

*В. С. Степанов, А. В. Степанова*

## ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ РАЗОСТРОВА, БЕЛОЕ МОРЕ

Остров Разостров расположен в южной части Белого моря, вблизи устья р. Сумы, и известен геологам благодаря расположенным на нем выходам ультраосновных пород. Первые сведения о них опубликованы Л. А. Косым в 1939 г. (Косой, 1939). Позднее в процессе выполнения геолого-съёмочных работ Ю. Б. Головановым был составлен детальный геологический план острова (Сиваев, Голованов, 1969ф), при этом ультраосновные породы изучались на предмет возможной асбестоносности.

Полевое изучение основных пород острова проводилось нами в 2001 г. Составленная в результате работ геологическая схема унаследовала главные черты схемы Ю. Б. Голованова, а основные изменения в ней касаются классификации основных пород и некоторого уточнения, а местами и упрощения геологических границ (рис. 1).

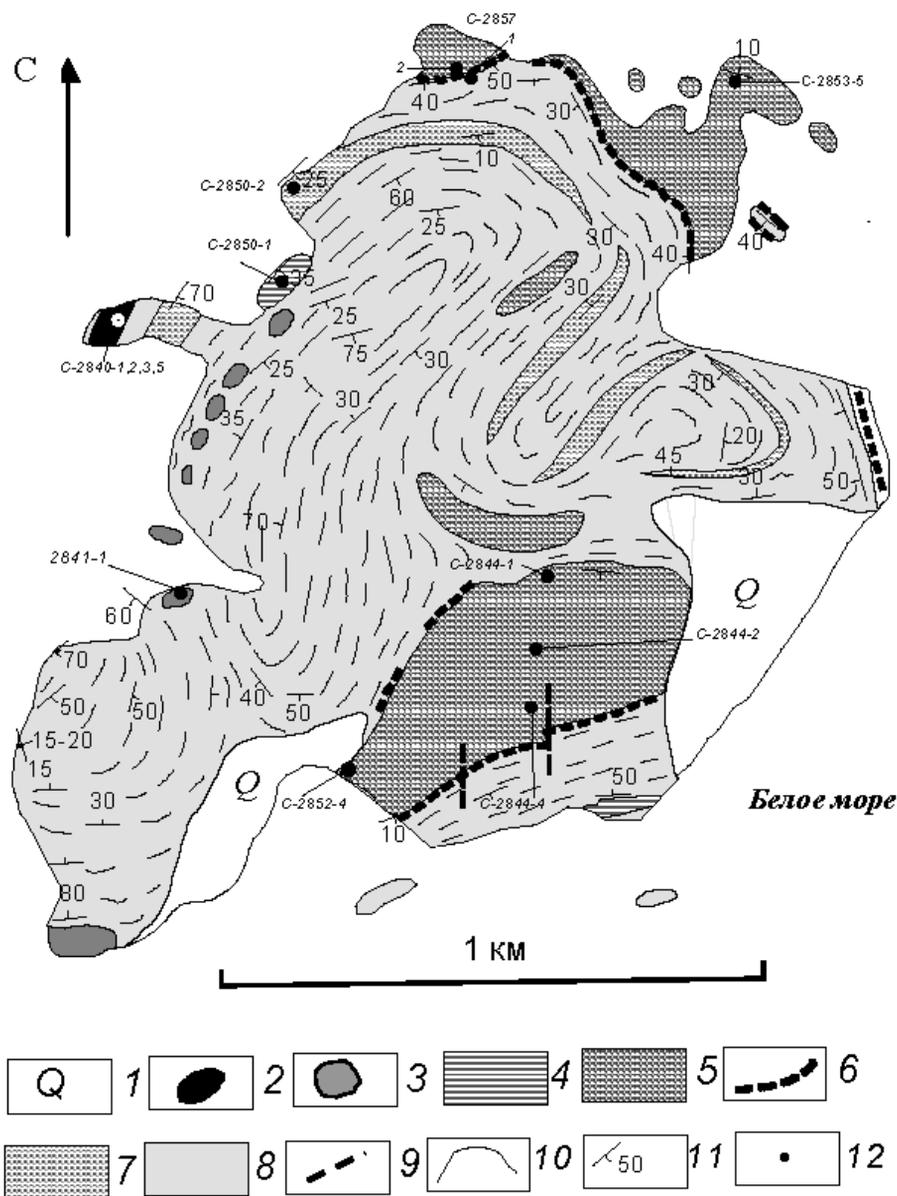
Мафит-ультрамафиты Разострова представлены тремя различными группами пород: гранатосодержащими коронитовыми метагаббро, оливиновыми габброноритами и в различной степени метаморфизованными ультрабазитами. Прямые геологические взаимоотношения между этими породами на данной территории не наблюдались.

**Гранатосодержащие коронитовые метагаббро** представлены небольшим телом (видимая мощность около 60–70 м), расположенным на крайнем западном мысу острова. Контакты тела резкие, местами отчетливо секущие, но тектонизированы – закаленные породы не идентифицируются. Вмещающие породы представлены типичными для острова существенно плагиоклазовыми гнейсогранитами, более интенсивно мигматизированными вблизи контакта. Подчиненную роль в них играют горизонты полосчатых гранатовых амфиболитов. Химический состав последних приведен в табл. 1.

По петрографии и химизму (табл. 1) гранатосодержащие коронитовые метагаббро аналогичны породам комплекса коронитовых габбро (Степанова и др., 2003). Они определяются как меланобазиты ( $f = 22–24$ ) с ПМ  $1f_{776–780}$ ,  $mg\# = 0,38–0,42$ . Характерны повышенные, относительно других пород региона, количества Fe и Ti, высокие для региона, но несколько пониженные относительно NMORB содержания Y (21–29 ppm) и повышенные – Zr (109–

120 ppm) и Nb (5–9 ppm). Концентрация V составляет 280–384, а Cr – 41–82 ppm. Таким образом, сходство между рассмотренными породами и коронитовыми габбро по данным параметрам вполне определенное. Вместе с тем в теле наблюдались не отмеченные в других подобных интрузивах БПП четкие границы, которые разделяют породы, однотипные по зернистости и минералогии, но отличающиеся по интенсивности окраски. Это позволило в поле разделить их на относительно лейкократовые и относительно меланократовые. По этим границам в обнажении прослеживаются пологие корытообразные структуры, ориентированные перпендикулярно к восточной границе тела метагаббро. Ширина структур составляет около 10 м (рис. 2). В действительности ощутимых различий между породами у границ раздела нет ни на петрографическом, ни на геохимическом уровне. Можно лишь отметить некоторое различие в содержании граната, а также несколько большую концентрацию меди в «лейкократовых» породах (табл. 1, обр. С-2840-1, -4) и марганца – в «меланократовых» (обр. С-2840-2, -5). Природа этих границ остается неясной, возможно, они разделяли две порции расплава, кристаллизовавшиеся практически одновременно.

**Оливиновые габбронориты** слагают ряд небольших тел, прослеживающихся в виде цепочки меридионального простирания вдоль западного берега острова (рис. 1). Вероятно, все они принадлежат одному дайкообразному телу, испытывавшему интенсивный будинаж. Все эти выходы сложены однотипными габброноритами – друзитами, в каймах которых широкое развитие имеет Gr-CPx ассоциация, нередко полностью замещающая первичные пироксены. Породы в значительной степени переработаны поздними процессами – рассланцованы, амфиболитизированы, а местами прорваны жилами розовых гранитоидов. По петрографическим и петрохимическим особенностям (табл. 1, обр. С-2841-1) эти породы достаточно уверенно диагностируются как образования комплекса лерцолитов – габброноритов (КЛГН). На северном продолжении этих выходов расположено тело однородных ортоамфиболитов, которое, судя по химизму (табл. 1, обр. С-2850-1), может быть глубоко переработанной габброноритовой будиной.



**Рис. 1.** Схема геологического строения о. Разостров, Белое море (составлена В. С. Степановым на основе карты Ю. Б. Голованова с дополнениями и упрощениями):

1 – четвертичные отложения; 2 – гранатосодержащие метагаббро; 3 – метаморфизованные оливковые габбронориты (КЛГН); 4 – ортоамфиболиты; 5 – метагипербазиты; 6 – «черные» амфиболиты из зоны экзоконтакта гипербазитового тела; 7 – полосчатые гранатые амфиболиты; 8 – гнейсограниты; 9 – тектонические нарушения; 10 – границы пород; 11 – элементы залегания: гнейсовидность, полосчатость; 12 – места взятия образцов

**Ультрамафиты** являются наиболее интересным объектом Разострова и вследствие этого рассматриваются более детально. Ультрамафитами здесь сложены два крупных фрагмента, один из которых хорошо обнажен на северном берегу острова, а второй – на южном (рис. 1). Максимальная видимая мощность интрузива в южном фрагменте достигает 400 м, а в северном – не менее 300 м. Прямых данных о соединении южного и северного ультрабазитовых фрагментов нет, но структурные данные позволяют предположить, что интрузив имеет подковообразную форму и локализован в замковой части синформы.

Предполагаемая замковая часть интрузива скрыта морем и недоступна для наблюдения. Выходы ультрабазитов, локализованные в центральной части острова среди гнейсогранитов, по-видимому, являются эрозионными останцами и свидетельствуют о более сложной форме тела, чем это кажется на первый взгляд. Интрузив имеет простое внутреннее строение и сложен однородными ультрамафитами, которые различаются, прежде всего, по степени проявления вторичных изменений. В массиве, особенно в его северном фрагменте, резко проявлена ортогональная трещиноватость, а также многочисленные часто

Таблица 1

## Химический состав пород Разостровского массива, Белое море

Компоненты	C-2844-1	C-2844-2	C-2844-4	C-2851-2	C-2853-5	C-2841-1	C-2840-5	C-2840-1	C-2840-2	C-2840-4	C-2851-1	C-2852-4	C-2850-1	C-2850-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	37,50	35,20	35,60	38,31	35,69	49,95	49,37	50,20	50,60	49,87	39,44	41,08	50,86	56,76
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,13	0,12	0,12	0,15	0,58	1,87	1,59	1,51	1,80	2,94	1,16	0,58	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,81	1,12	1,02	1,51	1,22	13,40	12,81	13,43	12,95	13,30	12,55	12,91	14,07	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	8,25	8,25	4,65	8,36	3,20	3,53	3,41	3,77	3,05	4,18	4,61	1,24	1,96
FeO	5,06	4,19	4,85	6,36	4,92	6,90	12,69	11,35	11,21	12,51	16,45	13,07	8,62	8,91
MnO	0,16	0,15	0,17	0,21	0,19	0,17	0,31	0,25	0,28	0,25	0,25	0,20	0,19	0,17
MgO	30,72	37,02	36,68	35,48	36,64	12,72	5,90	5,96	5,94	5,34	7,54	10,52	9,89	3,79
CaO	2,80	0,06	0,30	2,21	0,44	9,65	8,82	9,34	9,10	9,36	11,10	10,66	9,34	6,13
Na <sub>2</sub> O	0,71	0,02	0,05	0,14	0,02	1,71	2,20	2,28	2,40	2,39	2,09	1,92	1,97	3,75
K <sub>2</sub> O	0,06	0,01	0,01	0,02	0,00	0,39	0,58	0,54	0,50	0,56	0,47	0,40	0,57	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,08	0,08	0,03	0,06	0,16	0,27	0,19	0,19	0,25	0,48	0,73	0,10	0,17
H <sub>2</sub> O	0,41	0,79	0,80	0,70	0,72	0,22	0,33	0,17	0,15	0,24	0,05	0,10	0,09	0,03
ппп	9,83	12,22	11,22	10,14	11,76	0,73	1,13	1,13	0,91	0,95	2,40	2,59	1,99	1,59
Cr	1375	2059	2099	2107	1416	896	82	41	62	82	27	96	472	34
Ni	553	2054	1620	1746	24	379	79	71	71	79	87	126	229	79
Co	32	71	79	63	63	47	47	40	40	47	47	32	40	32
V	207	84	112	56	67	207	386	280	302	364	325	325	179	174
Cu	24	16	16	8	88	48	112	26	88	320	312	64	72	120
Zn	64	88	100	88	88	72	137	137	128	156	201	233	72	104
Сумма	99,76	99,82	99,72	99,74	99,70	100,01	99,92	99,90	99,61	100,01	100,09	100,07	99,66	99,56
ПМ	am <sub>1084</sub>	am <sub>1103</sub>	am <sub>1106</sub>	ak <sub>1096</sub>	am <sub>1114</sub>	bm <sub>876</sub>	lf <sub>773</sub>	lf <sub>780</sub>	lf <sub>766</sub>	lf <sub>772</sub>	cf <sub>911</sub>	bm <sub>944</sub>	lm <sub>827</sub>	lf <sub>639</sub>
mg#	0,86	0,85	0,84	0,86	0,84	0,70	0,40	0,42	0,40	0,38	0,40	0,52	0,65	0,39

Примечание. 1–5 – ультрамафиты: 1 – серпентин-хлоритовый сланец; 2–3 – метадунит; 4 – тремолит-серпентиновый сланец по перидотиту; 5 – серпентинит по дуниту; 6 – оливинный габбронорит (комплекс лерцолитов – габброноритов); 7–10 – гранатсодержащие коронитовые метагаббро; 11–14 – амфиболиты: 11, 12 – «черные» амфиболиты из зоны экзоконтакта метаперидотитового массива; 13 – ортоамфиболит (по габбронориту?); 14 – полосчатый гранатовый амфиболит. ПМ – петрохимические метки (Степанов, Слабунов, 1989): am – Ca<Al<Fe<Mg; ak – Al<Ca<Fe<Mg; bm – Ca<Fe<Al<Mg; lm – Fe<Ca<Mg<Al; lf – Mg<Ca<Fe<Al; cf – Mg<Ca<Al<Fe; индекс ПМ = (Al + Fe + Mg + Ca) ат. кол. (n · 1000).

пересекающиеся жилки, выполненные серпентитом, карбонатом и антофиллитом (рис. 3). Местами в них присутствует асбестовидный минерал. В эндоконтактных частях интрузива интенсивно проявлена амфиболитизация ультрамафитов с переходом их в серпентин-амфиболовые сланцы. В южном фрагменте по положению контакта и элементам рельефа установлены небольшие меридиональные разрывные нарушения со смещением по типу левого сдвига.

Ультрабазиты представлены интенсивно серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Они имеют петельчатые с реликтами панидиоморфнозернистых структуры. Размер зерен, судя по реликтам Ol и серпентиновым псевдоморфозам, варьирует в довольно широких пределах от долей миллиметра до 2–3 см. В ряде шлифов наблюдаются относительно крупные порфиroidные псевдоморфозы серпентина. Часть из них, вероятно, образована по порфиroidным зернам ортопироксена. В серпентинитах реликты первичной структуры проявляются в неравномерной, пятнистой окраске серпентина. Текстуры пород большей частью массивные, реже сланцеватые. На основании имеющихся данных представляется, что в массиве преобладают дуниты, однако этот вывод требует уточнения.

Оливин – наиболее распространенный и, возможно, единственный первичный минерал, сохранившийся в данных породах. Представлен многочисленными угловатыми реликтовыми зернами, расположенными в центрах серпентиновых петель. По

Таблица 2

## Химический состав минералов из метадунитов Разострова

Компоненты	C-2844-4 – хроммагнетиты			C-2853-5 – магнетиты	
	1	2	3	4	5
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,95	0,91	1,68	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,0	2,16	1,43	1,23	1,13
FeO'	75,84	75,00	76,95	78,05	78,24
MnO	0,50	0,56	0,46	0,58	0,49
MgO	1,68	1,61	0,83	1,41	1,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,84	16,72	15,63	11,26	10,16
NiO	0,60	0,39	–	0,78	0,69
Сумма	97,37	85,78	97,60		92,86
Al	0,687	0,74	0,50	0,43	0,41
Fe	18,47	18,26	19,12	19,55	20,10
Mg	0,73	0,71	0,38	0,63	0,48
Mn	0,12	0,14	0,12	0,15	0,12
Ni	0,14	0,09	–	0,18	0,17
Cr	3,65	3,85	3,68	2,68	2,47
Ti	0,20	0,21	0,20	0,38	0,26
Сумма	24	24	24	24	24
mg#	0,1	0,094	0,05	0,094	0,06
Cr#	0,84	0,84	0,88	0,86	0,86

составу он весьма однороден и отвечает хризолиту, mg# = 0,86–0,88. В качестве примесей в оливине отмечены: Ni – 0,01, Mn – 0,007 и Ti – 0,004 ф. е. Наличие микропримесей свидетельствует в пользу его первично магматического происхождения (Типоморфизм..., 1989).

Хроммагнетит, характерный минерал этих пород, составляет до 10–15% объема породы и представлен относительно крупными зернами (≤1 мм). Состав хроммагнетита, судя по имеющимся данным,

довольно однороден и изменяется по классификации Н. В. Павлова (1949) от хроммагнетита до магнетита соответственно в южном и северном фрагментах (табл. 2, рис. 4). При этом содержание Cr варьирует от 16–17 до 10–11 масс. % при  $mg\#$  около 0,1 и  $Cr\# = 0,84–86$ . На диаграмме Павлова фигуративные точки этих образцов ложатся в поле хроммагнетитов. Хроммагнетиты массива располагаются в стороне от полей составов типоморфных шпинелей, но вблизи тренда изменения составов хромшпинелидов при метаморфизме гипербазитов оз. Серяк (Степанов и др., 2003). Рассматриваемые магнетиты образуют небольшой тренд, ориентированный субпараллельно первому, но расположен-

ный ближе к стороне Cr – Mg. В створе этого тренда расположены точки хроммагнетитов из массива Поро Юкол Северо-Карельского гипербазитового пояса (Слюсарев, 1984). Таким образом, в данном случае недостаточно информации по хроммагнетиту для определения генетической природы ультрамафитов. Вместе с тем по химизму он близок к хроммагнетитам, образовавшимся при метаморфизме первичных хромшпинелей гипербазитовых массивов. Хромистый характер магнетита и отсутствие ильменита (в породах  $Cr \gg Ti$ ) позволяют определить оливиновые породы массива как метадуниты и предположить, что рудные минералы их полностью замещены вторичным магнетитом.



**Рис. 2.** Границы раздела пород с различным содержанием граната в выходе коронитовых габбро



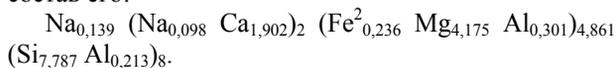
Рис. 3. Отдельность и мелкие карбонатные жилки в гипербазитах, обн. С-2853

*Ортопироксен* имеет ограниченное распространение, что, вероятно, отражает преобладание метадунитов в массиве. Данных о его составе нет. В большинстве случаев он замещен желто-зеленым серпентином, иногда образующим полные псевдоморфозы по его идиоморфным кристаллам.

В рассматриваемых породах нет *плаггиоклаза* и нет признаков, по которым было бы можно связать его отсутствие с полным замещением в поздних наложенных процессах.

*Вторичные минералы* ультрабазитов представлены *амфиболом*, *серпентином*, *хлоритом* и *пылевидным магнетитом*. Тонкозернистые агрегаты трех последних минералов размещаются между реликтовыми зернами оливина и формируют петельчатые структуры. Линейные элементы этих структур имеют зонально-полосчатое строение: в них выделяются зонки, сложенные серпентином, и тонкие полоски пылевидного магнетита. Хлорит образует мелкие чешуйки – порфиробласты, располагающиеся внутри петель. Магнезиальность серпентина 0,84.

*Амфибол* представлен относительно крупными идиоморфными длиннопризматическими порфиробластами бледно-зеленой тремолитовой роговой обманки с  $mg\# = 0,95$  (обр. С-2844-4), формульный состав его:



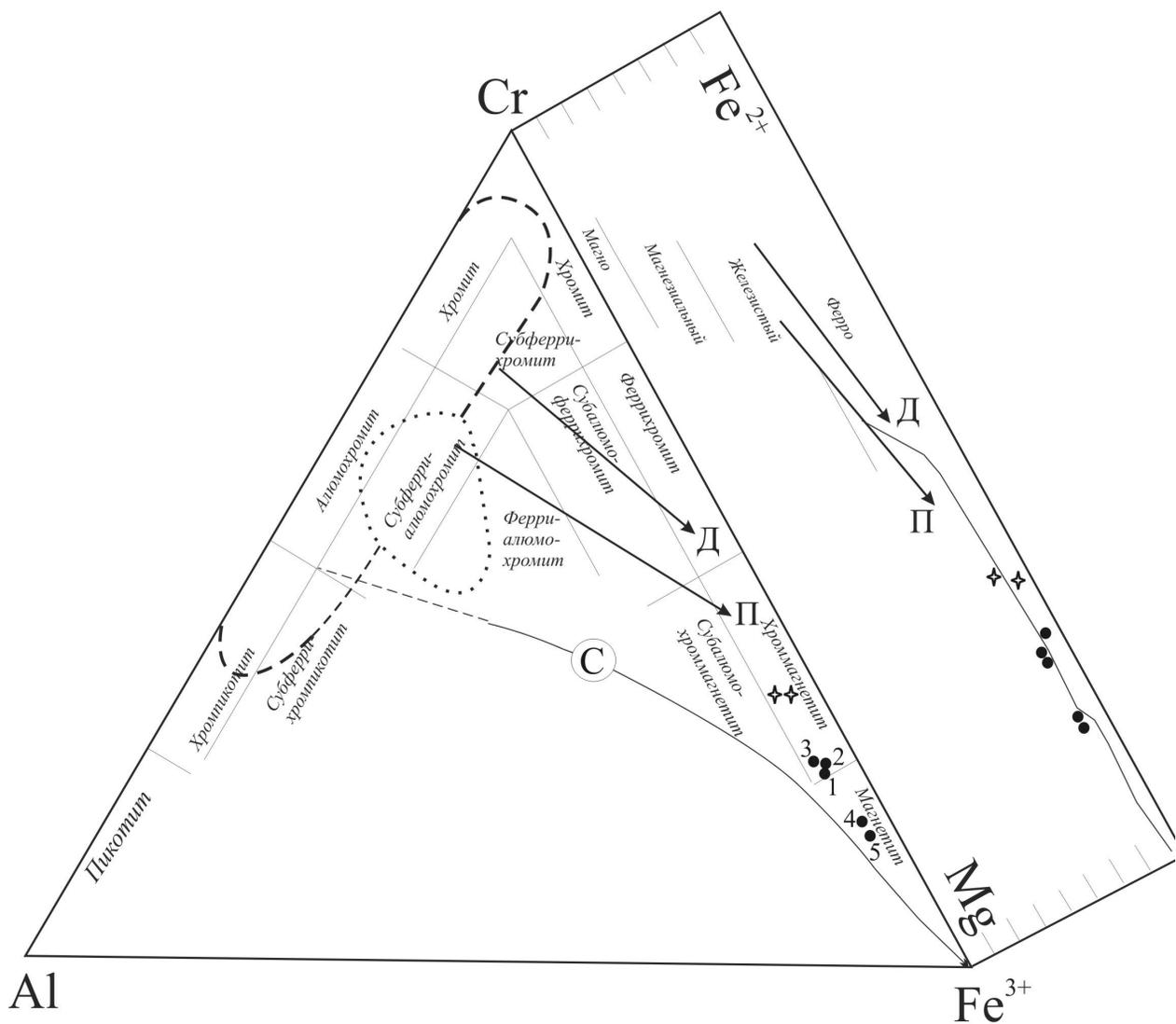
Порфиробласты амфибола формировались позднее образования петельчатых структур. Вместе с тем сами они интенсивно замещаются серпентином. Наблюдаются разные стадии этого процесса вплоть до образования серпентиновых псевдоморфоз по кристаллам амфибола. Таким образом, представляется

несомненной многостадийность метаморфических преобразований, в том числе неоднократная серпентинизация пород.

Многочисленные жилки, секущие ультрабазиты, заметно варьируют по морфологии и минеральному составу. В них отмечены карбонат и несколько структурных разновидностей амфибола и серпентина. В формировании жилок также прослеживается стадийность процесса: в карбонатах заключены полосчатые серпофитовые фрагменты более раннего заполнения трещин.

В периферической части небольшого ультрабазитового тела, расположенного севернее южного фрагмента, и в южной приконтактной части северного фрагмента отмечены *клинопироксениты*. В массиве они имеют ограниченное распространение и, видимо, тяготеют к краевым зонам тела. Породы сложены клинопироксеном и оливином, присутствующим в подчиненном количестве, а также псевдоморфно замещающим его серпентином. *Клинопироксен* является главным минералом этих пород и отсутствует в других разновидностях ультрабазитов. Он представлен идиоморфными и неправильной формы зернами размером около 1 мм, которые наполнены мелкими включениями магнетита (?). Клинопироксен интенсивно замещается амфиболом, формирующим более крупные удлиненные монокристаллы, включающие реликты замещаемых зерен клинопироксена. Генетическая природа клинопироксенитов в настоящее время остается неустановленной.

**Геохимическая характеристика ультрамафитов.** Приведенные в табл. 1 анализы 1–5 характеризуют в различной степени измененные дуниты. Присутствие среди этих анализов апогарцбургитовых серпентинитов менее вероятно. Сравнение приведен-



- Д Тренды изменения составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов (Д) и перидотитов (П) альпинотипных гипербазитов Урала (Макеев, 1992)
- П
- С Тренд изменения составов хромшпинелидов из метаультрабазитов района оз.Серяк
- Поле составов хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов
- ..... Поле составов хромшпинелидов расслоенных интрузий
- Точки составов хроммагнетита и магнетита из пород Разостровского массива (1 - 5), номера соответствуют №№ табл.2
- ☆ Точки составов хроммагнетитов массива Поро Юкол (Слюсарев, 1984)

**Рис. 4. Составы хроммагнетитов из гипербазитов Разостровского массива на классификационной диаграмме Н. В. Павлова**

ных составов показывает их исключительное сходство. Образцы 2, 3 и 5 имеют практически одинаковые ПМ  $am_{1103-1114}$ . В шлифах они различаются присутствием некоторого количества ортопироксена (обр. 2) и степенью серпентинизации (проявлена максимально в обр. 5). Поскольку отмеченные различия не со-

провождаются заметными изменениями химизма пород, то нет оснований полагать, что различия в их первичной минералогии носили масштабный характер. Наиболее вероятно, что наблюдаемые вариации связаны с поздними метаморфическими процессами, наложенными на однотипные ультрабазиты. Это

подтверждается данными по образцам 4 и 1 (табл. 1), для которых характерно повышенное, по сравнению с остальными образцами табл. 1, присутствие хлорита и амфибола. В них интенсивность амфиболитизации и хлоритизации коррелируется с одинаковой направленностью изменений в химизме пород. Так, с амфиболитизацией, имеющей место в образце 4, коррелируется ощутимое повышение в породе Si, Ca и Al при возможном выносе Fe и Mg. Значительно более резко подобные изменения химизма, особенно по Al, который, по-видимому, связан в хлорите, прояв-

лены в обр. 1, представленном Amf-Chl-Serp породой. Вероятно, что отмеченные изменения в минеральном и химическом составе этих пород обусловлены метасоматозом. С развитием данного процесса связано образование специфических «черных» амфиболитов, локализованных в экзоконтактовой зоне массива (обр. 11, 12, табл. 1). Амфиболиты непосредственно контактируют с ультрабазитами или образуют небольшие шлировидные тела в гнейсогранитах экзоконтактовой зоны и местами содержат реликты гнейсового субстрата (рис. 5 и 6).



Рис. 5. «Черные» амфиболиты в экзоконтактовой зоне Разостровского массива, обн. С-2853

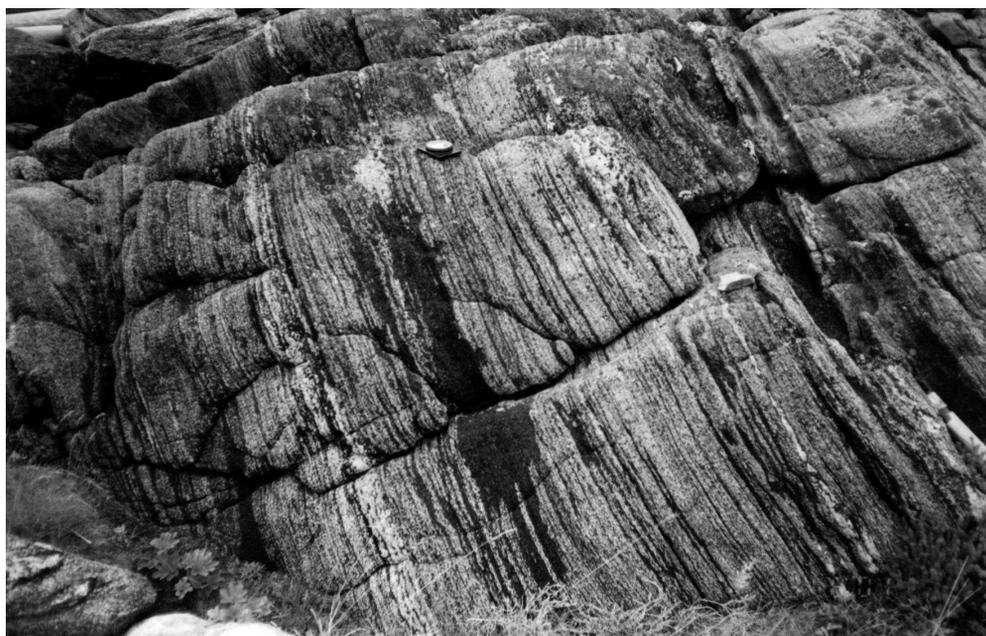


Рис. 6. Шлировидные тела и «жилы» «черных» амфиболитов в гнейсах вблизи контакта с гипербазитами, обн. С-2851

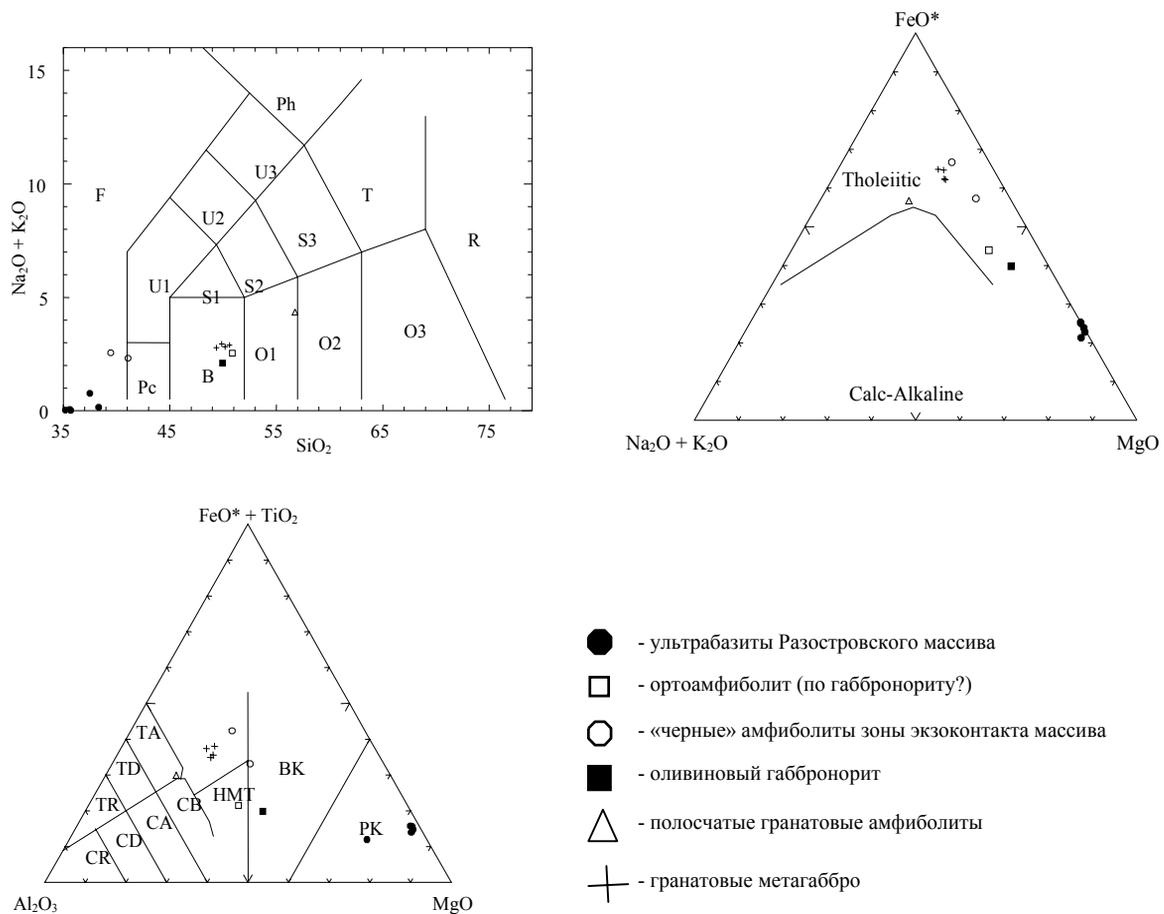


Рис. 7. Положение пород о. Разостров на классификационных диаграммах

Таким образом, рассматриваемый массив характеризуется как гарцбургит-дунитовый и имеет низкую степень дифференциации. Наименее измененным породам отвечают обр. 2, 4 и 5 табл. 1.

На петрохимических классификационных диаграммах фигуративные точки составов метадунитов располагаются очень кучно в полях ультраосновных пород (рис. 7). Характерной чертой их являются высокая магнезиальность  $mg\# = 0,84-0,85$ , высокие содержания  $Cr = 1416-2107$  ppm и  $Ni$  – до 2099 ppm при низких концентрациях  $Ti$ ,  $V$  и щелочей (табл. 1 и 3). Распределение РЗЭ в породах Разостровского массива характеризуется довольно пологим графиком (рис. 8). Отношение  $(La/Yb)_n = 3,74-4,15$ ;  $(La/Sm)_n = 2,55-2,58$ ;  $(Gd/Yb)_n = 1,18-1,24$ . По сравнению с примитивной мантией (Sun, McDonough, 1989) метадуниты содержат больше ЛРЗЭ (1–2 нормы) и меньше ТРЗЭ (0,3–0,4 нормы), сумма ТРЗЭ (Светов, 2005)  $Gd_n + Dy_n + Er_n + Yt_n = 2,5$ . Таким образом, наряду с отчетливо выраженной деплетированностью в отношении ТРЗЭ и рассеянных элементов, существует небольшая обогащенность ультрабазитов ЛРЗЭ.

Анализ спайдерграммы (рис. 9) показывает, что концентрации большинства рассмотренных на ней элементов близки или ниже концентрации их в примитивной

Таблица 3

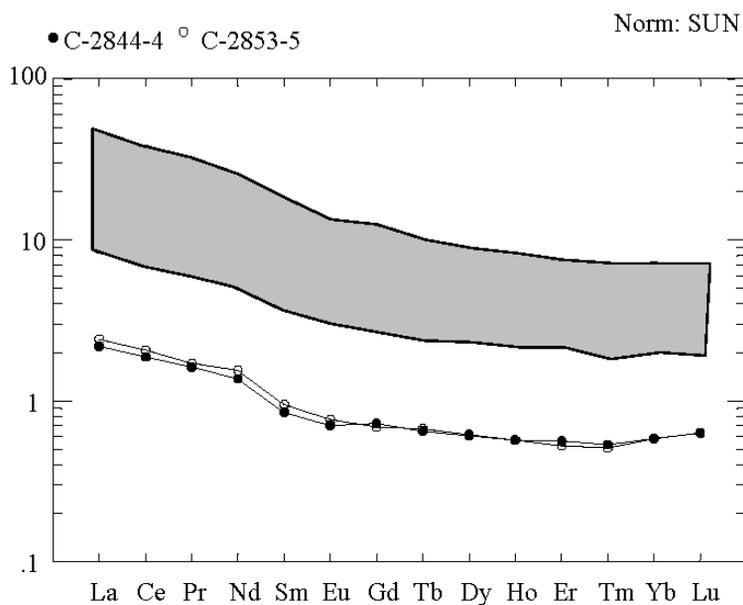
Содержание редкоземельных и рассеянных элементов в ультраосновных породах Разострова

Компоненты	C-2844-4	C-2853-5	Компоненты	C-2844-4	C-2853-5
La	0,7179	0,7944	Li	20,6298	5,4619
Ce	1,6218	1,7806	Sc	7,8375	7,5968
Pr	0,2117	0,2221	Rb	1,0254	0,8396
Nd	0,8656	0,9756	Sr	12,0008	9,7608
Sm	0,1716	0,1924	Y	1,1585	1,1446
Eu	0,0541	0,0589	Zr	1,8946	11,2730
Gd	0,1996	0,1901	Nb	0,3227	0,6526
Tb	0,0322	0,0333	Ba	1,9229	1,4508
Dy	0,2077	0,2118	Th	0,13330	0,1760
Ho	0,0441	0,0445	U	0,1357	6,6621
Er	0,1267	0,1188			
Tm	0,0188	0,1793			
Yb	0,1284	0,1280			
Lu	0,0215	0,0215			

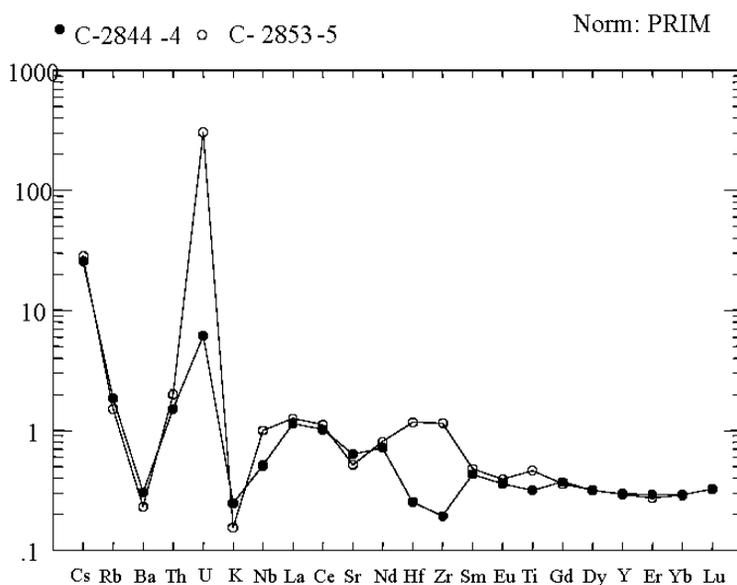
мантии (Sun, McDonough, 1989). Наиболее заметные отклонения от этого стандарта в сторону понижения отмечены для  $K$  и  $Ba$ , а в сторону повышения – для  $Cs$  и  $U$ . Анализ данных ИСП (из северного и южного фрагментов, табл. 3) показывает, что при полной петрохимической аналогии проанализированных образцов, одинаковой концентрации и характере распределения РЗЭ, а также содержании  $V$ ,  $Ni$ ,  $Y$  и  $Sc$  между ними существуют

заметные различия в характере распределения рассеянных элементов. Наиболее высокая концентрация U определена в образце С-2853-5 из северного фрагмента. Наряду с этим в нем значимо повышены содержания Zr, Hf, Nb, Ве и Ti. Напротив, в обр. С-2844-4 из южного фрагмента наряду с низкими концентрациями перечисленных элементов отмечаются относительно повышенные содержания Li, As, Cd, Tl, Cr и Sr (табл. 1 и 4). Отношение  $Zr/Y = 1,63-9,83$ ,  $Nb/Y = 0,28-0,57$  (соответственно в южном и северном фрагментах). Таким образом,

породы массива весьма однородны в отношении распределения петрогенных, когерентных и редкоземельных элементов, что отражает, в свете имеющихся данных, отсутствие признаков магматической дифференциации в породах массива. Отмеченные выше неоднородности в распределении рассеянных элементов, возможно, связаны с поздними процессами изменения гипербазитов. В определенной мере это предположение согласуется с большей насыщенностью северного фрагмента поздними жильными образованиями.



**Рис. 8.** График распределения РЗЭ в породах Разостровского массива (обр. С-2844-4 и С-2853-3). Распределение РЗЭ в породах главной фазы КЛГН (поле серого цвета) по данным авторов с использованием данных по массиву Юдомнаволоок-Кузема (Шарков и др., 2004)



**Рис. 9.** Спайдерграмма для пород Разостровского массива

**Обсуждение результатов.** Изложенные данные показывают, что Разостровский массив в пределах исследованной территории геологически не связан с базитовыми телами и является самостоятельным гипербазитовым объектом. Сравнительно небольшие размеры, подковообразная форма, отсутствие интрузивных контактов и проявление метасоматических процессов на его границах характеризуют его, скорее, как тектонический отторженец, чем как самостоятельный полноценный интрузив. Отсутствие в рассматриваемых породах признаков магматической дифференциации, кумулятивных структур и характерного для последних интеркумуляусного плагиоклаза не дает основания рассматривать этот объект как возможный фрагмент дифференцированного массива КЛГН. Ультраосновные породы этого комплекса, наиболее распространенного в БПП, обычно содержат небольшое количество плагиоклаза и продуктов его замещения. Таким образом, о сопоставлении этого массива с типичными для КЛГН ультраосновными породами речь не идет. Единственным исключением в этом отношении для КЛГН является массив Карангозеро (Степанов, 1981), в ультрабазитах которого нет плагиоклаза и нет друзитовых кайм. Однако в отличие от Разостровского массива породы его содержат более 4%  $Al_2O_3$ , более 2–3% CaO и имеют характерные для пород КЛГН отношения  $Al_2O_3/TiO_2 = 21–22$ , а также более высокие содержания Zr, Y, Nb. По этим параметрам массив Карангозеро сопоставим с гарцбургитами и другими кумулятивными породами КЛГН.

Вторым объектом, в котором бесполовошпатовые метаультрабазиты рассматриваются в составе дифференцированного массива, является о. Кийостров Белого моря (Куликов и др., 2005). Ультрабазиты этого острова по характеру распределения РЗЭ и их содержанию аналогичны породам КЛГН. По характеру распределения РЗЭ породы Разострова, главной фазы КЛГН и ультрабазиты Кийострова аналогичны, но существенно различаются по суммам ТРЗЭ. Так, сумма четырех ТРЗЭ в ультрабазитах Кийострова более чем в 5 раз превышает аналогичный параметр пород Разострова. От пород последнего ультрабазиты Кийострова также отличаются значительно большими содержаниями Zr, Y, Nb и имеют  $Al_2O_3/TiO_2 = 22$ , а  $Ca/Al = 1,29$ . Первое из этих отношений характерно для КЛГН, а второе значительно выше. Вместе с тем в разрезах Бураковского массива и Великой дайки Родезии (Уэйджер, Браун, 1970; Лавров и др., 2004) описаны дуниты, рассматривающиеся как адкумуляты. В породах Разостровского массива признаки адкумулятивного дорастания оливиновых кристаллов, как и интеркумуляус, не установлены. Изложенное показывает, что возможность корреляции рассматриваемых ультрамафитов Разострова с ультрабазитами Карангозера и Кийострова вызывает сомнение и требует дополнительного обоснования.

Ранее на основе гипербазитового характера пород Разостровский массив был включен вместе с ультрабазитами Кузострова в состав комплекса ультрабазитов

(Степанов, 1981). На современном уровне изученности ультраосновных пород БПП и пограничной части Карельского кратона поиски аналогов гипербазитам Разостровского массива могут быть направлены к трем разновозрастным ассоциациям, включающим недифференцированные бесполовошпатовые ультрабазиты: офиолитам Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (серякский тип), перидотитовым коматиитам Керетского зеленокаменного пояса и альпинотипным (?) гипербазитам Северо-Карельского гипербазитового пояса. Специфической особенностью геологического положения Разостровского массива, в отличие от большинства гипербазитовых массивов БПП, является отсутствие видимой пространственной связи с горизонтами полосчатых амфиболитов (метавулканитами). Это обстоятельство осложняет сопоставление Разостровского массива с гипербазитами двух первых ассоциаций и требует дополнительного обоснования. По условиям локализации и облику пород он имеет больше сходства с гипербазитами Северо-Карельского пояса, что было отмечено ранее (Степанов, Слабунов, 1989). Такое положение массива может быть следствием его формирования в гнейсогранитной раме и, вероятно, более молодом возрасте по сравнению с гипербазитами серякского типа. В альтернативном варианте он может рассматриваться как тектонический отторженец от более сложной магматической постройки. По петрохимическим критериям ультрабазиты Разострова имеют достаточно близкие аналоги как среди серякских, так и среди северокарельских гипербазитов, но среди последних подобных пород значительно больше, причем обычно они более магнезиальны и часто их рама представлена гнейсогранитами. Установленные в Разостровском массиве признаки метасоматоза дают основание предполагать возможность некоторого понижения магнезиальности его пород, и вследствие этого отмеченные различия вряд ли имеют решающее значение. Геохимические критерии указывают на некоторую, вероятно небольшую, контаминацию пород массива коровым веществом. Это проявляется в небольшом обогащении их ЛРЗЭ, а также в особенностях распределения рассеянных элементов, для которого характерно неравенство:  $Th > Nb < La$ . Последнее рассматривается как признак контаминированности расплавов, исходных для коматиитовых ассоциаций Карелии (Кожевников, 2000; Светов, 2005), и, вероятно, применимо для изучаемого объекта. На диаграмме  $Cr^{\#} Sp - Mg^{\#} Ol$  (Arai, 1994) фигуративные точки массива ложатся вблизи тренда «OSMA», но за его пределами, и с этих позиций его породы вряд ли могут считаться мантийными реститами.

Таким образом, породы Разостровского массива сформированы высокомагнезиальным мантийным расплавом, деплетированным в отношении ТРЗЭ, Zr, Y, Nb, а также Al и Ti (расплав отделился от деплетированного источника под контролем граната, в условиях высокого давления). Обогащение ЛРЗЭ – сви-

детельство контаминации расплава в условиях коры, возможно, на стадии становления массива. Конкретных данных о возрасте массива нет. По общему впечатлению он скорее палеопротерозойский, чем архейский. Изложенное показывает, что Разостровский массив имеет сходство с гипербазитами, преимущественно с северокарельскими, вместе с тем подобные породы известны в крупных расслоенных массивах. Сходство характера распределения РЗЭ в породах массива и породах КЛГН, возможно, свидетельствует об их генетическом родстве, но в таком случае они должны быть связаны с разными этапами эволюции

магматического очага, поскольку исходные расплавы КЛГН, даже наиболее магнезиальные из них, не формировали бесполовошпатовых пород. Для более конкретных выводов необходимы дополнительные, прежде всего аналитические исследования.

Авторы благодарны Ю. Б. Голованову за предоставленные материалы по геологии Разострова и А. К. Карповой – за активное участие на всех этапах работы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 0605-64876) и при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.

*Косой Л. А.* Пегматитовые жилы Сорокского района Северной Карелии. Л., 1939. 130 с.

*Куликов В. С., Куликова В. В., Шарков Е. В. и др.* Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 212–216.

*Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геохимия и рудоносность Бураковского расслоенного интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 75–91.

*Павлов Н. В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды ГИН. Вып. 103. 1949. 91 с.

*Светов С. А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229 с.

*Слюсарев В. Д.* Состав аксессуарных хромшпинелидов в ультрабазитах Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 98–106.

*Степанов В. С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

*Степанов В. С., Слабунов А. И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.

*Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В.* Пороодообразующие и аксессуарные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 17–25.

*Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др.* Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

*Типоморфизм минералов:* Справочник / Под редакцией Л. В. Чернышевой. М., 1989. 560 с.

*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.

*Уэйджер А., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.

*Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. 113. P. 191–204.

*Sun S.-S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.