

УДК 553.8

## Необычные метасоматиты (фиолититы) в Колвицком габбро-анортозитовом массиве: состав и структурное положение

Е.Н.ТЕРЕХОВ<sup>1</sup>, А.Б.МАКЕЕВ<sup>2</sup>, А.С.БАЛУЕВ<sup>1</sup>, А.Н.КОНИЛОВ<sup>1</sup>, К.В.ВАН<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия

**Как цитировать эту статью:** Необычные метасоматиты (фиолититы) в Колвицком габбро-анортозитовом массиве: состав и структурное положение / Е.Н.Терехов, А.Б.Макеев, А.С.Балуев, А.Н.Конилов, К.В.Ван // Записки Горного института. 2021. Т. 248. С. 232-242. DOI: 10.31897/PMI.2021.2.7

**Аннотация.** Комплексная минералого-геохимическая и геолого-структурная характеристика проявления редкого коллекционного камня фиолетового цвета фиолитита в юго-западной части Кольского полуострова. Это метасоматическая порода, образовавшаяся в условиях хрупких деформаций по габбро-анортозитам палеопротерозойского Колвицкого массива. В результате калиевого метасоматоза плагиоклаз исходных пород был замещен мелкозернистым агрегатом слюды мусковит-фенгитового состава с вкраплениями Ва-алюмоселадонита (до 20-30 мкм). Ва-алюмоселадонит содержит 6,6-10,5 % по массе ВаО. Марганец – единственный хромофор, который накапливается в породе в процессе метасоматоза. Именно марганец обеспечивает лилово-фиолетовую окраску псевдоморфоз слюды по анориту. Фиолитит истощен REE и имеет положительную Eu-аномалию. Фиолититы приурочены к участкам трещиноватости северо-восточного простирания, находящимся в зоне динамического влияния северо-западного замыкания Онежского-Кандалакшского рифта рифейского возраста. С формированием этой структуры связаны и другие образования (инъекционные конгломераты и лампроиты), обязанные своим происхождением интенсивному флюидному потоку.

**Ключевые слова:** фиолититы; мусковит; габбро-анортозит; Онежско-Кандалакшский рифт; зона аккомодации; рифей; инъекционные конгломераты

**Благодарность.** Работа выполнена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-05-00256.

**Введение.** В юго-западной части Кольского полуострова, среди габбро-анортозитов Колвицкого массива, возраст становления и метаморфизм которого близок 2450 млн лет [13, 20], встречаются необычные породы фиолетового цвета, слагающие метасоматические зоны – фиолититы (рис.1). Данное проявление не избаловано вниманием исследователей, оно изредка упоминается в научно-популярной литературе под названием «кольский чароит», в научной статье [6] и материалах совещания [30]. Остаются неизученными как состав и генезис этих пород, так и их структурное положение, и, соответственно, значение фиолититов для понимания геологической эволюции этого района. Приуроченность этих образований к обрамлению Онежско-Кандалакшского грабена

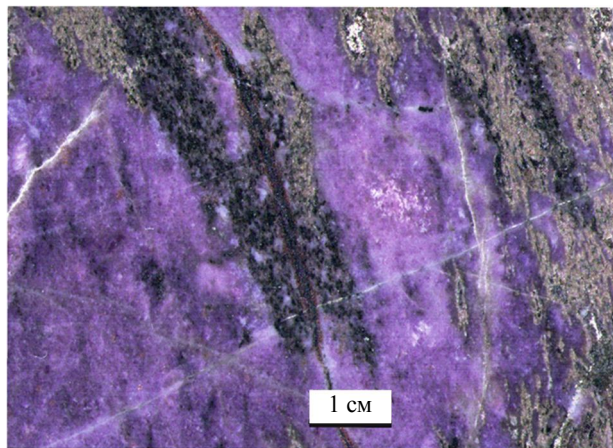


Рис.1. Полированный образец фиолитита

рифейского возраста, а также их вторичная природа по отношению к породам гранулитового комплекса позволяют связать их формирование с эволюцией Беломорской рифтовой системы неопротерозойского возраста [25].

Важным элементом континентальных рифтовых систем вообще [10, 12, 36] и Беломорской в частности [25] является наличие пологих сбросов – детачментов, определяющих как структурообразующие процессы, так и вещественные преобразования пород фундамента, обусловленные флюидами, мобилизуемые при декомпрессии и тектонической эксгумации лежащих крыльев крупных сбросов [23, 35]. Подобная модель эволюции земной коры при рифтообразовании позволяет

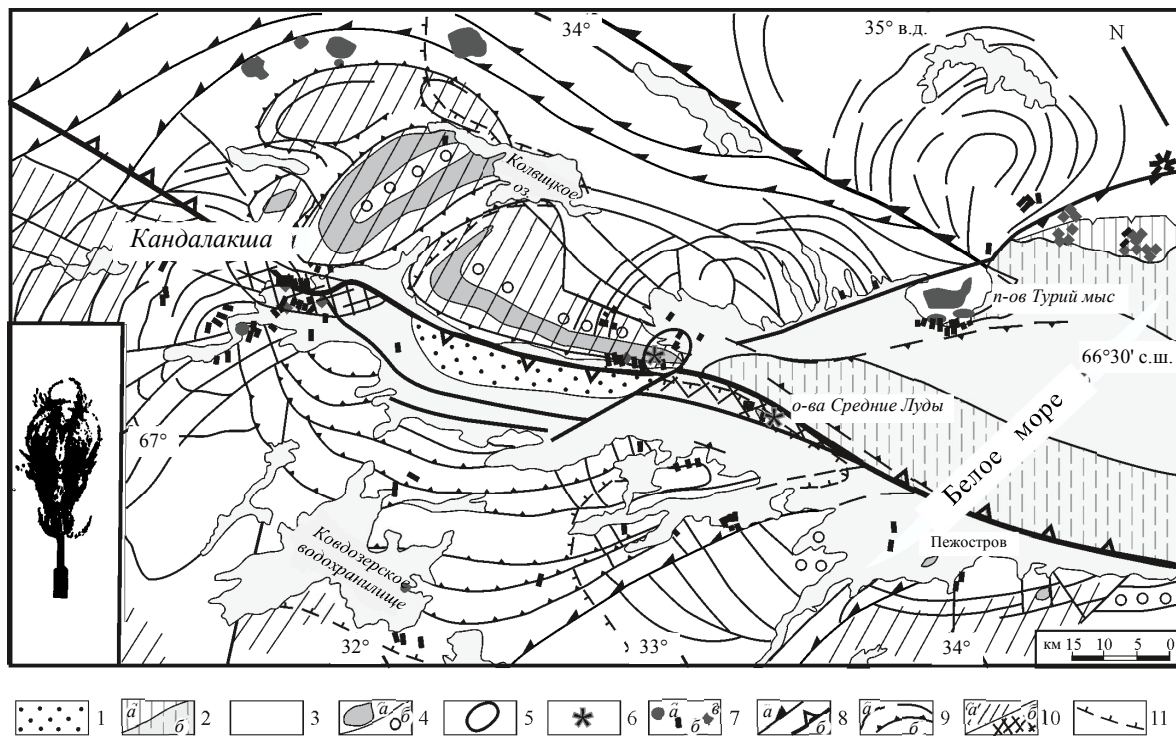


Рис.2. Структурное положение фиолитов (мусковит-фенгитовых метасоматитов) в зоне замыкания рифейского рифта (по [28] с дополнениями)

1 – предположительно палеозойские (девонские отложения); 2 – рифейские отложения: на суше (а), в акватории Белого моря (б); 3 – гранито-гнейсы; 4 – анортозиты (а), эклогиты и эклогитоподобные породы (б); 5 – поле распространения раннерифейских лампроитов; 6 – месторасположение проявлений фиолитов; 7 – девонские щелочные интрузии: массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (в); 8 – сдвиги (а) и главный сброс (б); 9 – структурные линии и пологие разломы; 10 – современные поднятия: плечи рифта (а), зоны аккомодации (б); 11 – предполагаемые разломы. На врезке показано образование кольцевых структур на конце растущей трещины (данные эксперимента) по [14]

по-новому взглянуть на проблему структурно-вещественного взаимоотношения метаморфизованного фундамента с породами чехла и связать формирование новообразований в фундаменте с эволюцией рифтовых прогибов.

Целью данной работы является изучение особенностей состава и структурного положения фиолитов, а также сравнение их с другими породами, являющимися продуктами структурно-вещественных преобразований при эволюции Беломорской рифтовой системы.

**Исследования.** Основная масса фиолитов встречается в районе мыса Катаранский в юго-западной части Кольского полуострова. Небольшие проявления известны в западной части губы Ильинская и на островах Средние Луды в пределах Кандалакшского залива (рис.2). Фиолиты приурочены к зонам трещиноватости (азимут простирания 30-50° СВ), хорошо выделяемым в береговых обрывах, в районе выходов габбро-анортозитов Кольского массива с возрастом 2,45 млрд лет [20]. Мощность отдельных зон трещиноватости меняется от 0,5 до 15 м.

Процесс фиолититизации исходных пород затрагивает всю зону трещиноватости и распространяется за ее пределы в массивных породах на расстояние до 1 м. Фиолититизация развивается исключительно по плагиоклазу, при этом темноцветные минералы почти не изменяются. Габбро-анортозиты в этом месте – крупно-гигантозернистые (рис.3, а, б). Размер отдельных зерен гиперстена иногда достигает 25 см, а наиболее яркие образцы фиолитов приурочены к контактам крупных кристаллов, при этом сами кристаллы пироксена часто являются ирризирующими разностями, что дополнительно украшает этот поделочный камень. Развитие зон фиолититизации крайне неравномерно. Окраска псевдоморфоз меняется от светло-сиреневой до чернильно-фиолетовой, причем наиболее яркая окраска – вблизи зерен темноцветных минералов. В противоположность этому – в мономинеральных разностях анортозитов псевдоморфозы более светлые (рис.3, в, г). Фиолититизация зональна: наиболее интенсивная окраска приурочена к первым метрам трещиноватой центральной части, по периферии фиолетовая окраска пород постепенно сходит на нет, причем в ряде случаев породы остаются массивными без заметной наложенной трещиноватости. В них

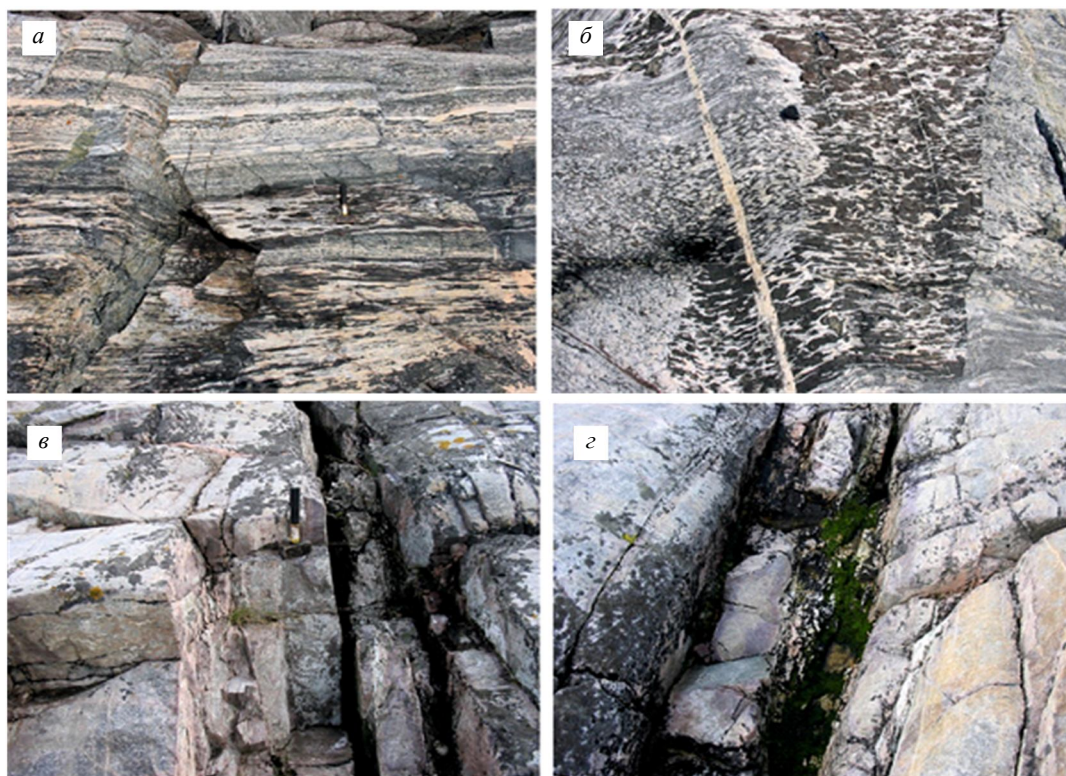


Рис.3. Исходные габбро-анортозиты (а, б) и зоны трещиноватости, сложенные фиолититами (в, г)

сохраняются первичные структуры магматических пород. Новообразованный агрегат довольно мягкий, поэтому качественная полировка образцов достигается в редких случаях.

Габбро-анортозиты, слагающие лополитоподобную структуру, а также подстилающие и перекрывающие их соответственно гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы рассматриваются во многих работах, которые в основном посвящены расшифровке условий гранулитового метаморфизма и возраста становления исходных пород [3, 13, 32]. Регрессивные этапы формирования этих комплексов, связанные с эксгумацией и становлением рифейских и более молодых структурных ансамблей, практически не изучались, за редким исключением [2]. В пределах всего гранулитового пояса встречается большое количество разнообразных мелких пегматитовых жил, представляющих этап его эксгумации, а в районе развития фиолититов развиты дайки лампроитов рифейского возраста и девонские лампрофиры [1, 21, 29].

Исходными породами, по которым развивались фиолититы, были анортозиты и габбро-анортозиты. Большая их часть имеет полосчатый, гнейсовидный облик (рис.3, а), но некоторые из них обладают массивными текстурами с жилами габбро-пегматитов (рис.3, б). Мономинеральные анортозиты в Колвицком массиве являются большой редкостью. Между анортозитами и габбро-анортозитами существуют постепенные переходы и по петрогеохимическим данным они также различаются не принципиально. В меланократовых разностях больше таких компонентов как FeO, MgO, K<sub>2</sub>O, Sr. Фиолититы развиваются по обеим разностям, но в массивных образцы более эффективны. Учитывая, что породы крупно-гигантозернистые и неравномерно окрашенные, проба фиолититов имеет композитный характер, т.е. было отобрано несколько разностей с максимально яркой окраской, и после дробления проба была отквартована с дальнейшим истиранием для химического анализа.

Петрогенные элементы в фиолитите определялись в лаборатории Геологического института РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER (Bruker AXS, Германия), а микроэлементы определялись методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра Element 2 (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Составы минералов (около 50 точек) определялись в Институте экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН на электронном микроскопе Camebax с энергодисперсионным спектрометром Link-860. В лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (исполнитель

В.А.Лебедев) проведены определения К-Аг возраста фиолитита. Исследование содержания радиогенного аргона в слюде проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера <sup>38</sup>Ag; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. Для инструментального определения природы фиолетовой окраски мусковит-фенгита из фиолитита Кольского полуострова использованы возможности коллективного исследовательского центра Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН (Сыктывкар). Образцы препаратов мусковит-фенгита были изучены следующими методами: рентгенофазовым, ИК-спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса.

**Результаты.** По большинству петрогенных элементов фиолититы весьма близки к габбро-анортозитам, но в них отмечается заметное увеличение MnO и K<sub>2</sub>O по сравнению с исходными породами. Из микроэлементов в фиолититах увеличивается содержание Li, Ni, Rb, Ba – элементов, которые характерны для слюды-мусковита (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав габбро-анортозита (исходной породы) и фиолитита

Оксиды, элементы	Габбро-анортозит		Фиолитит	Оксиды, элементы	Габбро-анортозит		Фиолитит
	87/3	86/1	Тф1 (вал)		87/3	86/1	Тф1 (вал)
SiO <sub>2</sub>	50,25	48,38	50,15	Sr	329	423	191
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,23	0,14	Y	9	9	2,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,68	27,52	23,57	Zr	51	22	9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,31	4,62	3,92	Ba	198	131	665
MnO	0,08	0,06	0,39	La	5,8	6,2	1,36
MgO	3,22	2,85	5,26	Ce	9,7	7,3	2,81
CaO	12,43	14,28	6,24	Pr	–	–	0,36
K <sub>2</sub> O	0,45	0,11	3,89	Nd	3,5	2,7	1,65
Na <sub>2</sub> O	3,48	2,27	2,09	Sm	0,5	0,6	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	Eu	1,2	0,68	0,44
П.п.п	0,65	0,71	3,86	Gd	1,4	0,51	0,43
Li	<b>9,1</b>	<b>9</b>	32	Tb	–	–	0,07
Sc	1,6	18	14,6	Dy	–	–	0,43
V	100	151	65	Ho	–	–	0,08
Cr	95	73	368	Er	0,4	0,6	0,26
Co	15	15	36	Tm	–	–	0,04
Ni	49	89	227	Yb	0,3	0,3	0,27
Cu	13	17	35	(La/Yb) <sub>n</sub>	12,6	13,4	3,4
Rb	2	2	128	Eu/Eu*	4	2,6	3

Примечание. Оксиды в %, микроэлементы в г/т.

В исходных породах (рис.4) содержание REE очень низкое, что характерно для габбро-анортозитов [24, 26]. В фиолититах редкоземельные элементы равномерно уменьшаются, при этом из-за более интенсивного выноса LREE (замещения плагиоклаза) уменьшается и отношение (La/Yb)<sub>n</sub> (табл.1). Положительная аномалия европия (Eu/Eu\* = 3) остается высокой, это коррелируется с высокой концентрацией бария в фиолититах. Породы с положительной Eu/Eu\* аномалией обогащены барием, что свидетельствует об участии восстановленных флюидов [27].

С помощью электронного микроскопа VEGA TESCAN (ИЭМ РАН) определен минеральный состав фиолитита: анортит, альбит, олигоклаз, микроклин, К-Na-полевой шпат, диопсид, мусковит-фенгит, биотит, Ва-алюмоселадонит, гранат – гроссуляр-альмандин-пироп, хлорит – корундофиллит, амфибол – магнезиальный феррочермакит, карбонат P3Э, Fe-Mn-Mg-Ca-карбонат, пирит (рис.5), охарактеризован их химический состав (табл.2, 3).

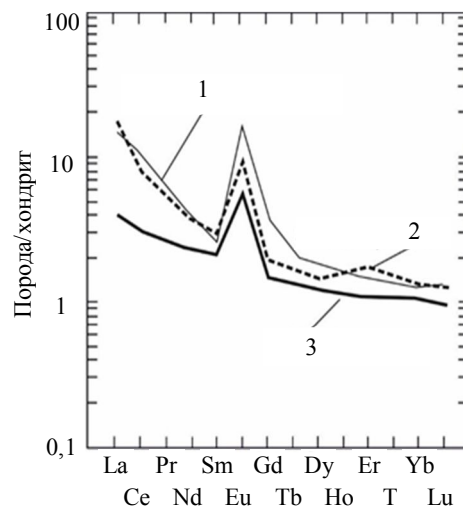


Рис.4. Нормированные по хондриту распределения REE в фиолитите и исходных породах  
1 – 87/3 габбро-анортозит; 2 – 86/1 анортозит;  
3 – Тф1 фиолитит

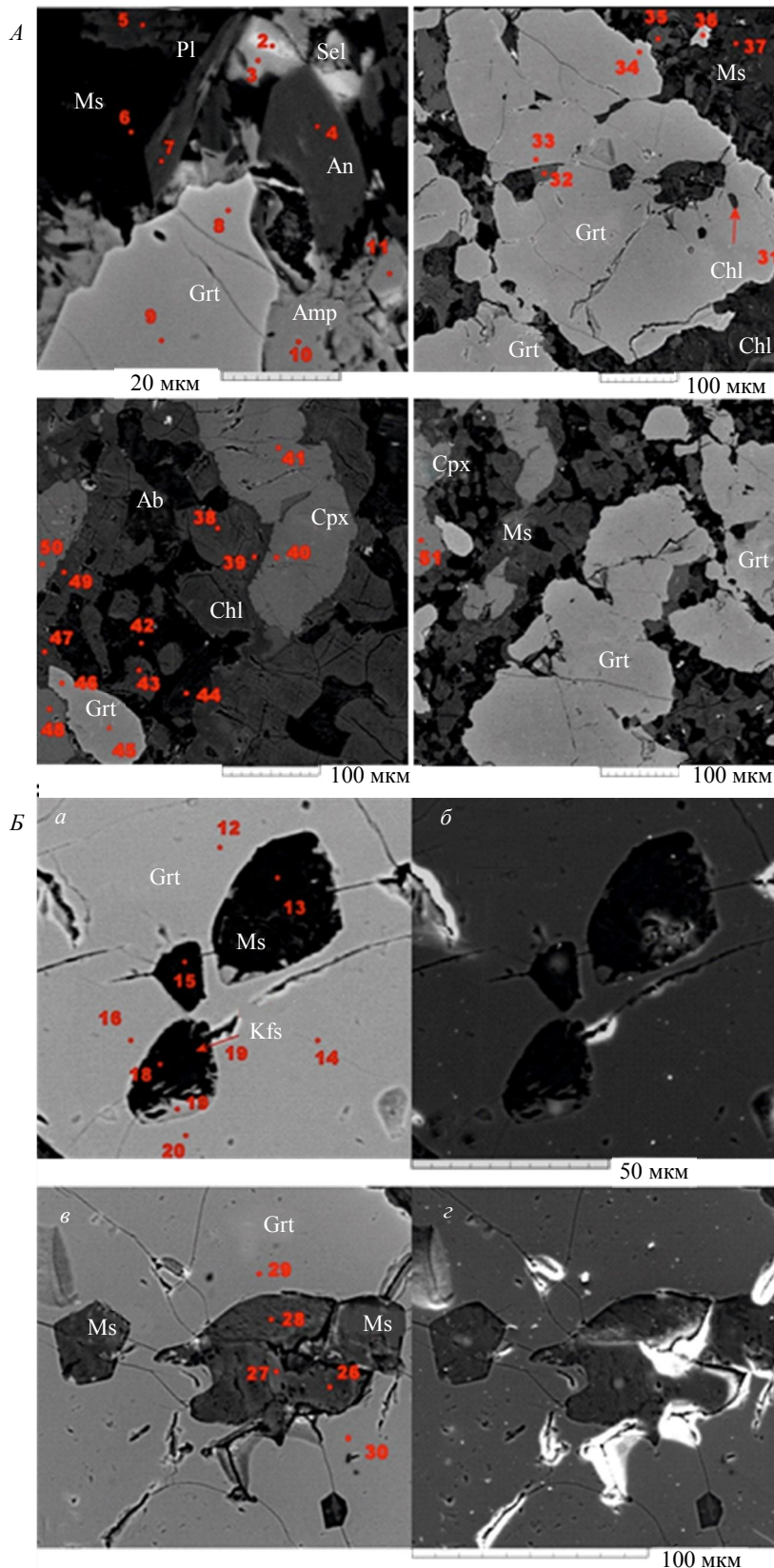


Рис.5. Электронно-микроскопические изображения (режим BSE) метасоматита (А), граната с включениями хлорита, мусковит-фенгита, микроклина (Б) (б, з – режим SE)

Grt – гранат (светло-серое), точки анализов (1, 8, 9, 33, 34, 36, 45, 46); Сpx – клинопироксен-диопсид (серое), (39-41, 49-51), Chl – хлорит (серое), (31, 35, 38, 43, 47); Amp – амфибол (серое), (6а, 7, 32); Sel – Ва-алюмоселадонит (белый), (2, 3, 22); Ms – мусковит-фенгит (темно-серое), (6, 21, 23, 25, 37, 44); Bt – биотит (серое), (1); Ab – альбит (черные), (4, 42); An – анортит (серое), (4, 5, 7, 24); Kfs – микроклин (серое), (2); Pl – олигоклаз (серое), (5а, 9а)

Текстуры исходных пород самые разнообразные, но всегда это крупно-гигантозернистые разновидности. Первичные минералы представлены клинопироксеном – диопсидом, гиперстеном и плагиоклазом. Наличие анортита, альбита и КПШ – не типичных для исходных габбро-анортозитов [32] – указывает на высокотемпературный характер преобразований, предшествующий формированию слюд. Участки фиолитизации развиваются по плагиоклазу, и в зависимости от интенсивности процесса преобразования его кристаллы почти полностью замещены агрегатом слюды – мусковит-фенгитом с мелкими вкраплениями Ва-алюмоселадонита (до 20-30 мкм), Ва-алюмоселадонит содержит 6,6-10,5 % по массе ВаО. Марганец – единственный хромофор, который накапливается в породе в процессе метасоматоза, именно марганец (табл.2), содержание которого 0,09-0,64 % по массе MnO, обеспечивает лилово-фиолетовую окраску псевдоморфоз слюды (мусковит-фенгита) по плагиоклазу. Образцы препаратов мусковит-фенгита были изучены при помощи следующих методов: рентгенофазового, ИК-спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса. Результаты исследования однозначно показали, что фиолетовым хромофором окраски мусковит-фенгита является трехвалентный марганец. В литературе подобное заключение о наличии  $Mn^{3+}$  в слюде было сделано в 1977 г. после изучения природы окраски розоватого мусковита из докембрийских метаморфических пород Нью-Мексико [34].

Весьма необычен состав граната (гроссуляр-альмандин-пирропа) с 34-60 %  $Pig$  (табл.3). Его идиоморфные выделения свидетельствуют о том, что это вторичный метасоматический гранат.

Именно по подобным высокомагнезиальным гранатам рассчитаны максимальные значения давления (11-13 кбар) – это метаморфизм гранулитовой фации [32]. Темноцветные силикаты при этом процессе почти не меняются, хотя появление хлорита-корундофиллита связано с замещением амфибола (магнезиального ферро-чермакита). Судя по валовому химическому составу образцов фиолитита, они заметно обогащены K<sub>2</sub>O (4 % по массе) относительно 0,1-0,2 % в исходных габбро-анортозитах, т.е. породы были подвергнуты К-метасоматозу. Исходные габбро-анортозиты аномально истощены рубидием (2 г/т), поэтому его высокая концентрация (128 г/т) в фиолититах также указывает на процесс метасоматического замещения.

Таблица 2

**Химический состав и кристаллохимические коэффициенты слюд метасоматизированных анортозитов**

Оксиды	Точка анализа																
	2	3	22	6	13	15	18	21	23	25	26	27	37	44	1	16	19
SiO <sub>2</sub>	52,98	55,23	55,65	46,68	45,86	47,99	48,83	45,95	47,05	46,22	46,14	46,63	45,17	44,76	36,85	37,94	38,19
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,73	0,69	0,16	0,07	0,26	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,41	3,83	4,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,02	18,52	19,58	28,22	30,94	29,78	29,77	31,29	30,28	31,50	34,04	33,87	31,85	30,82	15,20	15,36	15,68
FeO	0,04	0,25	0,16	1,62	0,81	0,98	0,76	0,08	0,36	0,34	1,03	1,35	1,22	1,62	10,65	10,61	11,17
MnO	0,14	0,10	0,00	0,43	0,47	0,00	0,09	0,21	0,23	0,32	0,03	0,17	0,26	0,64	0,00	0,04	0,20
MgO	0,00	0,09	0,14	2,86	1,31	2,25	1,37	1,72	2,28	1,01	0,83	1,13	0,58	0,89	14,15	15,52	15,65
CaO	0,87	0,28	0,00	0,45	0,13	0,07	0,54	0,00	0,22	0,29	0,32	0,08	0,00	0,04	0,00	0,12	0,10
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,33	0,30	0,15	0,11	0,07	1,20	0,00	0,18	0,61	0,27	0,37	0,13	0,21	0,09	0,50	0,26
K <sub>2</sub> O	11,83	13,01	12,17	11,27	11,42	11,44	9,70	10,65	11,52	10,53	11,18	10,48	10,71	10,38	10,15	10,18	10,36
BaO	10,50	6,57	8,33	0,19	0,19	0,00	0,07	0,37	0,45	0,03	0,16	1,52	0,75	0,31	0,00	0,00	0,32
Сумма	97,46	95,11	97,02	92,03	91,31	92,84	92,44	90,27	92,57	90,85	94,00	95,60	90,67	89,67	91,50	94,10	96,22
Si <sup>4+</sup>	3,748	3,889	3,859	3,263	3,210	3,286	3,333	3,220	3,246	3,222	3,126	3,131	3,185	3,193	2,819	2,821	2,792
Ti <sup>4+</sup>	0,034	0,039	0,036	0,008	0,004	0,013	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,254	0,214	0,236
Al <sup>3+</sup>	1,669	1,537	1,600	2,325	2,552	2,404	2,395	2,584	2,462	2,588	2,718	2,680	2,647	2,591	1,371	1,346	1,351
Fe <sup>2+</sup>	0,002	0,015	0,009	0,095	0,047	0,056	0,043	0,005	0,021	0,020	0,058	0,076	0,072	0,097	0,681	0,660	0,683
Mn <sup>2+</sup>	0,008	0,006	0,000	0,026	0,028	0,000	0,005	0,013	0,013	0,019	0,002	0,010	0,016	0,039	0,000	0,003	0,012
Mg <sup>2+</sup>	0,000	0,009	0,015	0,298	0,137	0,230	0,139	0,180	0,235	0,105	0,084	0,113	0,061	0,095	1,614	1,720	1,706
Ca <sup>2+</sup>	0,066	0,021	0,000	0,034	0,010	0,005	0,040	0,000	0,016	0,022	0,023	0,006	0,000	0,003	0,000	0,010	0,008
Na <sup>+</sup>	0,060	0,045	0,040	0,020	0,015	0,009	0,159	0,000	0,024	0,082	0,036	0,048	0,018	0,029	0,013	0,072	0,037
K <sup>+</sup>	1,068	1,169	1,077	1,005	1,020	0,999	0,845	0,952	1,014	0,936	0,966	0,898	0,963	0,945	0,991	0,966	0,966
Ba <sup>2+</sup>	0,291	0,181	0,226	0,005	0,005	0,000	0,002	0,010	0,012	0,001	0,004	0,040	0,021	0,009	0,000	0,000	0,009
Al <sup>IV</sup>	0,218	0,072	0,105	0,729	0,786	0,700	0,662	0,780	0,754	0,779	0,874	0,869	0,815	0,807	0,927	0,965	0,973
Al <sup>VI</sup>	1,451	1,465	1,496	1,596	1,766	1,703	1,733	1,805	1,707	1,809	1,843	1,812	1,832	1,784	0,444	0,381	0,378

Примечание. Анализы 2, 3, 22 соответствуют составу слюд ряда Ва-алюмоселадонита; анализы 6, 13, 15, 18, 21, 23, 25, 26, 27, 37 относятся к ряду мусковит-фенгита; 1, 16, 19 – флогопит-истонита.

Таблица 3

**Химический состав и миналы гранатов из метасоматитов, % по массе**

Оксиды	Точка анализа															
	1	8	9	12	14	16	20	29	30	33	34	36	45	46	3а	8а
SiO <sub>2</sub>	39,57	38,78	38,85	39,22	39,42	39,28	39,21	39,71	39,69	39,56	39,03	39,12	39,28	39,26	38,65	39,02
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,17	0,14	0,00	0,03	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,06	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,39	21,97	22,07	22,27	22,33	22,24	22,21	22,49	22,45	22,41	22,11	22,17	22,27	22,24	21,89	22,09
FeO	16,89	23,75	21,19	18,99	18,83	19,27	18,93	14,53	14,71	15,78	19,83	18,53	17,48	18,03	25,24	22,24
MnO	0,05	0,49	0,27	0,18	0,34	0,22	0,30	0,50	0,13	0,19	0,83	0,45	0,01	0,35	3,69	5,06
CaO	6,75	6,03	5,80	6,57	7,21	6,44	6,50	6,66	6,52	6,20	5,39	5,46	5,58	5,81	7,61	9,10
MgO	14,35	8,98	11,61	12,61	11,85	12,51	12,57	16,10	16,37	15,84	12,82	14,16	15,32	14,26	2,91	2,44
Сумма	100,00	100,00	99,96	99,98	99,98	99,99	99,72	99,99	100,03	99,98	100,01	99,93	99,98	99,95	100,05	100,00
Alm	34,95	50,72	44,70	39,70	39,40	40,31	39,68	29,81	30,14	32,49	41,60	38,63	36,19	37,50	55,21	48,44
Sps	0,10	1,06	0,58	0,38	0,72	0,47	0,64	1,04	0,27	0,40	1,76	0,95	0,02	0,74	8,17	11,16
Grs	17,92	16,52	15,70	17,62	19,36	17,29	17,48	17,53	17,14	16,38	14,51	14,60	14,82	15,51	21,36	25,43
Pir	52,95	34,19	43,67	47,00	44,21	46,66	46,97	58,90	59,81	58,14	47,95	52,63	56,55	52,88	11,35	9,48

Примечание. Первые 14 анализов соответствуют составу граната ряда гроссуляр-альмандин-пироп; 3а, 8а относятся к ряду спессартин-гроссуляр-альмандин.

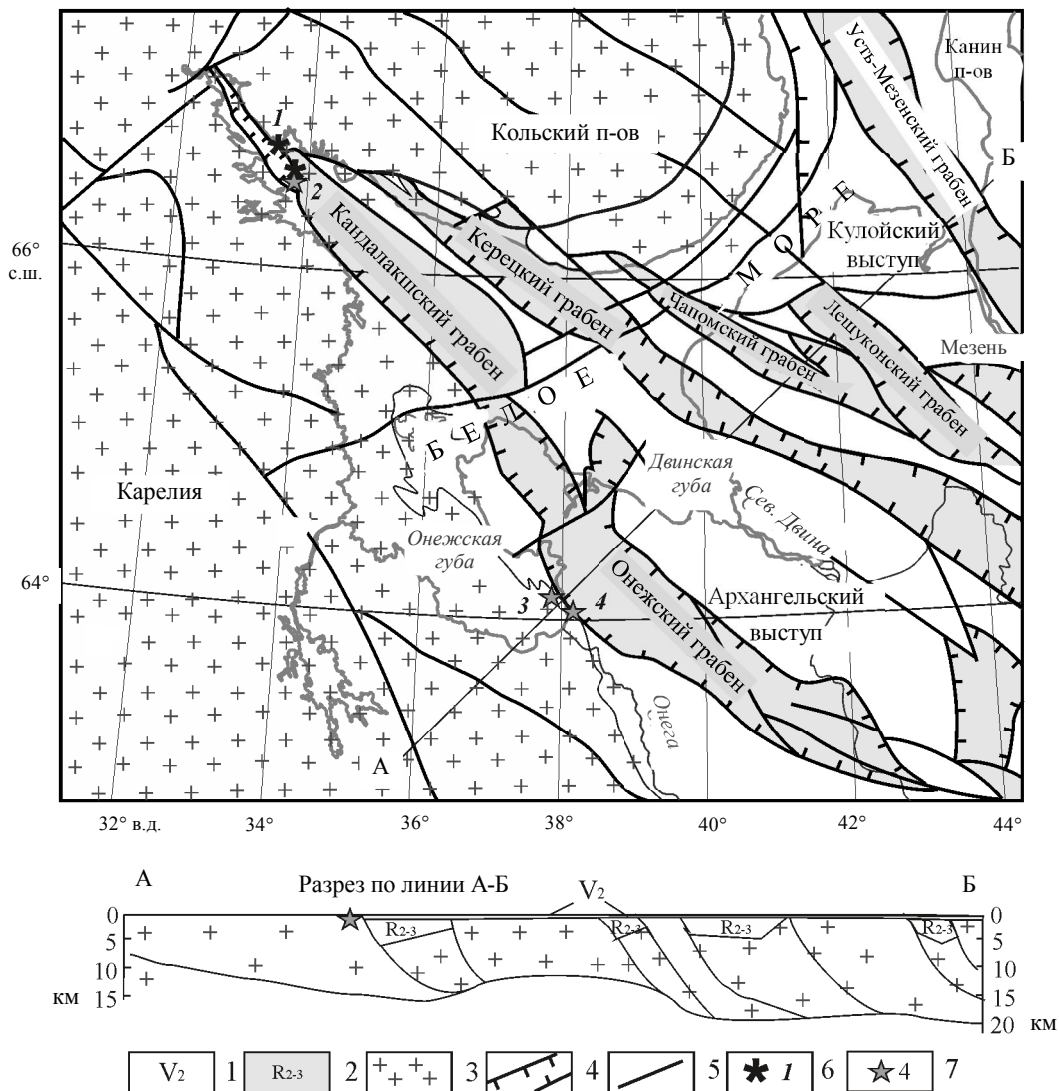


Рис.6. Беломорская палеорифтовая система и генетически связанные с ней флюидно-метасоматические образования  
 1 – вендский чехол; 2 – рифей; 3 – раннекембрийский фунда-мент; 4 – рифтовые структуры; 5 – разломы; 6 – фиолититы;  
 7 – инъекционные конгломераты  
 Проявления: 1 – мыса Катаранский; 2 – архипелаг Средние Луды; 3 – Кий-острова; 4 – село Покровское

Проявление фиолититов расположено в пределах Порьегубского лампроитового поля, породы которого характеризуются ультравысокими концентрациями  $K_2O$  и имеют, по одним данным, возраст 1750 млн лет [21], по другим – 1200 млн лет [7]. Тем не менее, оба этих возрастных рубежа можно связать не только с постскладчатый магматизмом на Балтийском щите [28], но и с этапами рифейского или предрифейского рифтообразования [17]. Тем более, что в Балтийском регионе известны раннерифейские рифтовые структуры, базальные отложения которых древнее чем 1650 млн лет [19]. Здесь же расположен один из участков (кустов) распространения девонских даек лампрофиров (см. рис.2).

Значение К-Аг возраста слюды фиолитита 1320 млн лет указывает на время метасоматической проработки габбро-анортозитов, которое, вероятно, совпадает с главным этапом формирования прогибов северо-западного простирания Беломорской рифтовой системы [25].

Онежско-Кандалакшский грабен является крупнейшей структурой в Беломорской рифтовой системе, образованной, согласно современным данным, за счет горизонтального проскальзывания по системе пологих сбросов, падающих на северо-восток (рис.6). По некоторым данным, в пределах Онежского-Кандалакшского грабена современная глубина опускания фундамента и мощность рифейских отложений достигает 8 км [11, 25]. Соответственно, воздымание плеча рифта было



весьма значительным, что способствовало формированию декомпрессионных флюидов. Основным разломом, контролирующим развитие этого грабена, является сброс вдоль его западного борта. Этот сброс по геофизическим данным и современной морфоструктуре отчетливо прослеживается от устья реки Онега до архипелага Средние Луды [11, 15, 25]. Лежачее крыло этого сброса испытывает поднятие, что выражается в появлении на поверхности высокометаморфизованных пород и положительных гравитационных аномалий. В районе архипелага Средние Луды наблюдаемый разлом испытывает знакопеременную инверсию своего падения, и на отрезке архипелага Средние Луды – Кандалакша он падает на юго-запад. По геологическим данным (архипелаг Средние Луды и острова в Порьей губе, где обнажаются породы гранулитового комплекса) очевидно, что рифейский Онежско-Кандалакшский рифейский грабен замыкается в районе архипелага и не продолжается далее на северо-запад, как это часто показано на мелкомасштабных картах [5]. Поэтому район архипелага Средние Луды и мыса Катаранский на материковой части юго-запада Кольского полуострова можно рассматривать как зону динамического влияния области замыкания рифейского грабена. Естественно, встает вопрос о времени заложения разлома к северо-западу от архипелага Средние Луды. Вероятно, он имеет девонский возраст, обновленный на современном этапе. Ранее этот отрезок рифта получил название Колвицкого прогиба [25]. В пределах этого прогиба, по данным сейсморазведки, выделяются пологолежащие отложения, которые могут рассматриваться и как палеозойские [8]. Но более весомым аргументом девонского возраста Колвицкого прогиба являются дайковые поля, приуроченные к его северному и южному замыканиям. Это район Кандалакши (более 200 девонских даек) и район оз. Долгое – о. Касьян (более 100 даек) (см. рис.2). Таким образом, архипелаг Средние Луды является стыком рифейского и, вероятно, девонского грабенов. Именно участки замыкания рифтовых прогибов и места, где происходит инверсия структурообразующих разломов (так называемые зоны аккомодации), характеризуются наличием участков повышенной трещиноватости, псевдотахилитами, дайками и метасоматитами различного состава, а также повышенными концентрациями углеводородных эманаций [9, 25]. Характерной чертой обрамления Онежско-Кандалакшского рифта являются конгломератоподобные породы неосадочного генезиса. Впервые они были описаны в районе Кандалакши, где округлые валуны и гальки гранулитов в песчанисто-карбонатном цементе слагают пластообразное интрузивное тело (о. Телячий) [33]. В южной части архипелага Средние Луды наблюдалось жилоподобное тело, сложенное округлыми обломками габбро-анортозитов. Роль цемента здесь выполняет роговая обманка, которая, вероятно, кристаллизовалась непосредственно из флюида (рис.7, а). На более глубоком уровне среди эклогитоподобных пород выделяются жилоподобные тела горнблендитов, которые также формировались под влиянием флюидов, проникающих по трещинам в породы гранулитового комплекса (рис.7, б).

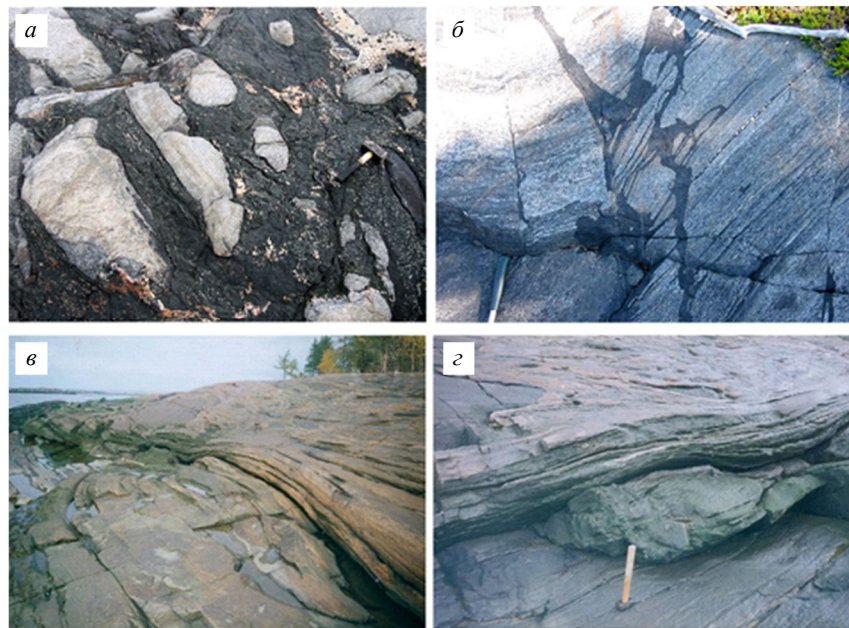


Рис.7. Рифтогенные образования в породах кристаллического фундамента  
Флюидизаты в породах гранулитового комплекса (а-б): а – инъекционные конгломерато-брекчии, обломки представлены анортозитом, пространство между ними заполнено крупнозернистой роговой обманкой (арх. Средние Луды); б – инъекционные жилы, представленные роговой обманкой среди эклогитоподобных пород (район мыса Катаранский, губа Педуниха).  
Инъекционные конгломераты в лежачем крыле главного сброса Онежского грабена (район с. Покровское) (в-з): трещина-разлом среди гранито-гнейсов (в), падает под рифейский грабен (з), в ней расположены линзы инъекционных конгломератов





Многочисленные выходы пород, связанные с образованием Онежско-Кандалакшского грабена известны на его юго-западном фланге в районе о. Кий – села Покровское (см. рис.6). Это инъекционные конгломераты, приуроченные к породам фундамента: амфиболитам и гранито-гнейсам [4, 18]. Конгломераты слагают линзы и маломощные пласты, приуроченные к тектоническим зонам, падающим в сторону рифейского грабена (рис.7, в, г). Полуокатанные обломки вмещающих пород неравномерно распределены в сливной афанитовой массе серо-зеленого или почти черного цвета с раковистым изломом и жирным блеском на изломе. В шлифах видно, что цементная масса состоит из тонкозернистого песчанистого материала. Обломочная фракция цемента состоит из зерен кварца, плагиоклаза, микроклина, пироксена, амфибола, граната, биотита и рудного минерала. Цемент представлен кальцитом и в меньшей степени стеклом, которое встречается в виде линзочек или оболочки вокруг зерен. В пределах карбонатного цемента диагностированы микродрузы анальцима, для которого температура образования выше 450 °С. [31]. Стекло имеет основной-ультраосновной состав, и в некоторых анализах содержание  $K_2O$  достигает 5 % по массе. По факту наличия стекла конгломерато-брекчии близки к псевдотрахилитам [22]. В то же время большая их мощность, основной-ультраосновной состав стекла, наличие высокотемпературных новообразований позволяют рассматривать их в качестве особого вида пород – флюидизатов, образованных при течении раскаленных суспензионных масс внутри земной коры [16]. При этом возраст новообразованных зерен циркона составляет 1200 млн лет, что соответствует одной из фаз образования Беломорской рифтовой системы [25].

**Заключение.** Породы необычного фиолетового цвета образованы по габбро-анортозитам за счет метасоматического замещения плагиоклаза мусковит-фенгитовым мелкозернистым агрегатом. Повышенное содержание марганца в метасоматических породах определило их необычный фиолетовый цвет, а высокие концентрации  $K_2O$  типичны для образований, синхронных формированию Онежско-Кандалакшского грабена. К югу от распространения проявлений фиолититов находится грабен, а на суше выделяется кольцевая структура, типичная для замыкания рифтовых прогибов и сдвигов (см. рис.2, врезка). Данный тип структур образуется на окончании разломов, испытывающих сдвиговые деформации, и именно в их пределах происходит разрядка напряжений, что выражается в формировании локальных надвигов и зон дробления разного порядка. Фиолититы встречаются и на островах архипелага Средние Луды. Эти острова рассматриваются как своеобразный эталон структуры аккомодации в рифтовых зонах, где главный сместитель меняет свою полярность, и возникают повышенные тектонические напряжения (см. рис.2). На первый взгляд парадоксально выглядит приуроченность к этим участкам (т.е. зонам сжатия) щелочных даек (лампрофиров и лампроитов). Однако изучение щелочных даек в Кандалакшском заливе показало, что это чрезвычайно флюидонасыщенные образования, которые образуются в виде даек и трубок взрыва, только в тех местах, где флюид не может свободно выйти к поверхности [29]. В районах, где рифты широко раскрыты, щелочных даек нет, и на участках дегазации могут формироваться псевдоконгломераты или инъекционные конгломераты [18, 25]. Поэтому формирование фиолититов, образованных по габбро-анортозитам под влиянием щелочных флюидов, авторы также связывают с развитием данной рифтовой системы в среднерифейское время.

*Авторы выражают особую благодарность канд. геол.-минерал. наук П.В.Лютюеву за определение природы окраски фиолитита.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / А.А.Арзамасцев, Ж.А.Федотов, Л.В.Арзамасцева. СПб: Наука, 2009. 383 с.
2. Васильева Т.И. Эволюция полей напряжения в Порьегубском дайковом поле (Кандалакшский залив Белого моря) / Т.И.Васильева, Е.С.Пржиялговский // Геотектоника. 2006. № 1. С. 63-75.
3. Виноградов Л.А. Гранулитовый пояс Кольского полуострова / Л.А.Виноградов, М.Н.Богданова, М.М.Ефимов. Л.: Наука, 1980. 208 с.
4. Воинов А.С. Некоторые вопросы геологии и метаморфизма Беломорид Кийостровского архипелага / А.С.Воинов, Ю.С.Полеховский // Вестник Ленинградского государственного университета. 1971. № 4. С. 48-56.



5. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – Кировск. Объяснительная записка. СПб: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, 2004. 268 с.
6. Декоративная фиолетовая псевдоморфоза по плагиоклазу / М.М.Ефимов, М.Д.Крылова, С.И.Васильева, В.П.Марчак // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1986. Т. 115. № 6. С. 720-721.
7. Журавлев В.А. Лампроиты Беломорского мобильно-метаморфического пояса // Тезисы докладов международной конференции «Беломорский подвижной пояс. Геология, геодинамика, геохронология». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1997. С. 37.
8. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.
9. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования / М.Г.Леонов, Ю.А.Морозов, Ю.П.Стефанов, Р.А.Бакиев // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693-720. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0368
10. Иванов С.Н. Континентальный рифтовый метаморфизм / С.Н.Иванов, А.И.Русин // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6-19.
11. Казанин Г.С. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря / Г.С.Казанин, В.А.Журавлев, С.П.Павлов // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.
12. Казьмин В.Г. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов / В.Г.Казьмин, А.Ф.Бяков // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20-31.
13. Каулина Т.В. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) / Т.В.Каулина, М.Н.Богданова // Литасфера. 2000. № 12. С. 85-97.
14. Косыгин Ю.А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие / Ю.А.Косыгин, Л.А.Маслов // Тектонические процессы. Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1989. С. 193-201.
15. Макаров В.И. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика / В.И.Макаров, Ю.К.Щукин, Ф.Н.Юдахин // Литосфера. 2007. № 3. С. 86-94.
16. Махлаев Л.В. Магматогенные флюидизированные (псевдооживленные) системы и их роль в пороодообразовании и сопутствующей минерации / Л.В.Махлаев, И.И.Голубева // Проблемы геологии и минералогии. 2006. С. 143-159.
17. Моралев В.М. Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) / В.М.Моралев, М.Д.Самсонов // Геотектоника. 2004. № 2. С. 30-41.
18. О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря / А.С.Балуев, В.М.Моралев, Е.С.Пржиялговский и др. // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412-424.
19. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите / Ю.Б.Богданов, О.И.Левченко, А.Н.Комаров и др. // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. № 1. С. 76-78.
20. Палеопротерозойский Колвицкий анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона / Е.Н.Стешенко, А.И.Николаев, Т.Б.Баянова и др. // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 2. С. 187-191. DOI: 10.7868/S0869565218080169
21. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита / Л.П.Никитина, Л.К.Левский, К.И.Лохов и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
22. Псевдотахилиты – два генетических типа / Ю.А.Морозов, М.А.Матвеев, А.И.Смульская, А.Л.Кулаковский // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 5. С. 589-594. DOI: 10.31857/S0869-56524845589-594
23. Складчатые комплексы метаморфических ядер кордильерского типа / Е.В.Складчатый, А.М.Мазукабзов, А.И.Мельников. Новосибирск: Научно-издательский центр Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 1997. 182 с.
24. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука. 2005. 147 с.
25. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте) / А.С.Балуев, В.А.Журавлев, Е.Н.Терехов, Е.С.Пржиялговский. М: ГЕОС, 2012. 104 с.
26. Терехов Е.Н. Гранулиты Лапландского пояса: редкоземельные элементы и проблемы петрогенезиса / Е.Н.Терехов, В.И.Левицкий // Известия вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 3-17.
27. Терехов Е.Н. К проблеме происхождения кислых пород с положительной Eu-аномалией – индикаторов процессов растяжения (восточная часть Балтийского щита) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397. № 5. С. 675-679.
28. Терехов Е.Н. Постскладчатый магматизм (1,85-1,7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов / Е.Н.Терехов, А.С.Балуев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26-43.
29. Терехов Е.Н. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова / Е.Н.Терехов, А.С.Балуев, Е.С.Пржиялговский // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77-94.
30. Терехов Е.Н. Мусковит-фенгитовые метасоматиты (фиолиты) из зоны динамического влияния Кандалакшского грабена рифейского возраста / Е.Н.Терехов, А.Н.Конилов, А.Б.Макеев // Материалы XIV Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», 2-5 апреля 2019, Москва, Россия. Российский государственный геологоразведочный университет, 2019. Т. 2. С. 396-399.
31. Тусынин В.Ф. Верхний предел устойчивости анальцима // Очерки физико-химической петрологии. Выпуск IV. М.: Наука. 1974. С. 23-28.
32. Фонарев В.И. Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс Балтийский щит) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 3. С.397-402.
33. Шуркин К.А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса // Труды Лаборатории геологии Докембрия. 1960. Вып. 9. С. 398-411.
34. Gresens R.L. More data on red muscovite / R.L.Gresens, H.L.Stensrud // American Mineralogist. 1977. Vol. 62. P. 1245-1251.



35. Platt J.P. Decompression and high-temperature–low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, western Mediterranean / J.P.Platt, J.I.Soto, M.C.Comas // *Geology*. 1996. Vol. 24. Iss. 5. P. 447-450. DOI: 10.1130/0091-7613(1996)024<0447:DAHTLP>2.3.CO;2
36. Wernike B. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems / B.Wernike, G.Axen // *Geology*. 1988. Vol. 16. Iss. 9. P. 848-851. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0848:OTROI>2.3.CO;2

**Авторы:** **Е.Н.Терехов**, д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, [terekhoff.zhenya@yandex.ru](mailto:terekhoff.zhenya@yandex.ru), <https://orcid.org/0000-0002-0489-4545> (Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия), **А.Б.Макеев**, д-р геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, [abmakeev@mail.ru](mailto:abmakeev@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8815-0959> (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия), **А.С.Балуев**, д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, [abaluev@yandex.ru](mailto:abaluev@yandex.ru), <https://orcid.org/0000-0003-3597-4430> (Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия), **А.Н.Конилов**, старший научный сотрудник, [chalma@bk.ru](mailto:chalma@bk.ru), <https://orcid.org/0000-0002-9750-3573> (Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия), **К.В.Ван**, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-8053-332x> (Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черногловка, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья поступила в редакцию 28.01.2021.

Статья принята к публикации 29.03.2021.