

И. И. ГОЛУБЕВА (ИГ Коми НЦ УрО РАН),
Д. Н. РЕМИЗОВ (ВСЕГЕИ), И. Н. БУРЦЕВ,
В. Н. ФИЛИПPOB, А. С. ШУЙСКИЙ (ИГ Коми НЦ УрО РАН)

Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и их парагенетическая связь с карбонатитами

На Среднем Тимане выделена флюидоэксплозивная структура, включающая карбонатиты, explosive ультрамафиты дайкового комплекса и щелочные метасоматиты. Флюидоэксплозивная структура сформировалась за счет карбонатитового магматизма и его флюидных дериватов.

Ключевые слова: карбонатиты, дайки ультрамафических пород, флюид, эксплозия, редкоземельно-редкометаллическая минерализация, Средний Тиман.

I. I. GOLUBEVA (IG Komi SC UB RAS),
D. N. REMIZOV (VSEGEI), I. N. BURTSEV,
V. N. FILIPPOV, A. S. SHUYSKIY (IG Komi SC UB RAS)

Fluid-explosion ultramafic rocks of the Middle Timan dyke complex and their paragenetic association with carbonatite

Fluid-explosion structure, including carbonatite, explosive ultramafic rocks of the dyke complex and alkaline metasomatite, has been identified in the Middle Timan. Fluid-explosion structure was formed due to carbonatite magmatism and its fluid derivatives.

Keywords: carbonatite, ultramafic dykes, fluid, explosions, rare earth and rare-metal-bearing mineralization, Middle Timan.

Для цитирования: Голубева И. И. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и их парагенетическая связь с карбонатитами / И. И. Голубева, Д. Н. Ремизов, И. Н. Бурцев, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 30–44.

Введение. На Среднем Тимане в пределах юго-восточной части Четласского поднятия развиты своеобразные дайковые щелочные explosive ультрамафиты, объединенные в четласский комплекс щелочных пикритов [3]. Становление пород комплекса связано с байкальским тектоно-магматическим циклом и имеет рифейский возраст. В рассматриваемых щелочных флюидо-эксплозивных ультрамафитах были впервые обнаружены редкоземельные карбонаты [2], характерные для ассоциирующих с дайковым комплексом карбонатитов и щелочных метасоматитов. В этой связи возникло предположение о парагенетической связи дайковых explosive ультрамафитов и карбонатитов, развитых на Четласском поднятии.

В результате обобщения литературных данных и собственных исследований авторы пришли к выводу о формировании карбонатитов, дайкового комплекса флюидоэксплозивных ультрамафитовых пород и сопутствующих щелочных метасоматитов в рамках единой флюидоэксплозивной структуры (ФЭС) щелочно-карбонатитового типа мантийной природы. Генетическая модель ФЭС, разработанная Г. И. Туговиком [18], основана на

взрывообразном (кессонно-эксплозивном) развитии постмагматических флюидов, связанных с магмой различного состава.

Интерес к описываемым образованиям обусловлен перспективами алмазоносности и редкометалльно-редкоземельной рудоносности района. К 1990-м годам геофизическими съемками, наземными горными породами и заверочными буровыми скважинами было выявлено около 50 дайковых полей, насчитывающих тысячи тел. Изучено распределение в потоках рассеяния минералов-спутников алмаза, намечены участки предполагаемых источников сноса, установлена алмазоносность долинных отложений р. Косью. Однако провести полноценный комплекс работ на поисковой стадии не удалось. Из 2000 аномалий было заверено не более 10 %, а представительно опробовано не более 20 % от вскрытых тел.

Первое подробное описание химических составов и петрогенезиса минералов флюидо-эксплозивных ультрамафитов дайкового комплекса с предварительными выводами о неперспективности на алмазоносность данных пород опубликовано Н. А. Довжиковым [4]. Объемная обобщающая работа о карбонатито-щелочной

ассоциации на Среднем Тимане была выполнена В. И. Степаненко [17]. С большим временным промежутком появились новые результаты изучения щелочно-карбонатитовой ФЭС. Временной пробел и фрагментарность исследований связаны с тем, что коренные обнажения пород комплекса отсутствуют, а в 1990-е годы практически весь каменный материал буровых скважин и наземных горных выработок, полученный в 60–70-х годах в связи с поисками алмазов и редкометалльных руд в Четласском блоке Среднего Тимана, был уничтожен по разным техническим причинам, и лишь отдельные образцы сохранились в основном в частных коллекциях геологов. Вещественный состав карбонатитов изучался Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумиловой и др. [9; 20]. Исследованием эксплозивных ультрамафитовых пород дайкового комплекса занимаются в настоящее время И. И. Голубева, Е. Г. Довжикова, Н. И. Брянчанинова, А. Б. Макеев и др. [1; 2; 5; 12]. Результаты исследований по минералогии редкометалльно-редкоземельного рудопроявления в щелочных метасоматитах представлена в работах О. В. Удоратиной и др. [19].

Методика исследований. Микроскопическое изучение пород проводилось в лаборатории петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН (оптический микроскоп OLYMPUS BX 51). Элементный состав пород определялся методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer Instruments) (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург). Определение изотопного состава углерода в породах было выполнено на масс-спектрометре Finnigan Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific), соединенном с элементным анализатором EA 1112 посредством интерфейсного блока ConFlow IV (система EA-IRMS) в ИГ Коми НЦ УрО, а состав минералов – методом микрозондового анализа на сканирующих электронных микроскопах JSM-6400 JEOL и VEGA3 TESCAN.

Геологическое строение щелочно-карбонатитовой ФЭС. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса, карбонатитовые тела и связанные с ними метасоматиты (фениты) находятся в юго-восточной части Четласского поднятия на Среднем Тимане и приурочены к серии разрывов трещинного типа северо-восточного простирания. Если рассматривать поле распространения этих образований в целом, то оказывается, что они образуют ареал, в плане близкий к изометричному. Вмещающими породами являются слабометаморфизованные терригенные и терригенно-карбонатные четласской и быстринской серий среднего и верхнего рифея (рис. 1, а).

Мощность флюидоэксплозивных даек варьирует от десятков сантиметров до десятков метров в раздувах, протяженность достигает 3 км. Отмечаются многочисленные апофизы и прожилки во вмещающих породах, образующие сложные штокверковые тела. Вблизи контактовой зоны

раздува дайки вмещающие породы интенсивно брекчированы и присутствуют в составе дайкового тела в виде ксенолитов [8]. Эти ксенолиты, подобно кимберлитовым рифам, находятся на одном гипсометрическом уровне с вмещающими породами без изменения ориентировки слоистости и сланцеватости, что свидетельствует об относительно спокойном истечении твердогазо-расплавного материала в зоне дезинтеграции рифейской толщи. Породы характеризуются неоднородностью, обусловленной насыщенностью обломками разной размерности пород мантийного и корового происхождений, погруженными в связующей массе неоднородного состава. Весьма пестрый состав породы также обусловлен многофазным становлением дайковых тел и наложенному интенсивному метасоматозу. Из-за конвергентных свойств эксплозивные ультрамафиты трактуются как лампрофиры [7], щелочные пикриты [3; 8], реже кимберлиты или меймичиты. Многочисленные пойкилобласты флогопита придают породе облик лампрофиров минеттового ряда [13]. Кроме того, флюидоэксплозивные ультрамафиты, насыщенные разнородными обломками мантийных и вмещающих пород, приобретают облик кимберлитов, а в случае преобладания обломочного оливина – меймечитов.

Карбонатиты ФЭС установлены в единичном штокообразном теле Косью овальной формы (с размерами 250 × 400 м, по геофизическим данным), ориентированным по простиранию зоны трещиноватости (рис. 1, б) [8]. В экзоконтактах карбонатитового тела фиксируются широкие от 10–60 м зоны дезинтегрированных вмещающих пород, образованных в результате взрывного отделения газов из карбонатитового расплава. Брекчированные легко проницаемые метасоматические породы подвергаются фенитизации и карбонатизации. Метасоматизированные породы характеризуются развитием эгирина, щелочно-го амфибола, микроклина, альбита, кальцита. Поднимавшийся карбонатитовый расплав-раствор сформировал в канале раздробленных пород рифейской толщи штокообразное тело с апофизами. Контактная фенитизированная зона карбонатитового тела, захваченные ксенолиты фенитов и метапсаммитов подвержены флогопитизации. Состав карбонатных минералов эволюционировал от доломита к анкериту и сидериту [8; 9]. Каждому этапу формирования породы соответствует определенная редкометалльно-редкоземельная минерализация.

Для пород первичного доломитового расплава характерны минералы циркония, на последующей стадии формирования (доломит-анкеритовой) кристаллизовались минералы стронция, цинка, фосфора. Заключительная стадия становления карбонатитового тела характеризуется тантал-ниобиевой и редкоземельной минерализацией [9]. На регрессивном этапе, после становления карбонатитового массива и флогопитизации вмещающих пород, образовались секущие гидротермальные жилы гетит-полевошпатового

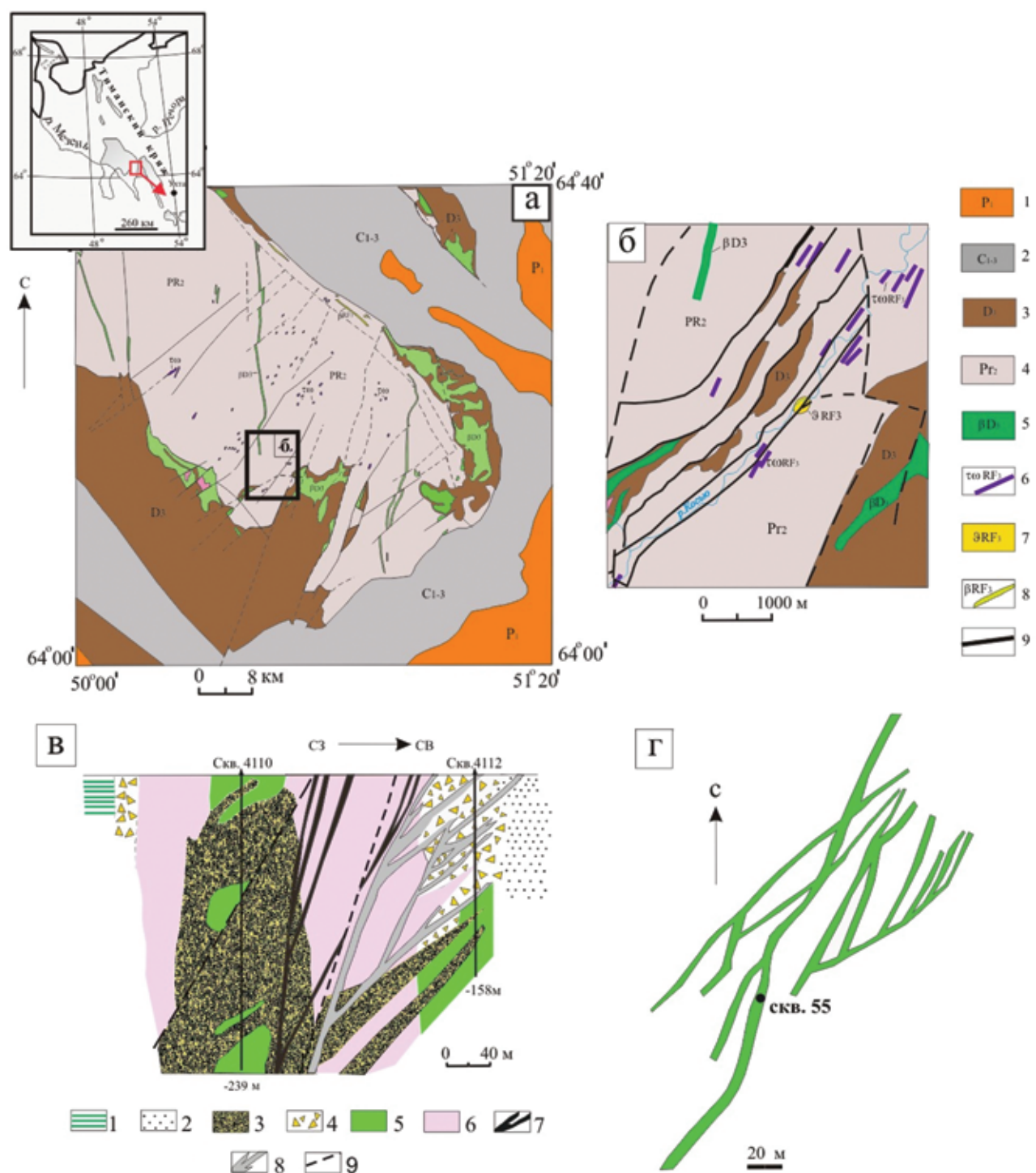


Рис. 1. Схематические геологические карты территории Среднего Тимана

а – фрагмент государственной геологической карты, масштаб 1 : 200 000, авторы В. М. Пачуковский, Х. О. Траат, Р. Я. Мищенко и др., 1985 г;

б – фрагмент государственной геологической карты, масштаб 1 : 200 000, авторы И. А. Житникова, С. Ю. Шаткевич, А. Р. Бахтеев, С. И. Кириллин, 2017 г;

в – геологический разрез карбонатного штока на р. Косью [8];

г – схема геологического строения дайки флюидоэксплозивных ультрамафитов в бассейне р. Косью, местоположение скв. 55, автор Г. А. Дубина, 1983 г.

а, б: 1 – алевролиты, аргиллиты, доломитизированные известняки; 2 – известняки, доломитизированные известняки; 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы; 5 – базальты, долериты; 6 – флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса; 7 – карбонатиты; 8 – метадолериты; 9 – разломы.

в: 1 – сланцы; 2 – кварцито-песчаники; 3 – карбонатиты; 4 – фенитизированные брекчии метаосадочных пород; 5 – фениты; 6 – слюдиты; 7 – кварц-гетит-гематитовые жилы; 8 – гетит-полевошпатовые жилы; 9 – предполагаемый разлом

и кварц-гетит-гематитового составов с редко-металльно-редкоземельной минерализацией [8]. На геологическом разрезе (рис. 1, *в*) хорошо видны сложные временные взаимоотношения всех составных частей карбонатитов ФЭС и последовательность становления пород. Карбонатитовый раствор-расплав проникал в ранее фенитизированную брекчированную зону с образованием штокообразного тела с последующей флогопитизацией вмещающих пород.

В поле распространения эксплозивных дайковых тел отмечаются зоны диаклазов северо-восточного простирания со сложной разветвленной трещинной системой с проявлением фенитизации. На шести участках фенитизированных зон отмечены высокие концентрации редкометалльно-редкоземельных минералов, выделенные как перспективные рудные объекты.

Возраст ультрамафических пород дайкового комплекса, определенный К-Аг и Аг-Аг методами по флогопиту, составляет 550–635 млн лет [8; 19], Rb-Sr изотопные определения по валовому составу породы показали 820 ± 9 млн лет [1]. Значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+5,01...+5,36) и соотношения изотопов стронция $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в пределах 7,041–0,7043, полученные по породам, предполагают, что источником вещества для эксплозивных ультрамафитов является деплетированная мантия [1].

Предметом наших исследований послужили эксплозивные ультрамафические породы скв. 55 глубиной 173 м, пробуренной в поле пересекающихся дайковых тел в виде сетки с максимальной мощностью 5 м, расположенных в долине р. Косью (рис. 1, *г*). В сохранившемся керне хорошо прослеживаются все этапы становления эксплозивных ультрамафитов и особенности их становления. Дайковое тело имеет многофазное строение. Это отражено присутствием пород предыдущих фаз внедрения в виде блоков с четкими границами или обособлений с постепенными переходами в связующую массу.

Характеристика вещественного состава флюидо-эксплозивных пород дайкового комплекса. Эксплозивные ультрамафические породы имеют очень плотное сложение и темную окраску (рис. 2, *а*), на фоне которой выделяются блестки флогопита, разрастающиеся в некоторых случаях до крупных пойкилобласт (1,5–3,0 см), в связи с чем порода приобретает облик лампрофира минеттового ряда (рис. 1, *б*). В породе отмечаются кристаллокласты оливина (до 5 %), пироксена (до 10 %), хромшпинелида, ксенолиты мантийных и вмещающих пород (рис. 2, *г–к*). Обломки мантийных пород представлены пироксенитом и горнблендитом с размерностью от 10 мм до 10 см (рис. 2, *в*). Изучаемая флюидоэксплозивная ультрамафическая дайка не отличается высокой концентрацией ксенолитов мантийных пород, их количество составляет не более 10 %. Обломки оливина и пироксена имеют размерность в среднем 5–8 мм (иногда достигают 2 см), а хромшпинелидов — около 1 мм. Обломки пород и минералов округленной формы

погружены в связующую массу, сложенную метасоматическими минералами: амфиболом 0–50 %, пироксеном 0–70 %, флогопитом 5–70 %. Процентное отношение перечисленных минералов резко варьирует от полного отсутствия какого-либо из них до стопроцентного преобладания. Иными словами, связующая масса может быть мономинеральным или двух-трехкомпонентным минеральным агрегатом. Нередко встречаются фрагменты ранее сформированных пород с определенным составом связующей массы (например, амфиболовой) в виде обособлений с четкими границами в породе иного состава. В межзерновом пространстве кристаллизуются кальцит, хлорит, длиннопризматический апатит, альбит, барит, эпидот, магнетит.

Среди минеральных кристаллокластов преобладает *оливин*, представляющий псевдоморфозы из серпентина, хлорита, тремолита и талька (рис. 2, *г, д*). В некоторых случаях в них отмечаются реликтовые включения хромшпинелидов.

Пироксен в породе присутствует как в виде порфирокласт, так и новообразованных гипидоморфных удлиненных кристаллов в связующей массе. В пироксеновых обломках хорошо видны криволинейные трещины, характерные для ударного воздействия и особенно ярко проявленные в их краевых участках (рис. 2, *ж*). По химическим характеристикам пироксен относится к группе диопсида низкобарического происхождения (табл. 1). Для него типично высокое содержание оксидов железа (в среднем 5,4 %), глинозема (в среднем 6,7 %), кальция (в среднем 21,4 %) и пониженное количество магния (в среднем 14,1 %). Щелочи, характерные для пироксенов высокобарического кимберлитового парагенезиса, в исследованном пироксене имеют низкие значения. Количество Na_2O составляет в среднем 0,47 %, а K_2O вообще отсутствует. Обломки пироксенов имеют в основном однородный химический состав, иногда присутствуют реакционные каймы, выраженные визуально другим оттенком зеленого цвета и пониженным двупреломлением (рис. 2, *з*). Реакционные каймы, обломки и новообразованный пироксен связующей массы характеризуются одинаковым составом, соответствующим диопсиду (рис. 2, *л*). Состав центральной части пироксенов с реакционной диопсидовой каймой отвечает авгиту (табл. 1). Обломки однородного диопсидового состава могут быть фрагментами реакционных кайм более крупных обломков пироксенов или отдельных зерен, полностью изменивших химический состав при воздействии транспортирующих их флюидов. Мантийный пироксен претерпел низкотемпературное преобразование не единожды, так как обнаружен обломок пироксена с двумя реакционными каймами и реликтовым участком высокомагнезиального состава с соответствующими высокими термическими условиями кристаллизации. Таким образом, химические составы обломочного мантийного пироксена в эксплозивных ультрамафитах, скорее всего, не

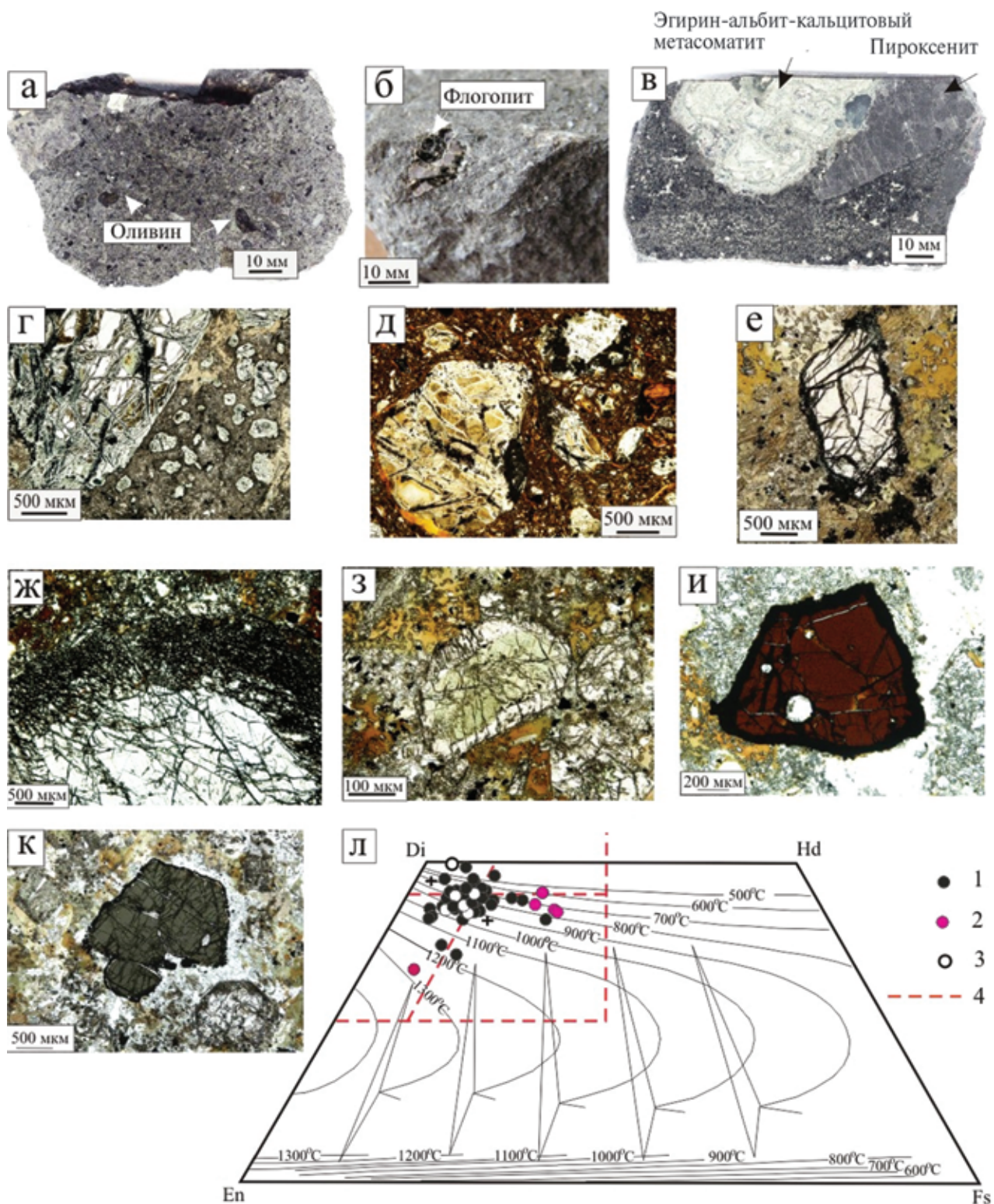


Рис. 2. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана

а – полированный срез зерна explosивного ультрамафита дайкового комплекса; **б** – крупный порфиробласт флогопита; **в** – полированный срез зерна с обломками пироксенита и щелочного метасоматита; **г** – серпентинизированные обломки оливина, микрофотография в скрещенных николях; микрофотографии при одном поляризаторе: **д** – серпентинизированных обломков оливина в флогопитовом матриксе, **е** – обломков пироксена, **ж** – трещин ударного воздействия в пироксене, **з** – зонального пироксена, **и** – обломка хромшпинелида, **к** – обломка зеленой шпинели; **л** – оценка температур образования породы по составу пироксена [23] (1 – новообразованный пироксен связующей массы и обломки пироксена однородного состава; 2 – центральная часть обломка пироксена; 3 – каемка обломка пироксена; 4 – границы номенклатурных пироксенов, относящихся к системе $\text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3 - \text{CaSiO}_3$)

Таблица 1

**Химический состав породообразующих минералов флюидоэксплозивных ультрамафитов
дайкового комплекса Среднего Тимана (мас. %)**

Компо- ненты	Хромистый диопсид		Пироксен						Флогопит		Амфибол	
	n = 6		Центральная часть обломков пироксена n = 14		Реакционная каемка обломков n = 5		Метасоматиче- ские зерна пиро- ксена в матриксе n = 28		n = 45		n = 6	
	x min	x max	x max	x max	x min	x max	x min	x max	x min	x max	x min	x max
SiO ₂	31,5	54,9	48,68	54,27	47,9	50,59	46,62	55,85	22,6	45,87	43,1	44,61
TiO ₂	0	0,31	0,29	1,67	0,82	1,72	0,0	3,23	0,0	3,99	1,37	2,32
Al ₂ O ₃	0,52	5,6	1,22	9,74	4,27	7,7	0,52	10,94	10,2	19,23	10,98	12,7
Fe ₂ O ₃	0,6	1,77	3,4	12,16	3,53	4,85	2,32	11,24	5,17	18,75	10,24	13,24
MgO	13,63	18,38	7,76	15,75	13,21	15,11	13,26	17,94	11,77	29,7	14,65	17,62
MnO	0,0	0,0	0,0	0,52	0,0	0,18	0,0	0,3	0,0	0,46	0,0	0,57
CaO	5,15	22,3	14,07	23,31	22,06	23,66	20,77	23,93	0,0	1,5	11,91	13,49
Na ₂ O	0,0	0,84	0,29	1,26	0,0	0,46	0,0	0,84	0,0	2,04	3,05	3,6
K ₂ O	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,27	9,99	0,63	0,86
BaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0

отвечают истинным условиям его кристаллизации, а отражают глубокую перекристаллизацию в коровых условиях в процессе становления дайковых тел. В породе отмечен в малых долях изумрудный *хромдиопсид*, содержащий Cr₂O₃ 0,6–1,77 %. Небольшие содержания типоморфных элементов Al₂O₃ до 5,6 %, Na₂O 0,0–0,84 %, отсутствие K₂O в данном минерале не соответствуют характерным признакам хромдиопсида высокобарического происхождения (табл. 1). Ранее специалисты отмечали низкие термодинамические условия образования пироксенов и предполагали кристаллизацию минерала в мантийных условиях шпинель-пироксеновой фации [4; 5].

Хромшпинелид диагностируется в виде обломочного ксеногенного мантийного минерала (рис. 3, а), иногда как пойкилитовые включения в оливине. Хромшпинелид представлен среднехромистой разновидностью, реже зеленой шпинелью (табл. 2). В изучаемых eksploзивных ультрамафитах хромшпинелид по химическому составу наиболее сохранившийся минерал, соответствующий первичным мантийным условиям зарождения. На тройной диаграмме Al³⁺ – Cr³⁺ – Fe³⁺ (рис. 3, в) за счет изоморфного замещения между хромом и алюминием проявляется неполный магматический эволюционный тренд, соответствующий пироксенитовому генезису, что подтверждает ксеногенную природу минерала и опровергает пикритовый генезис дайковых ультрамафитов Среднего Тимана. В хромшпинелиде и железистой шпинели отмечаются повышенные количества титана (табл. 2). Для минерала характерно стадийное замещение, отражающее процессы эволюции расплава в коровых условиях и постмагматическое преобразование породы. На диаграмме Al³⁺ – Cr³⁺ – Fe³⁺ для хромшпинелидов

прослеживается пикритовый реакционный тренд, обусловленный реагированием минерала с флюидным потоком. Визуально это проявляется в виде черной каймы, в которой на микрозондовых электронно-микроскопических снимках обнаружена пористая кружевная структура (рис. 3, е, ж). Химический состав данной каймы представлен в табл. 2 (столбец о ранних каемках). Зеленая шпинель замещается хлоритом и последовательно магнетитом. В уже сформировавшейся породе за счет низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов в хромшпинелиде формируется поздняя магнетитовая кайма с характерными проникающими отростками в интерстициях контактирующих минералов (рис. 3, б, ж). Химический состав магнетитовой каймы представлен в табл. 2 (столбец о поздних каемках). В обеих реакционных каемках отмечаются примеси Mn и Zn (табл. 2).

Флогопит – основной компонент как связующей массы, так и порфиробласт. Исследователи пород дайкового комплекса отмечали до пяти генераций флогопита [8]. В изучаемых породах скв. 55 диагностировано только две генерации, представленные пойкилобластами и мелкочешуйчатым агрегатом (рис. 3, г, з). Флогопитовые пойкилобласты кристаллизуются позже всех породообразующих метасоматических минералов связующей массы и нередко разрастаются до порфиробластов с самыми крупными размерами. Мелкочешуйчатый флогопит образует мономинеральные жилки. Во флогопите отмечается небольшое содержание титана и повышенное количество глинозема, соответствующее таковым в кимберлитах (рис. 3, д). На графике Митчелла проявляется прямая корреляция глинозема с титаном, отражающая насыщение флюида

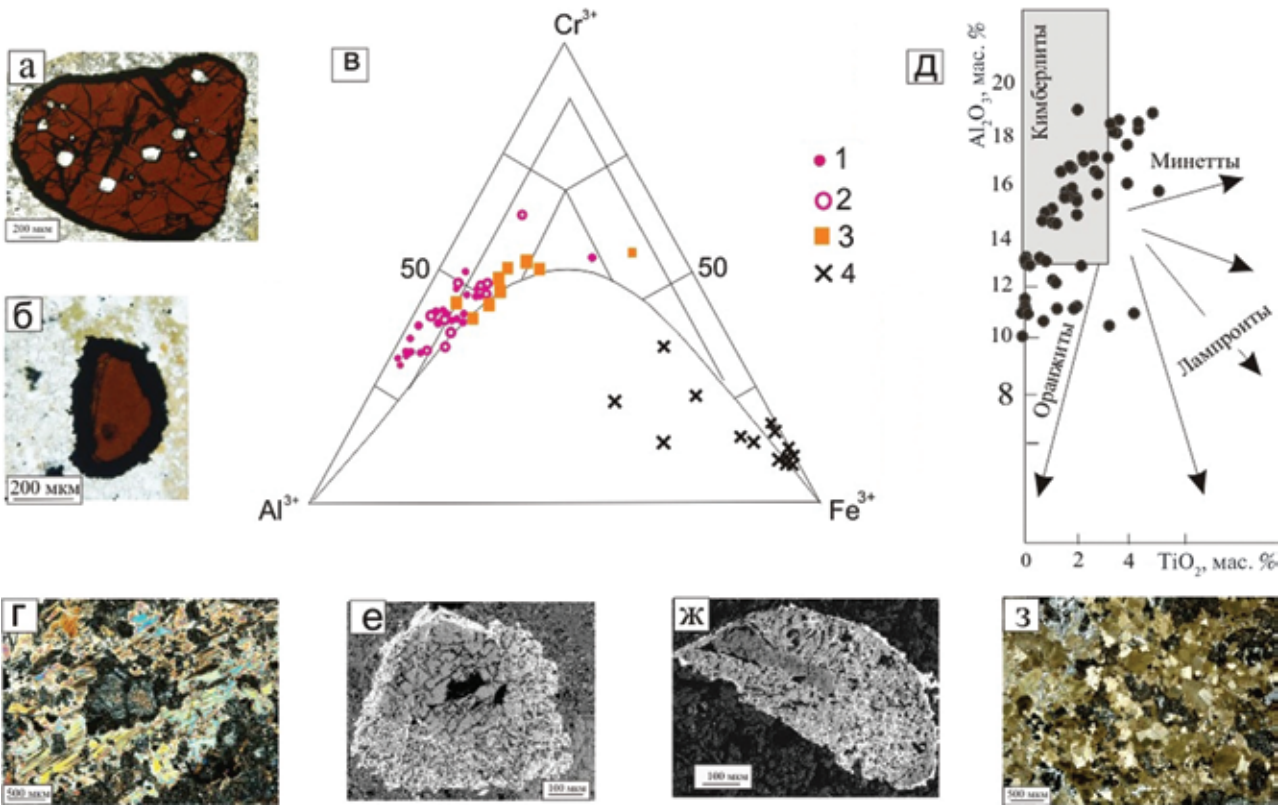


Рис. 3. Химические особенности хромшпинелидов и флогопита флюидоэксплозивных ультрамафитов
а – округлый обломок хромшпинелида, микрофотография при одном поляризаторе; б – хромшпинелид с черной реакционной каймой, микрофотография при одном поляризаторе; в – особенности составов хромшпинелида на тройной диаграмме $Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+}$ (1 – хромшпинелиды скв. 55; 2 – хромшпинелиды других скважин по [12]; 3 – ранняя реакционная кайма хромшпинелида; 4 – поздняя реакционная кайма хромшпинелидов); г – пойкилобласт флогопита, микрофотография с анализатором; д – фигуративные точки химического анализа флогопита на диаграмме Митчелла; е, ж – электронно-микроскопические изображения реакционных каемок хромшпинелидов, снятых в режиме упругоотраженных электронов, ранняя реакционная кайма имеет серый цвет, поздняя – белый; з – микрофотография мелкочешуйчатого биотита при одном поляризаторе

Таблица 2

Химический состав обломочного хромшпинелида в флюидоэксплозивных ультрамафитах дайкового комплекса (мас. %)

Компо- ненты	Зеленая шпинель n = 5			Хромшпинелид								
				Центральная часть n = 26			Ранние каемки n = 15			Поздние каемки n = 20		
	x min	x max	x middl	x min	x max	x middl	x min	x max	x middl	x min	x max	x middl
TiO ₂	0,33	0,65	0,53	0	1,51	0,66	0	0,98	0,54	0	6,26	1,6
Al ₂ O ₃	61,86	70,93	66,27	12,2	41,0	29,6	7,07	29,47	22,2	0	8,23	1,4
Cr ₂ O ₃	0	0,24	0,13	17,42	51,45	34,1	25,41	39,65	34,4	2,23	29,28	8,43
FeO*	15,86	22,1	19,3	12,55	20,29	16,7	16,57	50,86	28,0	42,10	98,14	79,1
MgO	19,78	23,97	21,22	12,05	20,43	17,53	1,29	18,1	11,06	0	2,99	0,73
MnO	0	0	0	0	0	0	0	2,99	0,39	0	2,74	0,82
ZnO	0	0	0	0	0	0	0	2,29	0,15	0	1,75	0,48

щелочами и соответственно повышение температуры. Метасоматический амфибол связующей массы выражен паргаситом и тремолит-актинолитовой группой (табл. 1).

Кальцит в eksploзивных брекчиях представлен как порообразующий минерал

дизинтегрированной щелочной метасоматизированной зоны и син- и постмагматический новообразованный – в eksploзивных ультрамафических породах. Эгирин-альбит-кальцитовые обломки округлой формы дезинтегрированной зоны щелочных метасоматитов (рис. 2, в; 4, а)

под воздействием флюидного потока дробятся и слегка растаскиваются в виде остроугольных осколков, обрастая впоследствии реакционной эгириновой каймой (рис. 4, б). В другом случае они рассыпаются в виде мелкообломочного агрегата, вытягивающегося вдоль флюидальности породы (рис. 4, в). В ксенолитах щелочных метасоматитов кристаллизуются титанит, апатит, цериевый монацит, алланит. На завершающей стадии формирования взрывной ультрамафической брекчии за счет Ca-Na флюидного пропитывания образуются метасоматические ветвящиеся жилки и миндалевидные обособления *кальцит-альбитового* или *мономинерального кальцитового* составов (рис. 4, г, д). В данных новообразованиях, помимо перекристаллизованных минералов связующей массы (рис. 4, е, ж), обнаружены редкоземельные карбонаты группы анкилита (рис. 4, з), минералы тория — торогуммит (рис. 4, л), торианит (рис. 4 и, к), торит (табл. 3), апатит, алланит (рис. 4, м), цериевый монацит (рис. 4, н; табл. 3), марганцевый ильменит (рис. 4, о) со средним содержанием оксида марганца до 8,9 % (табл. 3). В этих же участках диагностируются сульфиды: миллерит, пентландит, сфалерит, молибденит, халькопирит. Во вторичном жильном кальците отмечается примесь SrO до 9,43 %. Редкометалльно-редкоземельная минерализация в кальцитовом агрегате дайкового комплекса происходит, как и в карбонатитовом

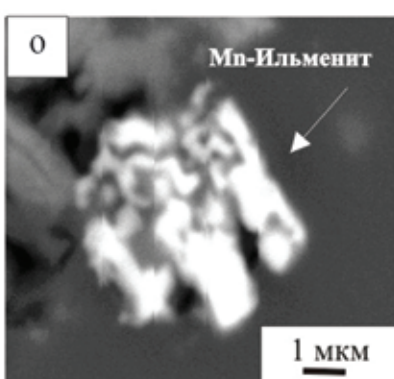
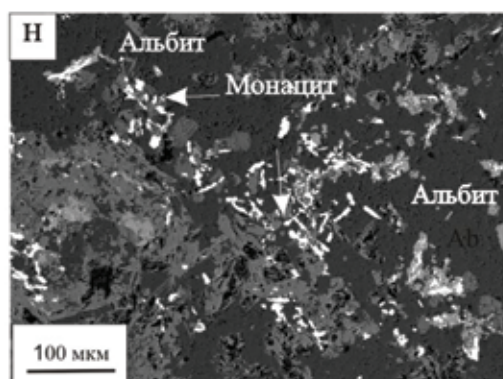
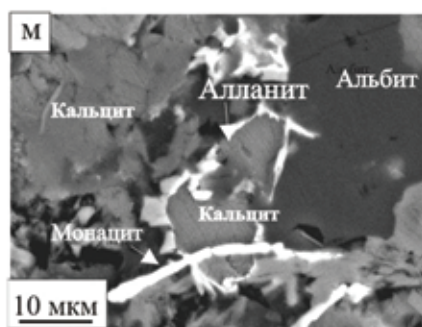
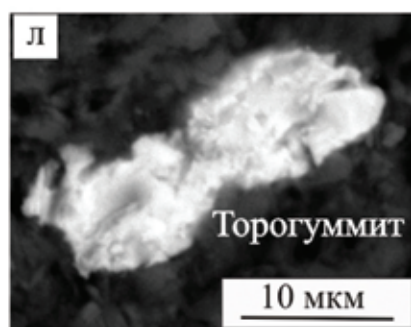
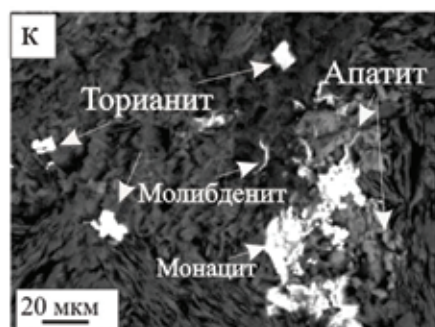
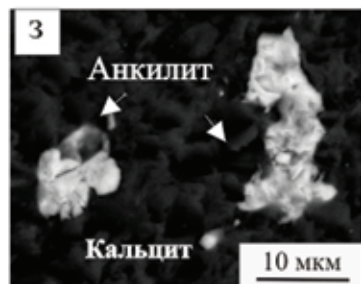
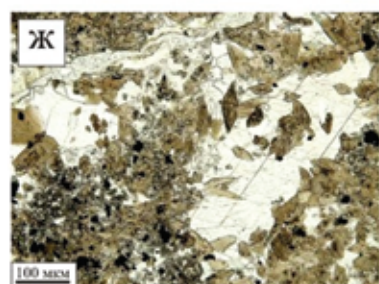
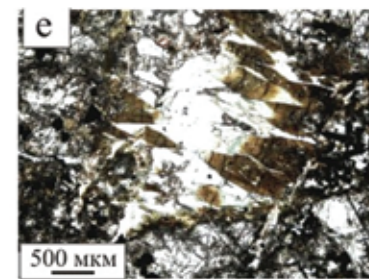
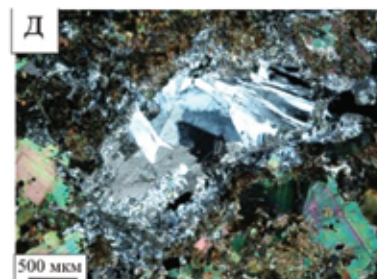
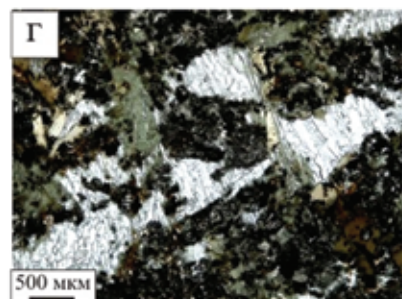
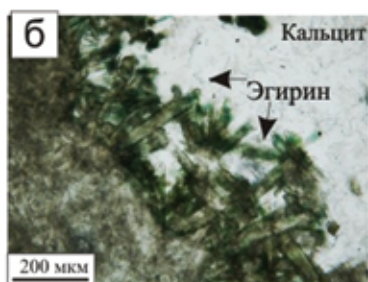
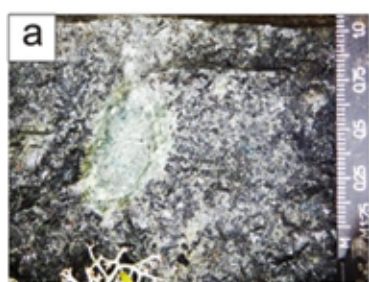
штоке Косью, на стадии низкотемпературного метасоматоза. Таким образом, в взрывных ультрамафических породах обнаружены несколько генераций кальцита, сформировавшихся до внедрения флюидовзрывных ультрамафитов (в фенитах) синхронно с флюидовзрывными процессами и в стабильных условиях. На первом этапе формирования даек во фронтальной части флюидного щелочно-карбонатного потока карбонатитового расплава образуются щелочные альбит-карбонатные метасоматиты (фениты), подобные таковым в контактах карбонатитового штока Косью. Затем за счет взрывной деятельности метасоматиты и вмещающие рифейские толщи дезинтегрируются и смешиваются с поступившим мантийным веществом с образованием дайковых тел. Во время становления пород дайкового комплекса и в постмагматической стадии в стабильном состоянии в ультрамафитах формируются кальцитовые, кальцит-альбитовые жилки и миндалеподобные глобульные обособления с редкоземельно-редкометалльной минерализацией.

Во флюидовзрывных ультрамафитах дайковых тел В. И. Степаненко были выявлены существенные вариации значений изотопного состава углерода и кислорода в кальците: $\delta^{13}\text{C} = -7,2...-4,4 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 8,5-20,7 \text{ ‰}$ [8]. В этом же диапазоне находятся значения изотопного состава кальцита в исследованных породах скв. 55: $\delta^{13}\text{C} = -6,3...-4,73 \text{ ‰}$

Таблица 3

Средние химические содержания редкометалльно-редкоземельных минералов и ильменита в флюидовзрывных ультрамафитах дайкового комплекса (мас. %)

Компоненты	Анкилит	Торианит	Торит	Торогуммит (?)	Алланит	Монацит	Ильменит
	n = 13	n = 5	n = 4	n = 1	n = 5	n = 24	n = 21
SiO ₂	—	1,8	18,0	12,84	33,61	—	3,5
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	43,6
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	18,0	—	—
CaO	8,1	1,4	1,3	—	18,0	1,0	—
MgO	—	—	—	—	—	—	2,1
FeO	—	0,9	1,2	—	13,1	—	40,0
MnO	—	—	—	—	—	—	8,9
BaO	2,9	—	—	—	—	—	—
SrO	16,4	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,36	—	—	—	—	—	—
PbO	—	2,2	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	24,7	—
La ₂ O ₃	10,7	—	—	—	4,5	24,4	—
Ce ₂ O ₃	15,3	—	2,0	1,44	5,8	32,0	—
Pr ₂ O ₃	0,36	—	—	—	—	1,7	—
Nd ₂ O ₃	3,34	—	2,35	2,3	1,46	5,5	—
Y ₂ O ₃	—	—	2,0	2,73	—	—	—
Eu ₂ O ₃	—	—	0,2	—	—	—	—
ThO ₂	—	67,68	53,9	38,77	—	0,4	—
UO ₂	—	7,0	0,57	—	—	—	—



и $\delta^{13}\text{O} = 11,77\text{--}12,93\text{ ‰}$. Такой же значительный разброс значений изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} = -6,5\text{...}-3,6\text{ ‰}$) и кислорода ($\delta^{13}\text{O} = 9,2\text{--}21,1\text{ ‰}$) обнаружен в породах карбонатитового штока, что отражает длительную и многостадийную (магматическую и метасоматическую) историю его формирования [20].

Формационная принадлежность пород Четласской ФЭС Среднего Тимана. Карбонатиты Четласского поднятия не имеют промежуточных дифференциатов щелочно-ультраосновных первичных магм и территориально связаны с дайковым комплексом флюидоэксплозивных ультрамафитов, поэтому предполагается их принадлежность к формации кимберлитовых карбонатитов [14]. В карбонатах штока Косью, как и в кимберлитовых карбонатитах, отмечаются низкие содержания Zr и Sr (табл. 4). Индикаторное отношение Ba/Sr в Тиманских карбонатитах, как и в кимберлитовых, обнаруживает низкое значение 0,03 в связи с небольшим количеством Ba (167 г/т) [14]. Отмечаются невысокие количества Ti (300,0 г/т), Cr (83,49 г/т), Zr (11,87 г/т), Sr (4640,0 г/т), низкие значения индикаторных отношений $\text{Ti/Cr} = 3,9$ и 100, $\text{Zr/P} = 0,06$. Повышенное содержание Nb (160,68 г/т) повлияло на высокое значение индикаторного отношения $\text{Nb/Zr} = 13,3$. Однако превышение в несколько раз содержания легких лантаноидов в Четласских карбонатитах не свойственно для формации кимберлитовых карбонатитов (табл. 4). Высокие показатели лантаноидной группы (количество La составляет в среднем 3695 г/т) — специфичная и отличительная особенность Тиманских карбонатитов по сравнению с карбонатитами известных карбонатитовых формаций, связанных с глубокой метасоматической переработкой [14]. Для наглядного сопоставления спектров распределения редкоземельных элементов в Четласских и типичных карбонатитах Ковдорского массива приводятся графики на рис. 5, д. Основным носителем лантаноидов в Тиманских карбонатитах — монацит.

Проблемы с петрохимической типизацией пород возникают и для дайковых флюидоэксплозивных ультрамафитов, представленных своеобразными магматическими брекчиями, образованными разнородным обломочным мантийным материалом, сцементированным агрегатом

метасоматических минералов. Видимо, для такого рода пород, не являющихся обычными магматитами и кристаллизующихся из какого-либо расплава, не имеет смысла искать место в предложенных классификациях магматических пород. Флюидоэксплозивные породы дайкового комплекса по содержанию SiO_2 (39,0–41,1 мас. %) и суммы щелочей (2,27–7,75 %) формально можно отнести к щелочным пикритам и пикробазальтам (рис. 5, а), что подтверждают спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 5, д). Совпадающие спектры дифференциации редкоземельных элементов для пикритов и дайковых ультрамафитов свидетельствуют о единых мантийных глубинах зарождения пикритового расплава и обломочного мантийного материала в флюидоэксплозивных ультрамафических дайках, вынесенных впоследствии в кору карбонат-щелочными флюидами. Эти же спектры распределения редкоземельных элементов свидетельствуют о разных первоисточнике расплавов и глубине зарождения eksploзивных щелочных ультрамафитов и карбонатитов, что противоречит теории о так называемых щелочных пикритах, послуживших дериватами для карбонатитов дайкового комплекса. Низкие количества MgO (11,4–18,6 мас. %), TiO_2 (0,95–1,7 мас. %), повышенные значения Al_2O_3 (7,32–10,34 мас. %), обнаруженные в изучаемых eksploзивных ультрамафитах, принимаемых до сегодняшнего времени за щелочные пикриты, не характерны для последних. Этот факт визуально демонстрирует диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$, на которой фигуративные точки химических анализов щелочных ультрамафитов Тимана концентрируются в поле мелилититов (рис. 5, г). Однако этому факту противоречит отсутствие в изучаемых породах фельдшпатоидов. Для сравнения на этом графике помещены средние значения химических элементов щелочных пикритов Восточной Сибири [11], eksploзивных алмазсодержащих щелочных пикритов КНР [21] и биотитовых пикритов дайкового комплекса архипелага Шпицберген [6]. Флюидоэксплозивные ультрамафиты Среднего Тимана ассоциируют с карбонатитами и имеют минеральный состав, близкий к кимберлитоподобным породами — альпикритами. Это предположение подтверждается петрохимическими параметрами, так как на диаграммах

Рис. 4. Редкометалльно-редкоземельная минерализация в Ca-Na метасоматитовых проявлениях в флюидоэксплозивных ультрамафитах дайкового комплекса

а — округленный обломок дезинтегрированной фенитизированной зоны эгирин-альбит-кальцитового состава в флюидоэксплозивных ультрамафитах дайкового комплекса (фотография В. Г. Котельникова); **б** — эгириновая реакционная оболочка в краевой части обломков Ca-Na метасоматитов, мкф1; **в** — раздробленный агрегат кальцитового метасоматита, мкф1; **г** — метасоматическая кальцитовая жилка с редкометалльной и редкоземельной минерализацией, мкф1; **д** — альбит-кальцитовый новообразованный агрегат в виде глобулы, микрофотография при скрещенных поляризаторах; **е** — перекристаллизованные кристаллы амфибола в виде щетки в метасоматическом кальците, мкф1; **ж** — хорошо ограненные кристаллы перекристаллизованного амфибола в кальцитовой метасоматической жилке, мкф1; **з** — анкилит в кальцитовом метасоматическом агрегате, мкф2; **и, к** — торинанит в кальцитовом метасоматитовом агрегате, мкф2; **л** — торогуммит в метасоматическом кальците, мкф2; **м** — обрастание алланита по краю кристалла метасоматического кальцита, мкф2; **н** — монацит в альбитовой жилке, мкф2; **о** — марганцевый ильменит, мкф2.

Микрофотографии, полученные: мкф1 — без анализатора, мкф2 — в режиме упругоотраженных электронов

**Средние содержания породообразующих оксидов (мас. %) и элементов-примесей (г/т)
в карбонатитах флюидоэксплозивных ультрамафитов дайкового комплекса Среднего Тимана**

Компо- ненты	Карбонатиты массива Косью n = 8 [10]			Эксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса скв. 55 (n = 5)					
	x min	x max	x middl	55-3	55-6	55-17	55-18	55-31	x middl
SiO ₂	1,19	17,86	10,29	44,1	45,53	40,48	34,87	39,53	33,0
TiO ₂	0,01	0,2	0,05	1,17	1,34	1,41	1,7	0,95	1,3
Al ₂ O ₃	1,03	5,77	2,85	9,18	9,54	10,34	10,75	7,32	8,8
Fe ₂ O ₂	0,01	2,21	1,35	1,97	3,95	3,79	5,75	3,09	3,11
FeO	4,92	15,18	8,24	6,09	4,42	6,39	4,12	4,8	5,1
MgO	7,99	15,35	12,07	18,57	17,84	18,55	14,35	18,38	17,5
MnO	1,00	2,02	1,36	0,12	0,12	0,11	0,15	0,19	0,14
CaO	18,16	29,27	24,61	9,78	9,26	7,69	13,74	13,69	10,8
Na ₂ O	0,06	0,24	0,12	0,3	0,47	0,29	0,56	1,36	0,59
K ₂ O	0,46	3,76	1,12	4,11	3,12	2,04	3,01	2,16	2,8
P ₂ O ₅	2,8	11,89	5,43	0,38	0,31	0,36	0,44	0,62	0,4
Mn	7 700,0	14 000,0	10 472,0	924,0	924,0	847,0	1 155,0	1 463,0	1 062,6
V	0,0	23,28	9,02	168,3	176,8	220,7	128,1	162,0	171,0
Cr	24,77	165,39	83,49	1 829,4	1 826,6	507,6	503,8	224,5	977,8
Co	10,06	23,71	16,92	49,9	43,4	43,5	53,1	31,2	44,0
Ni	28,0	125,0	65,32	378,9	276,82	161,48	416,429	86,0	263,6
Rb	0,20	104,12	25,48	123,3	99,6	79,1	59,8	76,3	87,6
Sr	1 425,6	8 744,2	4 640,7	715,8	1 140,5	1 501,9	1 272,1	533,8	832,8
Y	4,55	49,55	16,7	14,2	13,6	10,5	16,4	14,1	9,7
Zr	0,0	59,98	11,87	103,04	102,2	103,3	90,6	67,8	93,3
Nb	2,92	541,16	160,68	69,8	69,4	73,5	106,2	77,2	79,22
Cd	0,05	1,76	0,52	0,015	0,037	0,04	0,6	0,02	0,03
Cs	0,0	1,39	0,3	6,018	2,9	2,7	3,1	2,4	3,42
Ba	35,18	496,6	167,28	902,7	1 181,4	826,51	1 620,7	985,9	1 103,0
La	649,47	6 327,4	3 695,1	54,6	51,8	59,2	116,6	61,3	68,64
Ce	805,48	11 513,0	4 762,3	99,3	98,7	106,7	196,8	115,4	123,3
Pr	78,02	1 136,3	434,47	10,8	11,1	11,6	21,5	14,0	13,8
Nd	180,3	3 574,4	1 157,2	40,3	39,6	40,0	74,0	53,7	49,6
Sm	10,68	301,02	75,69	6,5	6,4	6,3	10,4	8,9	7,7
Eu	1,39	44,39	9,64	1,7	1,7	1,6	2,6	2,65	2,05
Gd	4,55	49,55	16,7	3,65	3,8	3,2	4,8	6,4	4,37
Tb	0,37	5,68	1,71	0,5	0,6	0,4	0,7	0,7	0,58
Dy	1,2	16,31	4,72	3,4	3,3	2,8	4,2	4,3	3,6
Ho	0,19	2,15	0,69	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,68
Er	0,43	4,73	1,67	1,6	1,6	1,2	1,9	1,95	1,41
Tm	0,05	0,55	0,21	0,2	0,2	0,1	0,3	0,25	0,21
Yb	0,37	3,1	1,2	1,3	1,3	0,86	1,3	1,5	1,2
Lu	0,06	0,38	0,15	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,18
Hf	0,0	0,5	0,25	2,8	2,7	3,0	2,6	2,5	2,72
Ta	0,01	1,28	0,37	3,9	4,4	5,2	3,5	7,6	4,92
Th	4,99	576,45	107,9	10,6	11,6	11,6	45,6	13,7	25,3
U	0,03	47,96	6,42	4,0	1,1	6,3	11,1	2,3	4,8

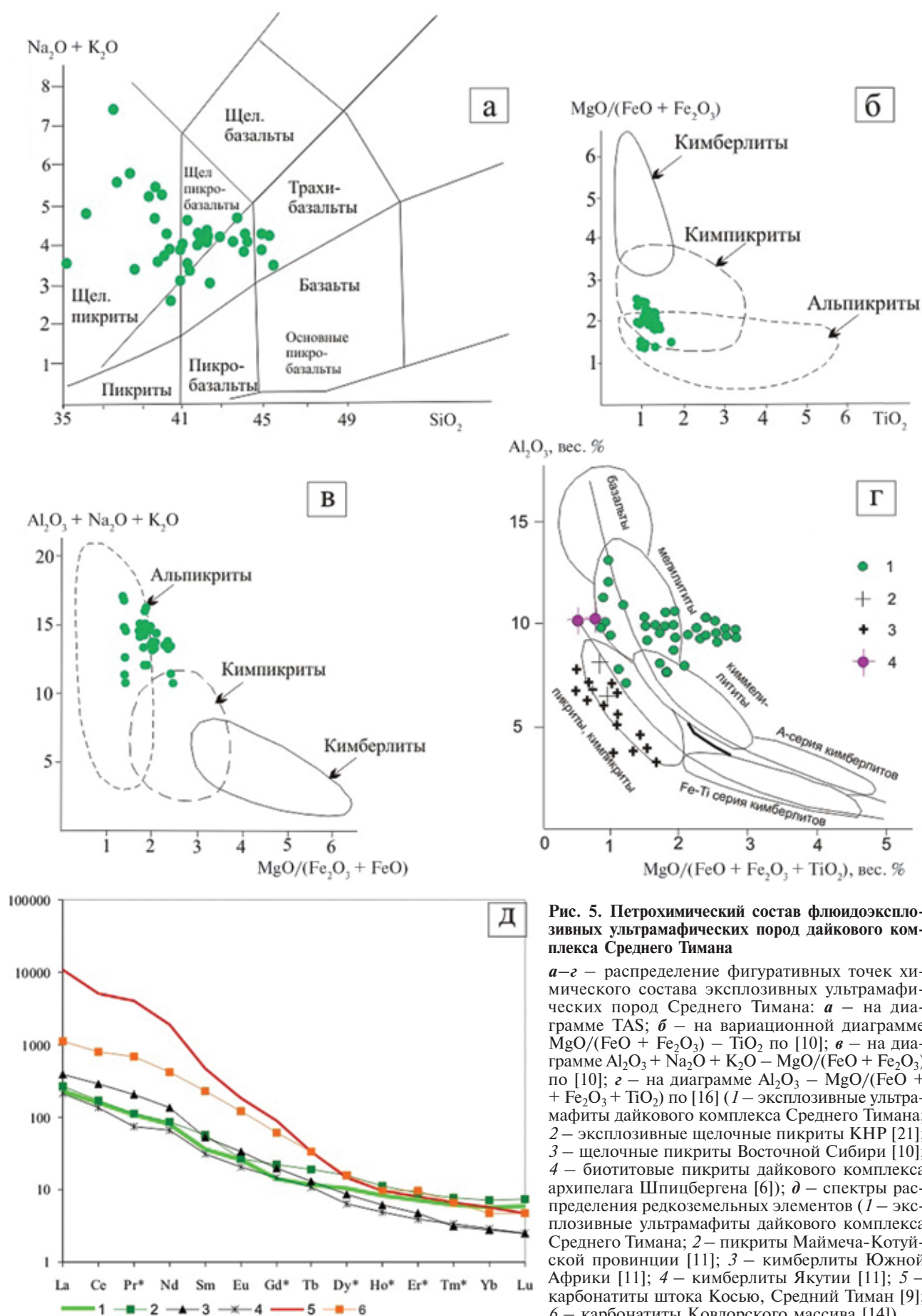


Рис. 5. Петрохимический состав флюидоэксплозивных ультрамафических пород дайкового комплекса Среднего Тимана

а–г – распределение фигуративных точек химического состава эксплозивных ультрамафических пород Среднего Тимана: а – на диаграмме TAS; б – на вариационной диаграмме $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{TiO}_2$ по [10]; в – на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ по [10]; г – на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ по [16] (1 – эксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана; 2 – эксплозивные щелочные пикриты КНР [21]; 3 – щелочные пикриты Восточной Сибири [10]; 4 – биотитовые пикриты дайкового комплекса архипелага Шпицбергена [6]); д – спектры распределения редкоземельных элементов (1 – эксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана; 2 – пикриты Маймеча-Котуйской провинции [11]; 3 – кимберлиты Южной Африки [11]; 4 – кимберлиты Якутии [11]; 5 – карбонатиты штока Косью, Средний Тиман [9]; 6 – карбонатиты Ковдорского массива [14])

$MgO/(FeO + Fe_2O_3) - TiO_2$ и $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O - MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ фигуративные точки химического состава изучаемых пород тяготеют к полю альпикритов (рис. 5, б, в). Характерные элементы примеси (в среднем) Cr (1153,0 г/т); Ni (332,0 г/т); V (155,0 г/т); Sc (26,5 г/т); Mn (1062,6 г/т) в эксплозивных ультрамафитах соответствуют кимберлитоподобным породам альпикритам и кимпикритам (табл. 4), но отличаются малыми содержаниями Zr (82,0 г/т); Nb (67,7 г/т); Sr (885,0 г/т); Ba (953,0 г/т) и незначительной суммой PЗЭ (660,0 г/т). Значения индикаторных отношений петрогенных компонентов $MgO/(FeO + Fe_2O_3) = 1,9$; $MgO/TiO = 10$; $SiO_2/MgO = 2,5$; $K_2O/Na_2O = 4,05$ и элементов-примесей $Ni/Ti = 0,05$; $Ni/V = 2,14$; $Cr/Ti = 0,17$; $Ni/Co = 5,9$; $Cr/V = 5,7$ эксплозивных ультрамафитов соответствуют петрохимическим характеристикам альпикритов Сибирской платформы [10]. Но в изучаемых дайковых ультрамафитах отсутствуют индикаторные щелочные минералы альпикритов — мелилит и мончителлит. Таким образом, чтобы, по выражению В. И. Степаненко, не уйти в «петрохимические заблуждения» [17], для формационной типизации флюидэксплозивных пород дайкового комплекса Среднего Тимана необходимо опираться не на петрогеохимические характеристики, а прежде всего, на петрографические черты, их геологическую позицию, петрохимический состав ксеногенного мантийного материала и новообразованных метасоматических минералов.

Проблема формационной типизации карбонатитов Среднего Тимана и ультрамафитов дайкового комплекса остается нерешенной в связи с уникальностью минерального и петрографического составов, петрогеохимических характеристик, геологических особенностей становления магматитов. В соответствии с этим предлагается все геологические объекты, связанные с карбонатитовым магматизмом Среднего Тимана, объединить в карбонатито-щелочную ФЭС, в которой генератором эксплозивной деятельности и метасоматической минерализации послужили карбонатно-щелочные флюиды карбонатитовой магмы.

Выводы. Карбонатитовый магматизм на Среднем Тимане выразился в образовании относительно небольшого штока диаметром около 250×400 м. При этом площадь воздействия Na-Ca флюидного потока карбонатитового источника составляет около 3000 м^2 . Результаты воздействия карбонатитовых флюидов проявились в виде метасоматических процессов (фенизации, флогопитизации и карбонатизации), редкоземельно-редкометалльной минерализации и флюидоэксплозивной деятельности.

Карбонатиты, флюидоэксплозивные ультрамафитовые породы дайкового комплекса и сопутствующие щелочные метасоматиты выделены в качестве единой ФЭС карбонатито-щелочного типа мантийной природы. Вертикальная миграция карбонатитового очага проявилась

в неоднократной метасоматической пропитке рифейских сланцев, эксплозивной деятельности и внедрении самого карбонатитового расплава

На первом этапе возникновения карбонатно-щелочной ФЭС Среднего Тимана в фронтальной части Ca-Na флюидного потока по субстрату рифейских сланцев формировались метасоматиты, сложенные кальцитом, альбитом и щелочными темноцветами. На втором этапе из карбонатитового очага из-за резкого падения давления и декомпрессии происходило взрывообразное выделение газов, взламывающих рифейские толщи и их метасоматизированные участки. На третьем этапе в проницаемый дезинтегрированный газами горизонт поступал карбонатитовый расплав, вызывавший флогопитизацию вмещающих пород и ксенолитов. Подобная эволюционная история выявлена и в становлении дайкового комплекса флюидоэксплозивных щелочных ультрамафитов. В предварительно метасоматически переработанную зону в виде дайковых тел внедрялся твердо-газовый флюидизированный мантийный материал, который смешивался со взломанными фрагментами метасоматитов и рифейских метасадочных пород. Ксеногенный мантийный материал в виде обломков минералов (пироксена, оливина, хромшпинелида) и пород (пироксенитов и горнблендитов) транспортировался флюидным потоком из относительно неглубоких горизонтов мантии. Не исключено, что флюидные восходящие потоки, сформировавшие карбонатитовую магму, могли увлечь и более глубинный мантийный материал. Обломочный материал в эксплозивных дайках цементировался низкотемпературными метасоматическими минералами. На следующем этапе, как и в карбонатитовом штоке, в образовавшейся породе флюидоэксплозивных ультрамафитов формировалась редкоземельно-редкометалльная минерализация за счет поступавшего щелочно-карбонатного гидротермального раствора из остывающего карбонатитового очага. Подобная геологическая ситуация описана в Восточной Канаде, где транспортировщиком эксплозивного щелочного мантийного материала брекчиевых даек послужили флюиды карбонатитовой магмы [22].

Флюидоэксплозивный генезис ультрамафических даек Среднего Тимана повышает потенциальную алмазонаосность этих образований. Встречаемость алмазов в мантийных породах исключительно флюидоэксплозивного становления подтверждают алмазонаосные кимберлиты и магматиты некимберлитового типа месторождения им. Ломоносова, лампроиты Западной Австралии, лампрофиты Канады, эксплозивные пикриты Китая [21], Восточного Прианбарья и др. [15].

- Тимана // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. — М.: ИГЕМ, 2010. — С. 414–415.
2. Голубева И. И., Филиппов В. Н., Бурцев И. Н. Метасоматические редкоземельная и редкометаллическая минерализация в ультрамафитах дайкового комплекса на Среднем Тимане (Поднятие Четласс) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. — 278 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-39 — Нарьян-Мар. Объясн. записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 393 с.
4. Довжиков Н. А., Довжикова Е. Г., Смыслов С. А. Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород дайкового комплекса Среднего Тимана // Записки ВМО. — 1985. — Ч. 114, вып. 5. — С. 569–605.
5. Довжикова Е. Г., Бакулина Л. П. Состав и строение ксенокристаллов и глубинных включений в пикритах Четласского камня // Известия Коми НЦ. — 2018. — № 2. — С. 56–63.
6. Евдокимов А. Н., Сироткин А. И., Чебаевский В. С. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм архипелага Шпицберген // Записки Горного института. — 2013. — Т. 200. — С. 201–209.
7. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. — М.; Л.: Наука, 1964. — 126 с.
8. Костюхин М. И., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. — Л.: Наука, 1987. — 232 с.
9. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г., Степаненко В. И. Редкоземельная минерализация в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман) // Записки РМО. — 2013. — Т. 142, № 3. — С. 109–132.
10. Лапин А. В., Толстов А. В., Лисицин Д. В. Кимберлиты и конвергентные породы. — М.: ИМГРЭ, 2004. — 224 с.
11. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитах и мафитовых породах и их минералах. — Новосибирск: Гео, 2007. — 401 с.
12. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. — Екатеринбург: УрО РАН, 2008. — 348 с.
13. Махлаев Л. В., Пармузин Н. М., Голубева И. И. Минеттовые диатремы Четласского Камня (Средний Тиман) в связи с проблемой алмазоносности // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. — С. 401–403.
14. Расс И. Т. Геохимические особенности карбонатитов — индикатор состава, эволюции и дифференциации мантийных магм // Геохимия. — 1998. — № 2. — С. 137–146.
15. Саблуков С. М., Каминский Ф. М., Саблукова Л. И. Древние алмазоносные изверженные породы некимберлитового типа // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. — Иркутск, 2005. — С. 116–133.
16. Саблуков С. М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // ДАН СССР. — 1990. — Т. 313, № 4. — С. 935–939.
17. Степаненко В. И. Поздне- и постмагматические изменения щелочных пикритов Среднего Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. — 2015. — № 7. — С. 1–5.
18. Туговик Г. И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. — М.: Наука, 1984. — 192 с.
19. Удоратина О. В., Травин А. В. Щелочные пикриты четласского комплекса Среднего Тимана: Ag-Ag данные // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Материалы XXX Междунар. конф. — М., 2014. — С. 82–84.
20. Шумилова Т. Г. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Косьюского массива (Средний Тиман) / Т. Г. Шумилова, Н. С. Ковальчук, А. Н. Мингалев, Н. К. Диваев // Вестник Коми НЦ УрО РАН. — 2012. — № 4. — С. 9–13.
21. Шека С. А., Волохин Ю. Г., Карабцов А. А. Первая находка эксплозивных щелочных пикритов в Наданьхда-Алине (КНР) // Докл. РАН. — 2009. — Т. 429, № 3. — С. 383–387.
22. Tischendorf G. True and brittle micas: composition and solid-solution series / G. Tischendorf, H. -J. Förster, B. Gottesmann, M. Rieder // Mineralogical Magazine. — 2007. Vol. 71 (3). — P. 285–320.
23. Lindsley D. N. Pyroxene thermometry // American Mineralogist. — 1983. — Vol. 68, N 5–6. — P. 66–94.
1. Bryanchaninova N. I., Makeev A. B., Larionova Yu. O. Sm-Nd isotope systematics of lamprophyres of Middle Timan. *New horizons in the study of processes of magma and ore formation*. Moscow: IGEM. 2010. Pp. 414–415. (In Russian).
2. Golubeva I. I., Filippov V. N., Burtsev I. N. Metasomatic rare-earth and rare-metal mineralization in ultramafic dyke complex in Middle Timan (Chetlass Rise). *Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkinsky readings — 2018)* Syktyvkar: IG Komi NTS UrO RAN. 2018. 278 p. (In Russian).
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Mezenskaya. List Q-39 — Nar'yan-Mar. Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Mezenskaya. Sheet Q-39 — Naryan-Mar. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI 2015. 393 p.
4. Dovzhikov N. A., Dovzhikova E. G., Smyslov S. A. Clinopyroxenes from alkaline-ultrabasic rocks of the dyke complex of Middle Timan. *Zapiski VMO*. 1985. Pt. 114. Iss. 5. Pp. 569 – 605. (In Russian).
5. Dovzhikova E. G., Bakulina L. P. Composition and structure of xenocrystals and deep inclusions in picrites of the Chetlas stone. *Izvestiya Komi NTs*. 2018. No. 2, pp. 56–63. (In Russian).
6. Yevdokimov A. N., Sirotkin A. I., Chebayevskiy V. S. Late Paleozoic alkaline-ultrabasic magmatism of the Svalbard archipelago. *Zapiski Gornogo instituta*. 2013. Vol. 200. Pp. 201–209. (In Russian).
7. Ivensen Yu. P. Magmatizm Timana i poluostrova Kanin [Magmatism of Timan and the Kanin Peninsula]. Moscow; Leningrad: Nauka. 1964. 126 p.
8. Kostyukhin M. I., Stepanenko V. I. Baykal'skiy magmatizm Kanino-Timanskogo regiona [Baikal magmatism of the Kanino-Timan region]. Leningrad: Nauka. 1987. 232 p.
9. Koval'chuk N. S., Shumilova T. G., Stepanenko V. I. Redkozemel'naya mineralizatsiya v karbonatitakh Kos'yuskogo massiva (Sredniy Timan). *Zapiski RMO*. 2013. Vol. 142. No. 3, pp. 109–132. (In Russian).
10. Lapin A. V., Tolstov A. V., Lisitsin D. V. Kimberlity i konvergentnye porody [Kimberlites and convergent rocks]. Moscow: IMGRE. 2004. 224 p.
11. Lesnov F. P. Redkozemel'nye elementy v ul'tramafitakh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh [Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals]. Novosibirsk: Geo. 2007. 401 p.
12. Makeev A. B., Lebedev V. A., Bryanchaninova N. I. Magmatity Srednego Timana [Magmatites of Middle Timan]. Ekaterinburg: UrO RAN. 2008. 348 p.
13. Makhlayev L. V., Parmuzin N. M., Golubeva I. I. Minnet diatremes of the Chetlas Stone (Middle Timan) in connection with the problem of diamond content. *Problems of forecasting, prospecting and studying mineral deposits on the threshold of the 21st century*. Voronezh: Izd-vo Voronezh. gos. un-ta. 2003. Pp. 401–403. (In Russian).
14. Rass I. T. Geochemical features of carbonatites — an indicator of the composition, evolution and differentiation of mantle magmas. *Geokhimiya*. 1998. No 2, pp. 137–146. (In Russian).

15. Sablukov S. M., Kaminskiy F. M., Sablukova L. I. Ancient diamondiferous igneous rocks of the non-kimberlite type. *Problems of sources of deep magmatism and plumes*. Irkutsk. 2005. Pp. 116–133. (In Russian).
16. Sablukov S. M. About petrochemical series of kimberlite rocks. *DAN SSSR*. 1990. Vol. 313. No. 4, pp. 935–939. (In Russian).
17. Stepanenko V. I. Late and post-magmatic changes in alkaline picrites of Middle Timan. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*. 2015. No. 7, pp. 1–5. (In Russian).
18. Tugovik G. I. Flyuidno-eksplozivnyye struktury i ikh rudonosnost' [Fluid-explosive structures and their ore content] Moscow: Nauka. 1984. 192 p.
19. Udoratina O. V., Travin A. V. Alkaline picrites of the Chetlas complex of Middle Timan: Ar-Ar data. *Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism: Materials of the XXX International Conference*. Moscow. 2014. Pp. 82–84. (In Russian).
20. Shumilova T. G. Isotopic composition of carbon and oxygen carbonates of the Kosyu massif (Middle Timan). *Vestnik Komi NTs UrO RAN*. 2012. No. 4, pp. 9–13. (In Russian).
21. Shcheka S. A., Volokhin Yu. G., Karabtsov A. A. The first discovery of explosive alkaline picrites in Nadanhada Alin (China). *Dokl. RAS*. 2009. Vol. 429. No. 3, pp. 383–387. (In Russian).
22. Tischendorf, G. 2007: True and brittle micas: composition and solid-solution series. In Tischendorf, G., Förster, H. -J., Gottesmann, B., Rieder, M. (eds.): *Mineralogical Magazine*. 71 (3). 285–320.
23. Lindsley, D. N. 1983: Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*. 68. 5–6. 66–94.

Голубева Ирина Игоревна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГ Коми НЦ УрО РАН¹. <iigolybeva2@yandex.ru>

Ремизов Дмитрий Николаевич — доктор геол.-минерал. наук, зам. зав. сектора, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <dnr1957@yandex.ru>

Бурцев Игорь Николаевич — канд. геол.-минерал. наук, временно исполняющий обязанности директора, ИГ Коми НЦ УрО РАН¹. <bin19661010@gmail.com>

Филиппов Василий Николаевич — ст. науч. сотрудник, ИГ Коми НЦ УрО РАН¹. <vnfilippov@geo.komisc.ru>

Шуйский Александр Сергеевич — мл. науч. сотрудник, ИГ Коми НЦ УрО РАН¹. <self88@yandex.ru>

Golubeva Irina Igorevna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IG Komi SC UB RAS¹. <iigolybeva2@yandex.ru>

Remizov Dmitry Nikolaevich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head of the Sector, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <dnr1957@yandex.ru>

Burtsev Igor' Nikolaevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Interim Director, IG Komi SC UB RAS¹. <bin19661010@gmail.com>

Filippov Vasily Nikolaevich — Senior Researcher, IG Komi SC UB RAS¹. <vnfilippov@geo.komisc.ru>

Shuyskiy Alexandr Sergeevich — Junior Researcher, IG Komi SC UB RAS¹. <self88@yandex.ru>

¹ Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН. Ул. Первомайская, д. 54, Сыктывкар, 167982, Россия.
Institute of geology Komi UB RAS. 54 Ul. Pervomaikaia, Syktyvkar, 167982, Russia.