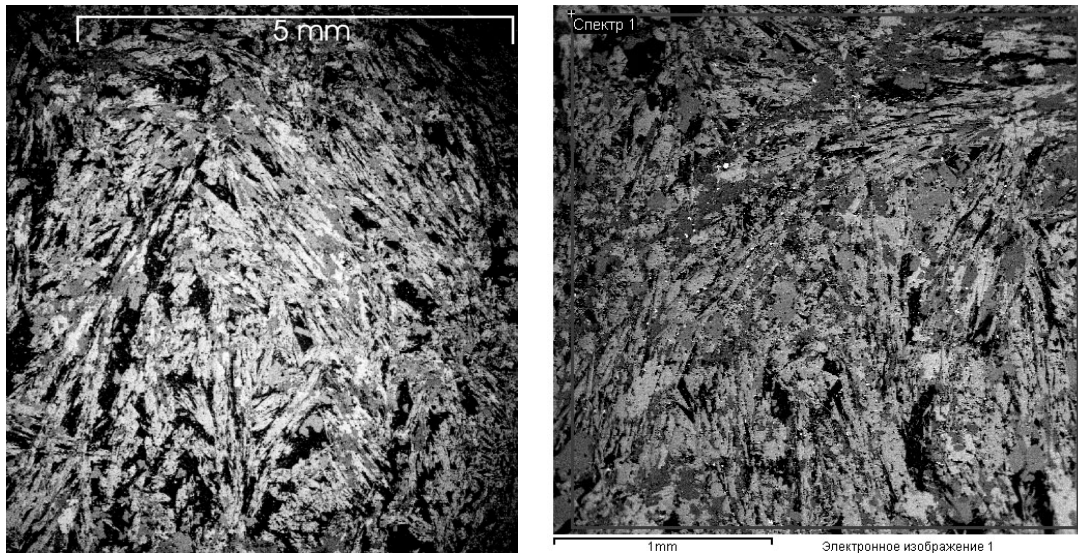


Рис. 4. Структура спинифекс НКБ г. Голец и ее химический состав («покров 6») (вес.%): SiO_2 – 50,28; TiO_2 – 0,55; Al_2O_3 – 10,28; FeO – 11,10; MgO – 13,26; CaO – 11,52; Na_2O – 1,97; K_2O – 1,04

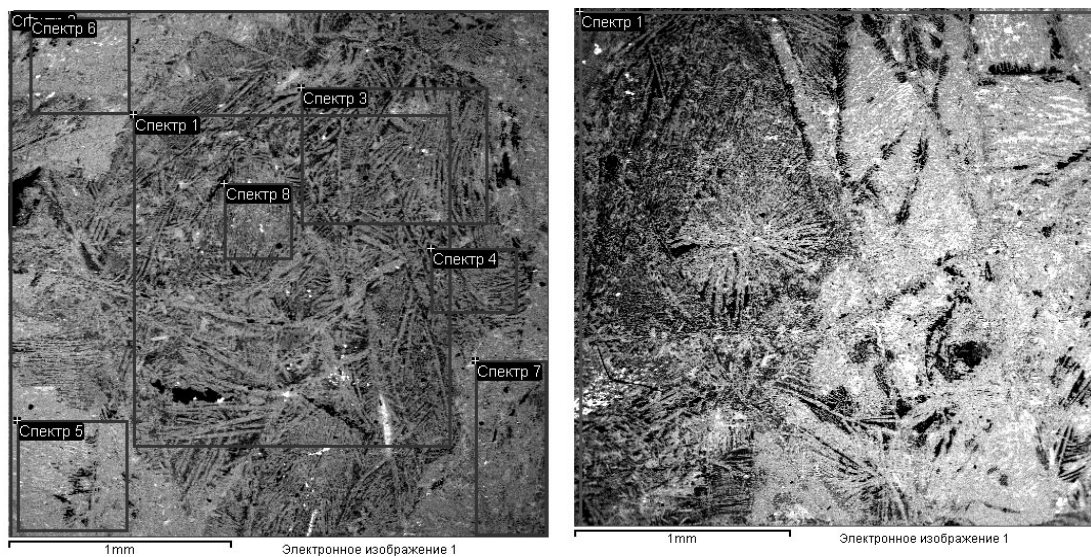
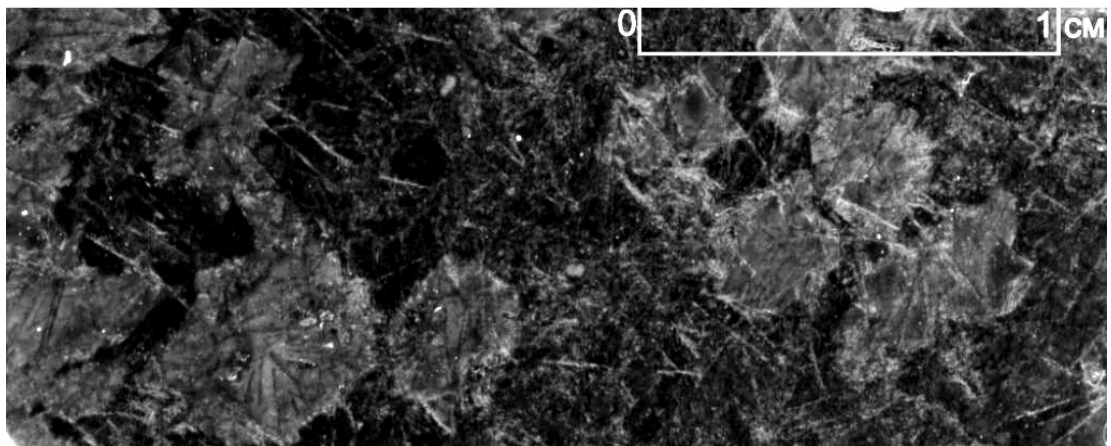


Рис. 5. Зона спинифекс с вариолитами в «покрове 6». Вверху – общий план (2,5 × 1,5 см). Слева – деталь общего плана (в рамках места сканирования, в табл. 1 (1–8) – средние составы микропроб). Справа: деталь контакта спинифекс структуры и вариоли. На контакте формируется стяжение пироксенов – вариоль (средний состав породы в табл. 1)

Таблица 1

Средний химический состав локальных микроучастков пироксенового спинифекса и вариолей

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57,07	54,32	56,02	50,01	53,88	50,23	50,72	60,00	55,03
TiO ₂	0,57	0,68	0,90	0,96	0,71	0,53	0,64	0,57	0,49
Al ₂ O ₃	10,27	10,96	11,06	13,04	9,92	11,49	12,17	9,01	12,06
FeO	8,59	9,82	8,86	11,49	10,20	11,83	10,66	7,08	9,45
MgO	12,04	12,75	11,21	14,07	12,56	14,29	13,34	10,65	11,33
CaO	8,44	8,71	8,56	7,87	11,66	9,67	10,48	10,06	8,96
Na ₂ O	2,60	1,91	2,72	1,89	0,65	0,65	0,60	2,62	2,11
K ₂ O	0,42	0,85	0,68	0,67	1,07	1,32	1,40		0,57
АТМ	20	17	12	13	14	21	19	15	21

Примечание. См. рис. 5: 1–8 – слева; 9 – справа.

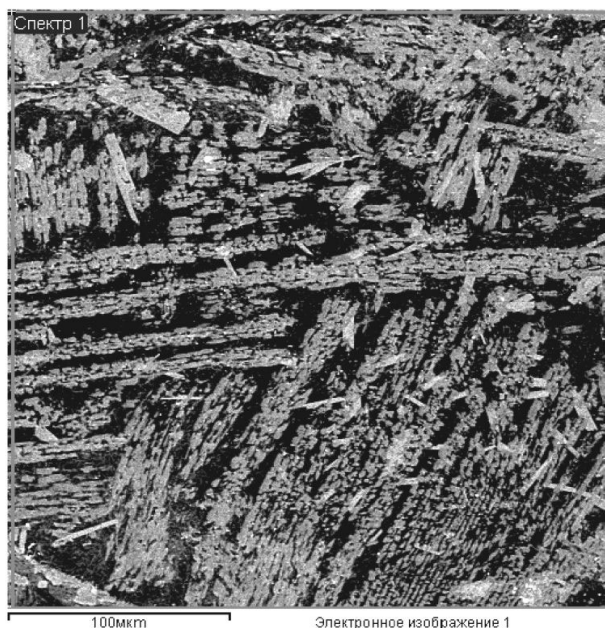
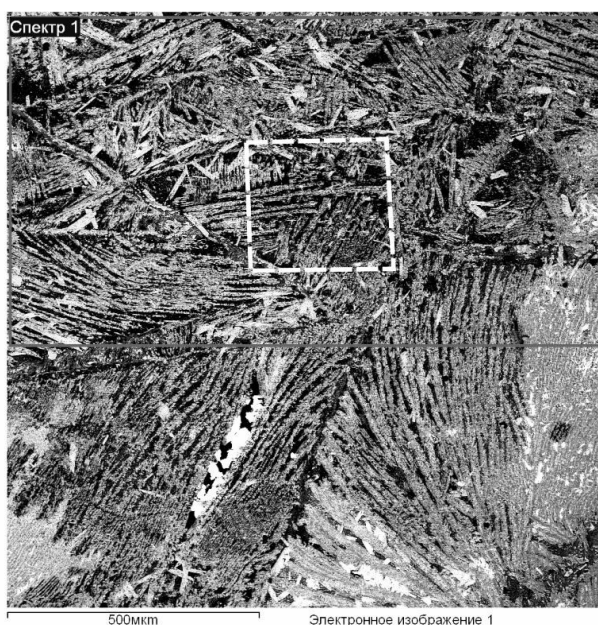


Рис. 6. Зона пироксенового спинифекса. Слева общий вид, справа – деталь. Составы минералов в табл. 2

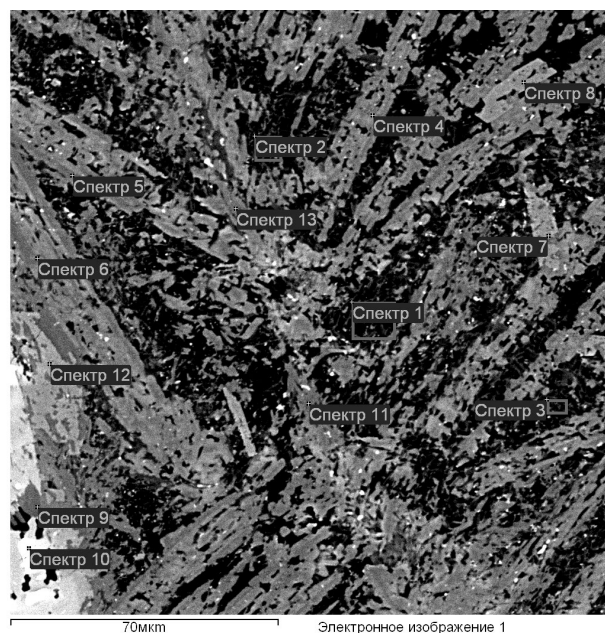
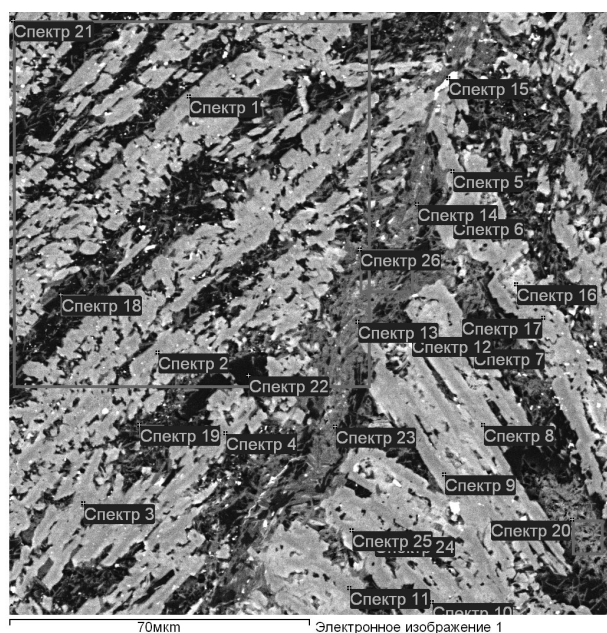


Рис. 7. Структуры спинифекс в межвариолитовом пространстве «покрова б»

Таблица 2

Химический состав минералов и матрикса в НКБ

Номер на рис. 7	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
Состав минералов рисунка слева										
1	53,99	1,52	9,39	0,38	9,62	12,44	11,18	1,26	0,22	
2	56,59		4,70		9,95	16,86	11,90			
3	56,60		4,37		9,72	17,10	11,84		0,38	
4	55,95	1,15	4,44		9,47	16,40	12,59			
5	55,45		6,39		9,87	16,50	9,91		1,88	
6	55,56		5,44	0,33	10,98	15,75	11,94			
7	57,43		3,47		9,26	17,27	12,56			
8	53,06		8,31		11,27	14,59	11,65	0,46	0,32	0,33
9	56,51		4,48		9,54	16,78	12,16	0,53		
10	56,20		4,67		9,77	16,91	12,44			
11	58,26		2,86		9,13	17,42	12,32			
12	34,56	32,72	3,15		2,12	1,75	24,92		0,79	
13	46,16	0,60	28,31		8,21	8,86			7,87	
14	38,78	0,48	25,36		15,24	16,87			3,28	
15	37,81	13,78	13,98		10,10	9,54	12,56		2,23	
16	41,86	1,65	17,46		14,39	14,20	1,14		8,91	0,39
17	55,06		5,93		10,72	15,82	11,90		0,57	
18	57,44	0,86	19,97		6,13	6,44	1,56	7,60		
19	53,13	1,46	20,55		7,91	9,05	2,03	5,87		
20	36,03		23,35		18,61	21,29			0,72	
21	53,59	0,82	3,40		9,56	11,82	6,71	3,42	0,69	
22	63,85		19,73		2,93	1,75	1,04	10,50	0,20	
23	39,16	0,48	25,63		14,17	16,01		0,48	4,07	
24	50,72		11,42		12,22	12,97	9,95	1,11	1,62	
25	57,46		3,59		9,46	17,11	12,38			
Состав минералов рисунка справа										
1	53,63	0,72	19,05		8,45	10,01	2,01	5,81	0,30	
2	49,93	0,87	18,94		10,53	12,69	2,49	4,55		
3	48,90		21,11		11,01	13,05	0,92	5,00		
4	51,29	0,79	9,36		11,22	15,35	8,92		3,07	
5	57,85	0,47	2,76		8,64	17,81	12,47			
6	53,14	0,90	7,09		10,74	17,28	9,91		0,94	
7	43,47	1,03	24,98		6,52	2,07	21,92			
8	42,25	0,61	28,26		5,77		23,11			
9	58,75		1,99		8,77	18,22	12,28			
11	56,26		5,02		10,04	16,97	11,24		0,48	
12	42,13	0,43	27,59		6,87		22,98			

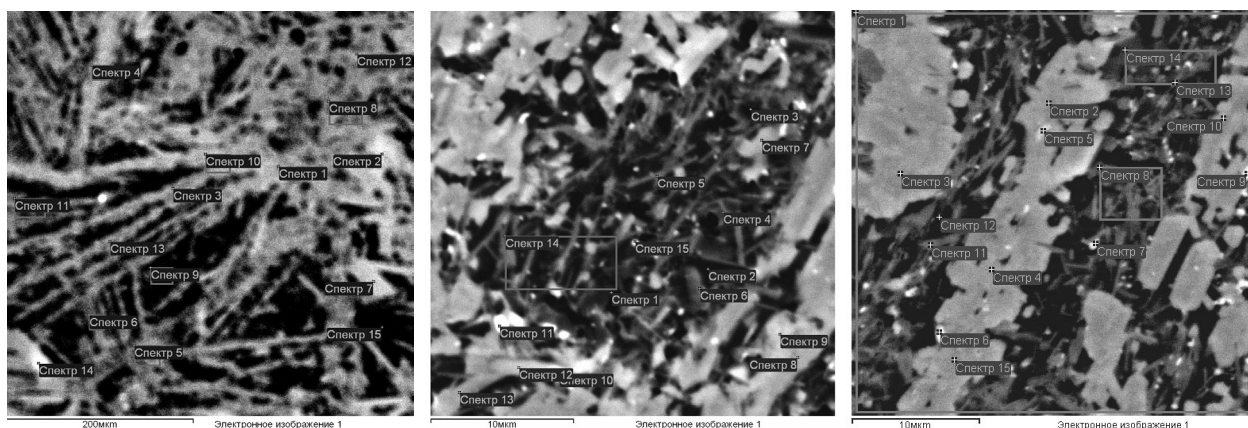


Рис. 8. Структура спинифекс в ядре вариоли (слева), межзерновое пространство в вариоли (в центре), строение пироксена и матрикса в вариоли (справа)

Таблица 3

Химический состав микролитов пироксенов (7, 8, 13) и матрикса в НКБ

Номер на рис. 8, слева	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	61,70	0,77	19,52		3,15	3,84	1,55	9,47		
2	62,47		19,89		3,53	3,92	0,99	9,21		
3	57,38	0,74	19,50		6,54	7,24	1,11	7,49		
4	51,67		20,94		9,71	11,28	0,68	5,71		
5	44,03		22,30		13,96	15,56	0,72	3,44		
6	42,61		21,08		14,79	18,13	0,98	2,42		
7	54,04		9,03	0,41	9,96	16,46	8,75	1,36		
8	54,92	0,40	6,85		9,82	17,17	9,67		1,17	
9	43,89	1,61	16,76		14,30	13,46	2,25		7,73	
10	45,61	10,8	13,13		7,72	8,21	8,89	1,48	4,16	
11	39,51	14,5	11,79		7,80	8,20	11,9	0,62	4,24	1,46
12	46,21	0,52	15,18		13,64	15,98	4,63	0,88	2,97	
13	56,35		11,79		8,05	11,44	8,44	2,95	0,28	0,70
14	55,00	0,64	19,05		7,22	8,92	2,07	6,63	0,48	
15	54,44	3,67	18,55		6,41	7,22	3,48	6,24		

Таблица 4

Химический состав: средний всего микроучастка – 1; пироксенов (2–4, 10, 14, 15), апатитов (5, 9), матрикса (6–8, 11–13) в НКБ

Номер на рис. 8, справа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Eu ₂ O ₃
1	52,49	0,77	15,06	9,66	11,80	5,91	3,74	0,57		
2	53,69		7,27	11,10	15,09	11,71	0,65	0,48		
3	55,37		5,14	10,38	16,09	12,53	0,49			
4	53,78		7,99	11,00	14,64	11,06	0,60	0,93		
5	35,29		5,19	7,24	9,55	24,40	0,52	0,27	17,53	
6	49,41	13,39	10,58	3,96	5,02	13,10	3,53	1,02		
7	48,18	8,91	16,34	7,05	7,57	6,79	5,17			
8	47,93	0,72	21,22	11,20	12,94	1,52	4,48			
9	24,97	2,06	3,75	4,17	6,51	30,91	0,58		24,69	
10	52,56		9,51	11,36	13,83	10,69	1,19	0,87		
11	45,80	0,82	21,61	12,86	14,13	1,06	3,71			
12	58,66		20,50	6,07	6,05	1,26	7,45			
13	62,37		20,19		9,16		8,28			
14	48,95	1,11	20,63	11,10	11,66	1,95	4,59			
15	55,34		5,90	10,35	14,87	11,69	0,55	0,55		0,75

цериевых минералов и недиагностируемого вещества (рис. 9, табл. 5–6). Детальные исследования отдельных зерен пироксенов, а также вмещающего матрикса показали, что на наноуровне существуют сложные структуры и взаимоотношения породообразующих минералов. Как «крупные» кристаллы пироксена, так и микролиты имеют высокомагнезиальный состав, однако по своей структуре они зональные, представлены цепочками в виде отдельных сегментов и погружены в матрикс, средний состав которого переменный. Полевые шпаты (плаггиоклазы) также образуют две генерации. Крупные зерна достаточно хорошо огранены, зональны, но обрастают неровной каймой и, как правило, содержат в ядерной части цериевые (редко монацит) минералы. Микролиты погружены в недиагностируемую массу. Как показали наши исследования, зоны спинифекс отвечают НКБ, тогда как зоны вариолей по содержанию MgO приближаются к границе ВКБ, т. е. 14%. В них устойчиво повышенное содержание CaO и K₂O при пониженном SiO₂ относительно спектров в полях первых.

Установлено, что «стяжения», образующие вариолитовый рисунок, сложены иглами высокомагнезиальных пироксенов, что и является следствием более основного состава этих объектов. Безвариолитовые «чистые» зоны спинифекс сложены игольчатым пироксеном, погруженным в алюмо-кремнистое или более сложное вещество.

Предполагается, что химические составы лавовых тел отражают составы соответствующих излившихся магматических расплавов. При этом дифференцированные покровы рассчитывались как средневзвешенные из слагающих их пород. Для недифференцированных тел в качестве средних принимались составы их центральных частей в соответствии с результатами специальных исследований вариации химизма по разрезу (Куликов и др., 2005).

Дифференцированный интрузив Руйга. Мафит-ультрамафитовый массив Руйга (название дано авторами по одноименной реке, исток которой расположен на территории интрузива, а устье – в Белом море) обнажается в виде полукольца площадью

около 20 км², огибающего г. Голец с юга, востока и северо-востока (рис. 10). Отдельные его обнажения впервые были зафиксированы в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и геофизических работ в конце 50-х годов прошлого века. Интрузив имеет подковообразную конфигурацию и чашеобразную форму длиной в 5,5 км в широтном направлении и шириной 3,5 км. Он наклонен к западу под углом около 20° и располагается в верхней части разреза виленгской свиты. Его южное крыло погружается на север под углами до 60°, а северное на юг – до 50°. Интрузив разбит субширотным и субмеридиональными разломами на несколько блоков. На участке г. Голец – р. Руйга – р. Нюхча по магнитным данным, подтвержденным единичными обнажениями перидотитов и габброидов среди виленгской свиты, отчетливо выделяются еще два силла – Нюхчереченский и Зябовский (см. рис. 2). Первый приурочен к верхней части свиты и наклонен к востоку под углом до 45°, а второй – к ее границе с подстилающей кирпичной свитой, падающей на север под углом до 45°. Достоверные взаимоотношения между мафит-ульт-

рамафитовыми телами участка не установлены. Они могут рассматриваться как разные фазы внедрения магматического расплава из одного глубинного очага или как продукты единого акта магматизма при поступлении магмы на разные стратиграфические уровни слоистой виленгской свиты. Не исключена вероятность, по мнению В. В. Куликовой, принадлежности всех трех тел к единой подвулканной магматической камере, разбитой на блоки в более поздние тектонические этапы развития территории. Этот вопрос в условиях слабой обнаженности в настоящее время не может быть корректно решен без проведения соответствующих буровых работ.

Интрузив Руйга отчетливо дифференцирован, и в нем выделено три зоны (снизу вверх): меланогаббро-норитовая, перидотитовая и габбровая, непосредственные контакты между которыми не обнажены. Обобщенный разрез построен на основе наземных исследований в его юго-восточной части. Нижний контакт не обнажен, но иногда его местоположение отчетливо фиксируется по геоморфологическим признакам.

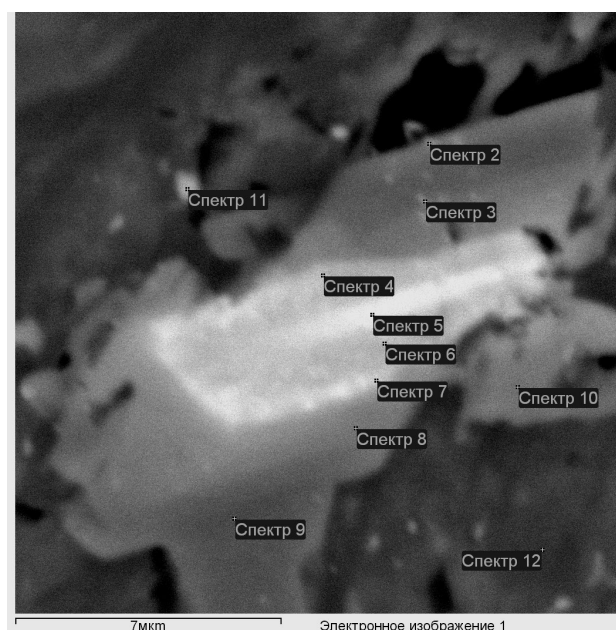
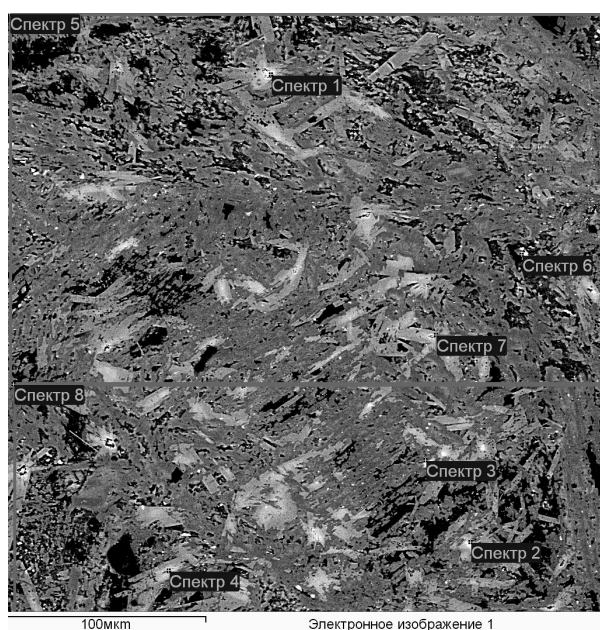


Рис. 9. Строение вариоли (слева), справа – плагиоклаз с цериевым минералом в ядре

Таблица 5

Химический состав пироксенов (3, 5, 8) и матрикса (1, 2, 4, 6, 7) в вариоли

Номер на рис. 9, слева	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Ce ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1	47,13	0,62	21,18	9,94	2,50	17,92	1,33		
2	42,97		23,29	10,31	1,25	22,18			
3	55,24	0,76	25,88	9,63	16,32	12,16			
4	42,99		24,04	9,53	0,64	21,91	0,88		
5	50,20	0,71	12,83	10,29	13,22	10,65		0,61	1,50
6	33,54	34,29	3,31	1,58	2,29	24,99			
7	42,62	0,59	23,83	9,23	1,33	22,40			
8	50,67		13,31	9,62	12,17	11,80		0,89	0,92

Таблица 6

Состав зонального полевого шпата (2–3, 8–10), церийсодержащего минерала (4–7), клинопироксена (11, 12) в пироксеновой вариоли

Номер на рис. 9, справа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Ce ₂ O	La ₂ O ₃
2	37,78	1,79	23,44	13,38	14,00	9,62			
3	41,68	3,75	23,87	7,00		23,70			
4	42,56		23,95	10,88		22,61			
5	39,97		24,22	10,05		21,21		2,91	1,64
6	41,08		24,69	11,10		23,13			
7	41,63		23,49	11,00		22,85		1,03	
8	41,46		24,21	11,26		23,06			
9	41,95		27,19	7,46		23,41			
10	42,58		23,79	10,06	0,74	22,83			
11	55,57	2,01	4,73	9,38	15,80	12,51			
12	54,51	0,99	5,43	10,41	16,80	10,93	0,92		

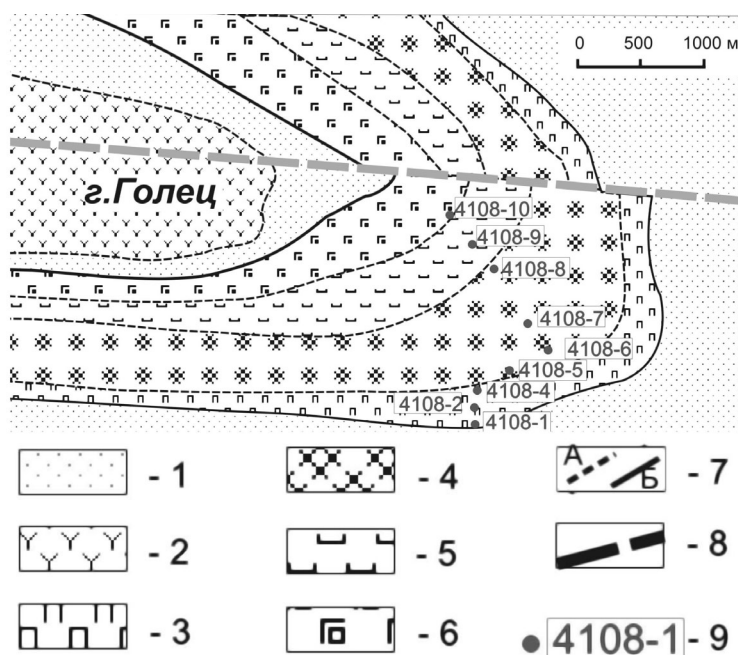


Рис. 10. Схема геологического строения вулканоплутонической ассоциации Голец – Руйга (составили В. С. Куликов, Я. В. Бычкова и В. В. Куликова, 2004 г.):

1 – осадки виленгской свиты; 2 – коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс со структурами спинифекс, подушечными и миндалекаменными структурами; 3 – метамеланогаббронориты; 4 – перидотиты; 5 – метагаббро; 6 – металейкогаббро; 7 – границы между зонами; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки опробования для изотопных исследований и определения содержания РЗЭ

Меланогабброноритовая зона (пироксеновые кумуляты) мощностью до 240 м представлена существенно измененными среднезернистыми породами, сложенными в основном моноклинным пироксеном (обычно замещенным амфиболом); ортопироксеном, полностью замещенным тальк-тремолитовым агрегатом, и интерстициальным плагиоклазом (25–60%), который преобразован в соссюритовую массу. В верхней части зоны находится горизонт практически не метаморфизованных крупнозернистых оливиновых меланогабброноритов (около 70 м) с

неравномерной зернистостью. Первично-магматические минералы хорошо диагностируются даже в полевых условиях («болото Жака»): в основном моноклинный (34–47%) и ромбический (20–38%) пироксены, а также оливин и плагиоклаз – лабрадор (19–24%). Характерной чертой пород является наличие крупных (до 1,5–2 см) кристаллов ортопироксена. Зерна оливина в отличие от ортопироксена мелкие, их содержание в породе не превышает 15%. Вверх по разрезу ортопироксен практически полностью исчезает, и парагенезис становится оливин-

клинопироксеновым. Микронзондовым сканированием в них определены хромшпинелиды, халькопирит, пентландит, пирротин, титаномagnetит, а также циркон, апатит, барит, аргентит.

Перидотитовая зона (оливин-пироксеновые кумуляты) мощностью до 280 м представлена средне- и мелкозернистыми плагиоклазсодержащими верлитами. В этих породах преобладают клинопироксен и оливин, а интерстиции заполнены хлоритом, замещившим первичный плагиоклаз. Зернистость пород и их количественно-минеральный состав варьируют. Нередко наблюдается пойкилитовая структура: включения зерен оливина в крупные кристаллы клинопироксена. Вторичные минералы (серпентин, идиингсит, хлорит, тремолит) иногда по содержанию достигают 85% и более. Из аксессуарных минералов наиболее типичны хромшпинелиды, magnetит, пентландит, апатит, барит, аргентит.

Габбровая зона (пироксен-плагиоклазовые кумуляты) мощностью до 290 м отличается появлением кумулятивного плагиоклаза. Нижняя часть зоны сложена среднезернистыми метагаббро, а верхняя – лейкократовыми метагаббро (иногда с кварцем). Вблизи кровли у южного склона г. Голец встречается биотит. Возможно, в первичном составе габброидов присутствовал и ортопироксен. Породы, как правило, метаморфизованы, и первичные минералы сохраняются редко. Количественно-минеральный состав варьирует. Из вторичных минералов типичны актинолит, эпидот-цоизит, лейкоксен. Вмещающие породы в верхнем контакте (основание южного склона г. Голец) представлены туффитами, которые после перерыва (20 м) перекрываются коматиитовыми базальтами (покровы 1 и 2) свиты Ветреный Пояс. Для тех и других характерна биотитизация.

Были определены составы высококальциевых и низкокальциевых кумулятивных пироксенов из различных дифференциатов подвulkanного расслоенного массива Руйга. Кумулятивным минералом, присутствующим во всех представленных в интрузиве парагенезисах, является незональный клинопироксен, магнезиальность которого закономерно уменьшается вверх по разрезу. Его особенность – пониженное содержание Wo составляющей и комплементарно повышенное содержание Fs составляющей в нижней (боковой) зоне. Кумулятивные ортопироксены присутствуют в нижней части разреза и по составу соответствуют бронзиту. Для них характерно наличие каймы, отличающейся от среднего состава минерала повышением железистости. В целом вариации состава минералов отражают изменение степени дифференциации исходного расплава по вертикальному разрезу. Наиболее магнезиальный оливин (Fo – 85,74) обнаружен в перидотитовой зоне. Состав перидотитового оливина близок оливинам (Fo – 86,1–86,66) кумулятивной зоны дифференцированного «покрова 5» г. Голец (Puchtel et al., 1997). В горизонте оливиновых меланогабброноритов он соответствует Fo – 75,10. Клинопироксен (авгит) имеет значи-

тельные вариации состава по разрезу интрузива. Его энстатитовый минал достигает 70% в перидотитовой зоне и снижается до 49% в меланогабброноритовой и габбровой зонах. Наиболее кальциевыми являются авгиты из горизонта оливиновых меланогабброноритов (Wo – 37,86%), в других породах содержание волластонитового минала в клинопироксене колеблется в пределах 26–29%. Ортопироксен, сохранившийся в горизонте оливиновых меланогабброноритов, относится к бронзиту с содержанием волластонитового минала 4,3% и ферросилитового – 8,3%. В интрузиве установлена следующая последовательность кристаллизации минералов: оливин (±хромит) + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + кварц + биотит.

Петрохимия и некоторые вопросы дифференциации коматиит-базальтовых расплавов. Средневзвешенные химические составы пород интрузива Руйга и коматиитовых базальтов г. Голец приведены в табл. 7 по данным, полученным в лабораториях Института геологии Карельского НЦ РАН и университета г. Оулу (Финляндия). Наиболее магнезиальными (до 39% MgO) и наименее кислыми (SiO₂ – 42%) являются перидотиты, которые соответствуют оливин-пироксеновым кумулятам высокомагнезиальных расплавов. Габброиды отличаются повышенной кремнеземистостью (до 54%) и сравнительно низкой магнезиальностью (7–9% MgO). Они же содержат до 17% Al₂O₃ и до 12,5% CaO и сопоставимы с лавовыми покровами 1, 2, 6 и 7 г. Голец. Промежуточное положение занимают меланогаббронориты, составы которых варьируют. Наименее магнезиальные (14–16% Mg) меланогаббронориты развиты в приконтактовом горизонте, а вышележащие оливиновые содержат до 23% MgO. Первые по петрохимическим параметрам не отличаются от покровов ВКБ г. Голец. В целом дифференциация пород интрузива Руйга подчиняется оливиновому контролю. Наблюдается обратная корреляция MgO относительно SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и CaO. Рассчитанный средневзвешенный состав интрузива приближается к составу приконтактовых оливиновых меланогабброноритов, но отличается большей магнезиальностью.

Таблица 7

Средневзвешенный химический состав интрузива Руйга (1) и коматиитовых базальтов г. Голец (2)

Компоненты	1	2
SiO ₂	49,30	51,65
TiO ₂	0,41	0,69
Al ₂ O ₃	10,34	12,33
FeO	10,40	10,44
MnO	0,17	0,19
MgO	20,14	12,41
CaO	7,66	9,85
Na ₂ O	1,21	1,99
K ₂ O	0,32	0,37
P ₂ O ₅	0,04	0,08
ATM	25	18

Единое для зон залегание, закономерная последовательность смены пород и общая структура комплекса образований позволяют относить их к единому магматическому дифференцированному телу. Оно, вероятно, представляет собой закристаллизованную подвулканную камеру, функционировавшую в приподошенной части вулканического плато коматиитовых базальтов свиты Ветренный Пояс в период его формирования.

Значительные колебания MgO в покровах г. Голец (7,55–15,55%) относительно среднего по всему разрезу (12,41%), следы контаминации отдельных покровов архейским коровым веществом и высокое средневзвешенное содержание MgO (20,14%) в интрузиве за счет мощной кумулятивной зоны не позволяют в настоящее время установить непосредственную связь его расплава с каким-то конкретным покровом. Это обусловлено, во-первых, неоднократным поступлением в камеру Руйга меняющихся по составу магм, а, во-вторых, появлением «вторичных расплавов» после определенной дифференциации (отсадки оливина) в камере, а затем на поверхности из них формировались несколько различающиеся тела. Вероятно, поэтому в подвулканной камере Руйга отмечается более мощная кумулятивная зона (290 м) по сравнению с таковой в дифференцированных лавовых покровах 5, 9 и 16 (до 20 м) г. Голец. Важно подчеркнуть, что расслоение как в интрузивных, так

и в эффузивных телах контролируется, главным образом, отсадкой интрателлурического оливина (и частично хромита), что приводит к формированию в нижних частях тел кумулятивных пород (перидотитов или коматиитов соответственно), а в верхних – безоливиновых пород – габброидов или плагиопироксеновых (пироксеновых) базальтов. Петрохимическое сходство данных дифференциатов отчетливо фиксируется на вариационных диаграммах.

Редкие и рассеянные элементы. Поведение редких и рассеянных элементов в породах интрузива Руйга и «покрова № 5» г. Голец выглядят подобными, также отмечается повышенное содержание хрома, умеренное – никеля (при низких концентрациях меди Ni/Cu – 2–14,9) (рис. 11). Данные параметры характерны для коматиитов, отличающихся от толеитов платформенных областей (Норильск, Инсизва и др.) по ряду параметров, в том числе и по отношению Ni/Cu, которое в толеитах, как правило, меньше 1 (Налдретт, 2003). По петрохимическим и геохимическим параметрам рассматриваемые магматиты наиболее близки палеопротерозойским коматиитам и коматиитовым базальтам рифтовой зоны Циркум-Сьюперииор (Baragar, Scoates, 1981) Канадского щита. В то же время породы Ветреного Пояса в целом содержат меньше серы, чем лавы никеленосных поясов Томпсон и Кейп-Смит, являющихся частями упомянутой рифтогенной зоны с возрастом 1,918–1,959 млрд лет (Leshar, 1999).

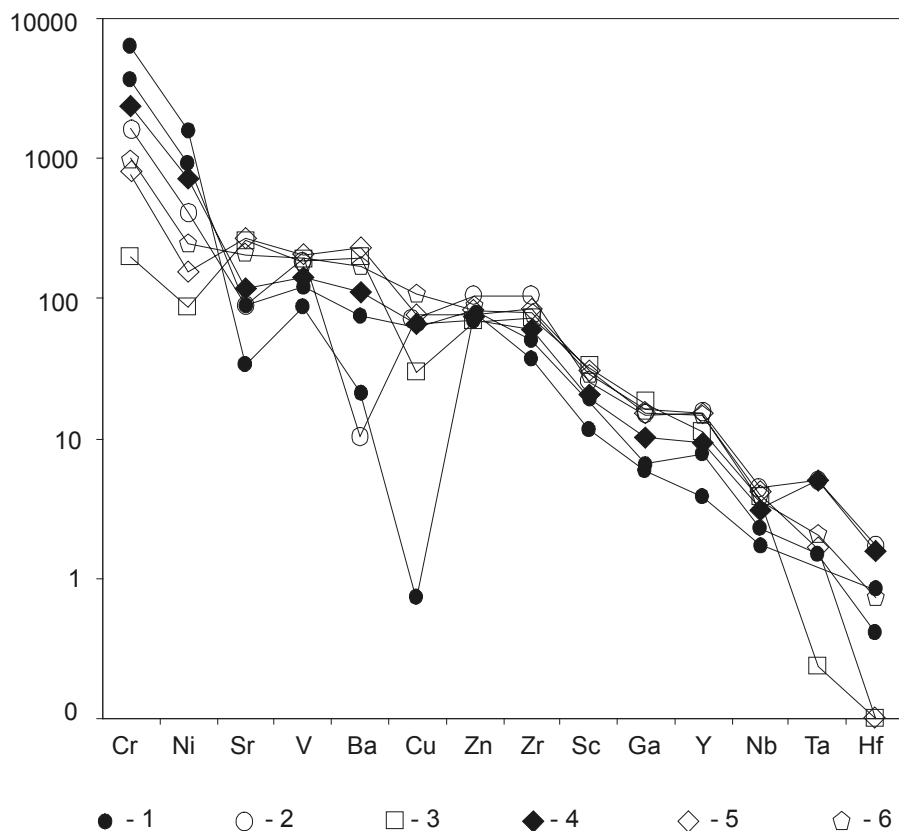


Рис. 11. Микроэлементы интрузива Руйга (1–3) и покрова 5 г. Голец (4–6):

1 – перидотиты; 2 – оливиновые меланогаббронориты; 3 – габбро; 4 – кумулятивный коматиит; 5 – пироксеновый спинифекс НКБ; 6 – кровельные брекчии НКБ

Редкоземельные элементы. Содержания РЗЭ интрузива Руйга и некоторых лавовых покровов коматиитовых базальтов г. Голец имеют несомненное сходство спектров, что свидетельствует о едином источнике их формирования (рис. 12). Спектры относительно хондрита характеризуются практически параллельным положением вариационных линий при отношении лантана к самарию 3–4 и гадолиния к иттербию около 2. На диаграмме La/Sm – Gd/Yb (рис. 13) фигуративные точки лавовых тел совпадают с полем интрузивных пород. Отмечаются некоторые вариации составов лавовых покровов, которые, вероятно, связаны с контаминацией расплавов коматиитовых базальтов коровым веществом. Максимально контаминированными с повышенными отношением La/Sm и содержанием SiO₂, а также Al₂O₃ и CaO являются первые нижние два покрова, в то время как более высокие в разрезе 15 и 16-й покровы характеризуются относительно низкими отношением La/Sm и содержанием SiO₂, Al₂O₃ и CaO.

Изотопный возраст. Первые Sm-Nd изотопные возрасты магматитов ЮВ окраины Фенноскандинавского щита были получены в 90-х годах XX века по валовым пробам и минеральным фракциям оливина, авгита и пижонита из вулканитов Ветреного Пояса и при совпадающих Re-Os и Pb-Pb датировках составили 2,45–2,41 млрд лет (Puchtel et al., 2001). Устойчивые значения определений изотопного возраста позволили отнести вулканиты свиты Ветреный Пояс вместе с другими залегающими ниже свитами палеорифта к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя. Полученный Sm-Nd возраст интрузива Руйга $2,39 \pm 0,05$ млрд лет (СКВО – 1,6, $\epsilon_{Nd} = -3$) удовлетворительно коррелируется с лавами коматиитовых базальтов (г. Б. Левгора и г. Голец) Ветреного Пояса 2410–2449 млн лет (Puchtel et al., 1997). Близкие возрасты цирконов

(2,41–2,45 млрд лет), а также Sm-Nd датировки (2355 ± 90 млн лет) установлены для пород Авдеевской дайки и Бураковско-Аганозерского массива, расположенных на ЮЗ плече палеорифта (Amelin et al., 1995).

О комагматичности и расчленении вулканоплутонической ассоциации Ветреный Пояс. Приведенные аргументы в пользу комагматичности интрузивных и эффузивных образований (одинаковая геологическая позиция, изотопный возраст, полная аналогия по петрохимическим и геохимическим параметрам, включая РЗЭ) свидетельствуют о единстве их материнского источника и особенностях эволюции. С учетом требований Петрографического кодекса (1995) выделенную ассоциацию следует именовать по наиболее широко развитым породам как «перидотит-габбро-коматиит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация Ветреный Пояс». По глубине формирования составляющих ее членов она может быть разделена на два комплекса (сверху вниз): вулканический и интрузивный. В последнем выделяются подкомплексы: малоглубинный (до 5 км); среднеглубинный (5–10 км) и глубинный (более 10 км). Магматические образования системы «вулкан Голец – интрузив Руйга» на СЗ палеорифта Ветреный Пояс рассматриваются авторами как типичные представители данной ассоциации. Вулканический комплекс представлен коматиитовыми базальтами г. Голец (свиты Ветреный Пояс), а интрузивный – дифференцированным перидотит-габбронорит-габбровым малоглубинным подкомплексом (Руйга, Нюхчереченский, Зябовский и др.). Ориентировочная площадь развития этой ассоциации на ЮВ Фенноскандинавского щита составляет более 50 тыс. км².

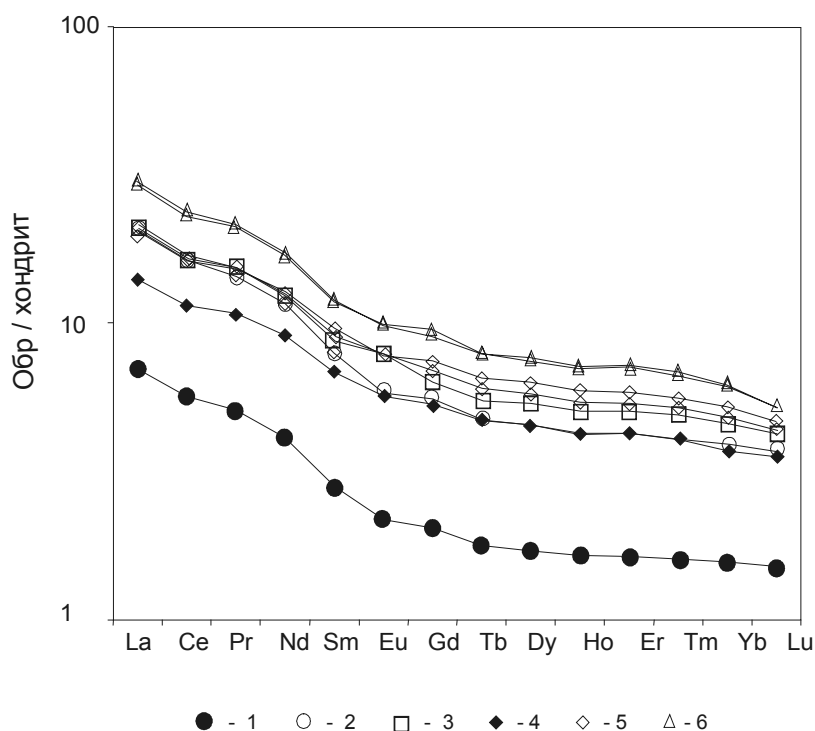


Рис. 12. Нормированные по хондритам (Evensen et al., 1978) содержания РЗЭ в породах интрузива Руйга (1–3) и некоторых покровов г. Голец (4–6):

1 – перидотит; 2 – пироксенит; 3 – габбро; 4 – кумулятивный коматиит; 5 – ВКБ; 6 – НКБ

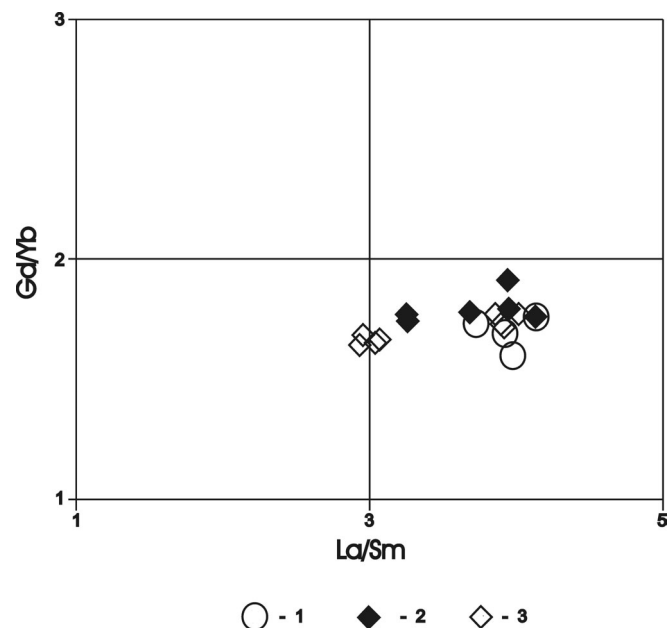


Рис. 13. Диаграмма La/Sm – Gd/Yb для пород интрузива Руйга и некоторых покровов г. Голец:

1 – интрузив Руйга; 2 – покровы (1, 2, 15, 16) г. Голец; 3 – покровы 5, 9 и 16 (по: Puchtel et al., 1997)

Более глубинные комагматы ассоциации обнажаются за пределами палеорифта в пределах палеоархейского Водлозерского блока, например, дифференцированный массив Выжига (среднеглубинный подкомплекс) и расслоенный Бураковско-Аганозерский плутон с месторождением хромитов и платинометалльным оруденением (глубинный подкомплекс) (см. рис. 1). Первые оригинальные и близкие между

собой изотопные возрасты магматического комплекса палеорифта Ветреный Пояс вошли в противоречие с традиционными представлениями о времени (~2 млрд лет) его возникновения (Богданов и др., 2000) и требуют их пересмотра.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64788.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного Пояса // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968. С. 5–25.

Богданов Ю. Б. Государственная геологическая карта РФ. Лист Р-35-37. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб. ВСЕГЕИ. 2000. 322 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. 192 с.

Куликов В. С. Вулканы кряжа Ветреный Пояс (ЮВ Балтийского щита) // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1971. Вып. 6.

Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Зудин А. И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорье (ЮВ Фенноскандия) // Петрология. 2005. Т. 13, № 5. С. 516–537.

Куликова В. В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск, 1993. 254 с.

Надретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд / Перевод В. А. Федоренко. СПб., 2003. 487 с.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. С., Щипанский А. А. Петрология палеопротерозойского лавово-

го озера в районе горы Б. Левгора, Ц. часть Ветреного Пояса, Балтийский щит // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 339–361.

Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (ЮВ Балтийского щита). Л., 1973. 105 с.

Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. Vol. 75. P. 31–46.

Baragar W. R. A., Scoates R. F. J. The Circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? // Precambrian Plate Tectonics (ed. Kroner). Elsevier. Amsterdam. 1981. P. 297–330.

Leshner M. C. et al. Lithology and Physical Volcanology of komatiitic Peridotite-Gabbro Complex in the Raglan Blok. Charter 4. Laurentian University Sudbary, 1999. P. 43–60.

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. Vol. 61. P. 1205–1222.