

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
МУРМАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

на правах рукописи



Козлов Евгений Николаевич

**ГЕОХИМИЯ ФЕНИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ
ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА ЩЕЛОЧНО-
УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

*Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых*

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Арзамасцев Андрей Александрович

Апатиты

2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
1.1. Фениты: состояние проблемы	9
1.2. Характеристика района исследования	36
1.2.1. История изучения фенитов Кольского региона	39
1.2.2. Выбор объекта исследования	41
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА	43
Глава 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА	53
Глава 4. МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА	64
4.1. Кварц	65
4.2. Плагиоклаз	65
4.3. Щелочные полевые шпаты	66
4.4. Нефелин	71
4.5. Биотит	75
4.6. Амфиболы	83
4.7. Пироксены	84
4.8. Волластонит	97
4.9. Гранаты	102
4.10. Карбонаты	105
4.11. Титанит	109
4.12. Апатит	115
4.13. Парагенетические ассоциации	121
Глава 5. ГЕОХИМИЯ ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА	126
5.1. Петрогенные элементы	127
5.2. Редкие элементы	167
5.3. Количественная оценка привноса-выноса компонентов	186
5.4. Изотопные индикаторы постфенитовых процессов, протекавших в контактовом ореоле массива	215
Глава 6. СРАВНЕНИЕ ФЕНИТОВ <i>SENSU STRICTO</i> С КОНТАКТОВЫМИ ПОРОДАМИ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИН–СИЕНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	234
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	251
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	255

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ СОКРАЩЕНИЯ

Минералы:

Ab – альбит
Aeg-Aug – эгирин-авгит
Afs – щелочной полевой шпат
Ank – анкерит
Ano – анортоклаз
Anr(Ti) – Ti-содержащий андрадит
Ap – апатит
Bt – биотит
Cal – кальцит
Cb – карбонат
Ccn – канкринит
Cls – цельзиан
Cpx – клинопироксен
Di – диопсид
Dol – доломит
Frct – феррорихтерит
Grt – гранат
Hd – геденбергит
Kfs – калиевый полевой шпат
Kln – каолинит
Mc – микроклин
Nph – нефелин
Phl – флогопит
Pl – плагиоклаз
Qz – кварц
Sd – сидерит
Ttn – титанит
Wo – волластонит
Zeo – цеолиты

Миналы:

Or – ортоклазовый
Ab – альбитовый
An – анортитовый
Ce – цельзиановый
Sl – слаусонитовый
Ne – нефелиновый
Ks – кальсилитовый
Q – кварцевый
Phl – флогопитовый
Ann – аннитовый
Eas – истонитовый
Sid – сидерофиллитовый
Wo – волластонитовый
En – энстатитовый
Fs – ферросилитовый
Ae – эгириновый
Jd – жадеитовый

Породы:

ALBR – альбитизированная порода
ALV – альвикит
FECB – феррокарбонатит
FEN – апогнейсовый фенит
FGNS – фенитизированный гнейс
GNS – гранито-гнейс
IJO – ийолит
MMR – биотитовый метасоматит
PXMR – апоийолитовый клинопироксеновый метасоматит
SÖV – сёвит
TVTS – твейтозит
WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода

ВВЕДЕНИЕ

В изначальном понимании под фенитами подразумевались лейкократовые породы из обрамления ийолитов и мельтейгитов, сформировавшиеся метасоматическим путем по кислому протолиту (Brögger, 1921). К настоящему моменту границы термина расширены за счет отнесения к этому типу пород метасоматитов (а) по протолитам другого состава и (б) сформировавшихся под действием флюидов из карбонатитовых или агпайтовых нефелин-сиенитовых магм (Le Bas, 2008; Pearson, Taylor, 1996; Drüppel et. al., 2005; Арзамасцев и др., 2011 и многие др.). В настоящей работе термин «фениты» используется в его современном расширенном понимании, однако предметом исследования являются метасоматиты в границах термина, предложенных Б.Г. Брёггером. При необходимости уточнения фениты в понимании Б.Г. Брёггера далее будут отмечены как «фениты *sensu stricto*».

Актуальность исследований. Контактные зоны щелочных интрузий – это уникальная природная лаборатория, позволяющая определить параметры метасоматических процессов, сопровождающих внедрение контрастных по составу расплавов на породы фундамента, оценить условия флюидной мобилизации, транспортировки и концентрирования крупноионных литофильных (LILE), высокозарядных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов, характерных для щелочных алюмосиликатных и карбонатитовых магм. Сложность строения контактовых ореолов определяется многофазностью таких интрузий, обусловленной последовательным внедрением ультраосновных, щелочных и карбонатитовых магм. Если ультраосновные магмы ранних фаз внедрения оказывают на вмещающие породы в первую очередь термальное воздействие, то внедрение последующих щелочных магм и флюидизированных карбонатитовых расплавов сопровождается как преобразованием пород обрамления, так и значительным изменением состава внедряющегося расплава за счет активного метасоматического перераспределения вещества. При этом внедрение каждой последующей порции магмы и отделение от нее флюидной фазы сопровождается изменением ранее сформировавшихся фенитов. Большинство исследователей преимущественно изучались фениты, преобразованные в связи с формированием значительных объемов карбонатитов в комплексах Альнё (Швеция), Фен (Норвегия), Калландер-Бэй (Канада) и др. В настоящей работе акцент ставится на изучении метасоматических пород, образованных на всех этапах становления массивов. Отдельной проблемой является анализ поведения редких элементов при образовании и преобразовании фенитизированных пород контактовых ореолов щелочно-ультраосновных комплексов, поскольку до настоящего момента систематических исследований в этом направлении не проводилось.

Цели и задачи исследования. Цель настоящего исследования состояла в расшифровке последовательности образования пород контактовых ореолов полифазных щелочно-ультраосновных карбонатитовых интрузий, оценке параметров метасоматического воздействия, сопровождавшего каждую из фаз внедрения, и определении поведения редких элементов (LILE, REE, HFSE) на каждом этапе метасоматического преобразования

приконтактовых пород. В соответствии с данной целью решались следующие *задачи*:

- (1) изучение петрографо-минералогических, геохимических и изотопных характеристик пород для установления этапности метасоматических процессов;
- (2) определение комплекса минералогических, геохимических и изотопных индикаторов разновозрастного метасоматического воздействия с последующим формированием на основании этих индикаторов эталонной выборки проб, химический состав каждой из которых максимально отражает преобразование в ходе одного из выделенных метасоматических процессов;
- (3) количественная оценка привноса-выноса как петрогенных, так и редких элементов по эталонным пробам для определения степени подвижности компонентов, направленности и масштаба их миграции на фойдолитовом, карбонатитовом и постмагматическом этапах метасоматической переработки;
- (4) сопоставление полученных результатов с данными по другим комплексам, в том числе – по агпайтовым нефелин-сиенитовым.

Объекты исследования. В соответствии с поставленной целью выбор объектов в составе Кольской щелочной провинции основывался на двух критериях: (1) породы контактового ореола интрузии должны быть минимально затронуты воздействием поздних фаз внедрения, прежде всего, карбонатитов; (2) хорошая обнаженность контактовых зон и/или наличие керн скважин, пересекающих зоны эндо- и экзоконтакта. Исходя из этого, наиболее подходящими объектами для исследования явились щелочно-ультраосновная интрузия Озерная Варака (основной объект), а также контактовые зоны Большого Ковдорского массива и нефелин-сиенитового массива Малый Ковдор.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора. В основу диссертационной работы лег фактический материал, собранный автором при изучении контактовых ореолов интрузивов Озерная Варака, Большой и Малый Ковдор в ходе полевых работ 2012-2015 гг., включающий 176 образцов и проб, а также керн скважин, пересекающих зону контакта массива Озерная Варака. Для решения поставленных задач автором были определены плотности 45 образцов; исследованы более 300 петрографических шлифов и прозрачно-полированных препаратов; определено более 100 полных химических составов минералов (метод *ВДС*, Cameca MS-46, ГИ КНЦ РАН, аналитик А.В. Базай); снято 2 рамановских спектра волластонита (Horiba Jobin Yvon HR 800, РЦ «Геомодель», СПбГУ, аналитик М.Ю. Сидоров); для 3 навесок пироксена были записаны ЯГР-спектры (СМ-1201, ИГГД РАН, аналитик Н.М. Королев); выполнены силикатные анализы 55 проб пород и минералов (ГИ КНЦ РАН); в 18 пробах определены концентрации 43 элементов-примесей (метод *ICP-MS*, ELAN 9000 DRC-e, ЦКП ИХТРЭМС КНЦ РАН, аналитик И.Р. Елизарова); в 13 образцах карбонатитов установлены изотопные характеристики С и О (метод *EI*, Finnigan-MAT DELTAPlus, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик Т.А. Назарова); для 10 навесок пород и минералов определены Rb-Sr изотопно-геохимические параметры (метод *TIMS*, МИ-1201-T, ГИ КНЦ РАН, аналитик Д.В. Елизаров); для 9 навесок – Sm-Nd характеристики (метод *TIMS*, Finnigan-MAT 262 (RPQ),

ГИ КНЦ РАН, аналитик С.Н. Дьяков); для 4 монофракций клинопироксена и волластонита установлены изотопные составы и концентрации Не из флюидных включений (метод EI, МИ 1201, ГИ КНЦ РАН, аналитик И.Л. Каменский).

Личный вклад автора заключается как в непосредственном участии во всех этапах исследования, от полевых работ до проведения аналитических мероприятий, так и в самостоятельной обработке и интерпретации всех полученных результатов.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 278 страниц машинописного текста состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы из 316 наименований, содержит 70 рисунков и 43 таблицы.

Защищаемые положения:

1. *Породы контактового ореола интрузии Озерная Варака, а также других щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции подверглись полиметасоматической переработке в ходе трех последовательных процессов: фенитизации фюидолитового этапа, метасоматоза карбонатитового этапа и постмагматических преобразований, связанных с карбонатитогенезом. Несмотря на незначительное распространение в ряде массивов карбонатитов, метасоматоз карбонатитового этапа играл определяющую роль в приконтактных изменениях докембрийских пород фундамента.*

2. *На всех этапах формирования контактовых ореолов щелочно-ультраосновных комплексов концентрирование в метасоматитах редкоземельных элементов, фосфора и, в меньшей степени, высокозарядных элементов происходило при их соосаждении с кальцием, железом и магнием в зонах базификации. Наиболее интенсивное накопление этих элементов осуществлялось на карбонатитовом этапе становления комплексов.*

3. *При внедрении щелочно-ультраосновных магм в докембрийские породы фундамента инъецировался значительный объем флюида, относительно бедного элементами-примесями. От агпаитовых магм отделялось существенно меньшее количество фторидного флюида, эффективно экстрагировавшего высокозарядные и редкоземельные элементы из расплава и обогатившего указанными компонентами породы обрамления.*

Научная новизна. Впервые установлено, что контактово-метасоматическое воздействие, вызванное внедрением щелочно-ультраосновных магм, не сопровождалось значимым привносом в обрамляющие породы большинства элементов-примесей, за исключением Ta и Nb. Таким образом, указанные компоненты не покидали щелочные расплавы и концентрировались в эндоконтактах интрузий. В контактовых зонах щелочно-ультраосновных массивов выявлены постмагматические метасоматические процессы (альбитизация, образование феррокарбонатитов), вызывающие эффективное разделение геохимически сходных элементов: ниобия и тантала, циркония и гафния, редкоземельных элементов иттриевой и цериевой групп. Установлено, что флогопитизация, наложенная на потенциально апатитоносные твейтозиты, ведет к снижению в последних содержания

пятиокиси фосфора. Впервые показан механизм образования редкоземельных феррокарбонатитов за счет магматического замещения карбонатитовым расплавом алюмосиликатных пород на термальном пике карбонатитогенеза.

Практическая и теоретическая значимость работы. Установленные характеристики контактово-метасоматических процессов вносят вклад в понимание механизмов взаимодействия щелочных и карбонатитовых расплавов и флюидов с докембрийскими гранито-гнейсами как в плане расшифровки условий становления сложных полифазных щелочно-ультраосновных комплексов и связанных с ними карбонатитов, так и в плане оценки факторов, контролировавших миграцию и накопление таких экономически важных элементов, как Ta, Nb, Zr, Hf, REE и P, высоко востребованных в современной промышленности. Предложенный методический подход, основанный на комплексировании петрографо-минералогических исследований с результатами статистической обработки петрохимических данных, анализом распределения редких элементов, количественной оценкой привноса-выноса компонентов и изотопно-геохимическим моделированием, может быть рекомендован при проведении работ как на геологически сходных объектах, так и при изучении других полиметасоматических образований.

Апробация работы. Результаты исследований отражены в 3 статьях в журналах из списка ВАК, а также опубликованы в материалах и трудах международных и российских конференций (в том числе – в рецензируемых). Промежуточные результаты работы были представлены диссертантом на 8 конференциях: «Наука и образование» (Мурманск, 2012, 2013 и 2014); Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной «Современные проблемы магматизма и метаморфизма» (С. Петербург, 2012); III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (С. Петербург, 2013); X Всероссийской Ферсмановской научной сессии (2013); XXIX и XXXI Международных конференциях «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» (Судак, 2012; Москва, 2014).

Благодарности. Автор глубоко признателен своему научному руководителю А.А. Арзамасцеву за постоянное внимание к работе, всестороннюю поддержку, а также любезно предоставленные материалы и уникальную возможность «погружения» в удивительный мир щелочного магматизма. Настоящее исследование проводилось в соответствии с научными программами лаборатории геологии и геодинамики Арктики (№ 38) ГИ КНЦ РАН в тесном сотрудничестве с М.Ю. Сидоровым, чье содействие было весьма существенным. Неоценимая помощь при проведении полевых работ была оказана Л.И. Константиновой, А.А. Стафоркиным, М.Г. Тимофеевой, Е.Н. Фоминой (ГИ КНЦ РАН). Все микрозондовые анализы минералов и их BSE-изображения выполнены А.В. Базай, рентгеновские исследования проведены Е.А. Селивановой и М.В. Тороповой. Первичная обработка проб и выделение монофракций производились в лаборатории № 48 ГИ КНЦ РАН под тщательным контролем Л.И. Коваль, петрографические шлифы и прозрачно-полированные

препараты изготовлены отделом «Шлифовальная мастерская» ГИ КНЦ РАН. Исследование вещества методом ЯГР-спектроскопии было осуществлено Н.М. Королевым (ИГГД РАН). Химические анализы минералов и пород выполнены коллективом сотрудников лаборатории № 33 ГИ КНЦ РАН, проведение изотопно-геохимических исследований реализовывалось коллективом лаборатории № 29 ГИ КНЦ РАН под чутким руководством Т.Б. Баяновой. Определения главных и редких элементов методом ICP-MS осуществлялись И.Р. Елизаровой в Центре коллективного пользования при ИХТРЭМС КНЦ РАН. Измерения изотопного состава гелия проводились совместно с В.И. Скибой и И.Л. Каменским. Всем названным лицам и коллективам автор выражает самую искреннюю благодарность: выполнение данного исследования было бы невозможно без их бесценного труда. Значительный вклад в настоящую работу внесли консультации по различным аспектам исследования и конструктивная критика от О.Б. Дудкина, Е.В. Мартынова, В.В. Пухи, Д.Г. Степенщикова (ГИ КНЦ РАН). Автор безгранично благодарен им за отзывчивость и профессионализм. Отдельную благодарность автор выражает С.А. Бушмину (ИГГД РАН) и А.Б. Кольцову (СПбГУ) за ценные замечания, которые помогли улучшить первоначальный вариант рукописи. Особую признательность диссертант выражает своему университетскому наставнику К.И. Лохову (СПбГУ), привившему скрупулезность в работе с фактическими материалами и навыки анализа изотопных данных. Помимо того, автор искренне признателен всем своим родным и близким за неизменные поддержку, понимание и создание атмосферы психологического комфорта, что, безусловно, положительно отразилось на течении рабочего процесса.

Исследования получили финансовую поддержку со стороны РФФИ [гранты №№ 12-05-00244а «Редкие элементы как индикаторы эволюции палеозойской щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции» и № 15-35-50265мол_нр «Условия концентрации микроэлементов в карбонатитовом процессе: изотопно-геохимические индикаторы (на примере массивов Кольской щелочной провинции)»].

Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВОПРОСА

1.1. Фениты: состояние проблемы

К настоящему моменту изучение фенитов продолжается на протяжении уже без малого 100 лет, но еще до введения самого термина «фенит» в научный обиход, состоявшегося в 1921 в известнейшей публикации В.К. Брёггера «Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen» (Brögger, 1921, с. 156), данные геологические образования привлекали внимание многих исследователей-геологов (Högbom, 1895; Hackman, 1900; Goldshmidt, 1922). Как показал анализ публикаций по проблематике фенитов, в течение столь продолжительного периода интерес к ним не затухал, однако изменялись приоритетные для исследователей аспекты, в связи с чем историю изучения фенитов можно условно разбить на ряд этапов и направлений исследования.

Самый ранний этап приходится на 20-е – 50-е гг. XX века и начинается с выхода в свет уже упомянутой работы В.К. Брёггера, посвященной изучению щелочного комплекса Фен (Норвегия). В данной основополагающей публикации кроме понятия «фенит» вводятся также термины для обозначения столь важных для магматической петрологии пород, как мельтейгиты, ювиты, карбонатиты и даются их общегеологические и петрографические характеристики, приводятся минеральные и химические составы, а также делаются предположения об их петрогенезисе. Так, фенит *sensu stricto* по В.К. Брёггеру представляет собой лейкократовую породу из обрамления ийолитов и мельтейгитов, сформировавшуюся метасоматическим путем по кислому протолиту и сложенную щелочными полевыми шпатами (70-90 %) и эгирином (5-25 %) при резко подчиненном присутствии щелочных амфиболов. В работе данная разновидность именуется «ägirinfenite» в противовес «hornblendefenite», в которой из темноцветных минералов доминируют именно амфиболы, замещающие биотит протолита, в то время как эгирин наблюдается лишь в виде единичных зерен либо отсутствует вовсе. Помимо того, в данной породе среди силикатных минералов наряду с щелочными полевыми шпатами также присутствуют реликтовые олигоклаз и кварц. В настоящий момент термин «фенит» закреплен за «ägirinfenite», в то время как «hornblendefenite» по своему минеральному составу соответствуют фенитизированным магматитам или метаморфитам кислого состава.

Несмотря на достаточно детальное описание фенитов, приведенное В.К. Брёггером, вплоть до 50-х годов XX века данные породы зачастую принимались за своеобразные магматические образования эндоконтакта. На протяжении первых тридцати лет их исследования геологи всего мира лишь начинают распознавать данные породы, обычно именуя «сиенитами», хотя и приводят указания на их образование за счет обрамляющих пород. В то же время, в связи с открытием в этот период множества щелочных комплексов в самых разнообразных точках земного шара и пристальным вниманием к ним исследователей, география работ, в которых в том или ином объеме приводятся описания контактовых зон щелочных комплексов, обширна. Так, публикуется информация о контактовых ореолах ряда

щелочных массивов Африки (Dixey *et al.*, 1937; Mennell, 1946; Davies, 1947; Gevers, 1949; Strauss, Truter, 1951; Williams, 1952; Béthune, Meyer, 1957; Fick, Heyde, 1959), Кореи (Miyashiro, Miyashiro, 1956), Советского Союза (Афанасьев, 1939; Елисеев, Федоров, 1953). В большинстве перечисленных источников упоминание о фенитах является лишь сопутствующим детальным описаниям магматитов. При этом указываются лишь сведения о структурном положении рассматриваемых геологических образований и (в лучшем случае) их краткая петрографо-минералогическая характеристика без какой-либо дополнительной информации о составе слагающих минеральных фаз. Лишь в единичных работах присутствуют данные по петрохимии фенитов.

Однако уже к концу 40-х годов Г. фон Эккерманн публикует работу (Eckermann, 1948), посвященную результатам изучения собственно продуктов процесса фенитизации из контактового ореола комплекса Альнё (Швеция). Автор впервые обращает внимание на присущую фенитовым ореолам зональность и выделяет в их структуре 6 зон: 1) зону термального шока; 2) зону кварцевых сиенитов; 3) зону сиенитов; 4) внешнюю зону щелочных фенитов с нефелином; 5) зону щелочных фенитов и 6) зону реоморфных фенитов. Г. фон Эккерманном было установлено, что в ходе метасоматического воздействия CO_2 , F, H_2O , Fe^{3+} , Ti, CaO, P_2O_5 , BaO и K_2O привносились, а Na_2O и SiO_2 выносились из обрамляющих интрузив архейских магматитов. При этом в породах, классифицируемых им как лейкократовые фениты, Г. фон Эккерманн зафиксировал потерю натрия, а в меланократовых – его привнос. В данной работе указывается, что привнос Ca и CO_2 и вынос кремнезема на минералогическом уровне фиксируется в появлении анортоклаза и исчезновении пертита. Помимо того, согласно автору, процесс фенитизации завершается появлением ортоклаза и кальцита даже в том случае, если фенит представляет собой реоморфную разность. В работе отмечено, что если в породе имеет место нефелинизация, то она фиксируется в появлении небольших пятен в полевом шпате, которые разрастаются к краям зерен на момент завершения процесса. Кроме того, на основании наличия в метасоматитах флюорита делается заключение о присутствии в фенитизирующем флюиде F. Опираясь на результаты исследования, Г. фон Эккерманн предложил считать источником фенитизирующих флюидов карбонатитовую магму, обогащенную K и, в то же время, обедненную Na. Таким образом, уже на самых ранних этапах изучения фенитов исследователи начинают расширять трактовку термина, предложенную В.К. Брэггером, за счет включения в данный тип пород метасоматитов, связанных с карбонатитами, а впоследствии – и со щелочными сиенитами, и, подчас, отождествляя их.

Начиная с 50-х годов XX века и по настоящий момент времени публикуется множество исследовательских работ, посвященных собственно проблематике фенитов и содержащих подробные описания и анализ минеральных парагенезисов, а также их петрохимию. Накопление значительного объема фактического материала позволило выявить общие геохимические тенденции и тренды изменений минеральных ассоциаций в ходе процесса фенитизации. В то же время ряд вопросов, касающихся источников, участвующих в процессе фенитизации, равно как и P – T – X условия минеральных равновесий и по сей день остаются дискуссионными. Так, при интерпретации собственных полевых наблюдений

Дж.Б. Доусон ([Dawson, 1964](#)) выдвинул предположение, что процесс фенитизации может происходить даже в отсутствии ультращелочных пород типа ийолитов. Вслед за Г. фон Эккерманном Дж.Б. Доусон, как и многие его последователи, заключил, что источником фенитизирующего агента способна служить карбонатитовая магма, изначально богатая щелочами. При этом он считал, что специфика фенитизации зависит от ряда факторов, таких как (1) пропорции содержаний в карбонатитовой магме катионов, участвующих в реакционном взаимодействии, (2) способностей этих катионов взаимодействовать с обрамляющими породами и (3) от состава вмещающих пород. В то же время при изучении карбонатитового комплекса залива Калландер (Онтарио, Канада) К.Л. Карри и Дж. Фергюсон ([Currie, Ferguson, 1972](#)) предположили, что наблюдающаяся полевошпат-гастингситовая фенитизация, сопровождающая карбонатиты, является результатом взаимодействия с вмещающими породами хлоридно-щелочного рассола, произошедшего из силикатной, а не карбонатитовой части этого комплекса. Кроме того, они отметили, что связь между химизмом фенитов и сиенитов комплекса залива Калландер очевидна, хотя ранее они утверждали, что источником фенитов, вероятно, была карбонатизированная нефелинитовая магма ([Ferguson, Currie, 1971](#)). Причиной подобных расхождений в интерпретациях служит тот факт, что ийолиты и карбонатиты зачастую встречаются совместно, в силу чего попытки многих исследователей уточнить источник фенитизирующего флюида демонстрируют противоречивые выводы. В связи с этим история изучения фенитов и фенитоподобных пород, ассоциирующих со щелочными алюмосиликатными породами и карбонатитами, далее будет рассмотрена совместно.

Причиной появления еще одного дискуссионного вопроса стало выявление двух типов фенитизации, калиевой и натриевой. Как уже упоминалось, Г. фон Эккерманн ([1948](#)) заключил, что родоначальной для фенитизирующих флюидов являлась карбонатитовая магма, обогащенная К и, в то же время, обедненная Na. Однако в 1961 году Г. Парсонс по результатам изучения внешней зоны щелочного комплекса озера Немегосенда (Онтарио, Канада) делает предположение, что некоторые сиенитовые породы из внешней части массива являются реоморфными фенитами ([Parsons, 1961](#)). В свою очередь, это противоречит модели высококалиевого метасоматоза комплекса Альнё, описанной Г. фон Эккерманном, так как фениты Онтарио демонстрируют преобладание натриевого метасоматоза и характеризуются всепроникающим развитием темно-зеленых натриевых амфиболов и пироксенов, биотита и карбоната. Впоследствии появилось множество исследовательских работ, посвященных специфике калиевых и натриевых фенитов, а также их сопоставлению и генетическим соотношениям, чему способствовало то, что во многих комплексах оба типа фенитизации проявлены совместно. Из-за последнего фактора, а также по причине того, что данный вопрос тесно связан с проблемой выявления источника фенитизирующего флюида, в приведенном далее обзоре публикации, посвященные натриевым и калиевым фенитам, также будут рассматриваться параллельно.

Уже в 50-х годах появляются первые исследования, содержащие как обобщение работ по интересующей проблематике, так и сравнение пород контактовых ореолов разнообразных массивов Мира. Например, в 1956 году в обзоре, посвященном некоторым проблемам

карбонатитов Африки, В.К. Смитом приводится краткое минералогическое и геохимическое сопоставление «классических» фенитов комплексов Фен и Альнэ с аналогичными образованиями массивов Африки, таких как Чишанья (Зимбабве), Маунт-Джомбо (Демократическая Республика Конго), Спитзкоп (Намибия) и ряда других (Smith, 1956, стр. 208-212). В данной публикации отражены типичные минеральные преобразования, сопровождающие процесс фенитизации. Так, опираясь на результаты исследования контактового ореола карбонатитового комплекса Чишанья (Swift, 1952), прорывающего докембрийские граниты, отмечено, что:

- 1) Кварц протолита перекристаллизовывается с образованием более мелких зерен, по краям которых образуются мелкие чешуйки и иголки амфибола синего (в оригинальной работе В.Г. Свифта – зеленого) цвета. Состав амфибола варьирующий, преимущественно арфведсонитовый и рибекитовый. По мере роста интенсивности метасоматической переработки размер кристаллов амфибола увеличивается, он начинает формировать в породе пятна. Это сопровождается появлением мелких кристаллов прозрачного альбита, слагающих прожилки, которые рассекают мутные зерна реликтового полевого шпата. У В.Г. Свифта (1952) также указано, что на данном этапе преобразования гранитов микроклин менее подвержен изменениям, чем плагиоклаз, а биотит становится более темным из-за появления магнетитовой пыли и частично замещается натриевым амфиболом. Кроме того, в породе появляются идиоморфные кристаллы титано-магнетита, местами преобразованного в титанит;
- 2) На более продвинутой стадии метасоматического изменения щелочной амфибол уступает место эгирин-авгиту и эгирину, а микроклин замещает мутный ортоклаз протолита. Новообразованный альбит слагает основной объем породы, вместе с эгирином полностью замещая кварц, а реликтовый плагиоклаз присутствует лишь в виде единичных зерен. При этом эгириновые участки обогащены апатитом, в то время как кальцит кристаллизуется в зонах, богатых альбитом.

Подобная смена минеральных парагенезисов может рассматриваться как типовая для фенитовых ореолов большинства щелочно-ультраосновных комплексов. Вместе с тем в рассматриваемом обзоре приведена информация о специфических «жилых фенитах», пронизывающих полевошпатовые песчаники на участке Кикондэ комплекса Маунт-Джомбо, где Б.Г. Бейкером было выделено пять этапов фенитизации, выражающихся в следующих минеральных преобразованиях (Baker, 1953):

- 1) Замещении кварца альбитом и калиевым полевым шпатом;
- 2) Появлении эгирина и титанита;
- 3) Общем увеличении размеров зерен породы и появлении крупных кристаллов полевых шпатов, а также полном исчезновении кварца;
- 4) Образовании по краям основных флюидопроводящих зон игольчатых кристаллов эгирина, частично замещающих полевые шпаты;
- 5) Замещении полевых шпатов и, в меньшей степени, эгирина апатитом.

Данные изменения минерального состава В.К. Смитом интерпретируются как результат привноса K, Na, Al, Fe, Ti, P и потери Si (Smith, 1956). Кроме того, в обзоре приводится анализ подвижности компонентов при образовании фенитов еще пяти щелочных комплексов, показавший как присутствие общих тенденций, так и некоторые существенные различия. Так, во всех случаях при метасоматическом изменении обрамляющих пород наблюдается потеря кремнезема, в то время как Al, Fe, P, Ti и, в меньшей мере, Ca зачастую обнаруживают привнос, причем железо обычно переходит из закисного состояния в окисное. Помимо того, всегда присутствует значительное обогащение контактовых образований щелочами, однако калий и натрий не всегда ведут себя однородно. Так, в комплексах Альнэ и Фен данные элементы выступили в качестве антагонистов: в Альнэ K привносился, а Na выносился, а в Фене – наоборот.

Позднее Д.С. Сазерленд (Sutherland, 1965a), обсуждая последствия калиевой фенитизации вокруг карбонатитового комплекса Торор-Хиллз (Уганда), обратила особое внимание на сходные геохимические и петрографические черты между текстурно различными полевошпатовыми (калиевыми) фенитами, брекчиями с лимонит-полевошпатовым цементом и обломками, сложенными фенитовым и трахитовым материалом, калиевыми трахитами и ортоклазитами. Она полагала, что карбонатитовая интрузия являлась источником щелочей, причем калиевая фенитизация является относительно более поздней, чем натриево-железистая. Более того, Na-Fe-фенитизация рассматривалась как более типичная для щелочных силикатных расплавов, а калиевая – для карбонатитовых магм. В этом случае вынос щелочей может быть объяснен тем, что из карбонатитовой магмы кристаллизовались Ca, Mg или Fe-карбонаты. Столкнувшись с многообразием калиевых полевошпатовых метасоматитов и связанной с ними терминологической путаницей, Д.С. Сазерленд в отдельной публикации предпринимает попытку их классификации, опирающуюся в первую очередь на текстурно-структурные признаки этих пород (Sutherland, 1965b). Спустя несколько лет при исследовании натриевых амфиболов и пироксенов из фенитов Восточной Африки Д.С. Сазерленд приходит к выводу, что наиболее распространенный тип фенитизации – калиевый, и что изученные Na-Fe-амфиболы и пироксены представляют собой продукты Na-Fe-метасоматоза (Sutherland, 1969). Она считала, что Na и K типы фенитизации связаны между собой, причем Na фенитизация – наиболее поздняя в общей последовательности метасоматических процессов.

При исследовании натрокарбонатитового вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) Д. Макки (McKie, 1966) в качестве конечного продукта фенитизации рассматривал криптопертит-эгириновую породу. Фениты, по мнению Д. Макки, являются результатом существенного привноса Na и Fe, незначительного привнесения Al, K и Ca и выноса Si.

Изучая комплексы Южной и Юго-Западной Африки, В.Дж. Фервурд (Verwoerd, 1967) заключил, что фенитизирующие флюиды содержали щелочные карбонаты с преобладанием Na над K, а также были обогащены Fe и обеднены Si.

В.Дж. Фервурд выделил следующие особенности фенитизации:

- 1) Фенитизация – это процесс, в результате которого кварц замещается Na-Fe метасиликатами;

- 2) Любой избыток кремнезема переходит в раствор, что способствует альбитизации, за которой следует карбонатизация;
- 3) Калиевый полевой шпат превращается в пертит, а избыток калия уходит во флюид;
- 4) Биотит замещается эгирином или эгирин-авгитом, обогащая флюидную фазу К, Al и, возможно, Fe;
- 5) Кварц и биотит замещаются по краям или полностью эгирином, а если избыток кремнезема израсходован, то на их месте в конечном итоге образуется нефелин;
- 6) При обеднении фенитизирующего флюида натрием образуется калиевый полевой шпат (при условии отсутствия дефицита кремнезема);
- 7) Если при дефиците щелочей присутствует избыток кремнезема, то начинает осаждаться кварц;
- 8) Fe осаждается совместно или позднее кремнезема в виде гидроокислов железа, сидерита или гематита;
- 9) В приповерхностных условиях процесс карбонатизации может сопровождаться выделением водного остатка, содержащего растворенный CO_2 и, иногда, F, P_2O_5 и/или TiO_2 .

Кроме того, немногим ранее этот же автор обратил внимание на то, что во всех исследованных им карбонатитовых комплексах концентрация кальция в тех или иных количествах возрастает во всех породах обрамления, подвергшихся метасоматозу, за исключением продуктов изменения протолитов основного состава (Verwoerd, 1966).

В 1967 году вышла в свет монография А.С. Сергеева, посвященная результатам изучения фенитов нескольких щелочно-ультраосновных комплексов девонской Кольской щелочной провинции, включая Африканду, Лесную и Озёрную Варакы, Ковдор и Вуориярви (Сергеев, 1967). В данной публикации отмечено, что мощность ореолов фенитизации прямо пропорциональна размеру интрузивных тел и коррелируется с петрографическим составом магматитов, достигая максимума вблизи интрузий, сложенных щелочными породами. В качестве еще одного контролирующего фактора указываются структурно-текстурные характеристики вмещающих пород (ориентировка сланцеватости и складчатых структур относительно поверхностей контакта, интенсивность тектонической переработки и др.). А.С. Сергеевым отмечено, что с ростом интенсивности метасоматической переработки состав продуктов сближается с составом пород эндоконтакта. Также было сделано заключение, что основное значение имел привнос ряда компонентов (Na, K, Al, Ca, Mg, P, Ti, Nb, Ta, Zr, U, Th, Hf, REE, Be, Ba, Sr) при выносе кремнезема, а не их перераспределение, как это предполагалось Г. фон Эккерманном (Eckermann, 1948). При этом А.С. Сергеев установил, что значительный привнос Ca, Mg и Ti присутствует лишь в зонах контактового взаимодействия существенно ультраосновных плутонов, а фениты массивов, сложенных преимущественно щелочными породами, характеризуются обогащением в первую очередь щелочами и глиноземом. Помимо того, в монографии приведены данные по химическим составам флюидных фаз, равновесных с породами различных зон колонки фенитизации, величинам их pH , механизмам

транспортировки флюида, а также формам переноса компонентов и термальным параметрам взаимодействия.

Э.В. Хейнрих и Д.Г. Мур мл. ([Heinrich, Moore, 1970](#)), так же как и ранее Д.С. Сазерленд, исследовали калиевые разновидности метасоматитов различных комплексов Мира. Согласно их полевым наблюдениям, в большинстве случаев разнообразные анхимономинеральные калишпатовые и гематит-калишпатовые метасоматические породы (ортозиты, алкортозиты, ортоклазиты, пертозиты, санидиниты и др.) являются постфенитовыми, но предшествующими карбонатитам или синхронными с последними. Авторы заключили, что данные породы являются продуктами калиево-железистого метасоматизма и представляют собой одну из разновидностей фенитов, либо замещают их и являются результатом наложенного интенсивного метасоматического преобразования при относительно низкой температуре. По Э.В. Генриху и Д.Г. Муру мл., анхимономинеральные калишпатовые метасоматиты главным образом связаны с субвулканическими и гипабиссальными комплексами.

В 1971 году К.Л. Карри ([Currie, 1971](#)) писал, что признаком существования калиевого метасоматоза для кратера Брент в районе озера Ниписсинг (Канада) служит увеличение содержания кварца и плагиоклаза в породах, ассоциирующих с карбонатами, которые по своему изотопному составу близки к карбонатитам. Отмечено, что дайки трахитов в пределах фенитового ореола могли появиться в результате анатексиса в сочетании с калиевым метасоматозом ([Currie, 1971](#)).

А.Ф. Купер ([Cooper, 1971](#)) изучал фениты, ассоциирующие с лампрофилитовыми дайками мелового возраста из Новой Зеландии, сложенные слюдяными перидотитами, трахитами или карбонатитами. Обрамляющие эти дайки породы подверглись мощнейшей метасоматической переработке, сходной с фенитизацией, в ходе которой были обогащены Na, CO₂, S, Nb и Th и обеднены K.

А.Р. Вулли с соавторами ([Woolley et al., 1972](#)) исследовали фениты комплекса озера Борралан (Шотландия). Важной чертой данного комплекса является то, что при фенитизации в качестве эдукта было задействовано кварцевое вещество, что облегчает расшифровку изменения химизма по продуктам метасоматического воздействия по сравнению с комплексами, в которых фенитизация развивалась по гетерогенному, химически неоднородному исходному материалу. Авторы выяснили, что десиликация пород сопровождалась линейным ростом концентраций Ti, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Al и K и нестабильным ростом Ca и Na. Конечным продуктом фенитизации являются сиениты, близкие к альбит-ортоклазовому минимуму, а флюид, возможно, берет начало из высококалиевой магмы ([Woolley et al., 1972](#)).

Т. Динс с соавторами ([Deans et al., 1972](#)) изучали калиевую фенитизацию вблизи карбонатитов Амба-Донгар (Гуджарат, Индия), где было установлено присутствие песчаника, преобразованного в анхимономинеральную калишпатовую породу. В этих карбонатитах в промышленных масштабах присутствует флюорит, в связи с чем авторы указали на то, что фтор мог играть существенную роль в процессе фенитизации.

Дж.В. Болдок ([Baldock, 1973](#)) анализировал процессы калиевого метасоматоза вокруг карбонатитового комплекса Букусу (Уганда), где он заметил, что с привнесением калия натрий и железо выносились из фенитового ореола. Автор указал на то, что во внешней части ореола в породы привносился кремнезем, который, предположительно, изначально принадлежал внутренней его части, где сформировались существенно полевошпатовые породы. Эти метасоматические породы были брекчированы и интродуцированы калиевыми трахитами, появившимися в результате реоморфизма измененных пород. Впоследствии при изучении сходных диатрем ручьев Дэд-Хорс и Маккеллар (*Dead Horse Creek, McKellar Creek*), расположенных к северу от озера Верхнее (Канада), на основании установленных для слагающих их пород аномальных содержаний ряда элементов, типичных для карбонатитов (Nb, РЗЭ, TiO_2 , P_2O_5 , U, Th), Р.П. Сейдж было сделано предположение о том, что подобные диатремы могут представлять собой вершину нескрытых на поверхности карбонатитовых интрузий, в то время как собственно К-Na-Fe метасоматоз в исследуемых брекчиях протекал под воздействием фенитизирующего флюида из удаленного глубинного источника ([Sage, 1983](#)).

По итогам работы с материалами карбонатитового комплекса Каргилл (Онтарио, Канада) Дж. Гиттинс с соавторами ([Gittins et al., 1975](#)) предложили модель, согласно которой при внедрении высокощелочной карбонатитовой магмы из нее выносились щелочи, после чего она кристаллизовалась в виде кальцитовых или доломитовых карбонатитов. При этом предполагалось, что важным агентом при выносе щелочей в породы обрамления служил фтор.

На основании экспериментального исследования системы $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{K}_2\text{CO}_3 - \text{CaCO}_3$ (при давлении 1 килобар) и данных по породам Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) А.Ф. Купер с соавторами ([Cooper et al., 1975](#)) пришли к выводу, что натрокарбонатитовые магмы могли сформироваться из нефелинитовых путем жидкостной несмесимости. Кроме того, авторы отметили, что натрокарбонатитовые магмы, вероятно, являлись достаточно распространенными, однако могли сохранять свой состав лишь в том случае, если активность кремнезема была низка для формирования щелочных силикатов, а активность углекислого газа, напротив, высока и обеспечивала возможность существования карбонатов щелочей. При этом предполагается, что данный расплав должен был быть «сухим». Однако в связи с тем, что в большинстве случаев активность кремнезема в щелочной магме достаточно высока, часть щелочей из нее переходила в силикатные фазы (флогопит, амфиболы, пироксен), а избыток экстрагировался флюидной фазой, обогащенной водой, и становился агентом фенитизации. В конечном итоге из обедненной щелочами карбонатитовой магмы кристаллизовались обычные кальцитовые, доломитовые и/или анкеритовые карбонатиты. Исходя из данной модели, А.Ф. Купер с соавторами заключили, что источником фенитизирующего флюида могли быть как щелочные силикатные, так и карбонатитовые расплавы.

В 1976 Х. Вартиайнен и А.Р. Вулли опубликовали результаты детального исследования карбонатитового комплекса Сокли в Финляндии ([Vartiainen, Woolley, 1976](#)), в контактовой зоне которого присутствуют амфиболиты и гранитогнейсы. Авторы показали, что в процессе формирования натриевых фенитов из гранитогнейсов происходил мощный вынос Si при одновременном накоплении Na и Fe^{3+} . В то же время из амфиболитов активно выносились

преимущественно Al, Fe²⁺ и Ca, а Si, Fe³⁺, Na, K и, возможно, H₂O в значительных количествах накапливались. Таким образом, привнесение кремнезема в основные породы демонстрирует, что фенитизация не всегда приводит к десиликации, однако в конечном итоге в фенитовом ореоле Сокли наибольшие потери характерны именно для кремнезема.

Вариации химического состава в процессе калиевой фенитизации в Сокли отличаются от натриевой лишь гораздо большими потерями Mg. На минеральном уровне это выражено в меньшем количестве флогопита в калиевых фенитах, однако в них все же проявлена флогопитизация, но наблюдается она преимущественно вдоль карбонатных жил, что, по мнению Х. Вартиайнена и А.Р. Вулли, доказывает, что эти жилы и были источниками Mg. Авторы выделяют в Сокли два типа калиевых фенитов: 1) обогащенные калием породы, развитые преимущественно по амфиболитам и пересеченные множеством карбонатных жил, которые и явились источниками калия; и 2) «диффузные» калиевые фениты из внешней части ореола, ограниченные гранитогнейсами. Образование второго типа пород авторы интерпретируют по-разному: как ранний этап калиевого метасоматоза, предшествующий натриевому; как результат выноса K из гранитогнейсов в процессе натриевого метасоматоза и его фиксации по периферии ореола; или же оба типа калиевой фенитизации являются аспектами одного и того же процесса, а их различный облик связан лишь с механическими особенностями пород.

Помимо того, на основании опубликованных экспериментальных данных по полевым шпатам, флогопитам, карбонатитовым расплавам и флюидным включениям Х. Вартиайнен и А.Р. Вулли (1976) заключили, что температура во внутренней части фенитового ореола составляла примерно 600°C, и реоморфные фениты возникли, вероятнее всего, в субсолидусных условиях. Также они показали, что по направлению от контакта с интрузией температура падала резко, а флюид вблизи контакта просачивался сквозь межзерновое пространство, в то время как во внешней зоне ореола он инфильтровался по трещинам, вдоль границ зерен и кливажным зонам, формируя таким образом жилы и прожилки в породах. Эти выводы о параметрах контактового взаимодействия согласуются с результатами ранее рассмотренного исследования А.С. Сергеева (1967). В работе (Vartiainen, Woolley, 1976) также отмечено, что фтор мог служить эффективным агентом массопереноса, а вода и кремнезем, возможно, транспортировались из зоны фенитов вовнутрь биметасоматическим путем.

К.М. Семёнтковска и Р.Ф. Мартин (Siemiakowska, Martin, 1975) изучали контактовые ореолы щелочно-карбонатитовых комплексов озер Куск и Немаг (*Kusk Lake, Nemag Lake*; Онтарио, Канада). Здесь в качестве протолита для фенитов выступили полевошпатовые кварциты, которые, как и в случае с комплексом Борралан (Шотландия), описанным А.Р. Вулли с соавторами (Woolley *et al.*, 1972), представляют собой довольно однородный исходный материал, тем самым упрощая исследования химических изменений, сопровождающих фенитизацию. Фениты озер Куск и Немаг характеризуются высокими содержаниями Na и низкими – Ca, K и CO₂. Главным геохимическим процессом К.М. Семёнтковска и Р.Ф. Мартин назвали десиликацию при заметном привносе натрия и железа. Исходя из того, что, по данным авторов, фенитизирующий флюид был обеднен CO₂, в качестве его источника были приняты

алюмосиликатные щелочные магмы. На основании наблюдающихся минеральных парагенезисов они оценили температуру фенитизации в 500°C и выяснили, что калий привносился в уже измененные породы не как следствие внедрения карбонатитов, а за счет изменения термального градиента из-за остывания магматического очага на поздних этапах становления комплексов. Это согласуется с выводом Х. Вартиайнена и А.Р. Вулли (1976) о том, что калиевая фенитизация проявляется на удалении от контакта, а натриевая – вблизи интрузии.

Н.М.С. Рок (Rock, 1976) изучил нефелин-сиенитовый комплекс Моншики (*Monchique*) в Португалии и описал фенитизацию вмещающих осадочных пород (пелитов с прослоями глиноземистых псаммитов), выраженную в привнесении Na, Fe и Cl, в результате чего эти калиевые плюмазитовые осадки преобразовались в нефелинсодержащие натриевые породы. Сопоставляя результаты проведенного исследования с опубликованными данными, Н.М.С. Рок также установил, что (а) щелочные магмы продуцировали относительно менее мощные фенитовые ореолы в глинистых осадках, чем в породах кристаллического фундамента и (б) независимо от состава протолита фениты вокруг карбонатитовых комплексов обычно имеют пуласкитовый состав (содержат менее 10 % нормативного нефелина) и обычно агпаитовые (присутствует нормативный акмит), в то время как в габброидных щелочных массивах без карбонатитов фениты более кварц-недосыщенные (от 10 до 20 % нормативного нефелина) и, как правило, плюмазитовые.

В 1977 году М.Дж. Ле Ба публикует свой обзор карбонатитового магматизма Африки (Le Bas, 1977), в котором он сделал выводы, что Na-K-фенитизация предшествовала внедрению ийолитовых магм и что Na-фениты редко ассоциируют с близповерхностными карбонатитами, а, следовательно, натриевый флюид взял начало на абиссальных уровнях. Через несколько лет М.Дж. Ле Ба отметил, что не только минералогия и особенности дифференциации отражают историю карбонатитовой магмы, но и процессы фенитизации и флюидные включения являются ключом к пониманию природы «истинных» карбонатитовых магм (Le Bas, 1981). По его мнению, динамичные несмешивающиеся карбонатитовые и нефелинитовые расплавы дали начало нескольким отличным по химизму карбонатитовым магмам, каждая из которых могла впоследствии дифференцироваться индивидуальным путем, что, в свою очередь, привело к появлению различных моделей фенитизации, наблюдаемых во многих карбонатитовых комплексах.

В 1978 году Р.Ф. Мартин с соавторами (Martin *et al.*, 1978) провели геохимическое изучение редкоземельных элементов фенитов уже упомянутого ранее комплекса Борралан (Шотландия), по итогам которого они определили, что во время фенитизации REE были мобильны. Было установлено, что в обрамляющие кварциты привносились преимущественно легкие редкоземельные элементы, причем какой-либо разницы в концентрациях REE между натриевыми и калиевыми фенитами не было зафиксировано.

В 1982 году В.Т. Маклемор (McLemore, 1982) сделала обобщение по геологии и геохимии ордовикских карбонатитовых даек из гор Лемитар (*Lemitar Mountains*; Нью-Мексико, США). На основании проведенного исследования В.Т. Маклемор заключила, что с увеличением расстояния от магматической камеры (карбонатитов) давление, температура и содержание

летучих компонентов понижались, следовательно, интенсивность процесса фенитизации уменьшалась, в связи с чем карбонатиты, расположенные за пределами главного карбонатитового комплекса, могли и вовсе не сопровождаться фенитизацией вмещающих пород. Позднее В.Т. Маклемор и П. Модрески ([McLemore, Modreski, 1990](#)), продолжая изучать минералогию и геохимию измененных пород в карбонатитовом комплексе Лемитар, заключили, что источником фенитизирующих растворов являются карбонатиты, поскольку изменения проявлены лишь на контактах с ними, а также вдоль трещин, разломов и других структурных неоднородностей в пределах нескольких метров от карбонатитов. В качестве дополнительного аргумента в защиту данной точки зрения они привели признаки замещения минералов во вмещающих породах карбонатами из фенитизирующих растворов. Различия в изменениях химического состава авторы связывали в первую очередь с разнообразием вмещающих пород, а отсутствие фенитового ореола и значимого обогащения пород обрамления щелочами в исследуемом комплексе объясняли тем, что фенитизирующие растворы, возможно, обладали низкими концентрациями щелочных компонентов, в особенности натрия.

А.Р. Вулли в 1982 году обсуждал возможность взаимосвязи путей эволюции высокощелочной карбонатитовой магмы с образованием натриевых и калиевых фенитов ([Woolley, 1982](#)). Он считал, что последние сформировались не в результате разделения обогащенных Na и K карбонатитов, а вследствие выноса Na из Na-K карбонатитовой магмы на ранних этапах. Тренды обогащения карбонатитов Fe и Mg автор приписывал кристаллизационному фракционированию, хотя не исключал и возможность влияния метасоматоза.

В 1983 году по результатам изучения щелочно-карбонатитового комплекса Сагурум (*Sagurume*; Кения) Д.К. Руби и В.Д. Гюнтер ([Rubie, Gunter, 1983](#)) сделали следующие выводы:

1) Фенитизация вокруг ийолитов происходила при высоких температурах в присутствии обедненной CO₂ флюидной фазы. Факторами, определяющими итоговый состав полевых шпатов, являлись отношение K/Na во флюиде и температура. С понижением температуры K переходил в полевой шпат, а Na – во флюид, а пироксены становились, соответственно, более акмитовыми;

2) Карбонатитовые расплавы, отделяющиеся от силикатных расплавов, изначально могли характеризоваться высокими содержаниями щелочей, и их состав, возможно, был близок к составу натрокарбонатитов из Олдоиньо-Ленгаи. Поскольку в интрузивных карбонатитах концентрация щелочей невысока, значит, щелочи выносились во время кристаллизации посредством флюидной фазы в окружающие породы. Нет веских причин считать, что флюид выносил Na на ранних стадиях, а K – на поздних, как предлагал А.Р. Вулли ([Woolley, 1982](#)) в попытках объяснить возникновение разных типов фенитов. Разнообразие фенитов, окружающих карбонатиты, могло появиться за счет флюидной фазы с постоянным K/Na отношением, а факторами, определяющими Na - K разделение между полевыми шпатами и флюидом и, соответственно, тип фенитов, являются T, P и содержание CO₂ во флюидной фазе;

3) При высокой температуре ($> 650^{\circ}\text{C}$) вблизи ийолитов и карбонатитов в равновесии с флюидом могли формироваться щелочные полевые шпаты промежуточного состава, в то время как при средних и низких температурах полевые шпаты либо натриевые, либо калиевые;

4) Na-метасоматоз и формирование альбититов в окружении карбонатитов происходили в условиях относительно высоких температур ($> 500^{\circ}\text{C}$) и низких содержаний CO_2 в надкритическом флюиде;

5) K-метасоматоз и образование калиевых фенитов происходили при: а) относительно низкой температуре ($< 400^{\circ}\text{--}450^{\circ}\text{C}$), если надкритический водный флюид был обеднен CO_2 ; б) температуре вплоть до 600°C , если надкритический водный флюид был обогащен CO_2 ; в) высокой температуре ($> 600^{\circ}\text{C}$) и резком снижении флюидного давления, в результате чего флюид закипал;

6) Пространственные и временные характеристики продуктов фенитизации также зависят от T – P условий и содержания CO_2 во флюиде. Развитие Na-фенитов на глубинных уровнях и K-фенитов – на близповерхностных может быть связано с температурными градиентами в термальном ореоле. При этом существование в поздних калиевых фенитах участков, сложенных ранними натриевыми метасоматитами, может быть объяснено падением температуры и/или переходом флюида из надкритического состояния в субкритическое.

П. Крестен и В. Мороган в работе 1986 года представили петрографические и минералогические данные из трёх областей фенитового ореола комплекса Фен (Норвегия), где отметили, что фундаментальные отличия между породами этих областей связаны с различными фазовыми составами летучих компонентов, поскольку протолитом для них послужили гранитогнейсы постоянного состава (Kresten, Morogan, 1986).

На площади Мельтейг (*Melteig*) даже для высокоградных фенитов характерно присутствие амфибола магнезио-арфведсонитового состава, ассоциирующего с альбитом, в эгириин-авгите содержится до 55 мол. % эгиринового минала, а кальциевые фазы (кальцит, апатит, титанит) редки. Кроме того, во всех исследованных образцах фенитов было установлено присутствие кварца, содержание которого в некоторых низкоградных фенитах даже выше, чем в протолите, что указывает на необычный для фенитовых ореолов процесс силификации. Согласно авторам, флюидная фаза, положившая начало фенитизации, характеризовалась низкой молекулярной долей углекислого газа (XCO_2), высокими активностями кремния, щелочей и магния, но низкой – кальция. Максимальные температуры, достигавшиеся в ходе контактового воздействия, составляли 700°C при низких температурных градиентах. В качестве источников фенитизирующего флюида П. Крестеном и В. Мороган предполагаются мельтейгит-ийолитовые интрузии данной области.

В зоне Холла (*Holla*) фениты содержат рибекит или (ферро-)рихтерит, в то время как наиболее высокоградные фениты характеризуются ассоциацией пертита и эгириин-авгита более авгитового состава, чем фениты площади Мельтейг (30–40 мол.% эгиринового минала). Кроме того, от последних фениты участка Холла отличаются повсеместным распространением кальцита, титанита и апатита. Причина установленных различий авторами связывается с составом флюидной фазы, вызвавшей фенитизацию, которая, по всей видимости,

характеризовалась высокой XCO_2 , низкой активностью Si и высокими – щелочей (в первую очередь – Na), Ca и Fe. Максимальная температура также достигала 700°C , однако градиенты были более резкими, а в качестве возможного источника флюида исследователи считают силико-сёвитовую интрузию.

Что касается площади Улефосс (*Ulefoss*), то здесь с ростом интенсивности процесса фенитизации наблюдается своеобразная смена минеральных ассоциаций: [пертит (25 мол.% ортоклазового минала) + магнезио-арфведсонит + эгирин] \rightarrow [альбит + винчит + эгирин-авгит (60 мол.% эгиринового минала)] \rightarrow [калиевый полевой шпат (97 мол. % ортоклазового минала) + флогопит]. Согласно П. Крестену и В. Мороган условия формирования фенитов данного района аналогичны таковым в Холла, за исключением повышенных активностей Mg, Ca и K, а в качестве источника летучих фаз авторы предлагают местные (магнезиальные) сёвитовые дайки.

На примере исследуемой территории П. Крестен и В. Мороган (1986) доказывали, что сопоставление петрографических характеристик фенитизации возможно лишь в случае относительно схожих типов протолита и фенитизирующего флюида, а невыполнение данного условия может привести к ошибочным выводам.

В публикации 1988 года В. Мороган и А.Р. Вулли (Morogan, Woolley, 1988) указали, что фенитизация в комплексе Альнэ (Швеция) была осуществлена посредством двух главных типов флюида, которые произошли из карбонатитового и ийолитового магматических источников. В продуктах фенитизации отражено, что карбонатитовый флюид характеризовался $\text{XCO}_2 > \text{XH}_2\text{O}$, высокой активностью CaO, возможно, высокой активностью Na_2O или K_2O (или обеими) и очень низкой активностью SiO_2 . Температуры и $f\text{O}_2$, высокие изначально, резко падали при удалении от источника. Флюид мог варьировать по количеству щелочей, магния и железа, что, вероятно, отражает стадию магматической дифференциации в карбонатитовом источнике. Ийолитовый флюид был более щелочной ($\text{Na} > \text{K}$), с $\text{XH}_2\text{O} > \text{XCO}_2$, высокой активностью MgO, относительно высокой активностью SiO_2 , со значительной величиной $f\text{O}_2$. При этом температура с удалением от ийолитового источника падала постепенно. Согласно авторам, ни один из этих флюидов не мог привести к нефелинизации мигматитовых гнейсов в связи с низкими активностями Al_2O_3 и Na_2O в первом и высокой активностью SiO_2 – во втором. Это объяснет, почему нефелин наблюдается в Альнэ лишь в некоторых приконтактных фенитах, которые были изначально фенитизированы за счет ийолита, а впоследствии – переуравновешены с сёвитовой магмой.

Развивая идею существования двух типов фенитизации (ийолитового и карбонатитового), в 1994 году В. Мороган опубликовала еще одну статью, посвященную выявлению её источников (Morogan, 1994). В результате проведенного исследования она пришла к выводу, что реакции фенитизации происходили за счет перщелочных флюидов, которые могли эманировать как из щелочных, так и из карбонатитовых магм. Несмотря на неизменно щелочную природу фенитизирующего флюида, в нем возможны вариации содержания CO_2 , активностей SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, отношения FeO/MgO и фугитивности кислорода, а сам процесс фенитизации мог протекать при различных температурных градиентах, что в конечном итоге может привести к разнообразным моделям фенитизации

вокруг разных магматических источников. При этом характеристики ийолитового и карбонатитового типа и параметры их воздействия, приведенные в статье (Morogan, 1994), близки к таковым из рассмотренной выше работы (Morogan, Woolley, 1988). В качестве главного фактора контроля стабильности минеральных фаз в процессе фенитизации в рассматриваемой работе указывается величина XCO_2 во флюиде. Более того, отмечено, что во флюидах с высокой величиной XCO_2 , равновесных с карбонатитовыми магмами, REE могут образовывать комплексные соединения и в такой форме эффективно транспортироваться.

Т. Андерсен (Andersen, 1989), оспаривая обоснованность концепции «уникальной примитивной карбонатитовой магмы», противопоставил ей гипотезу генезиса карбонатитовых магм различного состава из нескольких ассоциирующих щелочных магм. В связи с этим автор утверждал, что и метасоматические процессы, индуцированные карбонатитовыми магмами, крайне разнообразны, а фенитизация является лишь одним из них. К примеру, он считал, что контактовый щелочной метасоматоз (фенитизация) комплекса Фен связан лишь с пироксеновыми сёвитами, произошедшими из кальцитовый карбонатитовой магмы с низкой активностью MgCO_3 и высокими – K_2CO_3 и Na_2CO_3 . В свою очередь, с флогопит- и/или амфибол-содержащими сёвитами и доломитовыми карбонатитами связан магнезиальный метасоматоз в породах обрамления, а с гетерогенными феррокарбонатитами в восточной части комплекса – гидратация и вынос щелочей на контакте.

К.И. Лохов с соавторами (1990) исследовали распределение разнообразных¹ летучих компонентов в минералах пород контактового ореола массива Озерная Варака (Кольский п-ов). Авторы установили, что самая высокотемпературная ранняя фаза внедрения (пироксениты) вызвала прогрев вмещающих гнейсов, в результате чего последние перенесли потерю газовых компонентов. При этом, как было показано, флюидное влияние на обрамляющие породы пироксенитовых магм в силу их низкой газонасыщенности было минимальным. Следы данного воздействия были обнаружены в минералах за пределами фенитового ореола (примерно в 500 м от контакта) и фиксировались в резком росте величины коэффициента восстановленности флюидной системы² $K[R]$, что объясняется авторами существенно метановым составом флюида, воздействовавшего на вмещающие гнейсы на самом раннем этапе становления комплекса. Поздние фазы интрузии характеризуются высокой газонасыщенностью при водно-углекислотном составе флюидной фазы. Именно с воздействием данного флюида К.И. Лохов с соавторами связывают формирование мощного ореола фенитизации.

В 1995 году А.Ф. Купер с соавторами (Cooper *et. al.*, 1995) показали, что фенитизация, варьирующая по составу от калиевой (как в *Dicker Willem*, Намибия) до натриевой (как в *Haast River*, Новая Зеландия), ведет к обогащению пород, вмещающих карбонатитовые и щелочные силикатные интрузии, литием. Зональность фенитовых ореолов говорит о том, что Li

¹ Используемая авторами оригинальная методика масс-спектрометрического термического анализа позволила им определить содержания очень широкого спектра компонентов, включая H_2 , CH_4 , N_2 , CO , H_2O , HF , HCl , O_2 , H_2S , CO_2 , SO_2 , C_2H_6 + C_3H_8 + C_4H_{10} (Лохов и др., 1990).

² Коэффициент восстановленности флюидной системы $K[R] = (\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}) / (\text{сумма всех компонент})$ (там же).

отделяется преимущественно во флюид, за исключением редких случаев (как в сёвитах *Dicker Willem*), когда интродуцирующие магмы сохраняют литий в ходе кристаллизации и отделения флюидной фазы. Авторы предположили, что первопричиной обогащенности магм литием является метасоматическое изменение мантийного перидотита в процессе, близком к фенитизации в коровых условиях при низком давлении, а последующее плавление такой химически модифицированной мантии дает щелочные или карбонатитовые магмы, обогащенные Li и другими некогерентными элементами.

В 1996 году Дж.М. Пирсон и В.Р. Тейлор ([Pearson, Taylor, 1996](#)) описали интересный случай фенитизации в районе ручья Гиффорд (*Gifford Creek*; Западная Австралия). Здесь установлено два этапа магматической активизации, в ходе первого из которых 1.68 млрд. лет назад сформировался силл ультрабазитового состава, прорывающий высокометаморфизованные палеопротерозойские породы кристаллического фундамента кислого состава. Согласно проведенному исследованию, изначально минеральный состав ультрабазитов отвечал обогащенным карбонатом кимберлитам или ультрамафическим лампрофитам наподобие аилликитов (*aillikite*). Второй этап эндогенной активизации, произошедший с разрывом более чем в 400 млн. лет (предположительно – 1.25 млрд. лет назад), носил щелочной характер. Несмотря на то, что вблизи ручья Гиффорд не известно ни одного крупного тела щелочных мафических или фельзических пород, следы метасоматического воздействия несут как породы силла, так и вмещающие их гранитоиды. Так, в ультрабазитах установлено присутствие щелочных амфиболов и эгирина, псевдоморфно замещающих первичные магматические минералы, а в обрамляющих их мигматитах и гранитах сформировался мощный фенитовый пояс пятикилометровой ширины, по минералогической и текстурной зональности сходный с контактовым ореолом массива Фен. Авторы пришли к выводу, что эманация флюидов могла произойти из нескрытого на поверхности, находящегося на большой глубине интрузивного тела. При этом ультрабазиты силла могли интродуцировать по ослабленным зонам в коре, которые впоследствии стали путем и для фенитизирующих флюидов.

Э.Э. Уильямс-Джонс и Д.А.С. Палмер ([Williams-Jones, Palmer, 2002](#)) исследовали эволюцию водно-карбонатных флюидов в карбонатитах Амба-Донгар (Индия) и получили следующие результаты:

- 1) От кальциокарбонатитов Амба-Донгар отделились два водных флюида: один – на глубинах > 10 км и имел умеренные концентрации растворенных солей и значительные содержания K и S, а другой – на малых глубинах (3-5 км) и характеризовался высокими концентрациями растворенных солей, средними - K и S, и значительными – Ca, Al и Si;
- 2) Глубинный водный флюид содержал значительное количество CH₄ и/или N₂, которые впоследствии выделялись при более низких температуре и давлении;
- 3) Метеоритная или «формационная» вода, слабосоленая и обогащенная Na и Cl относительно других ионов, смешивалась с восходящими ортомагматическими флюидами, разбавляя и окисляя их;

4) Второй, менее глубинный, флюид воздействовал на песчаники, окружающие карбонатиты, что привело к интенсивной калиевой фенитизации, которая проявляется в замещении кварца полевым шпатом;

5) На завершающих этапах гидротермальной активности метеоритные или «формационные» воды преобладают во флюиде, и в результате его взаимодействия с фенитами кремнезем переотлагается в виде кайм обрастания корродированных реликтов детритового кварца.

Р.Ф. Престон с соавторами ([Preston et. al., 2003](#)) провели экспериментальное исследование фенитов, в ходе которого пытались выяснить составы флюидов, участвующих в процессе фенитизации гранитоидных пород, ассоциирующих с интрузиями недосыщенных кремнеземом щелочных пород. Для этого в модельной системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ при температуре 850°C и давлении 1 килобар они исследовали составы флюидов, равновесных с рядом синтетических щелочных расплавов. Последние были получены путем гомогенизации при 1000°C смесей окисей алюминия и кремнезема с содой с различными пропорциями входящих компонентов, причем в результате термического разложения сода переходила в окись натрия с попутной потерей CO_2 . В результате поставленных опытов авторы выяснили, что основным контролирующим фактором является содержание SiO_2 в смеси и что расплавы, по составу близкие нефелину, равновесны с флюидами, которые способны преобразовывать гранит в породу нефелин-нормативного состава (нефелиновый сиенит) даже при низких соотношениях флюид/порода (W/R). Расплавы же близкие по составу к альбиту генерируют флюид либо вообще не способный произвести нефелин-нормативную породу, либо требующий для выполнения данной задачи очень высоких значений отношения W/R. Эти выводы согласуются с полевыми наблюдениями: даже небольшие щелочные комплексы ийолит-мельтейгитовой серии окружены относительно широкими метасоматическими ореолами, в то время как масштаб фенитизации вокруг сиенитовых интрузий, независимо от их размера, не велик.

К. Драппел с соавторами ([Drüppel et. al., 2005](#)) изучали процессы формирования фенитов, индуцированные феррокарбонатитовым магматизмом в Свартбуисдриф (*Swartbooisdrif*; Намибия), где интерес представляет не только своеобразный источник флюида (феррокарбонатиты), но и специфические протолиты, представленные анортозитами и сиенитами. На минералогическом уровне процесс фенитизации вмещающих пород в данном комплексе выражается в замещении плагиоклаза, нефелина и К-полевого шпата альбитом и/или содалитом. Кроме того, изобилие водосодержащих темноцветных силикатов и альбита, наблюдающееся даже в высокоградных фенитах, по мнению авторов, указывает на невысокую величину XCO_2 во флюиде. Опираясь на петрохимические данные, они заключили, что фенитизирующие растворы были обеднены Si по отношению к сиенитам и даже к сравнительно бедным кремнеземом анортозитам, что указывает на то, что силикатные магмы, такие как ийолитовые и нефелинитовые, не могут рассматриваться в качестве источника флюидной фазы. На основании проведенного исследования авторы сделали вывод о том, что фенитизация была

вызвана флюидами, которые эманировали из карбонатитовой магмы, являющейся родительской для феррокарбонатитов данного комплекса.

Большинство публикаций, отмеченных в приведенном выше кратком литературном обзоре, в той либо иной мере касаются химизма породообразующих и аксессуарных минералов фенитов и ассоциирующих с ними пород в силу того, что он во многом является ключом к пониманию условий протекания и последовательности метасоматических процессов, связанных со щелочным и карбонатитовым магматизмом. Например, В. Мороган для каждого из выделенных ею типов фенитизации установила присутствие уникального тренда изменения состава пироксенов, который может рассматриваться в качестве индикатора источника воздействовавшей флюидной фазы, карбонатитового либо ийолитового (Morogan, 1994). В то же время собственно минералогические работы по интересующей тематике, к сожалению, немногочисленны и требуют отдельного упоминания. Так, кроме уже рассмотренной ранее публикации Д.С. Сазерленд о натриевых амфиболах и пироксенах из фенитов Восточной Африки (Sutherland, 1969), стоит отметить цикл статей И. Миана и М.Дж. Ле Ба (Mian, Le Bas, 1986; Mian, Le Bas, 1987; Mian, Le Bas, 1988) о минералогии щелочных амфиболов, слюд и полевых шпатов из фенитов пакистанского карбонатитового комплекса Лу-Шилман (Loe Shilman). В 1986 вышла в свет монография В.З. Шлюковой «Минералогия контактовых образований Хибинского массива» (Шлюкова, 1986), в которой приведены данные не только для породообразующих минералов и типичных аксессуаров (апатита, титанита), но и для всевозможных редких фаз, встречающихся в фенитовом ореоле массива Хибин. М.П. Смит (Smith, 2006) подробнейшим образом рассмотрел особенности минералогии фенитов, индуцированных еще одним своеобразным источником – редкоземельными феррокарбонатитами комплекса Баян-Обо (Внутренняя Монголия, Китай). Интереснейшую работу по расшифровке петрологической информации, кроющейся в зональности титан-содержащего эгирина из фенитов и гидротермалитов Южной Гренландии, провели Дж. Ранлёв и Р.Ф. Димек (Ranløv, Dymek, 1991).

Еще одним примером эффективного применения минералогических данных для решения петрологических задач может служить работа по изучению апатита из метасоматитов нефелин-сиенитового комплекса Северный Корок (North Qôroq; Южная Гренландия), опубликованная Д.А. Рэйем с соавторами (Rae et al., 1996). Опираясь на результаты изучения химизма данного апатита, авторы пришли к следующим выводам:

1) Основная схема изоморфизма, по которому редкоземельные элементы входили в процессе метасоматоза в структуру исследованного апатита, имела вид $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightleftharpoons \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$. Отсутствие влияния замещения с участием натрия ($2\text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{REE}^{3+} + \text{Na}^{+}$), по всей видимости, определяется низкой пералкалиновостью и низкой активностью Na во флюиде. Высокая активность кремнезема могла также являться результатом буферного влияния протолитов (гранито-гнейсов и кварцитов);

2) Флюид, ответственный за подвижность REE, вероятно, был обогащен F^{-} и CO_3^{2-} и отделялся на поздней стадии становления массива в ходе эволюции сиенитов. Помимо образования апатита, данный флюид способствовал формированию множества Ca-содержащих

фаз. Предполагаемыми формами переноса REE были карбонаты, фториды и/или фтор-карбонатные комплексы;

3) На более ранней стадии от сиенитовых магм отделялась флюидная фаза, обогащенная щелочами и с высокой активностью СГ, однако результаты ее воздействия затушеваны метасоматозом, связанным с вышеописанным флюидом;

4) Зональность и неоднородность апатита являются результатами множества метасоматических событий, количество и интенсивность которых связаны с расстоянием до источника каждой из флюидных эманаций.

Столь высокая петрологическая информативность подобных минералогических изысканий позволяет утверждать о необходимости дальнейшего детального изучения химизма породообразующих и акцессорных минералов фенитов и ассоциирующих с ними пород, включая анализ распределений в них как конституционных, так и примесных компонентов.

В качестве еще одного тонкого геохимического инструмента в познании параметров метасоматического воздействия и выявлении источников вещества выступают изотопные методы, позволяющие как уточнить детали, так и установить новые факты. Однако на фоне интенсивности употребления изотопных индикаторов при изучении разнообразных геологических образований во второй половине XX века, их активное использование в применении к фенитам началось лишь с конца 80-х годов. Примерами изотопно-геохимических исследований фенитового процесса могут служить работы ([Kramm, 1994](#); [Саватенков и др., 1995](#); [Verschure, Maijer, 2005](#); [Skelton et. al., 2007](#); [Sinden, Kramm, 2000](#); [Саватенков и др., 2004](#); [Арзамасцев и др., 2011](#)).

Так, В.М. Саватенков с соавторами ([Саватенков и др., 2004](#)) на примере контактового ореола массива Озерная Варака (Кольский п-ов) изучили влияние фенитизации на поведение Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и U-Pb изотопных систем. Авторы установили, что фенитизация отчетливо повлияла на U-Pb систематику циркона. На минеральном уровне результат воздействия выражен в формировании по исходным цирконам гнейсов новообразованной (метасоматической) генерации этого минерала. Цирконы данной генерации представляют собой своеобразные зерна сложного строения, внутренняя часть которых несет изотопно-геохимические признаки флюидной переработки (например, максимальную дискордантность и возрастную «омоложенность»), в то время как внешняя оболочка по своим характеристикам соответствует зернам цирконов, отобранных на удалении от контакта, и сохраняет древний возраст. Особенности химического состава метасоматически измененных ядерных участков (их высокоурановость) интерпретируется исследователями с позиции мобильности в процессе фенитизации не только радиогенного свинца, но и урана.

Несмотря на то, что породы обрамления, по данным В.М. Саватенкова с соавторами ([2004](#)), не несут в себе явных признаков элементного обмена с интрузией относительно неодима и стронция, все же его признаки четко фиксируются по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным. В первую очередь это касается неодима, так как однозначное присутствие стронция из интрузии установлено для новообразованных минералов (эгирин-авгита, карбоната), в то время как Rb-Sr изотопная система по валовым пробам пород не показала заметного отклонения от архейской

изохроны под влиянием метасоматоза. Этот факт, по всей видимости, является частным случаем и обусловлен тем, что на диаграмме в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ фигуративные точки пород интрузии легли на единую прямую с точками вмещающих гнейсов, наклон которой отвечает возрасту последних. Это, по мнению авторов, и определило распределение точек фенитизированных пород вблизи все той же линии. Исследование стронциевых и неодимовых изотопных характеристик валовых проб пород контактового ореола позволило В.М. Саватенкову с соавторами предположить возможность осуществления метасоматического обмена веществом между щелочным магматическим расплавом и архейскими гнейсами по модели, согласно с которой флюид поступал в обрамляющие породы инфильтрационным путем по трещинным системам с сопутствующим диффузионным перераспределением компонентов в поровое пространство боковых пород.

При изучении фенитизированных гнейсов массива Фен (Норвегия) Р.Г. Вершур и К. Майер ([Verschure, Majjer, 2005](#)) в комплексе с прочими параметрами проанализировали их Rb-Sr изотопные характеристики. В результате проведенного исследования авторы пришли к выводу, что фенитизация в Фене была полиметасоматическим процессом, состоявшем, по меньшей мере, из двух фаз, каждая из которых тесно связана с процессами брекчирования, обеспечившими образование флюидопроницаемых зон. Первая фаза, согласно Р.Г. Вершуру и К. Майеру, сопряжена с реакциями дегидратации и (частичного) плавления при высокотемпературном режиме, а вторая происходила при пониженных температурах и сопровождалась гидратацией и карбонизацией. Характер фенитизации в отношении как минералогических, так и химических изменений, сходен на контактах карбонатитов и мельтейгитов, но интенсивность воздействия различна. В данной работе различия во времени (Δt) между Rb-Sr изохронным возрастом неизменных гнейсов площади Квитесэйд (*Kviteseid*; губерния Телемарк, Норвегия), расположенной к западу от массива Фен, и Rb-Sr возрастaми, рассчитанными по валовым пробам фенитизированных пород, предлагается рассматривать в качестве параметра, отвечающего интенсивности фенитизации. Авторами были проанализированы корреляции величины Δt с концентрациями петрогенных и редких элементов, в результате чего они сделали следующее заключение:

- Присутствует ожидаемая обратная связь между Δt с содержанием кремнезема и прямая – с концентрациями окисей Ca, Fe, Mg, Mn, потерями при прокаливании и, возможно, P_2O_5 , а также прямая корреляция с геохимическими индексами A/CNK^3 и A/NK ;
- Из редких элементов связь с параметром Δt обнаруживают лишь Sr, V, Nb (прямая корреляция) и Ce (обратная корреляция);
- По всей видимости, TiO_2 и REE были малоподвижны в процессе фенитизации и, несмотря на то, что обрамляющие гнейсы характеризуются значительно более низкими концентрациями данных компонентов по сравнению с интрузивными породами массива Фен, их привноса не происходило.

³ $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, компоненты – в молекулярных количествах.

Необходимо отметить своеобразные взаимоотношения параметра Δt с компонентами, во многом определяющими геохимическую специфику фенитизации: между Δt и глиноземом наблюдается отчетливая отрицательная корреляция, в то время как с натрием и калием какая-либо связь вообще отсутствует. Для интерпретации данного факта авторы приводят множество возможных объяснений, обсуждение которых выходит за рамки литературного обзора.

Р.Г. Вершуром и К. Майером предложено применять подобную методику исследования при изучении не только фенитизации, но и других разновидностей метасоматических процессов. При этом подчеркивается, что данный «whole-rock Rb-Sr Δt » метод может использоваться и в тех случаях, когда Rb-Sr возраст вмещающих пород отсутствует. Согласно авторам, для этого достаточно предположить возраст этих вмещающих пород и выбрать разумное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для расчета Rb-Sr возраста анализируемых метасоматических образований (Verschure, Maijer, 2005).

А. Скелтон с соавторами (Skelton *et al.*, 2007) при исследовании контактовых зон комплекса Альнё привлекли большой объем данных по изотопным составам углерода и кислорода как по породам эндо- и экзоконтактов, так и по отдельным минеральным фазам. Это позволило авторам прийти к заключению, что контактовое взаимодействие карбонатитов и гнейсов в районе Смедсгорден (Smedsgården; Альнё, Швеция) происходило во время (или вскоре после) становления карбонатитов при температуре, оцененной в 640°C, и носило биметасоматический характер. По подсчетам исследователей, продолжительность фенитизации составила 10^2 - 10^4 лет. За этот отрезок времени произошла изотопная гомогенизация зоны метасоматоза до $\delta^{18}\text{O} = +8.3 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (V-SMOW), что соответствует поступающему флюиду, равновесному смешанному источнику «гнейс + щелочная магма \pm карбонатит».

Приведенные примеры показывают, что изучение разнообразных изотопных характеристик пород при расшифровке петрогенезиса фенитов и ассоциирующих с ними пород раскрывает перед исследователями широкий спектр дополнительных возможностей, до настоящего времени реализованных далеко не в полной мере.

Еще одним видом специфического исследования, тесно связанного с изучением эволюции химических характеристик пород в процессе фенитизации, является количественная оценка привноса-выноса элементов. Установлено, что простое сопоставление химических составов эдуктов и продуктов метасоматического преобразования без учета пористости пород и их плотностей искажает картину и ведет к возможности появления ошибок (Жданов, 1999, стр. 44; Граменецкий, 2012, стр. 207). Именно по этой причине для получения обоснованного представления о подвижности элементов в ходе метасоматического воздействия и масштабах их миграции требуется привлекать дополнительные методики, позволяющие произвести корректный баланс масс.

Существует целый ряд публикаций, содержащих результаты оценки привноса-выноса компонентов, однако в большинстве работ, опубликованных до выхода в свет статьи Р.Л. Грезенса, посвященной его методике расчета масс-баланса (Gresens, 1967), большинство исследователей использовали метод «стандартной ячейки» Т.Ф.В. Барта (Barth, 1948), изначально предложенный для полевошпатовых пород, но малоприменимый для изучения

гидротермально-метасоматических образований (Казицын, Рудник, 1968, стр. 51). Редкое исключение составляет монография А.С. Сергеева (1967), в которой наряду с пересчетом по методу Т.Ф.В. Барта приведены результаты оценки привноса-выноса компонентов в породы контактового ореола массива Африканда с учетом их плотности.

Методику Р.Л. Грезенса первыми в применении к процессу фенитизации использовали Э.К. Эпплярд и А.Р. Вулли (Appleyard, Woolley, 1979), исследовав с ее помощью контактовые образования массивов озера Борраланд (Шотландия) и Сокли (Финляндия). В указанной публикации приводится сопоставление итогов вычислений баланса масс различными способами, включая метод «стандартной ячейки», и обосновывается предпочтительность использования расчета «по Грезенсу». Впоследствии именно эта методика становится наиболее популярной для изучения количественных параметров миграции вещества при фенитизации. Так, Д.К. Руби (Rubie, 1982) подобным способом оценил значения привноса и выноса компонентов при образовании фенитов вблизи нефелинитового вулкана Кисингири (Кения), а В. Мороган (Morogan, 1989) – фенитов массива Альнё (Швеция). П. Крестен, исследуя по методике Р.Л. Грезенса фениты массива Фен (Kresten, 1988), установил, что рассчитанный суммарный привнос компонентов в протолит коррелируется со степенью фенитизации пород, определенной на основании их петрографо-минералогических характеристик (Kresten, Morogan, 1986). В связи с этим автором предложено использовать суммарный привнос (в %) в качестве химического показателя фенитизации (*index of fenitization*, F.I.). При этом величина F.I., меньшая 6.5, отвечает слабой степени фенитизации, средняя степень изменений достигается при F.I. от 6.5 до 12.0, а высокая – при параметре F.I. свыше 12.0.

Анализ результатов расчетов, приведенных в перечисленных работах, показал присутствие широких вариаций в оценках привноса и выноса компонентов (вплоть до смены знака) как между фенитами разных массивов, так и для пород одного комплекса. Это может быть обусловлено рядом причин: различиями в составах протолитов и неоднородностью последних; разными источниками фенитизирующего флюида; полиметасоматической природой исследованных образцов. К сожалению, в рассмотренных публикациях, касающихся проблематики фенитов *sensu stricto* из щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, отсутствует информация о поведении в ходе контактового взаимодействия редкоземельных и высокозарядных элементов, которыми столь богаты как щелочные алюмосиликатные, так и карбонатитовые магмы и которые определяют металлогеническую специализацию подобных комплексов. Это не позволяет получить прямого подтверждения участия редких элементов в процессе фенитизации, индуцированной щелочно-ультраосновными магмами, как это было сделано для контактовых зон агпайтовых нефелин-сиенитовых комплексов (Арзамасцев и др., 2011), и оставляет опираться лишь на косвенные свидетельства. Несмотря на это, существует устоявшееся представление о том, что фенитизация сопряжена с обогащением вмещающих пород редкоземельными и высокозарядными элементами (Рудоносность ..., 1981; Марин, 1989; Метасоматизм ..., 1998).

Что касается номенклатуры фенитов, то наиболее стройная минералого-геохимическая классификация разработана Н.Ю. Бардиной и В.С. Поповым и приведена в статье «Фениты: систематика, условия формирования и значение для корового магмообразования» (1994). Фактической базой для этой систематики послужили данные о химических и минеральных составах более 300 проб фенитов из различных точек Мира (России, Финляндии, Норвегии, Канады, государств Африки), приведенные в литературных источниках. Основой для классификации послужила диаграмма в координатах $\text{SiO}_2 - [\text{Na}_2\text{O} + 0.7\text{K}_2\text{O}]^4$ (мас.%), на которой, опираясь на минеральный состав фенитов, соответствующих вынесенным фигуративным точкам, были определены границы, разделяющие поля устойчивости новообразованных минералов: щелочных полевых шпатов, натриевых и натрийсодержащих клинопироксенов, нефелина, кальцита, а также реликтовых минералов (Рис. 1).

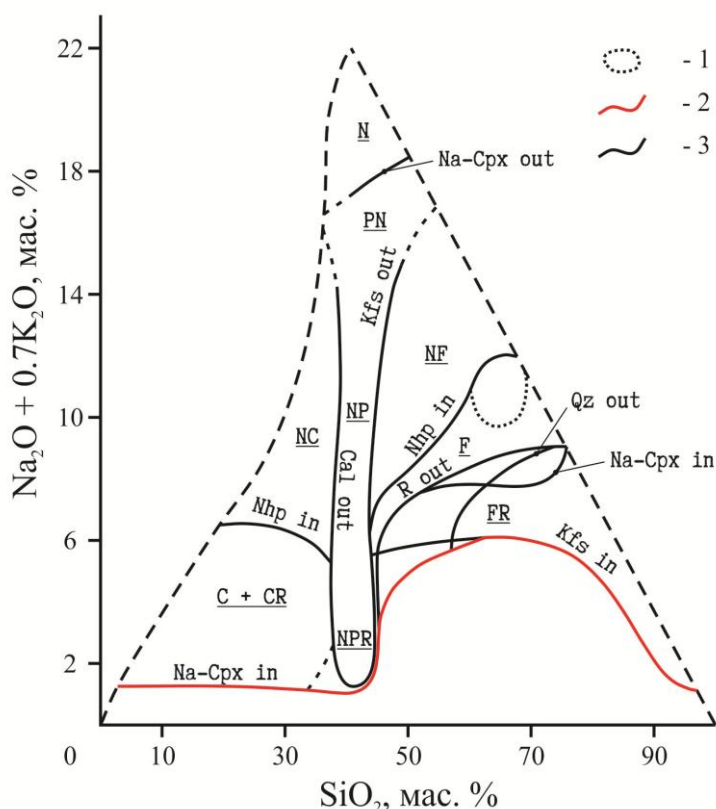


Рис. 1. Минерально-геохимическая классификация для фенитов и фенитизированных пород по (Бардина, Попов, 1994). Условные обозначения: 1 – граница поля полевошпатовых метасоматитов (ортоклазитов, микроклинитов, альбититов); 2 – первое появление новообразованных цветных минералов в фенитизированных породах; 3 – границы полей устойчивости минералов: *Cal* – кальцит, *Kfs* – калиевые полевые шпаты, *Na-Cpx* – натриевые и натрийсодержащие клинопироксены (в том числе и группы *Quad*), *Nph* – нефелин, *Qz* – кварц, *R* – реликтовые минералы. Подчеркнутые буквенные обозначения соответствуют полям минеральных видов фенитов (Таблица 1).

⁴ Введение стехиометрического коэффициента «0.7» обусловлено необходимостью учета разницы в молекулярных весах окисей натрия и калия:

$$[\text{молекулярная масса } \text{Na}_2\text{O} (61.979 \text{ а.е.м.})] / [\text{молекулярная масса } \text{K}_2\text{O} (94.196 \text{ а.е.м.})] = 0.658.$$

Здесь и далее относительные атомные веса элементов, использованные для расчетов, взяты из работы (Wieser et al., 2013).

Это позволило определить типичные минеральные парагенезисы, отвечающие зонам метасоматических колонок фенитизации по различным протолитам и соответствующие минералогическим видам фенитизированных пород и фенитов. При этом к фенитизированным породам причислены разновидности, в которых наряду с новообразованными минеральными фазами присутствуют реликтовые фазы протолита, в то время как фенитами, согласно Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову (1994), являются породы нацело сложенные новообразованными минералами. Для фенитов было выделено семь минеральных видов (Таблица 1), сменяющих друг друга от внешних зон метасоматических колонок к внутренним и отвечающих нескольким фациям фенитизации.

Таблица 1. Минеральные виды фенитов и фенитизированных пород по (Бардина, Попов, 1994)

Минеральные виды метасоматитов		Протолит		
		граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, песчаники	олвиниты, оливиновые клинопироксениты, якупирангиты,	известняки, доломиты, мраморы
Фенитизированные породы (<i>FR</i> , <i>PNR</i> , <i>CR</i>)		<i>FR</i> : $Mc + Ab \pm \{Na-Amp, Na-Cpx, Bt\} + [Pl, Qz, Bt]$	<i>NPR</i> : $Nph + Na-Cpx + [Cpx, Ol]$	<i>CR</i> : $Na-Cpx + Amp + [Cal]$
Фениты	Пироксен-микроклиновые, пироксен-ортоклазовые (<i>F</i>) и пироксен-кальцитовые (<i>C</i>)	<i>F</i> : $Mc, Or + Na-Cpx \pm \{Na-Amp, Bt, Ab\}$	—	<i>C</i> : $Na-Cpx + Cal \pm \{Na-Amp\}$
	Нефелин-пироксен-ортоклазовые (<i>NF</i>) и нефелин-пироксен-кальцитовые (<i>NC</i>)	<i>NF</i> : $Nph + Or + Na-Cpx \pm \{Arf\}$	—	<i>NC</i> : $Nph + Na-Cpx + Cal$
	Нефелин-пироксеновые (<i>NP</i>) и пироксен-нефелиновые (<i>PN</i>)	<i>NP</i> : $Na-Cpx + Nph$	<i>NP, PN</i> : $Na-Cpx + Nph$	<i>PN</i> : $Na-Cpx + Nph$
	Нефелиновые (<i>N</i>)	<i>N</i> : $Nph \pm \{Sil, Spl, Crn, Wo\}$	<i>N</i> : $Nph \pm \{Ap, Ttn\}$	<i>N</i> : $Nph \pm \{Wo, Grt, Ttn\}$

Примечание. Аббревиатуры минералов: *Ab* – альбит, *Amp* – Ca-Mg-Fe амфибол, *Ap* – апатит, *Arf* – арфведсонит, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Cpx* – клинопироксен (авгит, титан-авгит), *Crn* – корунд, *Grt* – гранат, *Mc* – микроклиноптерит, *Na-Amp* – натриевый и натрийсодержащий амфибол (рибекит, родусит, рихтерит, гастингсит), *Na-Cpx* – натриевый и натрийсодержащий клинопироксен (эгирий-авгит, эгирин-диопсид-геденбергит), *Nph* – нефелин, *Ol* – оливин, *Or* – ортоклаз, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *Spn* – сфен, *Sil* – силлиманит, *Spl* – шпинель, *Wo* – волластонит; в фигурных скобках указаны второстепенные минералы, в квадратных – реликтовые фазы. Поля минеральных видов фенитов и фенитизированных пород отмечены на Рис. 1 теми же буквенными обозначениями, что и в данной таблице, где они выделены полужирным курсивом.

Согласно авторам, во всех минеральных ассоциациях фенитов присутствует по крайней мере один из трех минералов: натриевый клинопироксен (эгирин-авгит, эгиридинопсид-геденбергит, иногда с жадеитовым или йохансенитовым компонентами), натриевый амфибол (арфведсонит) или нефелин. В связи с этим, по Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову (1994), «фенитами следует называть щелочные метасоматиты, состоящие из натриевых клинопироксенов со значительной долей Са-Mg-Fe -минералов, арфведсонита и (или) нефелина, к которым в том или ином количестве добавляются К-Na полевые шпаты, кальцит и второстепенные минералы».

Кроме того, в работе предложено отказаться от деления фенитов на калий-натриевые и калиевые, так как «к калиевым фенитам относят сравнительно низкотемпературные метасоматиты, которые встречаются на контактах с карбонатитами и состоят из ортоклаза и магнетита или гематита». Исходя из предложенной классификации, такие породы следует называть не фенитами, а ортоклазитами. В рассматриваемой публикации (Бардина, Попов, 1994) также проанализирована возможность участия фенитизированных пород в процессе корового магмообразования. Согласно проведенному исследованию, магматический рециклинг нефелиновых и нефелин-нормативных фенитов может быть источником вторичных фонолитовых (нефелин-сиенитовых) и ийолит-уртитовых расплавов, сиениты и трахиты могут являться продуктом ремобилизации метасоматитов, отвечающих по составу полевошпатовому термальному барьеру, а для «агпаитовых кремнекислых магматитов (пантеллеритов, комендитов, щелочных гранитов), ... частичное плавление кварцсодержащих фенитизированных и фельдшпатизированных пород земной коры является единственно возможным механизмом их формирования».

Так, еще в 1965 году Б.К. Кинг по итогам изучения щелочных магматических пород восточной Уганды отметил, что породы, содержащие калиевый полевой шпат (трахиты, фонолиты и пр.) имели целый ряд источников (King, 1965). Автор заключил: помимо эволюции в вулканической серии в ходе кристаллизационной дифференциации они, по всей видимости, сформировались из фенитизированных пород кристаллического основания и фельдшпатизированных фойдолитов (например – ийолитов). Б.К. Кинг предположил, что эти метасоматизированные породы были ремобилизованы и внедрились либо экструдировали.

Позднее при изучении калиевых трахитов и карбонатитов комплекса Дикер-Виллем (Dicker Willem; Намибия) А.Ф. Купер и Д.Л. Рид показали, что эти образования не являются родственными, а их ассоциация возникла благодаря тому, что формирование трахитов зависело от метасоматического взаимодействия карбонатитового флюида с породами основания при образовании фенитов (Cooper, Reid, 2000). Согласно авторам, во время этого процесса произошло общее сближение изотопных отношений фенитов с отношениями мантийных карбонатитов, которые представляют источник фенитизирующих флюидов. Конечный продукт фенитизации был ультракалиевой щелочной породой, обогащенной полевыми шпатами, которая за счет продолжавшегося флюидного воздействия и адвективного теплопривноса подверглась экстенсивному плавлению. Затем, по А.Ф. Куперу и Д.Л. Риду, образовавшиеся

ультракалиевые трахитовые расплавы внедрились в виде серий силлов и даек в кольцо фенитов вокруг комплекса Дикер Виллем.

В 2008 году М.Дж. Ле Ба опубликовал обзорную статью по калиевым и натриевым фенитам мира (Le Bas, 2008), в которой также указывается, что калиевая фенитизация могла привести к образованию псевдотрахитов. Последние, согласно автору, представляют собой породы с содержанием окиси калия до 16 мас.%, генетически не связанные с обычными магматическими трахитами, для которых характерно лишь 5-10 мас.% K_2O . Эти псевдотрахиты могли быть ремобилизованы и внедриться в виде даек, либо под действием высокого давления флюида могли быть преобразованы в полевошпатовые брекчии, охристые брекчии и, в экстремальном случае, экструзивные разности.

Подобный способ образования предлагается не только для калиевых магматитов. У. Крамм в 1994 году приводит изотопные (Sr-Nd) доказательства формирования ийолитов массива Ииваара (*Iivaara*; Финляндия) посредством фенитизации (Kramm, 1994). По данным автора, по своим Sr-Nd изотопным характеристикам эти ийолиты существенно отличаются от мантийных щелочных расплавов Кольской щелочной провинции. При этом, как показал У. Крамм, $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения, определенные для этих ийолитов, демонстрируют систематическую ковариацию с аналогичными характеристиками для карбонатитов Кольской щелочной провинции с одной стороны и для фенитов массива Ииваара – с другой. В работе (Kramm, 1994) сделан вывод о том, что распределение редких элементов в породах и их изотопные характеристики свидетельствуют о кристаллизации ийолитов комплекса Ииваара из магмы, полученной в результате реоморфного плавления в высокой степени фенитизированных вмещающих пород, а не из первичной мантийной магмы, которая была контаминирована в коровых условиях. В 1998 году У. Крамм и С. Синдерн в работе (Kramm, Sindern, 1998) опубликовали схожие результаты изотопных (Sr-Nd) исследований фенитов Олдоиньо-Ленгаи, где они пришли к выводу, что некоторые из магматических силикатных пород сформировались в результате палингенеза из коровых пород после интенсивной фенитизации последних. Продолжая исследовать породы массива Ииваара, те же авторы по текстурно-структурным признакам и изотопному соотношению ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₃₇₀ отнесли нефелиновые сиениты массива к продуктам переплавления канкринит-содержащих «сиенитовых» фенитов (Sindern, Kramm, 2000).

И.Т. Расс с соавторами (2006) рассмотрели возможность образования миаскитов из карбонатитовых комплексов глубинных линейных зон за счет ремобилизации фенитов на более глубинных уровнях земной коры. В качестве объекта изучения послужили магматиты и метасоматиты Вишневогорского массива (Урал), относящегося к указанной формации. Согласно авторам, в южной части массива (Потанины горы) на современном эрозионном срезе обнажены породы корневой части комплекса, в то время как на севере (собственно Вишневые горы) есть возможность изучать образования апикальной части массива. В качестве протолитов выступают вмещающие комплекс плагиогнейсы, наряду с которыми в пределах южного участка присутствуют амфиболиты, по которым в ходе процесса контактового воздействия сформировались своеобразные меланократовые биотитовые карбонатиты. Проведенное

геохимическое сопоставление фенитизированных плагиогнейсов и апогнейсовых фенитов корневой и апикальной частей массива показало, что на уровне петрогенных компонентов присутствует единая тенденция, выраженная в снижении концентраций кремнезема и рост содержаний щелочей, глинозема и MnO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 и TiO_2 при переходе от передовых к тыловым зонам колонок фенитизации. Различие установлено лишь в поведении MgO , концентрации которого по направлению к интрузиву в породах апикальной части снижаются, а в корневой – растут. Существенно информативней оказалось изучение распределения редких элементов и их соотношений (Sr/Ba , Sr/Rb , Ba/Rb , Ti/Nb , Mn/Nb). В совокупности с данными по геохимии карбонатитов и миаскитов это позволило авторам создать следующую модель становления комплекса:

1. В плагиогнейсы на глубине 10-15 км произошло внедрение глубинной магмы, поступившей либо непосредственно из мантии, либо из промежуточной камеры, где он и образовался;
2. Под воздействием отделившегося щелочного флюида обрамляющие породы подверглись фенитизации, конечным итогом которой стало появление мигматитов и миаскитовых выплавок;
3. Новообразованный алюмосиликатный расплав совместно с карбонатитовой магмой инъецировался на менее глубинные уровни, поступая в апикальную часть комплекса;
4. В апикальной зоне раствор, равновесный с миаскитовым, а не карбонатитовым расплавом, инициирует второй этап фенитизации.

Различия в источниках флюидной фазы и снижение давления, повлиявшие на состав флюидов и их плотности, по мнению И.Т. Расс с соавторами (2006), и обусловило наблюдающиеся геохимические различия между метасоматитами корневой и апикальной частей массива.

Р.Ф. Мартин в своей публикации «A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment» (Martin, 2006), обсуждая возможность происхождения А-гранитов за счет процессов фенитизации, отметил, что риолиты и А-граниты являются членами обширного семейства рифтогенных магм, включающего также расплавы сиенитового, нефелин-сиенитового и карбонатитового типов и тесно связанного с процессами, протекающими в условиях верхней мантии и нижней коры. Автор предложил следующую гипотезу:

Некоторые области нижней коры подвергаются флюидной переработке вследствие мантийной дегазации базальтового источника. Равновесный с ним мантийный флюид, состоящий преимущественно из H_2O и CO_2 , содержит щелочи, кремнезем, может нести в себе множество редких элементов (включая высокозарядные и редкоземельные) и оказывает влияние, сходное с фенитизацией. В результате метасоматического преобразования тугоплавкие средние и основные гранулиты нижней коры обогащаются указанными компонентами, что обуславливает начало их плавления (вплоть до полного). В свою очередь,

это ведет к образованию либо щелочных гранитоидных магм метаглиноземистого и агпаитового типов, либо нефелин-сиенитового или карбонатитового составов.

Р.Ф. Мартин отмечает, что некоторые гранитные магмы А-типа возникают за счет эффективной фракционной кристаллизации из мантийных базальтовых расплавов (с или без сопровождающей ассимиляции), но многие, по всей видимости, возникают в результате частичного или полного плавления коры, подвергшейся щелочному метасоматозу, и рассматривает последний процесс в качестве регионального (Martin, 2006).

Публикации, акцентирующие внимание на подобном направлении исследования (активном участии фенитизации в коровой магмогенерации), зачастую вызывают острую научную дискуссию, что, в свою очередь, привлекает дополнительное внимание исследователей к фенитам.

Анализ приведенного выше краткого литературного обзора опубликованных работ по проблематике фенитов позволяет заключить, что к настоящему моменту в само понятие «фенит» включены самые разнообразные виды щелочных метасоматитов, связанных с различными источниками (щелочно-ультраосновными, карбонатитовыми, нефелин-сиенитовыми магмами), независимо от типа протолита. Понимание того, что определение петрогенезиса фенитов во многом является ключевым для выявления путей эволюции щелочных силикатных и карбонатитовых магм, столь привлекательных для многих исследователей, и сделало фениты достаточно популярным объектом для изучения. В связи с этим на сегодняшний день для подобных объектов накоплен значительный объем фактических материалов по их геохимии и минералогии. Это позволило оценить основные тенденции смены минеральных парагенезисов в ходе процессов фенитизации, протекающих в разнообразных геологических обстановках, сделать выводы о типичных рядах подвижности компонентов, а также в общих чертах определить связь вещественного состава фенитизированных пород с составами источников. Однако, как следует из настоящего обзора, несмотря на значительные успехи в познании природы фенитов и собственно процессов фенитизации, целый ряд направлений исследования развит явно недостаточно. Стоит также отметить, что большинство рассмотренных работ посвящено изучению специфических разновидностей фенитизированных пород, в то время как фениты в первоначальном понимании термина, т.е. лейкократовые породы из обрамления ийолитов и мельтейгитов, сформировавшиеся метасоматическим путем по кислому протолиту (Brögger, 1921), во многом обойдены вниманием. В совокупности с замечательным многообразием щелочных комплексов это оставляет широкий простор для дальнейшего изучения столь интересных геологических образований, как фениты.

1.2. Характеристика района исследования

На территории Фенноскандии присутствует множество разновозрастных геологических комплексов, формирование которых связано со щелочным и карбонатитовым магматизмом. Наибольшими масштабами эндогенной щелочной активности характеризуются три эпохи: позднеархейская, раннепротерозойская и позднепалеозойская. В ходе последнего этапа сформировалась одна из самых крупных щелочных провинций мира – девонская Кольская щелочная провинция.

Занимаемая ею площадь – более 100 тыс. км² (Kramm *et al.*, 1993), а общий объем расплавов, который был сгенерирован во время палеозойской тектономагматической активизации, составил не менее 12 тыс. км³ (Арзамасцев и др., 2009а). В состав провинции входит более 20 интрузивов различного размера, а также множество дайковых роев и диатрем, располагающихся на территории Кольского региона (Рис. 2) и Финляндии (Bulakh *et al.*, 2004; Downes *et al.*; 2005, Афанасьев, 2011). Становление всех щелочных интрузий произошло в главную фазу эндогенной активности в среднем и верхнем девоне и укладывается в интервал 360-380 млн. лет (Kramm *et al.*, 1993; Arzamastsev, Fu-Yuan Wu, 2014). Помимо главной фазы выделяют предшествующую инициальную (вулканическую, 410-390 млн. лет.) и заключительную (дайкового магматизма, 369-362 млн. лет.) стадии верхнепалеозойской эндогенной активности (Арзамасцев и др., 2003).

Распределение массивов в пределах Кольской щелочной провинции неравномерное. Большинство из них приурочено к Кольско-Беломорско-Лапландской интракратонной коллизионно-рифтогенной зоне архейско-протерозойского возраста, разделяющей архейские Мурманский и Фенно-Карельский кратоны (Арзамасцев и др., 2009а). Центральное положение занимают крупнейшие в мире массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр. Щелочно-ультраосновные комплексы располагаются группами (Хабозерская группа, интрузии Салланлатва и Вуориярви, мелкие интрузии Турьего мыса) или в одиночку на расстоянии нескольких десятков километров. Многие исследователи считают, что распределение данных интрузивов контролируется линейными зонами вдоль разломов глубинного заложения. А.А. Кухаренко с соавторами (1965) объединил все щелочно-ультраосновные комплексы в 3 субширотных пояса, контролируемых зонами тектонического сочленения протерозойских и архейских пород, либо крупными региональными разломами – южный (Турый мыс, Ковдозерский массив, Вуориярви, Салланлатва), центральный (Салмагорский массив, Хабозерская группа интрузий, Ковдор) и северный (Себлявр). Была также выдвинута гипотеза о существовании древней крупной тектонической зоны северо-восточного простиранья, вновь активизировавшейся в каледонский тектономагматический цикл (Кухаренко и др., 1971). Она маркируется Контозерским, Ловозерским, Хибинским, Ковдорским, Вуориярвинским и рядом других массивов, прослеживаясь на юго-запад через щелочные комплексы Куусамо-Ииваара (Финляндия), Альнё (Швеция) к грабену Осло и массиву Фен (Норвегия).

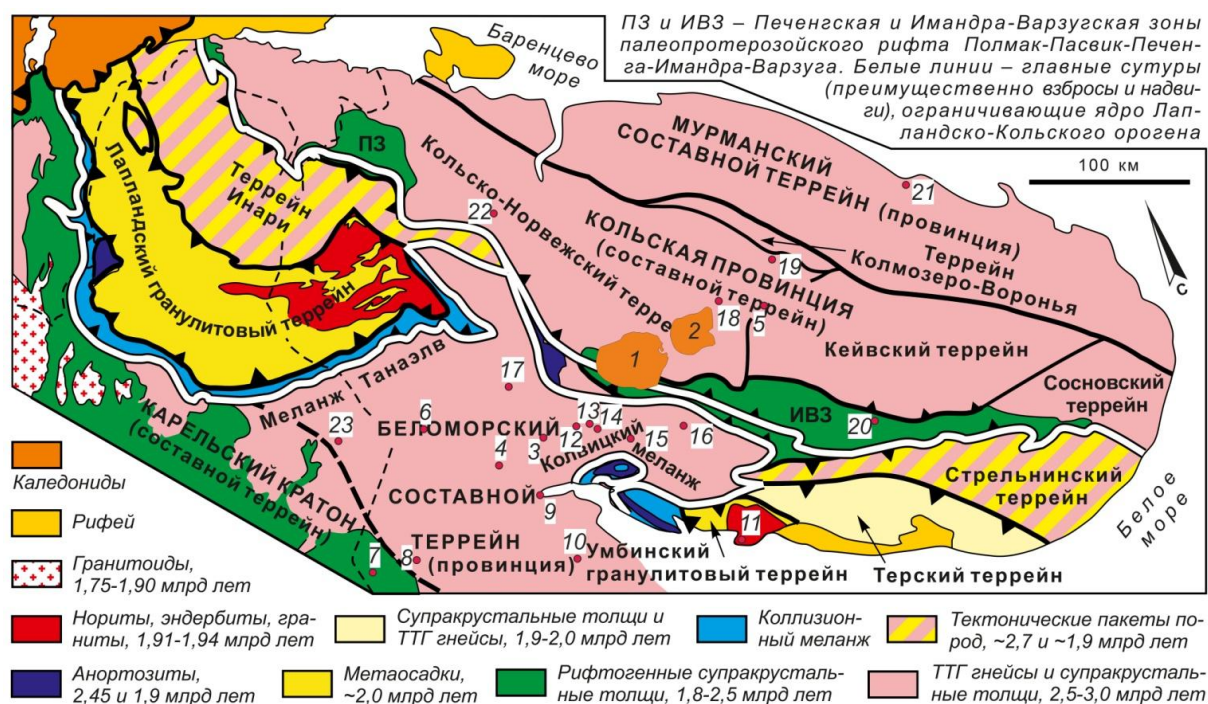


Рис. 2. Расположение массивов Кольской щелочной провинции на схеме тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита [по В.В. Балаганскому из работы (Мудрук, 2014)]. Интрузии: 1 – Хибинь; 2 – Ловозеро; 3 – Нивская интрузия; 4 – дайка г. Мохнатые рога; 5 – «дайка К.О. Кратца»; 6 – Ковдор; 7 – Салланлатва; 8 – Вуориярви; 9 – Кандагуба; 10 – Ковдозерский; 11 – Турий мыс; 12 – Африканда; 13 – Озерная Варака; 14 – Лесная Варака; 15 – Салмагора; 16 – Ингозеро; 17 – Маврагуба; 18 – Курга; 19 – Контозеро; 20 – Песочный; 21 – Ивановский; 22 – Себлявр; 23 – Сокли.

А.А. Арзамасцевым с соавторами (1998) Салланлатва-Ивановская структура прослеживается с юго-запада на северо-восток от массива Сокли в Финляндии через Ковдор, Маврагубский, Хибинский, Ловозерский, Кургинский, Контозерский массивы до побережья Баренцева моря в районе губы Ивановской. В то же время, проведенный в недавнем времени анализ сейсмогеологической модели коры с учетом прочих геофизических данных выявил структурные неоднородности преимущественно субмеридионального простирания при отсутствии в земной коре региональных структур северо-восточной ориентировки (Арзамасцев, Глазнев, 2008). Несмотря на это, дайки щелочных пород в полосе Ковдор – Хибинь – Контозеро – Ивановка имеют преимущественно северо-восточное простирание (Арзамасцев и др., 2009а), так же как и щелочные дайки побережья Белого моря (Рухлов, 1999), что подтверждает сделанные ранее выводы о значимой магмоконтролирующей роли тектонических структур северо-восточного заложения.

Гигантские массивы Хибинских и Ловозерских тундр, а так же несколько небольших интрузий, отрытых и/или исследованных сравнительно недавно⁵, сложены преимущественно агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, остальные – щелочно-ультраосновными породами с карбонатитами и без (Kogarko *et al.*, 1995). Первая группа объединяется в Хибинский и Ловозерский плутонические комплексы фойдолитов-агпайтовых нефелиновых сиенитов, вторая

⁵ Интрузия р. Нива (Arzamastsev *et al.*, 2000), дайка г. Мохнатые рога (Акименко и др., 2014), «дайка К.О. Кратца» (Фомина и др., 2014).

– в Ковдорский оливинит-фойдит-фойдолит-карбонатитовый плутонический комплекс. Специфическим геологическим объектом является Контозерская вулcano-плутоническая структура, представляющая собой кальдеру проседания диаметром около 8 км и площадью порядка 60 км², выполненную осадочными и вулканогенными породами (мелилитовыми, нефелинитовыми, карбонатитовыми лавами и туфами), в обрамлении которых залегают плутонические щелочные породы, в том числе – нефелиновые сиениты (Попов, 1967; Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Пятенко, Сапрыкина, 1976; Пятенко, Осокин, 1988).

Интрузии Хибин и Ловозера, занимающие центральное положение, заметно различаются между собой по морфологии, внутреннему строению и составу слагающих пород. Согласно работам многих авторов (Елисеев и др., 1939; Иванова и др., 1970; Зак и др., 1972; Галахов, 1975) внутренняя структура Хибинского массива имеет зонально-кольцевое строение, которое сохраняется в пределах доступных для наблюдения глубин (12.5 км). Исходя из имеющихся геофизических данных (Арзамасцев и др., 2009а) Хибинский плутон до глубин 3-4 км имеет субвертикальные или круто падающие к центру (65-75°) контакты, на глубине 4-5 км у них появляется тенденция к выполаживанию. Периферическая часть интрузива сложена породами краевой серии – щелочными сиенитами (умптекитами), средне-мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и породами двух главных фаз периферической части – массивными крупнозернистыми и трахитоидными хибинитами. Центральная часть массива, сложенная неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами и фойяитами, отделена от внешней дугообразным телом, образованным породами ийолит-уртитового ряда («ийолит-уртитовой дуги») с нефелин-апатитовыми породами (рудами), рисчорритами и ювитами. Массив Ловозерских тундр до глубины 8 км имеет форму, близкую цилиндрической, и сложен первичнорасслоенным («дифференцированным») комплексом пород, представленным луявритами, фойяитами, урритами, прорываемым эвдиалитовыми луявритами (Елисеев, Федоров, 1953; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972; Буссен, Сахаров, 1967).

Щелочно-ультраосновные массивы провинции на современном эрозионном срезе в большинстве своем имеют вытянутую овальную или изометричную круговую форму, однако, так же как и комплексы агпайтовых нефелиновых сиенитов, характеризуются различной морфологией магматических тел и глубинным строением (Арзамасцев и др., 2009а). Присутствуют субвертикальные тела цилиндрической формы (Себлявр, Ковдор), интрузии с приповерхностной магматической камерой и боковым подводящим каналом (Лесная Варака, Африканда), лополитообразные интрузии (Салмагора, Турий мыс). Все щелочно-ультраосновные интрузии характеризуются многофазным строением, определяющимся последовательным внедрением щелочных ультрамафитов – фойдолитов – карбонатитов. Предполагается, что оливиниты и пироксениты изначально слагали конформные плитообразные тела, затем в ходе внедрения более позднего магматического материала произошло формирование конически-кольцевого внутреннего строения массивов (Кухаренко и др., 1965). Установлено, что большинство карбонатитовых интрузий характеризуется однотипной вертикальной зональностью, согласно которой в верхней части магматической колонны преобладают карбонатиты, ниже присутствует зона фойдолитов, а наиболее

глубинные уровни сложены породами ультрамафитовой серии (Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев и др., 2009а). Например, своеобразный массив Сокли, сложенный преимущественно карбонатитами, представляет собой апикальную часть крупной щелочной интрузии, в то время как массивы Лесная Варака и Африканда, на современных эрозионных срезах которых доминируют ультрамафиты, интерпретируются как донные части магматических камер. Таким образом, набор и распространенность присутствующих в пределах щелочно-ультраосновных комплексов типов пород во многом определяются глубиной эрозионного среза, для массивов девонской Кольской щелочной провинции варьирующей от 1 до 13 км (Арзамасцев и др., 2009а).

Вокруг большинства массивов провинции наблюдаются относительно мощные ореолы контактово-измененных пород, сложенных фенитами и фенитизированными породами, ширина которых составляет от сотен метров (Африканда, Лесная и Озерная Вараки, Ииваара и др.) до первых километров (Ковдор, Вуориярви, Турий мыс, Сокли) (Lehijärvi, 1960; Сергеев, 1967; Vartiainen, Woolley, 1976; Евдокимов, 1982). Этот факт, а также относительная легкодоступность большинства объектов и, как следствие, высокая степень их изученности сделали девонскую Кольскую щелочную провинцию одним из классических полигонов для изучения процессов фенитизации.

1.2.1. История изучения фенитов Кольского региона

На самых ранних этапах исследования фениты щелочных комплексов Кольского региона зачастую рассматривались в качестве плутонических пород и включались в интрузивные серии. Так, В. Рамзаем и В. Гакманом в 1894 году фениты массива Хибин были описаны как жильная аплитовидная фация нефелиновых сиенитов, а сами породы были названы «лестиваритами» (Ramsay, Hackman, 1984). Б.М. Куплетским данные породы были прослежены на 20 км, на протяжении которых наблюдался переход от крупнозернистого хибинита через мелкозернистые умптекиты к сланцеватым лейкократовым сахаровидным «лестиваритам». Им же было дано их подробное петрографо-минералогическое описание. По результатам произведенных наблюдений Б.М. Куплетский, так же как и его предшественники, пришел к заключению о магматическом генезисе «лестиваритов», посчитав их породами эндоконтакта – «аплитовидной краевой фацией» (Куплетский, 1928, стр. 100-101). Фениты щелочно-ультраосновных комплексов при первичном исследовании тоже подчас рассматривались в составе интрузивных серий массивов. К.М. Кошиц, открывший Ковдорский щелочно-ультраосновной комплекс и связанное с ним магнетитовое месторождение в 1933 году, а вслед за ним и Ю.П. Ивенсен, картировавший данный массив в 1939 году, при описании фенитов обозначили их как «щелочные сиениты». В то же время Ю.П. Ивенсен отметил постепенный переход от гнейсов обрамления через «сиенитизированные» гнейсы собственно к «сиенитам» и пестроту составов последних, «объяснимую только с точки зрения их гибридного происхождения», подчеркивая значимость в процессе их формировании щелочного метасоматоза (Ивенсен, 1941, стр. 337).

С конца 30-х годов XX века исследователи начали выделять зоны контактового взаимодействия массивов Кольской щелочной провинции в качестве отдельных геологических объектов и описывать слагающие их породы как метасоматические образования, именуя их соответствующим образом: фенитизированные гнейсы и фениты. В 30-е – 60-е годы, так же, как и в прочих регионах развития щелочного магматизма, происходит интенсивное накопление первичного фактического материала по минералогии и геохимии фенитов. В этот период породы экзоконтактов массивов провинции изучаются многими исследователями: А.А. Кухаренко, М.Л. Лурье, М.С. Афанасьевым (Африканда), В.А. Афанасьевым, О.М. Римской-Корсаковой (Озерная Варака), Л.Н. Бельковой (Лесная Варака), Н.А. Вологовской (Ковдор, Вуориярви), С.В. Москалевой (Ковдор), В.В. Фиженко, Г.А. Ильинским, Л.М. Колмаком (Вуориярви), Н.Г. Судовиковым (Ковдозерский массив), А.Г. Булахом, Е.И. Нефедовым (Турый мыс), А.С. Сергеевым (массивы Хабозерской группы интрузий, Ковдор, Вуориярви), М. Лехиярви (Ииваара), Е.И. Егоровой-Фурсенко, С.И. Заком, В.Н. Горсткой (Хибины), Н.А. Елисеевым, Э.Е. Федоровым, И.П. Тихоненковым (Ловозерский массив), Р.П. Тихоненковой (Хибины, Ловозеро) и др. Результаты проведенных исследований изложены во множестве публикаций и стали основой для написания ряда обобщающих работ, касающихся проблематики фенитов массивов Хабозерской группы, Ковдора, Вуориярви (Кухаренко и др., 1965; Сергеев, 1967), Ииваара (Lehijärvi, 1960), Хибин (Тихоненкова и др., 1967; Горстка, 1971) и Ловозера (Тихоненков, Тихоненкова, 1960).

В 70-е – 80-е годы продолжается исследование минералогии контактовых образований массива Хибин (Шлюкова, 1986), а также детально изучаются фениты массивов Турьего мыса (Евдокимов, 1982) и Сокли (Vartiainen, Woolley, 1976). К концу 80-х была дана подробная петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика контактовых пород большинства щелочных комплексов провинции, определена последовательность формирования слагающих их минеральных парагенезисов, установлены T – P параметры протекания метасоматических процессов и общие тренды миграции элементов. Исследования последних десятилетий были ориентированы главным образом на анализ распределения летучих компонентов в породах фенитовых ореолов (Лохов и др., 1990) и поведения разнообразных изотопных систем в условиях контактового взаимодействия (Kramm, 1994; Саватенков и др., 1995; Sinden, Kramm, 2000; Саватенков и др., 2004; Арзамасцев и др., 2011), а также детальное изучение минералогии фенитовых ореолов (Корчак, 2008). При выборе объектов исследования и последующем их изучении мы опирались, в первую очередь, на перечисленные работы.

В середине 90-х к исследователям процессов фенитизации приходит понимание важности разграничивания процессов фенитизации, вызванных внедрением щелочных магм и воздействием карбонатитового флюида (Morogan, 1994). Различие состава метасоматизирующего флюида является важнейшим фактором, определяющим металлогеническую специализацию этих двух типов метасоматитов. К сожалению, с позиции данной концепции фениты массивов Кольской щелочной провинции до сих пор не рассматривались, в связи с чем одной из целей настоящей работы было восполнение этого пробела.

1.2.2. Выбор объекта исследования

Выбор объектов исследования для изучения проблематики фенитов *sensu stricto*, несмотря на все многообразие щелочных комплексов провинции, составил отдельную задачу. Учитывалось несколько критериев:

- 1) Состав вмещающих толщ;
- 2) Набор plutонических пород массивов;
- 3) Доступность объекта изучения и степень обнаженности контактового ореола.

Первый критерий определяет само присутствие фенитов *sensu stricto*, для которых в качестве протолита требуются породы кислого состава (граниты, гранито-гнейсы, песчаники). Например, массивы Песочный и Салланлатва интродуцируют протерозойские метадиабазы. Контактное взаимодействие для данных комплексов проявляется в виде узких (первые метры) зон амфиболитизации с сопутствующей цеолитизацией пород обрамления (Кухаренко и др., 1965). В пределах западного, юго-западного и южного контактов массив Хибин прорывает метабазальты Имандра-Варзугской структуры. На этом участке породы также преобразованы не в фениты, а в амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовые (\pm оливин) и роговообманковые роговики, для которых контактово-метасоматическое воздействие установлено лишь в узкой (первые десятки метров) зоне, непосредственно примыкающей к интрузиву (Горстка, 1971; Чашин, 2007).

Второй критерий (набор plutонических пород массивов) определяет интенсивность контактовых изменений и сохранность ранних метасоматитов, образовавшихся в результате внедрения щелочно-ультраосновных магм (фенитов и фенитизированных гнейсов *sensu stricto*). Отмечено, что мощность контактовых ореолов щелочно-ультраосновных комплексов коррелирует с размерами интрузивов и тем, насколько широко в них представлены фойдолиты (Кухаренко и др., 1965). Так, вокруг массива Озерная Варака, сложенного преимущественно ийолитами и мельтейгитами, площадь зон контактово измененных пород на современном эрозионном срезе достигает $\frac{2}{3}$ от площади, занимаемой plutоническими породами этого массива. Интерес представляет то, что вокруг гигантских по размерам массивов Хибинских и Ловозерских тундр «экзоконтактное изменение боковых пород в общем очень незначительно и захватывает узкую полосу» (Куллетский, 1928, стр. 76). Причины этого детально обсуждаются в недавней публикации А.А. Арзамасцева с соавторами (2011). В то же время, в интрузиях с наиболее широкими (километровыми) ореолами фенитизации контактное взаимодействие максимально проявлено на участках вблизи пород карбонатитовых комплексов данных массивов. Примером могут служить западный и юго-западный фланги массива Ковдор (западный склон г. Воцу-Ваара, южный склон г. Пилькома-Сельга), юго-восточный фланг массива Вуориярви и контактовый ореол карбонатитового плутона Сокли (Сергеев, 1967; Vartiainen, Woolley, 1976). В том же Ковдоре на удалении от карбонатитов (например, к северу от хр. Могу-Вид) типичные фениты установлены лишь в узкой приконтактной полосе (Сергеев, 1967). Это косвенно указывает на активное участие вещества из карбонатитового

источника в формировании современного облика пород контактовых ореолов, что препятствует корректной оценке масштабов миграции петрогенных и малых элементов на ранних этапах становления массивов. В связи с этим для исследования фенитов и фенитизированных гнейсов *sensu stricto* наиболее пригодными являются те интрузивы, в которых карбонатиты представлены в минимальном объеме.

Немаловажным для получения первичного (каменного) материала является и третий критерий (доступность объекта изучения и степень обнаженности контактового ореола). Ряд массивов Кольской щелочной провинции вовсе не имеет естественных выходов пород на поверхность или обнажены крайне слабо (например, Себляврский, Кандагубский, Лесная Варака, Салмагорская интрузия и др.). Массив Ковдозера был затоплен при вводе в эксплуатацию Ковдозерского водохранилища. Полностью удовлетворяющий первому и второму критериям, Ииваарский плутон располагается на территории сопредельного государства (Финляндии).

Рассмотрение этих факторов и определили выбор в качестве эталонного объекта пород контактовой зоны интрузии Озерная Варака, в которой ультрамафиты и карбонатиты присутствуют в подчиненном количестве. Данный щелочно-ультраосновной комплекс располагается на юге Кольского полуострова в пределах городского округа г. Полярные Зори в 7 км к востоку от пос. Африканда и в 2 км к западу от жд. с. Хабозеро (67° 26' с.ш., 32° 56' в.д.). Последние два населенных пункта связаны грунтовой дорогой, огибающей массив, а железнодорожная станция – действующая, что в значительной мере упростило проведение полевых работ.

Щелочно-ультраосновной комплекс Озерная Варака был обнаружен в ходе геологосъемочных работ В.А. Афанасьевым в 1935 году. Им же составлена первая геологическая карта и дана краткая минералого-петрографическая и геохимическая характеристика пород массива, в том числе и фенитов (Афанасьев, 1939; Афанасьев, 1940). В 50-е – 60-е годы массив детально изучался коллективом сотрудников ЛГУ и ВСЕГЕИ под руководством А.А. Кухаренко, в 70-е – сотрудниками Кольского филиала АН СССР под руководством О.Б. Дудкина, в конце 80-х – начале 90-х - специалистами МГРЭ во главе с В.П. Мамонтовым. Результатом проведенных данными исследователями работ стала комплексная характеристика вещественного состава пород, слагающих массив, современное представление о его внутреннем строении и детальные геологические карты (Кухаренко и др., 1965; Дудкин и др., 1980; Мамонтов и др., 1996), а также горные выработки, вскрывающие контактовую зону, и многие десятки метров керна, хранящегося в централизованном кернохранилище Мурманского филиала ФГУ «ТФГИ по СЗФО» (г. Апатиты). Все эти материалы послужили «отправной точкой» для осуществления диссертационного исследования.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА

Массив Озерная Варака вместе с другими интрузиями Хабозерской группы (Африкандой, Лесной Варакой) расположен в зоне сочленения Беломорского мегаблока и Имандра-Варзугского палеопротерозойского пояса (юг Кольского полуострова). В качестве пород обрамления выступают средне- и мелкозернистые биотит-олигоклазовые гнейсы беломорского комплекса, среди которых в подчиненном количестве присутствуют биотит-амфиболовые гнейсы и гранатové амфиболиты.

Макроскопически гнейсы – лейкократовые светло-серые и розовато-серые породы с гнейсовидной текстурой и среднезернистой лепидогранобластовой структурой. Породообразующие минералы в них представлены плагиоклазом олигоклазового состава (ксеноморфные кристаллы, размер варьирует от 0.2 до 1.0 мм), кварцем (ксеноморфные, часто – изометричные зерна, диаметр 0.1...1.5 мм, распределен в породе неравномерно), решетчатым микроклином (ксеноморфные зерна, размер варьирует от 0.3 до 1.0 мм, распределен неравномерно) и биотитом (мелкие лейсты 1-2 мм по удлинению, ориентированные субпараллельно, содержание изменчиво вплоть до 15 об.% в наиболее обогащенных образцах). В качестве акцессорных фаз присутствуют альмандин, эпидот, титанит, апатит, циркон и рудные минералы (преимущественно – сульфиды). Биотит-амфиболовые гнейсы, кроме присутствия в качестве породообразующего минерала амфибола (обыкновенной роговой обманки), отличаются от биотит-олигоклазовых гнейсов повышенными содержаниями эпидота, титанита и более основным составом плагиоклаза (№ 30 – 35).

Визуально гранатové амфиболиты – темно-серые породы с зеленоватым оттенком и розовыми пятнами. Текстура данных пород массивная, структура порфиро-нематобластовая. Породообразующими минералами являются амфибол (обыкновенная роговая обманка), раскристаллизованный в виде призматических зерен размером до 0.7 мм по удлинению, и альмандин, слагающий изометричные порфиробласты 1-3 мм в диаметре. Кроме того, в породах в переменном количестве присутствует плагиоклаз андезитового состава. Содержание амфибола достигает 50-70 % от объема породы, граната – 30-40 %, участками до 60 % (Мамонтов и др., 1996). В качестве второстепенных минералов выступают кварц, моноклинный пироксен и рудные минералы.

Согласно «Карте минеральных фаций метаморфических пород Восточной части Балтийского щита» (1991) породы обрамления интрузива Озерная Варака в архейское время были первично метаморфизованы в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии (при низких давлениях) и впоследствии (в протерозое) претерпели дополнительное преобразование в гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии метаморфизма (при высоких давлениях)(Фации метаморфизма..., 1990). Возраст цирконов из

гнейсов обрамления Озерной Вараки оценен в $2\,723 \pm 17$ млн. лет, что согласуется с другими датировками по подобным образованиям Беломорского мегаблока (Ризванова и др., 1994).

Сам массив является многофазной интрузией центрального типа и сложен преимущественно щелочными ультрамафитами и фойдолитами с резко подчиненным присутствием нефелиновых сиенитов и карбонатитов. На современном эрозионном срезе интрузив представляет собой практически правильный круг диаметром чуть менее километра. На севере, востоке и юге его контакты имеют крутое ($83\text{--}89^\circ$) падение к центру, в то время как на западе – более пологое (66°) от центра (Мамонтов и др., 1996).

Внутреннее строение комплекса концентрически-зональное (Рис. 3, Рис. 4). Ядерная часть плутона сложена нефелиновыми пироксенитами, среди которых установлено присутствие четырех небольших (несколько десятков метров в поперечнике каждый) разобщенных блоков, сложенных наиболее древними по геологическим предпосылкам породами интрузива – рудными пироксенитами (титаномagnetит-перовскитовыми). Периферическая часть интрузии сложена ийолитами, которые зачастую перемежаются с более меланократовыми разностями. Наибольшей ширины (около 200 метров) зона ийолитов достигает на западе интрузива.

Между кольцом ийолитов и щелочными пироксенитами центральной части массива исследователями выделяется зона мельтейгитов, которая по занимаемой на современном эрозионном срезе площади резко уступает участкам, занимаемым остальными перечисленными разновидностями магматитов (Мамонтов и др., 1996). В силу сходства мельтейгитов с ийолитами по структурным особенностям, минеральному составу и присутствию между ними постепенных переходов А.А. Кухаренко с соавторами (1965) рассматривали данные образования в качестве единой фазы. В то же время пироксениты зачастую брекчируются и ассимилируются фойдолитами, что привело к широкому распространению артеритовых мигматитов, агматитовых текстур, гломерокристаллической, пойкилобластовой и диабластовой структур (Кухаренко и др., 1965; Дудкин и др., 1980). Это указывает на принадлежность щелочных ультрамафитов самостоятельной магматической фазе.

В пределах комплекса Озерная Варака широко проявлена дизъюнктивная тектоника, причем как внутри интрузива, так и в его обрамлении. Разрывные нарушения имеют преимущественно северо-западную, северо-восточную и субширотную ориентировку, обладают признаками многократного «подновления» и контролируют размещение разнообразных минеральных жил и дайковых образований (Дудкин и др., 1980). Жильные породы различного генезиса представлены (в порядке возрастной последовательности) ийолит-уртитами, пироксено-флогопитовыми и амфиболо-апатито-биотитовыми породами, щелочными пегматитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами, микроклинитами, кальцитовыми карбонатитами, биотитовыми слюдами, дайками пикритов, меланефелинитов (в т.ч. оливиновых), ийолит-порфиров (микроийолитов), мончикитов, тингуаитов (Кухаренко и др., 1965; Дудкин и др., 1980; Мамонтов и др., 1996).

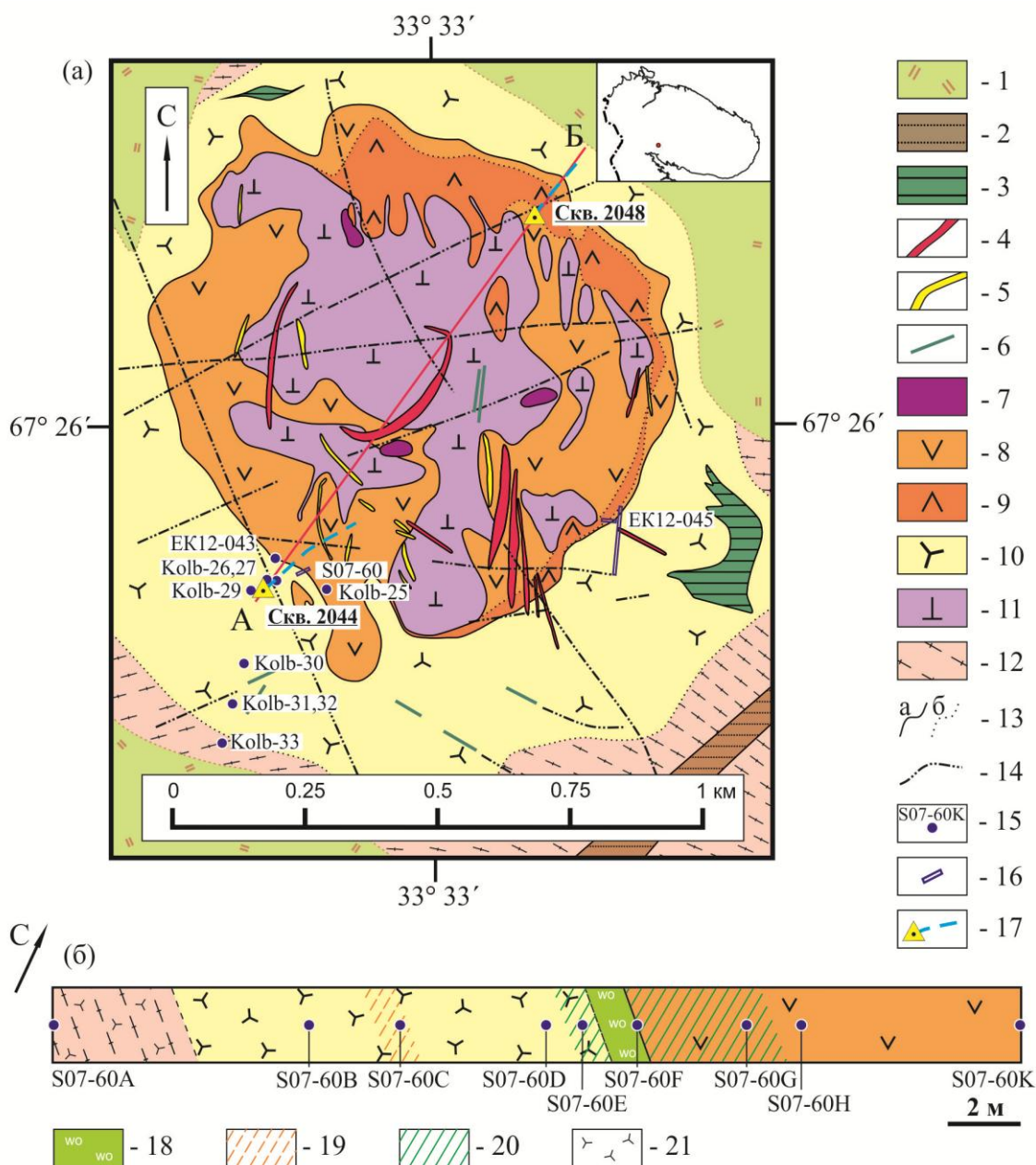
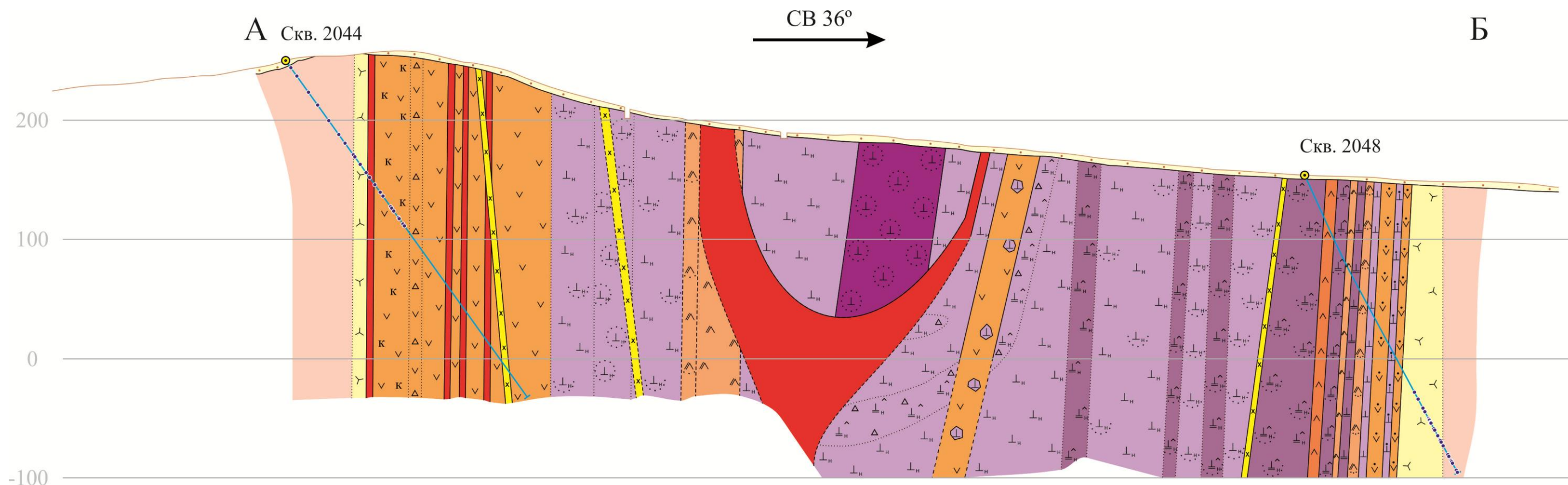


Рис. 3. (а) Схема геологического строения комплекса Озерная Варака (по данным МГРЭ (Мамонтов и др., 1996) и работам (Дудкин и др., 1980; Арзамасцев и др., 2009а); на врезке – положение массива на схеме Кольского полуострова) и (б) детальный разрез контактовой зоны на юго-западе массива. Положение контакта на детальном участке S07-60 в системе UTM (WGS 84): X – 497 439 м, Y – 7 479 437 м.

1 – четвертичные отложения; 2 – халцедоновые брекчии в зонах дробления; 3 – брекчии фенитов с эгирин-альбитовым цементом; 4 – карбонаты; 5 – канкринит-нефелиновые сиениты; 6 – дайковый комплекс (мончикиты, ийолит-порфиры, тингуаиты); 7 – щелочные пегматоиды с перовскитом; 8 – ийолиты; 9 – мельтейгиты; 10 – на (А) - фениты и фенитизированные гнейсы не расчлененные, на (Б) - фениты; 11 – пироксениты; 12 – биотит-олигоклазовые гнейсы; 13 – геологические границы: резкие (а), постепенные (б); 14 – разрывные нарушения; 15 – точки отбора проб; 16 – местоположения детальных участков; 17 – местоположения устьев скважин и проекции их стволов на земную поверхность; 18 – волластонит-клинопироксеновые породы; 19-21 – наложенные метасоматические изменения (крап по исходным породам): 19 – альбитизация; 20 – высокотемпературный основной метасоматоз; 21 – фенитизация.



Условные обозначения:

Четвертичные отложения
(морена валунно-гравийно-песчаная)

а б

к к

а) Кальцитовые каронатиты

б) Кальцитизированные породы (крап по исходным породам)

Х

Сиениты

^

Мельтейгиты пегматоидные

а б в
1 2

Мельтейгиты 1), ийолиты 2):

а) нормальные (с незначительным содержанием перовскита, титаномагнетита и шорломита);

б) с повышенным (до 20%) содержанием перовскита и (или) титаномагнетита;

в) с шорломитом.

а б в г

Пироксениты: а) нефелиновые; б) пегматоидные; в) с шорломитом; г) брекчия пироксен-нефелинового состава.

Пироксениты рудные

Фениты

Фенитизированные гнейсы

а б
^ ^ ^ ^
^ ^ ^ ^

а) Амфиболитизированные породы

б) Апатитизированные породы

крап по исходным породам

•

Точки отбора использованных в работе образцов керна

Рис. 4. Геологический разрез щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Озерная Варака по линии А – Б (см. Рис. 3А) по данным МГРЭ (Мамонтов и др., 1996) с изменениями автора.

Рассмотрим основные разновидности магматитов комплекса и некоторые нюансы их структурных взаимоотношений.

Рудные пироксениты представляют собой черные средне- и мелкокристаллические породы массивного сложения с сидеронитовой структурой. Породообразующими минералами являются клинопироксен (титанистый диопсид-авгид, реже – эгирин-авгит), слагающий 50-70 об.% породы, титаномagnetит (до 50 об.%, в среднем – 10-20 об.%) и перовскит (до 20 об.%, в среднем 5-10 об.%). Титаномagnetит представлен как в виде индивидуальных ксеноморфных зерен до 1.5 см в поперечнике, так и в сплошных зернистых массах, слагающих шлиры. Для перовскита установлено присутствие двух генераций ([Мамонтов и др., 1996](#)): (1) мелкие (0.1-0.5 мм в диаметре) изометричные округлые зерна, в большинстве случаев локализующиеся с краев ксеноморфных обособлений титаномagnetита либо слагающие мономинеральные сегрегации или цепочки зерен в породе; (2) каймы вокруг титаномagnetита и оторочки вокруг раннего перовскита. Помимо того, в рудных пироксенитах наблюдается прожилково-вкрапленная минерализация апатита, содержание которого варьирует от 0-5 об.% до 10 об.%, в единичных случаях достигая 30 об.%.

Неизменные разности **нефелиновых пироксенитов** представляют собой меланократовые зеленовато-черные породы с массивной текстурой. Зачастую проявлена такситовость, как структурно-конституционная (за счет неравномерного распределения нефелина и вариаций размерности зерен), так и шлировая либо пятнистая (определяются присутствием скоплений титаномagnetита и/или перовскита и морфологией таковых). Иногда наблюдается линейность, обусловленная субпараллельной ориентировкой призматических кристаллов пироксена. Структура данных пород мелко- и среднезернистая гипидиоморфная (клинопироксен отчетливо идиоморфен по отношению к нефелину), а на участках, обогащенных титаномagnetитом и/или перовскитом, – сидеронитовая. Основным породообразующим минералом нефелиновых пироксенитов является клинопироксен, представленный титанистым диопсид-авгитом (50-90 об.%). Форма его зерен в большинстве случаев призматическая, реже – таблитчатая либо шестоватая. В резко подчиненном и непостоянном количестве присутствуют нефелин, титаномagnetит, перовскит, шорломит, апатит, титанит, ильменит и сульфиды. Содержание нефелина варьирует от акцессорного до породообразующего (10-20 об.%). Во всех случаях этот минерал менее идиоморфный по отношению к пироксену. Он либо занимает интерстиционное пространство между кристаллами последнего, либо слагает сегрегации неправильной формы, тонкие прожилки и линзочки. Апатит также распределен неравномерно как в виде единичных изометричных зерен, так и гнездово-вкрапленно. В основной массе нефелиновых пироксенитов апатит – акцессорный или второстепенный минерал, однако участками его содержание достигает 10-15 об.%. В наиболее обогащенных апатитом разностях наблюдается резорбция данным минералом пироксена, в результате чего зерна последнего приобретают иззубренные ограничения ([Кухаренко и др., 1965](#)).

Вторичные изменения нефелиновых пироксенитов проявляются в изменении их структурно-текстурных свойств и минерального состава. Так, характерной является

перекристаллизация с переходом к грубозернистой (вплоть до пегматоидной) пойкило- и порфиробластовой структурам. На минеральном уровне вторичные изменения проявлены в появлении обыкновенной роговой обманки буро-зеленого цвета, паргасита, шорломита, титанита, биотита, кальцита, хлорита, а также «эгиринизации» клинопироксена и локальной апатитизации пород. По нефелину развиваются типичные для данного минерала вторичные фазы (канкринит, содалит, разнообразные цеолиты). Наиболее интенсивно вторичное минералообразование проявлено на контакте пироксенитов с ийолит-мельтейгитами, в зонах инъецирования ийолит-уртитами, а также вблизи жил кальцитовых карбонатитов. В таких случаях наблюдаются разнообразные апоклинопироксенитовые образования, например флогопит-пироксеновые породы с содержанием слюды до 80 об.% и апатита до 40 об.% или пегматоидные амфиболизированные породы (Мамонтов и др., 1996).

В конечном итоге, по минеральному составу среди нефелиновых пироксенитов выделяется несколько разновидностей: перовскитовые, перовскит-титаномagnetитовые, шорломитовые, амфиболизированные и биотитизированные, которые подразделяются на мелко- и среднезернистые с одной стороны и пегматоидные – с другой (там же).

Основной объем фойдолитов комплекса представлен породами ряда ийолит-мельтейгит, сходных по минеральному составу и различающихся лишь пропорциями, в которых присутствуют основные породообразующие минералы – клинопироксен и нефелин. Для обеих разновидностей характерно присутствие в переменных количествах титаномagnetита, перовскита, шорломита, апатита, титанита, роговой обманки, биотита и сульфидов. Визуально это меланократовые породы зеленовато-серого и темно-серого до черного цвета с массивной либо такситовой текстурой. В случае присутствия шорломита фойдолиты принимают пятнистый облик. Реже наблюдаются неясная полосчатость, обусловленная чередованием мелано- (преимущественно пироксеновых) и мезократовых (обогащенных нефелином) «слоев», и линейность за счет субпараллельного распределения призматических кристаллов пироксена и линз рудного вещества. Ориентировка директивных текстур в большинстве случаев согласная с контактами интрузива.

Зернистость пород изменяется в широких пределах. Так, среди *мельтейгитов* по структурным признакам выделяют мелко- и среднезернистые (наиболее распространенные) и пегматоидные (развиты к юго-западу от центра массива) разновидности. Для первых обычным является незначительное (суммарно – не более 10 об.%) присутствие прочих минеральных фаз помимо пироксена и нефелина. Моноклинный пироксен в большинстве случаев имеет диопсид-авгитовый состав, реже – эгирин-авгитовый. Зерна нефелина распределены в породе неравномерно, имеют ксеноморфную форму и содержат хадакристаллы клинопироксена, за счет чего в участках, обогащенных этим минералом, структура мельтейгитов переходит от гипидиоморфнозернистой к пойкилитовой. Для пегматоидных разновидностей характерно присутствие субсантиметровых по удлинению шестоватых и пойкилитовых кристаллов пироксена. Кроме того, в краевой части массива установлены специфические гломерокристаллические мельтейгиты с линзовидным распределением клинопироксена и нефелина (Кухаренко и др., 1965; Мамонтов и др., 1996).

По минералогическим особенностям среди мельтейгитов также выделяется несколько разновидностей: перовскитовые, шорломитовые и биотитизированные мельтейгиты. Первые две разновидности приурочены к зонам развития ультрамафитов с аналогичной минеральной спецификой, однако шорломитовые ийолиты есть и в периферической части комплекса. Установлено присутствие двух морфотипов индивидов граната: (1) прекрасно ограненные кристаллы с выраженным ромбододекаэдрическим габитусом и (2) скелетные зерна неправильной формы. В обоих случаях это ойкокристаллы, переполненные включениями прочих минеральных фаз. Биотитизированные разновидности наблюдаются локально вблизи жил кальцитовых карбонатитов (Мамонтов и др., 1996).

Зернистость **ийолитов** также варьирует. Мелкозернистые порфировидные ийолиты распространены преимущественно в периферической части массива. Порфировидная структура обусловлена присутствием идиоморфных кристаллов нефелина с прямоугольными либо шестигранными сечениями, интерстиции которых выполнены неправильными или призматическими зернами пироксена. Ближе к внутренним частям комплекса ийолиты приобретают такситовый облик (реже – параллельношестоватый или лучистый) и средне-грубозернистую структуру, часто – пойкилитовую за счет наличия в крупных кристаллах пироксена вростков нефелина неправильной формы. Среди прочих разновидностей ийолитов и в зонах развития мельтейгитов и пироксенитов встречаются небольшие участки, сложенные пегматоидными ийолитами (там же).

Есть определенная тенденция и в изменении состава клинопироксена: если в краевой части массива он представлен главным образом эгирин-авгитом и эгирином, то во внутренней части фойдолитового кольца наблюдается преимущественно диопсид-авгит. Вторичные изменения мельтейгитов и ийолитов выражаются в развитии по клинопироксену амфибола, биотита, реже – хлорита, его эгиринизации, а также замещении нефелина канкринитом, содалитом, цеолитами (шабазитом, натролитом, мезолитом и др.), гиббситом, либнеритом, альбитом (Кухаренко и др., 1965).

Петрографический состав жильных и дайковых образований, сформировавшихся на син- и позднеинтрузивных этапах становления комплекса Озерная Варака, чрезвычайно пестрый, в силу чего остановимся лишь на некоторых из них.

Уртиты слагают маломощные (до 2.5 м в поперечнике) жилы, пересекающие как пироксениты, так и ийолиты. Это – светло-серые (шпреуштейнизированные разности – розовато-серые) среднезернистые до гигантозернистых породы с пегматоидной агпаитовой структурой и пятнистой текстурой. Основным породообразующим минералом является нефелин (70-80 об.%). Темноцветные минералы представлены преимущественно эгирин-авгитом и/или эгирином (20-30 об.%). В резко подчиненных количествах присутствуют амфибол, рудные фазы (магнетит, титаномagnetит, сульфиды), пироксенол и апатит (единичные зерна), биотит (по пироксену), титанит (по титаномagnetиту). С пироксенитами контакты резкие, реакционные (минеральный состав и мощность реакционных оторочек варьирует), в то время как в случае пересечения ийолитов переходы постепенные (через ийолит-уртиты), в силу чего общая мощность увеличивается до десятка метров (Мамонтов и др., 1996).

Карбонатиты (преимущественно – кальцитовые) являются одними из наиболее поздних пород массива Озерная Варака. Наибольших линейных размеров (до первых десятков метров мощностью при первых сотнях метров по простиранию) достигают изолированные линзовидные изогнутые тела в центре комплекса, а также система радиальных жил на юго-восточном фланге. Кроме того, в различных участках контактового ореола наблюдаются как единичные маломощные прожилки, так и штокверкоподобные образования, сложенные карбонатным и силикатно-карбонатным веществом. Более подробная характеристика карбонатитов будет приведена в следующем разделе.

Фельдшпатоидные сиениты представлены двумя разновидностями – **нефелиновыми** и **канкринитовыми сиенитами**, достаточно широко представленными как внутри интрузива, так и за его пределами. Мощность большинства жил находится в диапазоне 0.2-4.0 м, в редких случаях превышая эти значения (максимально – до 10 м). Данные образования занимают как щелочные ультрамафиты и пироксениты, так и кальцитовые карбонатиты. Макроскопически сиениты – лейкократовые белые или светло-серые (бежевые, желтоватые или зеленоватые) мелко- и среднезернистые породы с массивной или трахитоидной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. В обоих типах сиенитов основными породообразующими минералами являются щелочные полевые шпаты (нерешетчатый микроклин-пертит и альбит), субпараллельно ориентированные длиннопризматические кристаллы которых слагают 60-90 об.% породы. В нефелиновых сиенитах нефелин присутствует в виде либо субидиоморфных столбчатых индивидов, либо ксеноморфных зерен. В первом случае кристаллы нефелина также направлены субпараллельно и облекаются лейстами альбита (часто – с реликтами микроклина внутри), удлинёнными игловыми эгирин-авгита и чешуйками биотита, во втором структурный рисунок задают идиоморфные кристаллы альбита, окруженные изменённым нефелином (канкринитизированным, цеолитизированным) и микроклином. Содержание нефелина – 10-15 об.%.

Для **канкринитовых сиенитов** также установлено присутствие двух петрографических разновидностей. В одной из них канкринит представлен длиннопризматическими зёрнами с неровными ограничениями, пойкилитово включающими клинопироксен. В другой – скелетными обособлениями, ксеноморфными по отношению к прочим минеральным фазам. В данных разновидностях различна и ориентировка полевых шпатов: в первом случае сонаправленность удлинённых табличек микроклина (часто замещаемого альбитом) обуславливает трахитоидный облик породы; во втором кристаллы щелочных полевых шпатов разориентированны, а текстура – массивная. В обеих петрографических разновидностях темноцветные минералы (щелочной клинопироксен и биотит) занимают интерстиционное пространство между фельзитическими фазами. Содержание канкринита в данных породах составляет 15-25 об.% (Мамонтов и др., 1996).

Исходя из имеющихся оценок абсолютных возрастов рассмотренных выше пород можно заключить, что их формирование происходило в диапазоне 389-364 млн. лет (от живецкого века среднедевонского времени до фаменского века верхнего девона). Так, возраст формирования ультрамафитов комплекса определен U-Pb методом по перовскиту в 383 ± 6 млн.

лет, ийолитов – 374 ± 5 млн. лет (Arzamastsev, Fu-Yuan Wu, 2014). Для сиенита Rb-Sr изохронным методом была получена датировка, сходная с возрастом ийолитов (374.3 ± 4.0 млн. лет), а для образца карбонатита – 369.6 ± 5.3 млн. лет (Kramm *et al.*, 1993).

К сожалению, объемы диссертационной работы не позволяют привести петрографо-минералогическую характеристику прочих жильных образований, включая разнообразнейшие разновидности гипабиссальных щелочных пород (пикритов, меланефелинитов, ийолит-порфиров, мончикитов, тингуаитов), объединяемых в дайковый комплекс. В заключение описания магматитов Озерной Вараки необходимо отметить, что всеми исследователями отмечалось присутствие в них признаков широкого спектра наложенных процессов, включающего (помимо уже упомянутых) карбонатизацию, скарнирование, калишпатизацию, альбитизацию и многие другие (Кухаренко и др., 1965; Дудкин и др., 1980; Мамонтов и др., 1996; Афанасьев, 2011).

При небольших размерах самой интрузии площадь, занимаемая экзоконтактовыми метасоматитами (0.66 км^2), сопоставима с площадью интрузивных образований (0.8 км^2) (Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев и др., 2009а). Зона юго-западного, южного и восточного контактов массива прослеживается в естественных обнажениях, а также вскрыта канавами и расчистками, что позволило построить несколько детальных разрезов в крест контакта (Рис. 3Б, Рис. 5). Помимо того породы контактовой зоны были изучены по керну двух скважин, заложенных в юго-западной и северо-восточной частях комплекса (Рис. 3А, Рис. 4). В общей сложности при проведении исследования было задействовано более 130 образцов пород контактового ореола массива.

Полевые и последующие камеральные исследования показали, что основной объем обрамляющего массив контактового ореола слагают синмагматические щелочные метасоматиты, сформировавшиеся на фойдолитовом этапе. Они представлены двумя разновидностями, закономерно сменяющимися по направлению к интрузиву: фенитизированными гнейсами и бескварцевыми клинопироксен-полевошпатовыми фенитами. При этом бескварцевые разности слагают узкую зону шириной первые десятки метров в непосредственной близости от контакта.

В пределах контактового ореола также установлено нескольких разновидностей разновозрастных карбонатитов, с которыми ассоциирует собственный комплекс метасоматитов. Наиболее поздними образованиями контактовой зоны являются разнообразные щелочные метасоматиты и гидротермалиты (альбитизированные породы, калишпатолиты, эгириниты, слюдиты и др.). Несмотря на то, что постфенитовые породы играют подчиненную роль в структуре контактового ореола, в исследованных разрезах наблюдается тесная пространственная совмещенность разновозрастных метасоматитов, вследствие чего большинство исследованных образцов приходится рассматривать как продукт интегрального воздействия нескольких метасоматических процессов.

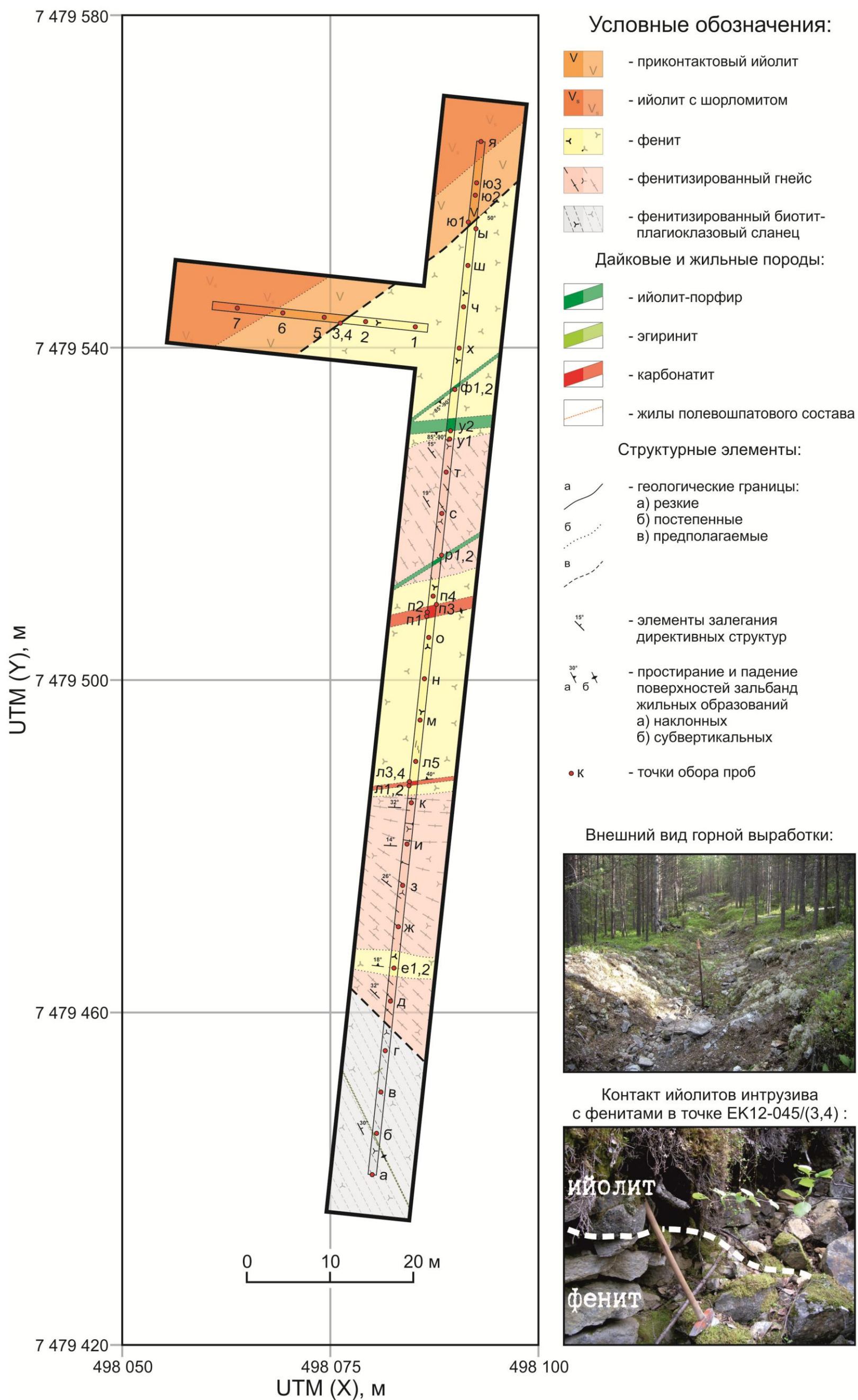


Рис. 5. Схема геологического строения зоны контакта интрузии Озерная Варака в точке наблюдения EK12-045 (юго-восточный фланг массива).

Составили Е.Н. Козлов, Е.Н. Фомина

Глава 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА

Изучение и фотодокументация структурных особенностей пород и кристаллооптических характеристик минералов производились в петрографических шлифах с помощью поляризационных микроскопов ПОЛАМ РП-1 (ОАО "ЛОМО"), Amplival (Carl Zeiss Jena), Axioplan 2 imaging (Carl Zeiss). При оптической диагностике минералов были использованы методические указания, приведенные в работах ([Кочурова, 1977](#); [Саранчина, 2000](#); [Маракушев и др., 2000](#); [Шур, 2005](#)).

Как было отмечено ранее, основной объем контактового ореола составляют *фенитизированные гнейсы*. Это – кварцсодержащие существенно полевошпатовые породы ([Рис. 6](#)) с содержанием новообразованных минералов 30-60 об.%. Метасоматические изменения гнейсов выражаются в развитии амфибол-пироксеновых псевдоморфоз по биотиту и клинопироксеновых каём вокруг зерен кварца, а также в замещении олигоклаза и биотита альбит-калишпатовым агрегатом.

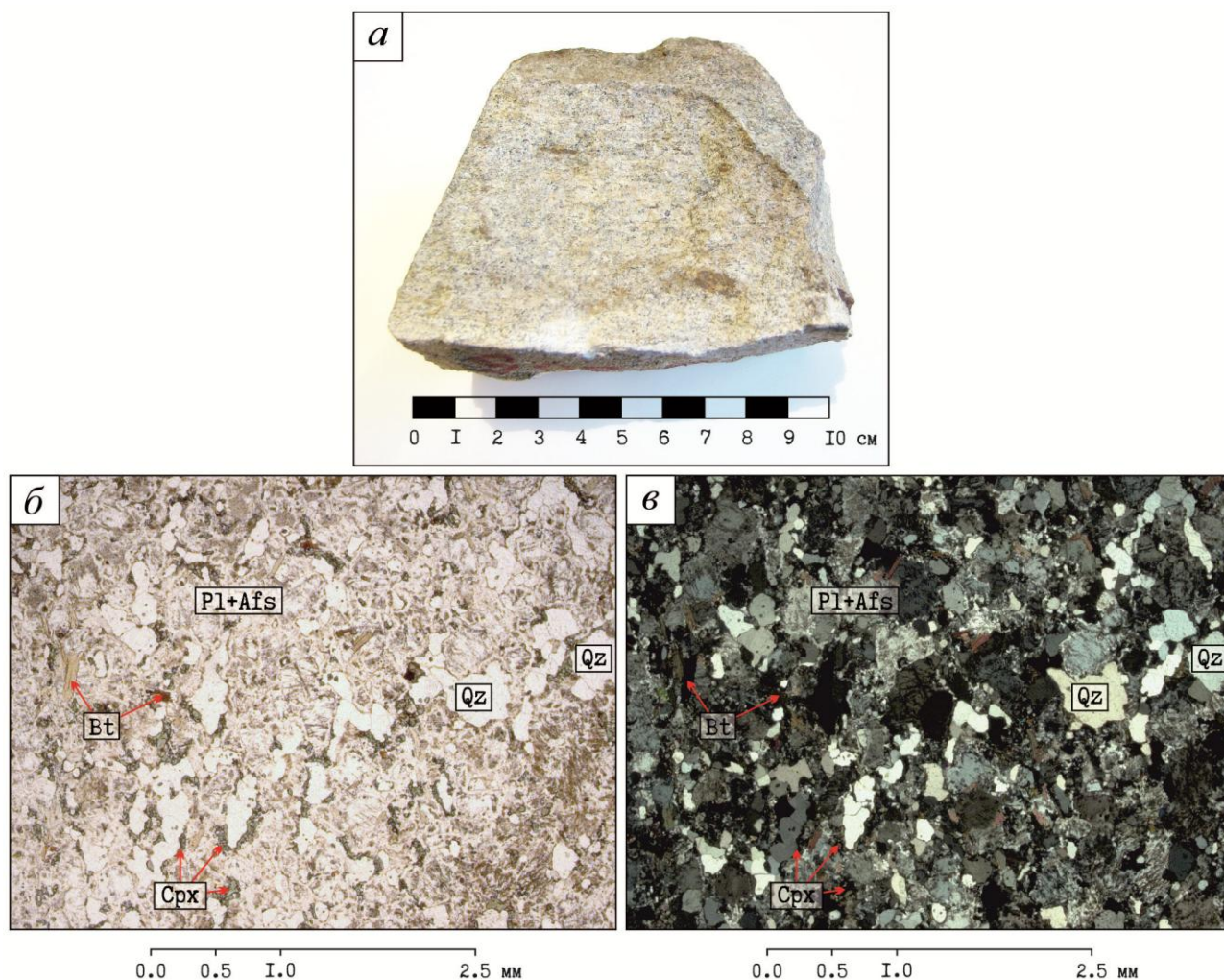


Рис. 6. Фенитизированный олигоклаз-биотитовый гнейс (обр. S07-60A): (а) общий вид породы и (б) ее микроструктурные особенности в проходящем свете с одним николем и (в) в скрещенных николях. На изображении (а) отчетливо видны клинопироксеновые каймы вокруг кварцевых зерен.

По своим текстурно-структурным особенностям фенитизированные гнейсы близки к плагиогнейсам обрамления, в них наблюдаются ясно различимые метаморфические сланцеватость и полосчатость, подчеркнутые избирательным развитием новообразованных минералов. Наряду с первичными метаморфогенными структурами, широко развиты участки коррозии, полностью сложенные новообразованными фазами (клинопироксеном, альбитом, КПШ и др.) и имеющие цепочечное или струйчатое распределение в породе.

При переходе от фенитизированных гнейсов к **апогнейсовым клинопироксен-полевошпатовым фенитам** породы утрачивают гнейсовидность, текстура становится грубополосчатой, с чередованием лейко- (существенно полевошпатовых) и меланократовых (со значительным содержанием эгирин-авгита) слоев (Рис. 7). На уровне минерального состава переход фиксируется в исчезновении кварца, олигоклаза, биотита и щелочных амфиболов, изменении состава клинопироксена, увеличении содержания К- и Na- полевых шпатов.

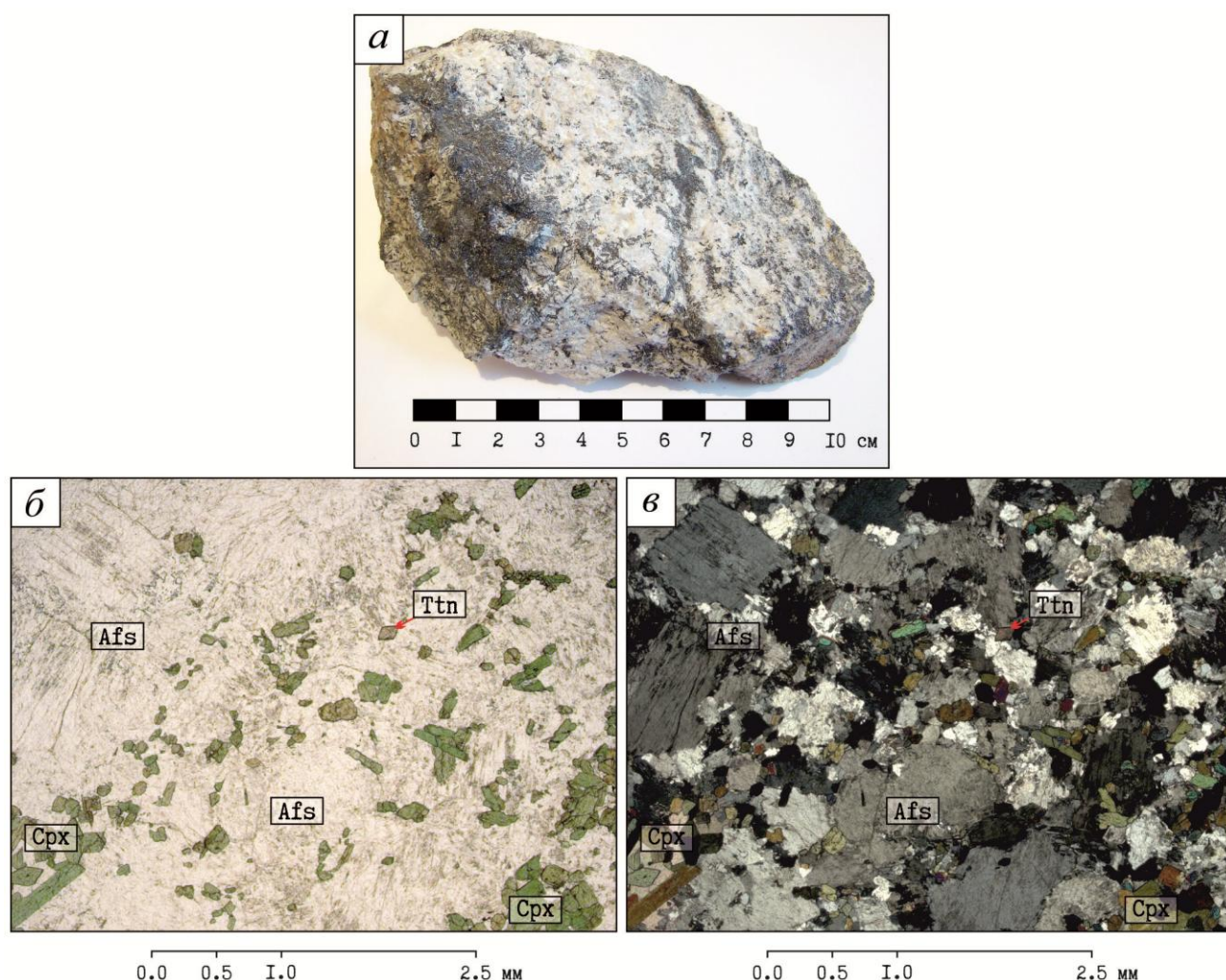


Рис. 7. Апогнейсовый клинопироксен-полевошпатовый фенит (обр. S07-60B): (а) общий вид породы и (б) микроструктурные особенности лейкократового участка в проходящем свете с одним николем и (в) в скрещенных николях.

При исследовании юго-западного разреза зоны экзоконтакта, наряду с рассмотренными разновидностями, установлено присутствие еще двух типов метасоматитов, в связи с чем последовательность метасоматических пород более сложная (по направлению к

контакту) (см. Рис. 3Б): биотит-олигоклазовые гнейсы (породы обрамления) → фенитизированные гнейсы → бескварцевые апогнейсовые клинопироксен-полевошпатовые фениты с участками интенсивно альбитизированных пород → волластонит-клинопироксеновые породы.

В пределах участка развития *альбитизированных пород* среди фенитов наблюдаются лейкократовые жилы, прожилки, гнезда, сложенные преимущественно альбитом (75-80 об.%) и калиевым полевым шпатом (15 об.%), с подчиненным содержанием эгирин-авгита (5-10 об.%) (Рис. 8). Мощность жил и прожилок варьирует от первых миллиметров до первых десятков сантиметров. Характерной чертой пород альбитизированных участков является заметное снижение содержания клинопироксена, вплоть до его полного исчезновения. Помимо того, резко снижается содержание типичных аксессуарных минералов апогнейсовых фенитов – апатита и титанита. Подобные породы наблюдаются во всех исследованных разрезах как экзо-, так и эндоконтактов массива.

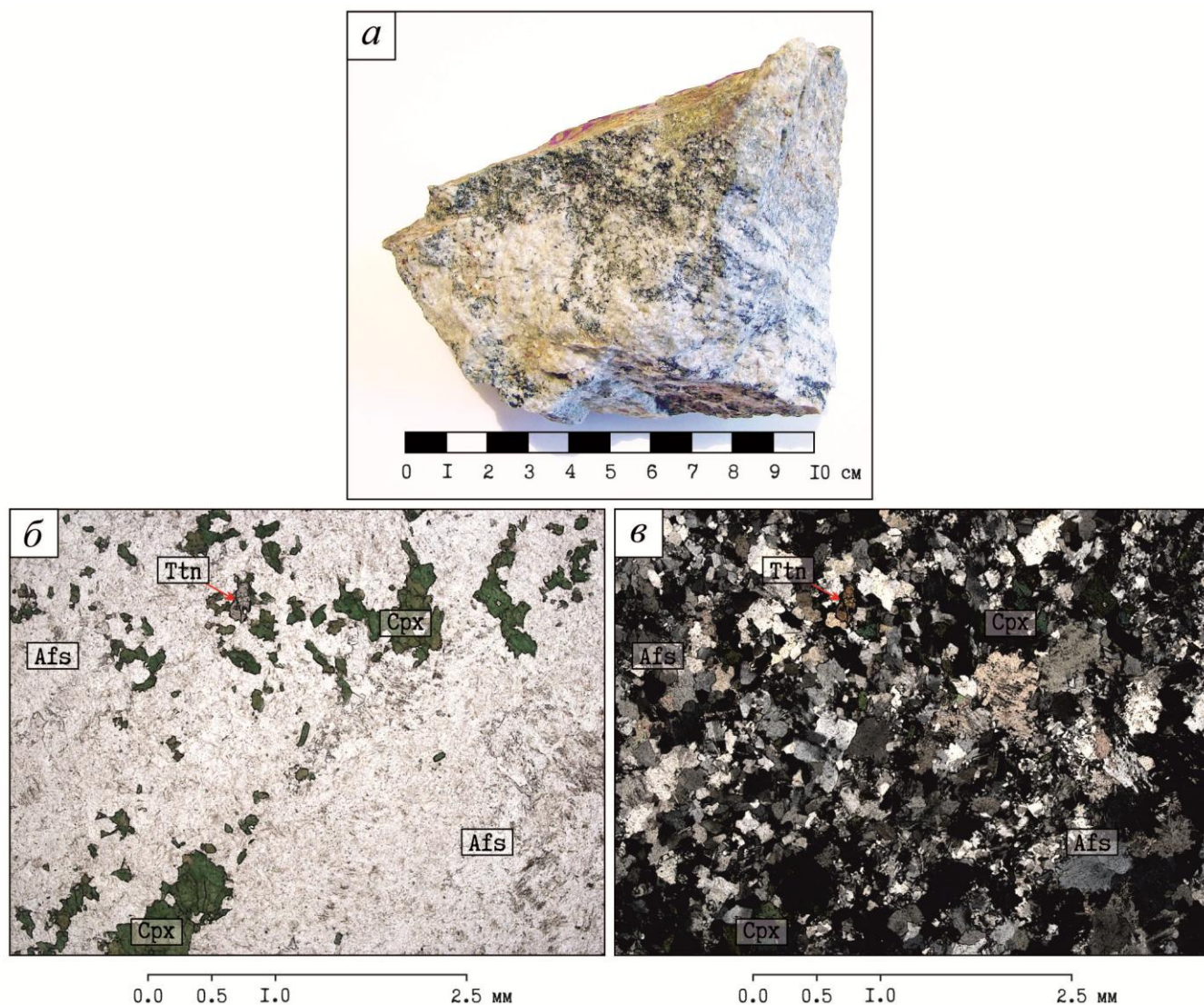


Рис. 8. Альбитизированный апогнейсовый фенит (обр. S07-60C): (а) общий вид породы и (б) ее микроструктурные особенности в проходящем свете с одним николем и (в) в скрещенных николях. В полях зрения (б) и (в) – единственное в препарате зерно титанита с явными признаками коррозии.

Зона **волластонит-клинопироксеновых пород** мощностью 1.0-1.5 м располагается непосредственно в контакте ийолитов с фенитизированными породами обрамления. Граница с приконтактовыми ийолитами резкая, секущая. Волластонит-клинопироксеновые породы характеризуются неоднородностью текстуры, обусловленной присутствием в эгирин-авгитовом матриксе множества маломощных (до 2 см) волластонитовых прожилков, шлиров и гнезд, в которых наблюдается до 10 об.% апатита (Рис. 9). Примыкающие со стороны рамы фениты пронизаны сетью тонких прожилков, сложенных волластонитом, клинопироксеном, кальцитом, апатитом и титанитом. На расстоянии 60 м к северо-западу от детального участка аналогичные волластонит-пироксеновые породы вскрыты поисковой расчисткой (Рис. 10). На данном участке они занимают то же структурное положение, что и в пределах юго-западного детального участка, при мощности выхода 3-4 м. Здесь установлено присутствие среди волластонит-клинопироксеновых пород участков, сложенных апогнейсовыми фенитами, а сами породы частично объемно либо прожилково замещены флогопитовыми слюдитами.

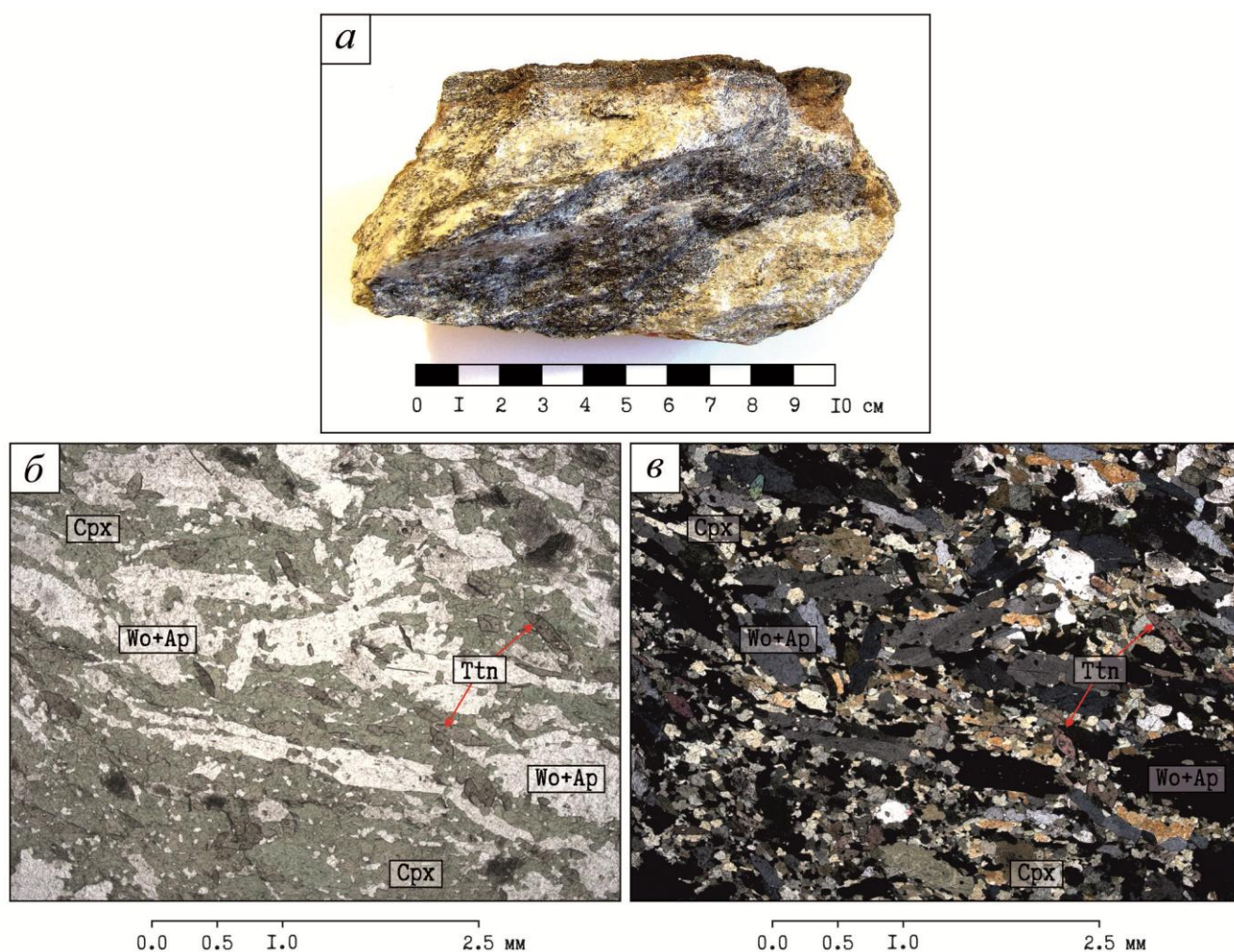


Рис. 9. Волластонит-клинопироксеновая порода (обр. S07-60F): (а) общий вид породы и (б) ее микроструктурные особенности в проходящем свете с одним николем и (в) в скрещенных николях. В поле зрения (б) – участки с характерным «выкрашиванием» волластонита в разрезах с тремя пересекающимися системами спайности.

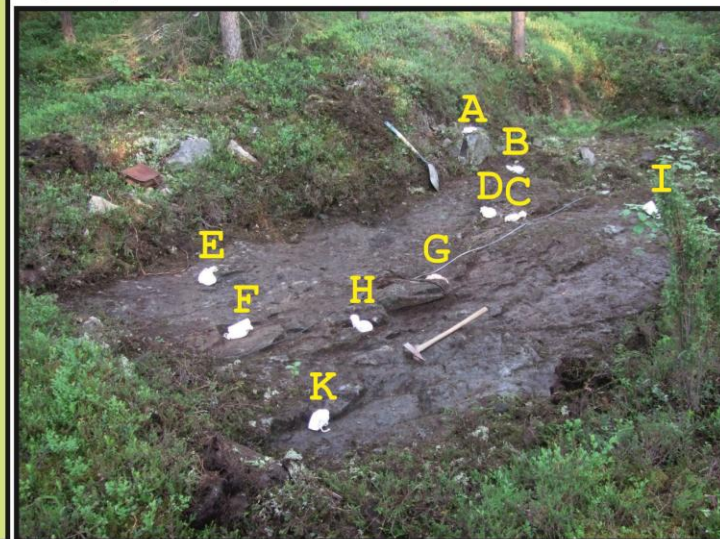
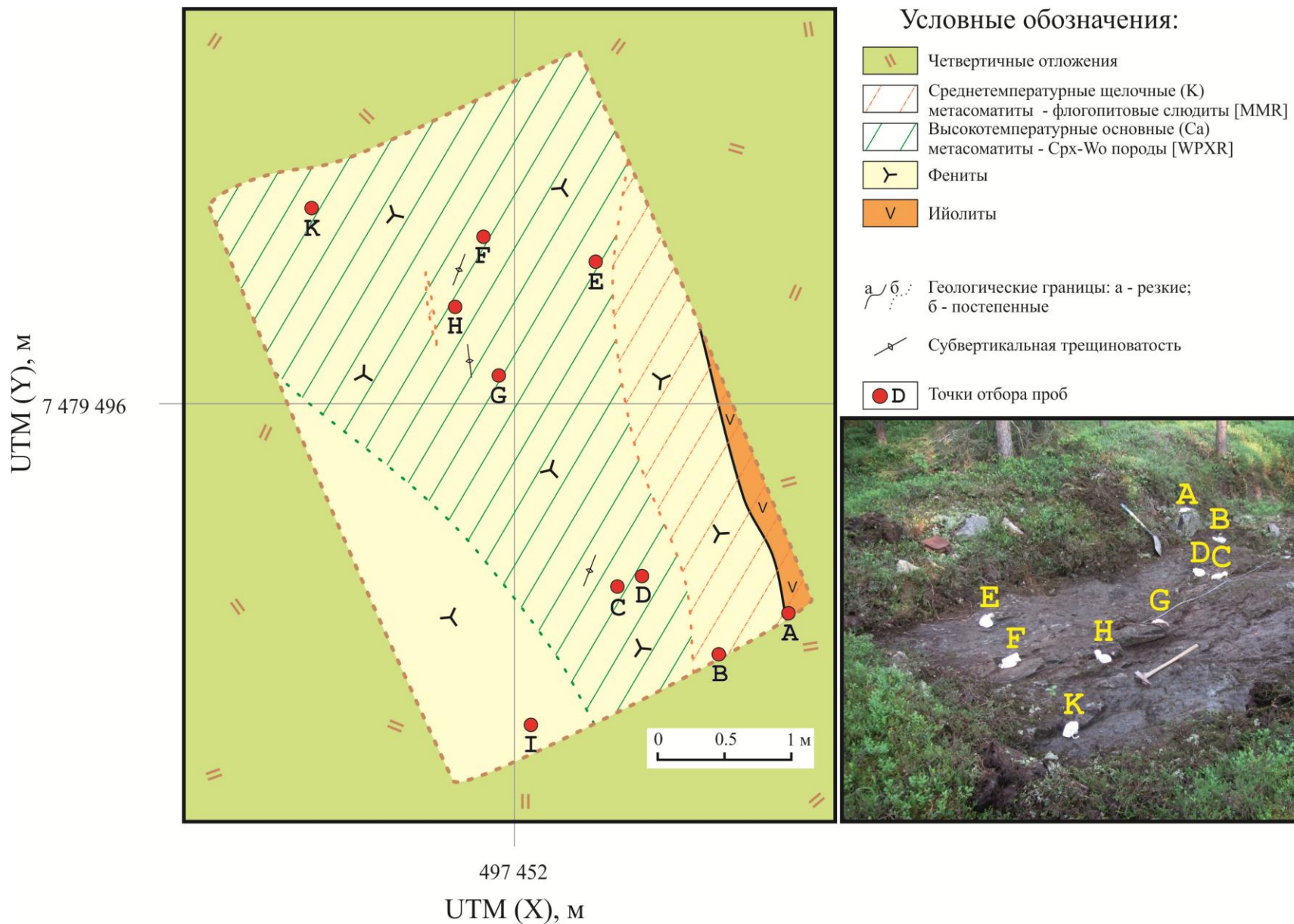


Рис. 10. Геологическая схема зачистки в точке наблюдения EK12-043

Несмотря на то, что карбонатиты в структуре массива занимают по объему резко подчиненное положение относительно пород фойдолитового комплекса, они все же достаточно широко распространены и присутствуют в кернах обеих скважин, а также наблюдаются в поисковых канавах на юго-востоке массива, по которым нами был построен юго-восточный детальный разрез (см. Рис. 5). Необходимо отметить, что в настоящей работе термин «карбонатит» применяется в более широком смысле, чем принято в системе классификации IUGS⁶, согласно которой породу относят к карбонатитам только в том случае, если она «плутонического или вулканического происхождения» и «содержит более 50 % модальных карбонатов» (Le Maitre *et al.*, 2002, стр. 10). При описании карбонатитов Озерной Варакы использовался расширенный объем данного понятия, предложенный в обзоре «Carbonatites and carbonatites and carbonatites» Р. Митчеллом (2005). Согласно аргументированной позиции данного исследователя, к карбонатитам *sensu lato* следует относить «любую породу, состоящую более чем на 30 % из произвольного первично магматического карбоната независимо от содержания в ней кремнезема» (там же, стр. 2051). Это позволило избежать излишней терминологической «громоздкости» при описании всего разнообразия карбонат-содержащих пород контактового ореола массива. Кроме того, вслед за многими исследователями (Булах, Иваников, 1984; Самойлов, 1984; Зайцев, 2010; Геологический словарь, 2011), к карбонатитам были отнесены и те породы, у которых присутствуют признаки их гидротермально-метасоматического генезиса. При классификации учитывались минеральный состав, содержание петрогенных компонентов и структурные характеристики пород (Kresten, 1983; Woolley, Kempe, 1989; Le Maitre *et al.*, 2002). Установлено по меньшей мере три разновидности карбонатитов, различающихся по морфологии тел, вещественному составу и генетическим особенностям. Две разновидности представлены монокарбонатными кальциокарбонатитами и одна – поликарбонатными феррокарбонатитами. Кальцитовые карбонатиты, в свою очередь, делятся по своим структурным особенностям на мелко- и среднезернистые альвикиты (*alvikite*) и крупно- и гигантозернистые сёвиты (*sövite*) (Рис. 11).

Альвикиты слагают маломощные ветвящиеся жилы, окруженные фенитами, претерпевшими еще один этап метасоматической переработки. Мощность жил и прожилок варьирует от первых сантиметров до первых дециметров, в редких случаях – более метра. Текстура пород разнообразная (массивная, такситовая, неяснополосчатая), структура преимущественно пойкилобластовая, реже – гранобластовая, средне- и мелкозернистая (Рис. 11а,б). Данные породы сложены несколькими минеральными ассоциациями: (а) [кальцит + волластонит + геденбергит + нефелин + титан-содержащий андрадит], (б) [кальцит + геденбергит + анортотлаз ± волластонит ± титан-содержащий андрадит] и (в) [кальцит + эгирин-авгит ± биотит]. Основными акцессорными минералами для всех трех ассоциаций являются апатит и титанит. Во всех ассоциациях кальцит – доминирующий минерал, остальные минеральные фазы присутствуют в переменном количестве. В связи с этим в альвикиты включены как собственно карбонатиты, так и силикокарбонатиты с содержанием $\text{SiO}_2 > 20$ мас. %.

⁶ International Union of Geological Sciences – Международный союз геологических наук

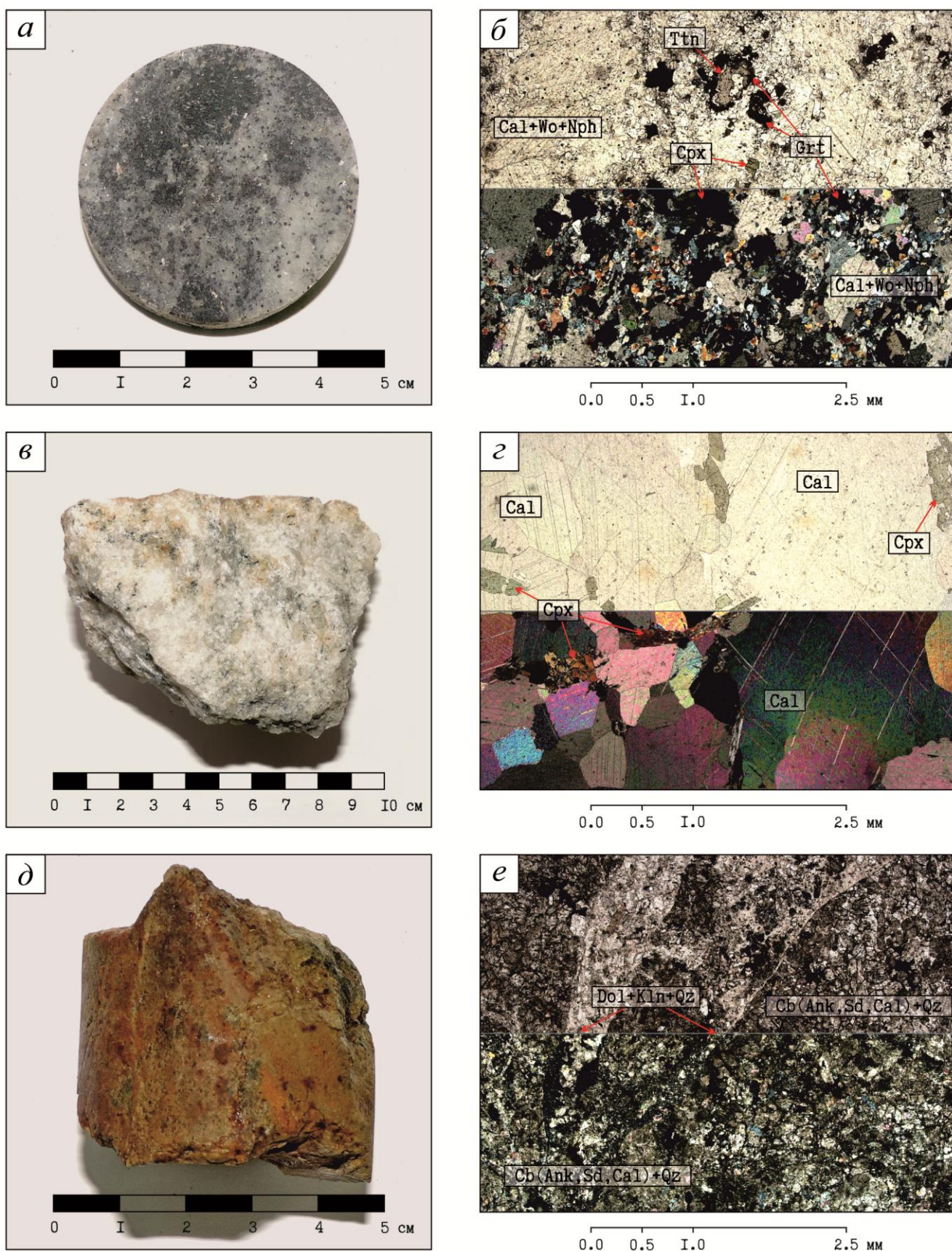


Рис. 11. (а, в, д) Общий вид и (б, г, е) микроструктурные особенности типичных разновидностей карбонатитов массива Озерная Варака: а, б – альвикит (обр. 2048/263.3); в, г – сёвит (обр. ЕК12-045Л3); д, е – феррокарбонатит (обр. 2048/232.6). а – шлифованный срез, б – шлиф, в – керн; на изображениях (б, г, е) верхняя часть поля снята с одним николем, нижняя – в скрещенных николях.

В настоящей работе мелко- и среднезернистые кальцитовые карбонатиты и силикокарбонатиты, сложенные минералами нефелин-содержащей ассоциации (а) будут обозначены как альвикиты-Ia, сложенные анортоклаз-содержащей ассоциацией (б) – как альвикиты-Iб, а сложенные ассоциацией (в) (без нефелина и полевых шпатов) – как альвикиты-II.

Согласно классификации Ю.Л. Капустина (1971) первые две ассоциации относятся к ранним карбонатитам I стадии, а согласно схеме температурных фаций карбонатитов, предложенной В.С. Самойловым (1984), отвечают калишпат-кальцитовой температурной фации, причем нефелин-содержащая ассоциация (а) является наиболее высокотемпературной. Порода, сложенная подобной ассоциацией, получила собственное историческое название косенит (*kåsenite*), предложенное В.К. Брёггером (1921). Для косенита из массива Ковдор температура гомогенизации расплавных включений из различных минералов ассоциации составила от 750°C до 1020°C (Соколов, 1996). Отсутствие в составе ассоциации (в) полевых шпатов затрудняет прямое определение температурной фации, однако ряд косвенных признаков позволяет отнести ее к более низкотемпературной альбит-кальцитовой фации. Так, во фрагментах фенитов из альвикитов-II карбонат отчетливо резорбирует калиевый полевой шпат, в то время как взаимоотношения кальцита и «фенитового» альбита не реакционные. Исходя из установленных структурных взаимоотношений для контактового ореола массива Озерная Варака предполагается следующая последовательность образования: альвикиты-Ia → альвикиты-Iб → альвикиты-II. Данная последовательность отражает постепенное снижение температуры минералообразования.

Метасоматическая зональность вокруг всех жил альвикитов схожая (от оси жил): кальцитовый карбонатит → зона основных метасоматитов (преимущественно клинопироксеновых ± нефелин ± биотит) → зона щелочно-полевошпатовых пород (щелочных метасоматитов, аналогичных по минеральному составу альбитизированным породам). Мощности зон метасоматической колонки пропорциональны мощностям окружающих ими жил карбонатитов и варьируют от первых миллиметров вокруг субсантиметровых прожилок (Рис. 12) до первых метров в обрамлении относительно мощных жил. Породы, подобные основным метасоматитам по структурной позиции и минеральному составу, были описаны В.К. Брёггером (1921) под собственным названием твейтозиты (*tveitåsite*). В настоящий момент времени они рассматриваются в качестве меланократовой разновидности фенитов (Le Maitre et al., 2002; Геологический словарь, 2012).

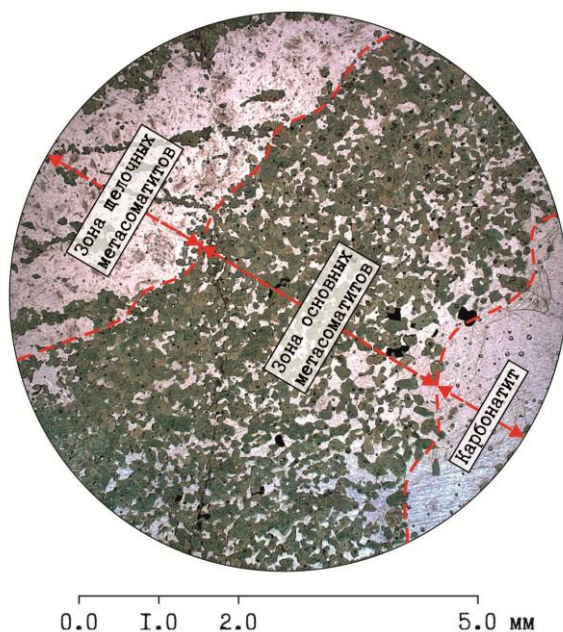


Рис. 12. Типовая метасоматическая зональность в приконтактовой области субсантиметрового прожилка альвикитов.

Вторую разность карбонатитов (*сёвиты*) составляют крупно- и гигантозернистые анхимоминеральные кальцитовые породы, слагающие преимущественно достаточно мощные (от первых дециметров до первых метров в поперечнике) дайкоподобные тела (Рис. 13). Их минеральный состав очень однороден: 95-98 об.% кальцита и 2-5 об.% клинопироксена (эгирин-авгита) и флогопита, причем степень идиоморфизма карбоната зачастую выше, чем у темноцветных минералов (см. Рис. 11*б,г*). В качестве акцессорного минерала помимо апатита и титанита присутствует циркон. Данные карбонатиты Ю.Л. Капустиным были отнесены к эгирин-биотитовой минералогической фации ранних карбонатитов II стадии (Капустин, 1971, стр. 89-90, 93-94). По своему минеральному составу сёвиты сходны с альвикитами-II. Предположительно сёвиты также относятся к карбонатитам альбит-кальцитовый температурной фации (Самойлов, 1984), или, по С.В. Соколову (1996), к карбонатитам II. Данные карбонатиты установлены лишь в юго-восточном детальном разрезе, в котором они приурочены к единой зоне шириной 30 м (см. Рис. 5). В пределах этой зоны фенитизированные гнейсы преобразованы в полнопроявленные метасоматиты, сходные по минеральному составу с фенитами фойдолитового этапа, однако за пределами зоны степень метасоматической переработки уже на расстоянии нескольких метров резко снижается.

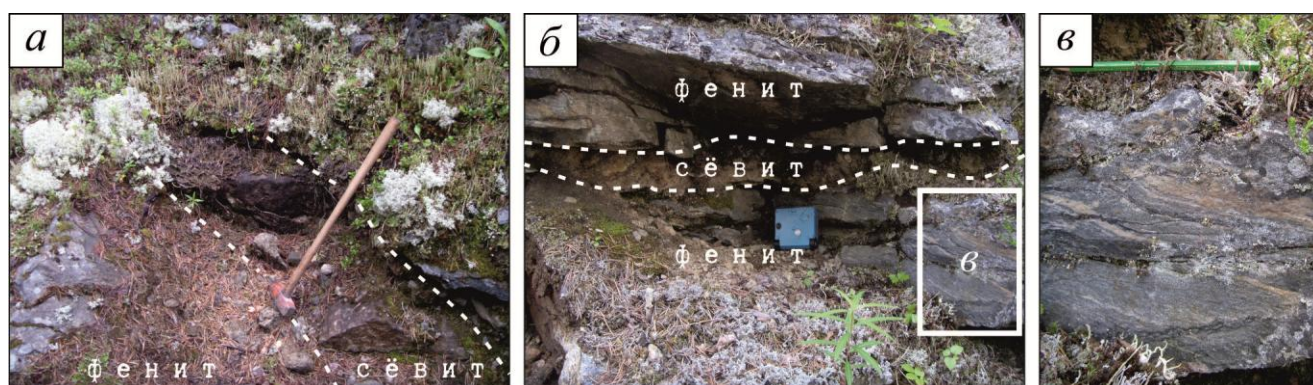


Рис. 13. Морфология тел сёвитов: *а* – дайка сёвитов, полого падающая в сторону контакта интрузива (точка отбора проб ЕК12-045Л, Рис. 5); *б* – маломощная линза, сложенная сёвитами (вблизи от точки отбора пробы ЕК12-045М, Рис. 5). На фото (*в*) – детализированный участок в непосредственной близости от контакта с сёвитами, указанный на изображении (*б*) прямоугольником. Отчетливо видна характерная для фенитов полосчатая текстура, обусловленная присутствием лейкократовых (щелочно-полевошпатовых) и меланократовых (сложенных преимущественно клинопироксеном) слоев.

Самыми поздними из исследованных карбонатитов являются интенсивно ожелезненные поликарбонатные породы (*феррокарбонатиты*) со сложным внутренним строением (см. Рис. 11*д,е*), секущие в виде единичных маломощных (первые дециметры) прожилков и жил замещения альвикиты-I. В данных породах широко распространены теньевые структуры ранних карбонатитов, обусловленные присутствием полных карбонатных псевдоморфоз по темноцветным минералам. Мелкозернистая вплоть до микрозернистой структура данных образований затрудняет оптическую диагностику большинства минеральных фаз и локальное определение химического состава минералов. В связи с этим оценка минерального состава производилась в первую очередь с помощью рентгенофазового анализа,

показавшего присутствие кварца, сидерита, доломита и кальцита (минеральные фазы указаны в порядке убывания содержаний). Подобная ассоциация характерна для карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации (Самойлов, 1984), или, по С.В. Соколову (1996), для карбонатитов IV. Несмотря на широкое распространение в феррокарбонатитах силикатных минералов, среди них, так же как и среди альвикитов, есть как собственно карбонатиты, так и силикокарбонатиты с содержанием $\text{SiO}_2 > 20$ мас. %.

Породы эндоконтакта в пределах исследованных разрезов представлены неравномернотернистыми шорломитовыми ийолитами и мельтейгитами, состоящими из клинопироксена (35-70 об. %), нефелина (20-50 об. %) и меланита (2-5 об. %) (Рис. 14). По мере увеличения цветового индекса установлено падение степени идиоморфизма пойкилитовых кристаллов нефелина и увеличение размерности включений клинопироксена. Изометричные меланитовые зерна содержат в себе хадокристаллы как нефелина, так и клинопироксена. Наблюдается прожилковое и объемное замещение нефелина канкринитом, по меланиту развивается (?) титанит. На юго-западе массива в эндоконтакте присутствует узкая, мощностью 2-4 м, зона массивных мелкозернистых апоййолитовых метасоматитов, примыкающих к волластонит-пироксеновым породам экзоконтакта. Апоййолитовые метасоматиты преимущественно сложены клинопироксеном (диопсидом) и не содержат граната.

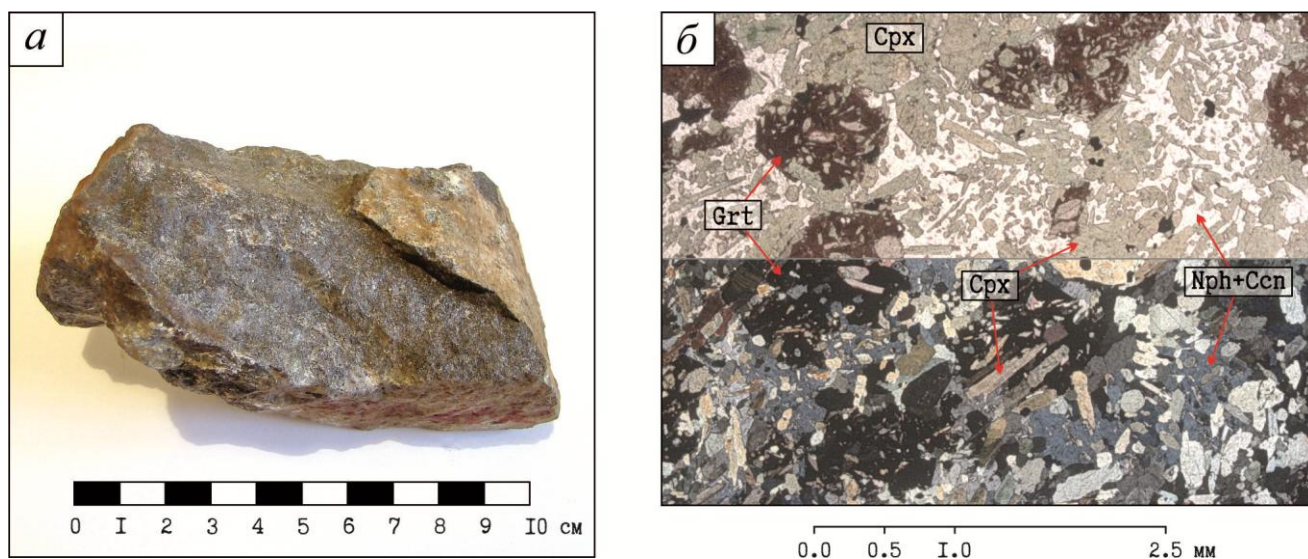


Рис. 14. Шорломитовый ийолит из эндоконтакта интрузива Озерная Варака (обр. S07-60K): (а) общий вид породы и (б) ее микроструктурные особенности. На изображении (б) верхняя часть поля снята с одним николем, нижняя – в скрещенных николях.

Таким образом, полевые исследования и последующее петрографическое изучение отобранного материала показало, что биотит-олигоклазовые гнейсы в обрамлении массива Озерная Варака были преобразованы в ходе нескольких этапов метасоматической переработки. С внедрением расплавов щелочного состава связано образование основного объема метасоматитов контактового ореола, слагающих типичную метасоматическую колонку фенитизации (по направлению к контакту): неизменный гнейс (протолит) → зона кварцсодержащих фенитизированных гнейсов → зона бескварцевых клинопироксен-полевошпатовых фенитов → ийолит эндоконтакта (источник флюида). Необходимо отметить,

что даже на значительном удалении от контакта (500 и более метров) среди неизмененных гнейсов присутствуют участки с интенсивным прожилковым окварцеванием. Данные образования, по всей видимости, также являются составляющей рассмотренной колонки, представляя собой ее фронтальную зону, в которую сбрасывался вынесенный из фенитизированных гнейсов и фенитов кремнезем.

Внедрение карбонатитов привело к преобразованию уже сформированных фенитизированных пород, в результате чего образовалась дополнительная метасоматическая колонка, наблюдающаяся в обрамлении кальцитовых карбонатитов (по направлению к контакту с карбонатитом): фенит или фенитизированный гнейс (протолит) → зона полевошпатовых пород → зона твейтозитов (кальцит-пироксеновых пород ± нефелин ± биотит) → карбонатит (источник флюида). На юго-западном контакте интрузива воздействию карбонатитового флюида подверглись как фениты экзоконтакта, так и ийолиты эндоконтакта. Первые были преобразованы в волластонит-клинопироксеновые породы, а вторые – в своеобразные метасоматические клинопироксениты.

Посткарбонатитовый метасоматоз выражен в присутствии в пределах контактового ореола множества разнообразных по минеральному составу жил замещения в фенитизированных породах, кальцитовых карбонатитах и метасоматитах карбонатитового этапа. К таковым относятся: альбитизированные породы, развитые по фенитам и фенитизированным гнейсам; феррокарбонатиты – по кальцитовым карбонатитам; биотитовые слюдиты – по волластонит-клинопироксеновым породам. По всей видимости, формирование данных разновидностей метасоматитов контролировалось трещинными системами. Отчетливой зональности для данных жил обнаружено не было.

Глава 4. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА

При петрографическом изучении было установлено, что большинство метасоматитов контактового ореола характеризуется сходным набором минеральных фаз (Таблица 2). Проведенные исследования породообразующих и акцессорных минералов позволили на основании наблюдаемых закономерностей их локализации в данных породах, особенностей химического состава минералов и их микроструктурных взаимоотношений сделать выводы о последовательности минералообразования и выделить в породах экзоконтакта несколько парагенетических ассоциаций. «Сквозные» минеральные фазы (клинопироксен, щелочные полевые шпаты, апатит, титанит), присутствующие в большинстве изученных образцов экзоконтактовых пород, характеризуются индивидуальным составом петрогенных и примесных компонентов, то есть обладают специфическими типохимическими особенностями. В большинстве исследованных образцов пород было установлено присутствие представителей сразу нескольких парагенезисов. При этом количественные соотношения разновозрастных минеральных фаз в них варьируют, что обусловлено различной полнотой проявленности метасоматических преобразований и степенью устойчивости минералов в наложенных процессах.

Таблица 2. Полуколичественный модальный минеральный состав (об.%) представительных проб ведущих типов пород экзоконтакта массива Озерная Варак

Минеральная фаза	Kolb-33	S07-60A	S07-60B	S07-60F	2048/263.3	EK12-045Π2	S07-60C
	GNS	FGNS	FEN	WPXR	ALV-Ia	SÖV	ALBR
	1	2	3	4	5	6	7
<i>Плагиоклаз</i>	49.9	5.4	–	–	–	–	–
<i>К-полевой шпат</i>	9.4	17.3	17.4	0.8	–	–	16.1
<i>Кварц</i>	34.4	13.6	–	–	–	–	–
<i>Биотит</i>	4.7	0.4	–	–	–	0.7	–
<i>Амфибол</i>	–	0.2	–	–	–	–	–
<i>Альбит</i>	–	54.8	65.6	5.9	–	–	77.5
<i>Клинопироксен</i>	–	6.7	13.9	29.1	18.6	2.8	6.2
<i>Волластонит</i>	–	–	–	48.4	22.0	–	–
<i>Нефелин*</i>	–	–	–	–	15.7	–	–
<i>Гранат</i>	–	–	–	–	6.4	–	–
<i>Титанит</i>	0.4	0.8	0.6	0.3	2.7	–	ед. з.
<i>Апатит</i>	0.3	0.4	0.6	5.0	3.1	0.1	0.1
<i>Кальцит</i>	0.3	–	1.7	10.4	30.7	96.4	ед. з.
<i>Сульфиды**</i>	0.2	0.4	0.2	0.2	0.8	–	0.1
<i>Гидрооксиды Fe</i>	0.5	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	–	ед. з.

Примечание. GNS – биотит-олигоклазовый гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), SÖV – сёвит, ALBR – альбитит (перечень использованных индексов пород приведен в начале работы); * – указано суммарное содержание нефелина и замещающего его канкринита; ** – преимущественно пирротин и пирит.

4.1. Кварц

Присутствие кварца установлено в неизменных и фенитизированных гнейсах, а также в феррокарбонатитах. В первых двух типах пород данный минерал формирует ксеноморфные изометричные или ориентировано-удлиненные порфировласты и является породообразующим (Таблица 2). Средняя величина диаметра кварцевых индивидов составляет около 0.4 мм, варьируя в диапазоне от 0.1 до 0.9 мм. Для зерен кварца из фенитизированных гнейсов типично наличие амфиболовых (на удалении от контакта) и пироксеновых (вблизи зоны фенитов) кайм (см. Рис. 6), появление которых и является типоморфным признаком начальной стадии фенитизации. В отличие от кварца неизменных гнейсов, в кварце фенитизированных гнейсов отсутствует волнистое погасание, а в краевых частях кварцевых обособлений иногда наблюдаются мелкие включения новообразованного клинопироксена. В зоне апогнейсовых фенитов кварц полностью исчезает. В феррокарбонатитах микрогранобластовые агрегаты кварца занимают интерстиции между зернами разнообразных карбонатов. В данном типе пород кварц по содержанию также является породообразующим минералом.

4.2. Плагиоклаз

Типичный минерал гнейсов, так же как и кварц, является реликтовой фазой для зоны фенитизированных гнейсов. Основываясь на определении состава плагиоклазов по методу Мишель-Леви (метод максимального симметричного погасания) (Саранчина, 2000), было определено, что плагиоклаз в гнейсах является олигоклазом (An_{27-31}). В данном типе пород плагиоклаз наблюдается в виде мелких (менее 0.5 мм в поперечнике) изометричных полигональных зерен, слагающих основной объем породы. В фенитизированных гнейсах тем же методом установлено присутствие более кислой разности олигоклаза, что было подтверждено определением его химического состава⁷ - $Ab_{79} An_{19} Or_2$ (Таблица 3). При этом, по сравнению с неизменными гнейсами, содержание плагиоклаза заметно уменьшается (см. Таблицу 2). Плагиоклаз подобного состава слагает центральные участки зональных ксеноморфных полевошпатовых обособлений и отчетливо выделяется при оптическом изучении за счет интенсивно проявленного процесса серицитизации. От центра зерен к периферии олигоклаз замещается мономинеральной альбитовой зоной, сменяющейся альбит-калишпатовыми срастаниями (Рис. 15а). Новообразованные фазы не затронуты вторичными изменениями. При переходе к зоне апогнейсовых полевошпат-клинопироксеновых фенитов олигоклаз исчезает из пород.

⁷ При расчетах химических формул полевых шпатов использовался классический метод пересчета «по кислороду» (Булах и др., 1995) на 8 атомов О. При определении минерального состава кроме ортоклазового (Or), альбитового (Ab) и анортитового (An) компонентов учитывались содержания цельзиановой (Ce ; $BaAl_2Si_2O_8$) и слаусонитовой (Sl ; $SrAl_2Si_2O_8$) молекул. $Or = K/\Sigma$, $Ab = Na/\Sigma$, $An = Ca/\Sigma$, $Ce = Ba/\Sigma$, $Sl = Sr/\Sigma$, где K , Na , Ca , Ba и Sr – атомные количества элементов исходя из анализа, а Σ – их сумма. Здесь и далее в минеральной форме записи составов полевых шпатов указывается количество цельзиановых и слаусонитовых молекул при их содержании ≥ 1 мол.%.

4.3. Щелочные полевые шпаты

Разнообразные К- и Na-полевые шпаты присутствуют в качестве породообразующих фаз в подавляющем большинстве видов пород контактового ореола: в неизменных и фенитизированных гнейсах, апогнейсовых полевошпат-клинопироксеновых фенитах, альбититах, калишпатолитах и альвикитах-Iб, а так же в обрамляющих их полевошпатовых метасоматитах из зон вторичного ощелачивания. В неизменных гнейсах широко распространен микроклин, мелкие (до 0.5 мм в поперечнике) ксеноморфные реликтовые зерна которого присутствуют и в фенитизированных гнейсах, где они подвергались растворению, пелитизации и перекристаллизации, вплоть до исчезновения полисинтетических двойников. Помимо того, как уже упоминалось, в фенитизированных гнейсах наблюдаются микрозернистые альбит-калишпатовые агрегаты (Ab-1, Kfs-1), которые замещают реликтовый олигоклаз (Рис. 15а), а также формируют каймы вокруг корродированных лейст биотита.

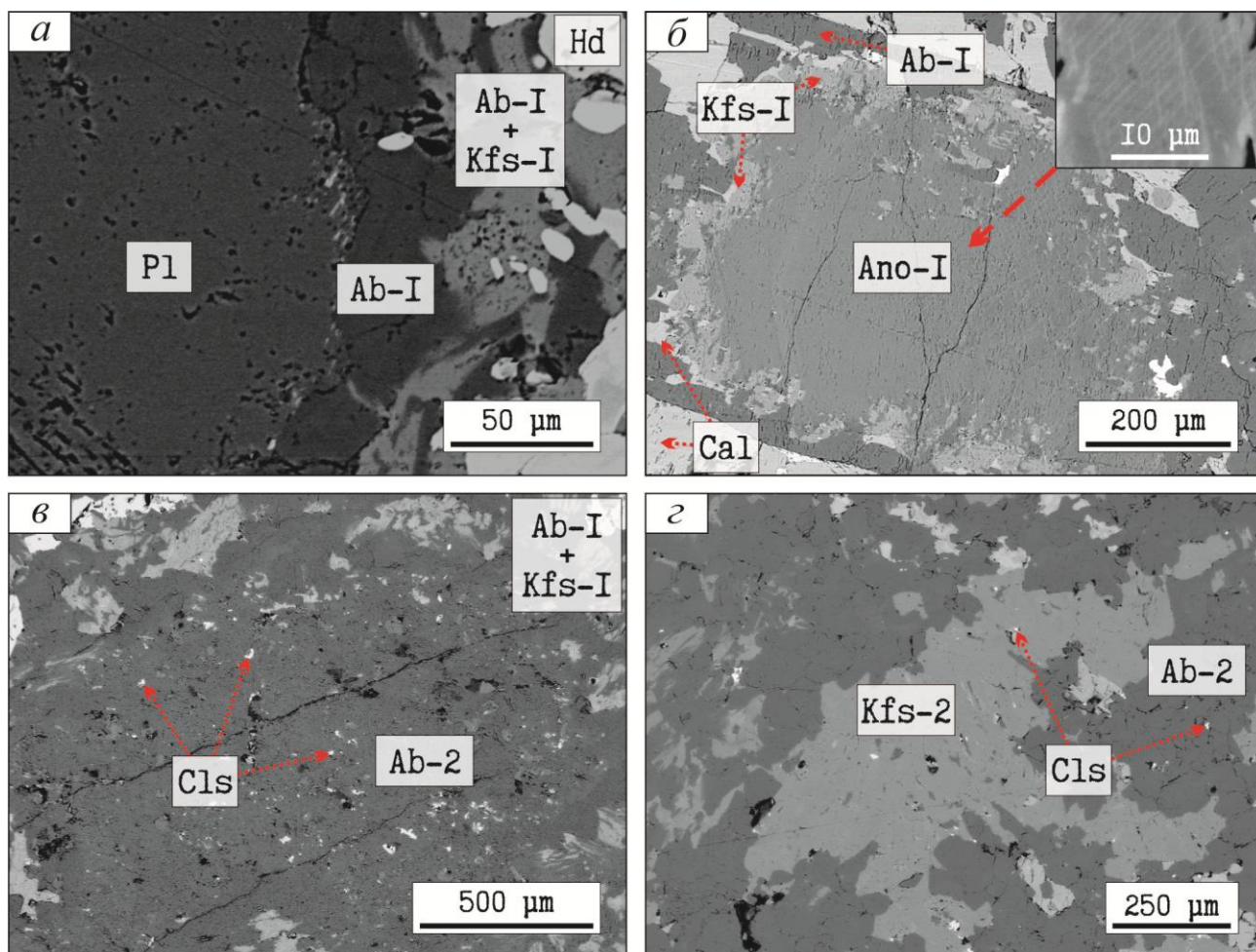


Рис. 15. Характер взаимоотношений полевых шпатов различных генераций (пояснения в тексте): *а* – замещение олигоклаза (Pl) альбитом (Ab-1) и калиевым полевым шпатом (Kfs-1) ранних генераций; *б* – псевдоморфное замещение анортоклаза ранней генерации (Ano-1) альбитом и калиевым полевым шпатом ранних генераций. На врезке – внутренняя структура анортоклаза; *в* – ойкокристалл альбита второй генерации (Ab-2), переполненный микровключениями цельзиана (Cls); *з* – альбит и калиевый полевой шпат поздних генераций (Ab-2 и Kfs-2 соответственно) из альбитизированных пород. Все изображения – в обратно рассеянных электронах.

В апогнейсовых фенитах альбит и К-полевой шпат составляют основной объем пород. Состав их сходен с Ab-1 и Kfs-1 из фенитизированных гнейсов [соответственно $Ab_{99-96} An_{0-3} Or_1$ (без Ba и Sr) и $Or_{92-85} Ab_{7-15} An_{0-1} Ce_{0-1}$ (без Sr)]. Отмечается тенденция к увеличению содержания альбитового компонента в К-полевошпате данной генерации по направлению к контакту (Таблица 3, последовательность анализов $3 \rightarrow 5 \rightarrow 22 \rightarrow 9 \rightarrow 12$). Кроме того, в ряде образцов фенитов наблюдаются гломеробластовые скопления гипидиоморфных таблитчатых (коэффициент удлинения 1.5) кристаллов анортоклаза ($Ab_{75} Or_{24} An_1 Ce_1$; Ано-1), интенсивно замещенных Ab-1 и Kfs-1 с формированием зональных псевдоморфоз с внутренней калишпатовой и внешней альбитовой зонами (Рис. 15б). Зерна анортоклаза относительно крупные (до 1.5 мм по удлинению). В породе для них характерно цепочечное распределение, что, по всей видимости, обусловлено их приуроченностью к флюидопроницаемым трещинным системам. Во многих случаях в ассоциации с перечисленными минералами присутствует кальцит, резорбирующий калишпат. Однако его соотношения с альбитом не реакционные.

На диаграмме в координатах молекулярных содержаний минералов ортоклаза – альбита – анортита фигуративные точки составов анортоклаза из апогнейсовых фенитов находятся вблизи поля полевых шпатов, устойчивых при высоких температурах, но нестабильных при низких (Рис. 16). Действительно, при изучении зерен данного состава с помощью электронного микроскопа при больших увеличениях видно, что их внутреннее строение не гомогенно (Рис. 15б, врезка). Они состоят из субмикронных закономерных срастаний натровой и калиевой фаз, что, по всей видимости, является структурой распада твердого раствора (микропертит).

Своеобразен состав полевых шпатов, слагающих альбититы, которые наряду с Ab-1 и Kfs-1 представлены Sr-содержащим альбитом ($Ab_{92} An_6 Or_1 Sl_1$; Ab-2) и Ba, Sr-содержащим калиевым полевошпатом ($Or_{85-87} Ab_{11-13} An_0 Sl_1 Ce_{1-2}$; Kfs-2) (Таблица 3, анализы №№ 18 – 21). Морфология зерен щелочных полевых шпатов данной генерации специфична. Выше описанные ранние альбит и калиевый полевой шпат в большинстве случаев наблюдаются в виде тесных срастаний мелких (0.2-0.5 мм по удлинению) таблитчатых кристаллов различной степени идиоморфизма (преимущественно – гипидиоморфных). Щелочные полевые шпаты второй генерации из альбитизированных пород, напротив, формируют две обособленные фазы, слагающие относительно более крупные (до 1.0 мм и более) ксеноморфные «амебовидные» зерна (Рис. 15в,г). Кроме того, в ойокристах данных полевых шпатов повсеместно наблюдаются микровключения цельзиана.

В волластонит-клинопироксеновых породах полевые шпаты присутствуют лишь в виде единичных, интенсивно резорбированных зерен анортоклаза, богатых барием ($Ab_{50} Or_{47} An_1 Ce_2$; 1.3 мас.% BaO; Ано-1). Еще большей обогащенностью барием на фоне высокого содержания стронция характеризуются анортоклазы из альвикитов-Iб ($Ab_{62} Or_{24} An_4 Sl_5 Ce_4$; 2.3 мас.% BaO, 1.9 мас.% SrO; Ано-2). Однако для последнего не характерны реакционные соотношения с прочими минеральными фазами карбонатитовой ассоциации. Здесь ксеноморфные обособления анортоклаза, так же как и кальцита, занимают интерстиционное положение между гипидиоморфными зернами клинопироксена, апатита и титанита, в ряде случаев пойкилитово их включая.

Таблица 3. Химический состав полевых шпатов (№№ 1-22) и нефелина (№№ 23, 24) из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	S07-60A			S07-60B			S07-60D			S07-60E		
	FGNS			FEN			FEN			FEN		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	8.92	10.25	0.80	11.05	1.06	8.26	10.40	10.22	1.79	11.71	11.33	1.81
Al ₂ O ₃	22.99	20.12	18.23	19.83	18.95	18.32	19.05	18.90	17.62	19.23	19.60	18.39
SiO ₂	63.30	69.15	65.70	68.93	64.11	68.06	70.29	70.41	65.38	68.76	69.19	63.71
K ₂ O	0.33	0.19	15.77	0.12	15.30	3.99	0.13	0.13	14.93	0.16	0.26	15.72
CaO	3.93	0.57	0.07	0.27	0.22	0.17	0.19	0.04	н/п	0.06	0.11	0.05
FeO _T ***	0.09	0.10	0.19	0.12	0.11	0.23	0.23	0.37	0.28	0.45	0.22	0.15
SrO	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
BaO	н/п	0.07	0.18	0.08	0.63	0.31	0.19	н/п	0.10	н/п	н/п	0.48
Сумма	99.56	100.45	100.94	100.40	100.38	99.34	100.48	100.07	100.10	100.37	100.71	100.31
Содержание катионов на формульную единицу полевых шпатов в расчете на 8(O)												
Si	2.81	3.00	3.01	2.99	2.96	3.03	3.04	3.05	3.01	3.00	3.00	2.96
Al	1.20	1.03	0.98	1.02	1.03	0.96	0.97	0.96	0.96	0.99	1.00	1.01
Fe ³⁺	<0.005	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
K	0.02	0.01	0.92	0.01	0.90	0.23	0.01	0.01	0.88	0.01	0.01	0.93
Na	0.77	0.86	0.07	0.93	0.09	0.71	0.87	0.86	0.16	0.99	0.95	0.16
Ca	0.19	0.03	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ba	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01
Sr	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Сумма	4.99	4.92	4.99	4.96	5.00	4.96	4.91	4.89	5.02	5.01	4.97	5.08
Содержания миналов*												
<i>Ab</i>	78.9	95.8	7.1	97.8	9.3	74.9	97.8	98.9	15.4	98.8	98.0	14.8
<i>An</i>	19.1	2.9	0.3	1.3	1.1	0.8	1.0	0.2	< 0.05	0.3	0.5	0.2
<i>Or</i>	1.9	1.1	92.2	0.7	88.5	23.8	0.8	0.8	84.5	0.9	1.5	84.2
<i>Sl</i>	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
<i>Ce</i>	< 0.05	0.1	0.3	0.2	1.1	0.6	0.4	< 0.05	0.2	< 0.05	< 0.05	0.8
**	Pl	Ab-1	Kfs-1	Ab-1	Kfs-1	Ano-1	Ab-1	Ab-1	Kfs-1	Ab-1	Ab-1	Kfs-1

Примечание. Содержания оксидов приведены в мас.%, н/п – ниже предела обнаружения. FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит. *При расчете учитывались содержания миналов слаусонита (*Sl*; SrAl₂Si₂O₈) и цельзиана (*Ce*; BaAl₂Si₂O₈). Содержания миналов полевых шпатов приведены в молекулярных процентах. ** Принадлежность к одной из описанных в тексте генераций. ***Здесь и далее FeO_T – содержание общего железа, представленного в форме FeO. FeO_T = (Fe²⁺ + Fe³⁺)×1.2865 либо FeO_T = FeO + Fe₂O₃×0.8998 (компоненты - в мас.%).

Таблица 3. (Продолжение)

Компо- ненты	S07-60F	2048 /230.4	2044 /129.2		S07-60C						Компо- ненты	2048 /263.3	2044 /163.3
	WPXR 13	ALV-Iб 14	ALV-II*		17	18	19	20	21	22		ALV-Ia 23	TVTS* 24
Na ₂ O	5.51	6.48	1.79	10.90	10.98	10.36	1.52	1.24	1.39	1.00	Na ₂ O	16.04	15.00
Al ₂ O ₃	19.05	20.12	18.00	18.77	17.91	20.33	17.86	17.21	17.75	17.59	Al ₂ O ₃	31.04	32.80
SiO ₂	63.14	63.43	66.42	69.38	68.65	67.33	64.63	64.50	64.43	65.42	SiO ₂	43.37	42.62
K ₂ O	7.91	3.80	14.03	0.22	0.25	0.15	15.15	15.14	14.94	15.83	K ₂ O	4.67	6.42
CaO	0.24	0.79	0.05	0.06	0.07	1.22	н/п	н/п	н/п	0.21	CaO	0.84	0.14
FeO _T	0.22	0.24	0.34	0.34	0.20	н/п	0.11	0.08	0.06	0.22	FeO	0.32	0.41
SrO	н/п	1.90	0.16	0.13	н/п	0.33	0.18	0.43	0.36	н/п	SrO	н/п	н/п
BaO	1.31	2.30	0.19	0.19	н/п	н/п	0.30	0.48	0.89	н/п	BaO	н/п	н/п
Сумма	97.38	99.06	100.98	99.99	98.06	99.72	99.75	99.08	99.82	100.27	Сумма	96.28	97.39
Содержание катионов на формульную единицу полевых шпатов (анализы 13-22) и нефелина (анализы 23,24) в расчете на 8(O) и 32(O) соответственно													
Si	2.95	2.91	3.02	3.03	3.05	2.96	3.00	3.02	3.00	3.02	Si	8.60	8.39
Al	1.05	1.09	0.96	0.97	0.94	1.05	0.98	0.95	0.97	0.96	Al	7.25	7.62
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	Fe ³⁺	0.05	0.07
K	0.47	0.22	0.81	0.01	0.01	0.01	0.90	0.90	0.89	0.93	K	1.18	1.61
Na	0.50	0.58	0.16	0.92	0.95	0.88	0.14	0.11	0.13	0.09	Na	6.17	5.73
Ca	0.01	0.04	<0.005	<0.005	<0.005	0.06	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	Ca	0.18	0.03
Ba	0.02	0.04	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	0.01	0.02	<0.005	Ba	<0.005	<0.005
Sr	<0.005	0.05	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	<0.005	0.01	0.01	<0.005	Sr	<0.005	<0.005
Сумма	5.01	4.94	4.96	4.94	4.96	4.97	5.03	5.00	5.02	5.02	Сумма	23.43	23.45
Содержания миналов**													
<i>Ab</i>	49.6	62.0	16.1	97.7	98.2	92.3	13.1	10.9	12.1	8.6	<i>Ne</i>	74.8	68.7
<i>An</i>	1.2	4.2	0.2	0.3	0.4	6.0	< 0.05	< 0.05	< 0.05	1.0		(78.5)	(72.1)
<i>Or</i>	46.8	23.9	82.9	1.3	1.5	0.9	85.9	87.2	85.4	90.4	<i>Ks</i>	14.3	19.3
<i>Sl</i>	< 0.05	5.4	0.4	0.3	< 0.05	0.9	0.5	1.1	0.9	< 0.05		(16.7)	(22.6)
<i>Ce</i>	2.4	4.4	0.3	0.3	< 0.05	< 0.05	0.5	0.8	1.6	< 0.05	<i>Q</i>	10.8	11.9
	Ano-1	Ano-2	Kfs-2	Ab-2	Ab-1	Ab-2	Kfs-2	Kfs-2	Kfs-2	Kfs-1		(4.8)	(5.3)

Примечание. WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), ALV-II – альвикит-II, ALBR – альбитит *Приведены составы полевых шпатов (анализы №№ 15, 16) зоны вторичного ошеслачиваниа и нефелина (анализ № 24) зоны базификации из обрамления альвикитов-II. **Для нефелина приведены содержания миналов как в молекулярных (без скобок), так и в весовых (в скобках) процентах.

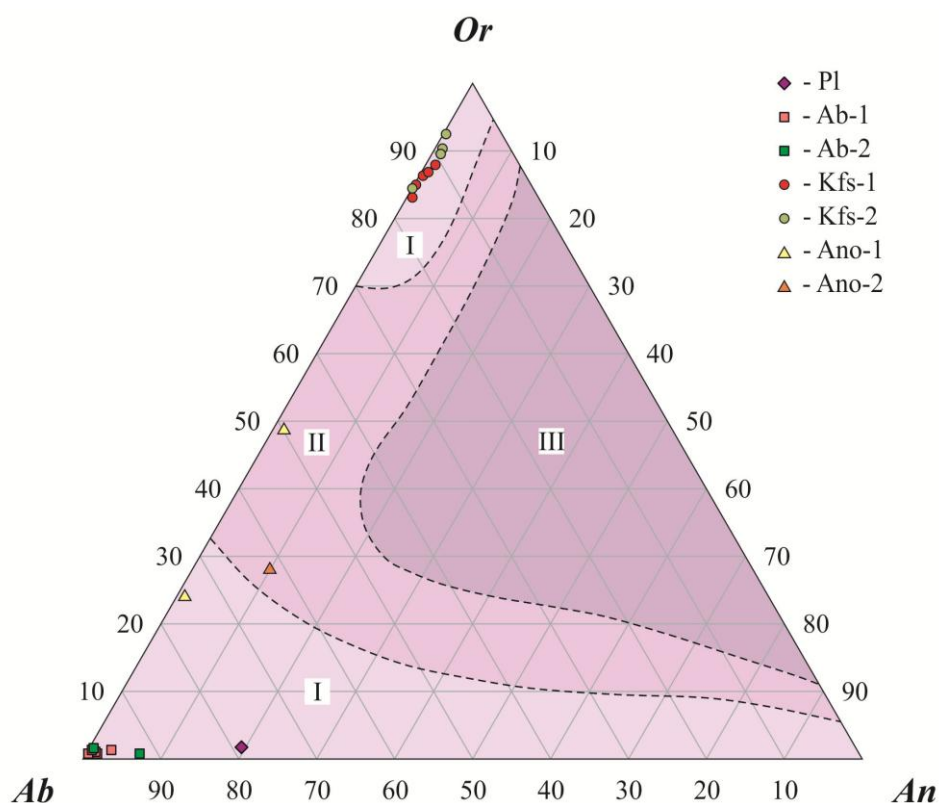


Рис. 16. Положение фигуративных точек составов полевых шпатов различных генераций на тройной барицентрической диаграмме ортоклаз (*Or*) – альбит (*Ab*) – анортит (*An*) (мол.%). Целъзиановый минал включен в ортоклазовый компонент, слаусонитовый – в анортитовый. **I** – поля составов твердых растворов, устойчивых в широком температурном диапазоне; **II** – поле составов твердых растворов, стабильных только в высокотемпературных условиях (при $T^{\circ} > 700^{\circ}\text{C}$); **III** – область несовместности (Костов, 1971).

В зонах вторичного ошелачивания из обрамления карбонатитов альбит и калиевый полевой шпат являются главными породообразующими минералами и составляют основной объем пород. Интерес представляет то, что в данном типе пород полевые шпаты находятся в реакционных соотношениях с клинопироксенами фенитов, которые они интенсивно резорбировали. Специфика химического состава как альбита, так и калиевого полевого шпата из этих пород, заключается в их относительной обогащенности и барием, и стронцием. Последнее сближает их по химизму с Ab-2 и Kfs-2 из альбититов, что подтверждает родство альбитизированных пород и полевошпатовых образований из обрамления карбонатитов.

Таким образом, в образцах пород контактового ореола установлено присутствие двух генераций высокотемпературного анортоклаза и нескольких генераций альбита и калиевого полевого шпата. Они отличны друг от друга по содержаниям бария и, в большей степени, стронция (Рис. 17), а также по локализации в различных видах метасоматитов и микроструктурным взаимоотношениям с прочими минеральными фазами. Сопоставить эти данные с опубликованными в литературных источниках не удалось, поскольку лишь в единичных работах приводятся данные по содержаниям бария в щелочных полевых шпатах, а какая-либо информация о содержаниях стронция отсутствует.

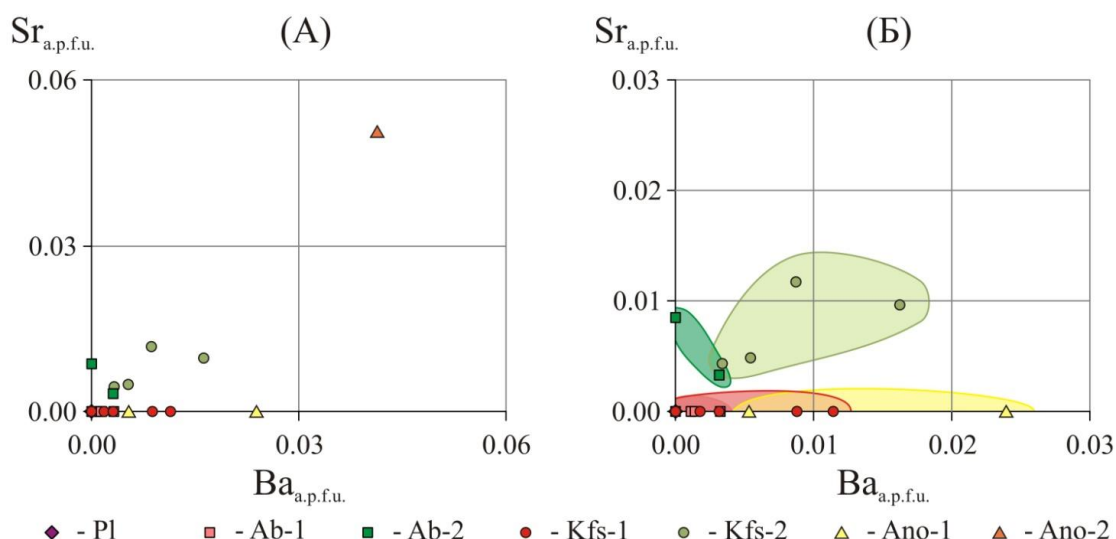
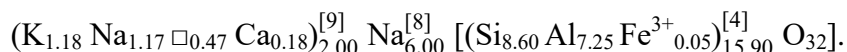


Рис. 17. Положение фигуративных точек составов полевых шпатов различных генераций на диаграмме в координатах Ba (*a.p.f.u.*)⁸ – Sr (*a.p.f.u.*). **А** – общий вид; **Б** – детализированный участок диаграммы для анализов полевых шпатов с содержанием Ba и Sr менее 0.03 *a.p.f.u.* Выделенные поля ограничивают области распределения фигуративных точек составов полевых шпатов различных генераций (пояснения в тексте).

4.4. Нефелин

Из всех исследованных образцов пород экзоконтакта присутствие нефелина установлено лишь в единичных пробах карбонатитов и силикокарбонатитов (альвикитов – Ia), а также в обрамляющих их основных клинопироксеновых метасоматитах. В прочих породных разностях контактового ореола (в том числе, в фенитах) данный минерал отсутствует. В карбонатитах нефелин ассоциирует с кальцитом, геденберgitом, волластонитом, титанитом, титанистым андрадитом и апатитом. Наблюдается два морфотипа зерен данного нефелина: ксеноморфные сегрегации, занимающие интерстиционное положение среди зерен клинопироксена, волластонита, титанита и апатита, либо изометричные «каплевидные» обособления, заключенные в пойкилитовых кристаллах кальцита (Рис. 18a). Размер зерен варьирует от первых десятков мкм до 0.4-0.5 мм. Как показало петрографическое изучение, соотношения кальцита и нефелина не реакционные. В то же время, на границе с порфирообластами граната зерна нефелина отчетливо корродированы. Стоит отметить, что в целом степень сохранности у данного нефелина чрезвычайно высока, замещения характерными вторичными минералами (канкринитом, содалитом, цеолитами) отсутствуют. Кристаллохимическая формула⁹ нефелина из альвикитов-Ia, отвечающая его химическому составу (см. Таблицу 3), такова:



⁸ Здесь и далее *a.p.f.u.* – общепотребительное сокращение для содержания атомов на формульную единицу минерала (*atoms per formula unit*).

⁹ Расчет производился по кислородному методу на кристаллохимическую формулу $\text{A}_2^{[9]}\text{B}_6^{[8]}[\text{T}_{16}^{[4]}\text{O}_{32}]$, где позицию Т занимают только Si^{4+} , Al^{3+} и Fe^{3+} , позицию А – катионы K^+ , Ca^{2+} , Na^+ и вакансии (\square), а более узкую позицию В – только Na^+ (Rossi *et al.*, 1989; Vulić *et al.*, 2011).

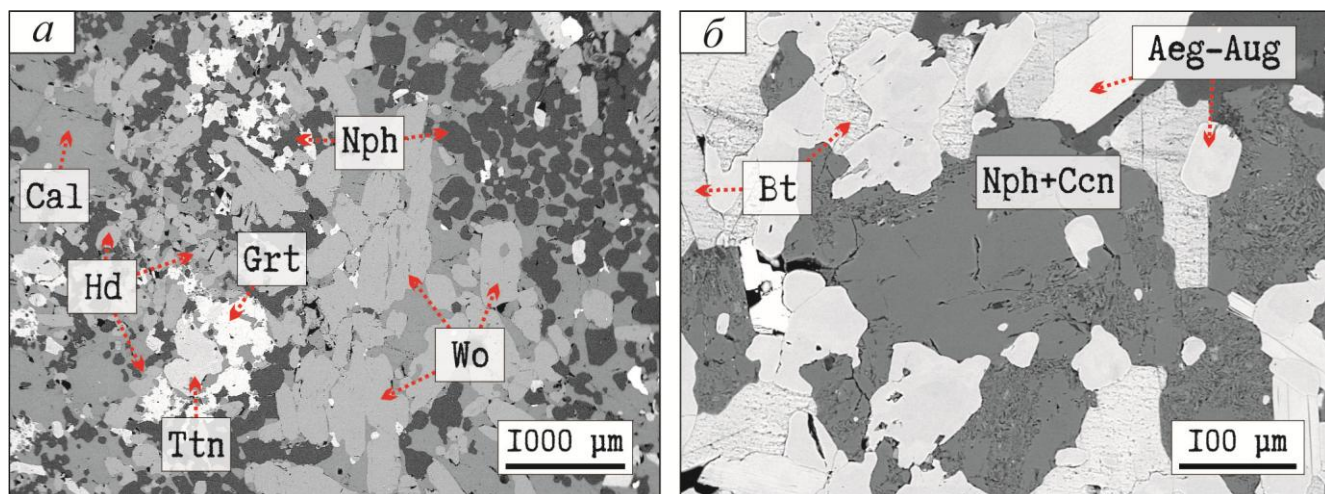


Рис. 18. Морфология зерен нефелина: *а* – из альвикита-Ia; *б* – из твейтозита (фенита, измененного под воздействием карбонатита). Оба изображения – в обратно рассеянных электронах.

В тветозитах (основных клинопироксеновых метасоматитах), сформировавшихся в обрамлении карбонатитов за счет фенитизированных гнейсов и апогнейсовых фенитов, мелкие (до 0.3-0.4 мм в поперечнике) ксеноморфные «амебовидные» нефелиновые обособления выполняют интерстиции между относительно более идиоморфными зернами клинопироксена и биотита (Рис. 18б). Наиболее крупные нефелиновые индивиды содержат пойкилитовые включения клинопироксена, однако хадакристаллов биотита не наблюдается. Для данного минерала, в отличие от вышеописанного нефелина из карбонатитов, характерны вторичные изменения, заключающиеся в канкринитизации и цеолитизации, причем объем замещающих фаз (преимущественно – канкринита¹⁰) составляет не менее 50 % объема нефелиновых зерен.

Для сравнения химических составов двух данных нефелинов удобно использовать молекулярные содержания слагающих их миалов. Ввиду повышенного содержания кальция в нефелине из альвикитов-Ia (см. Таблицу 3) учитывать при расчете только «классические» миалы нефелина (*Ne*), кальсилита (*Ks*) и кварца (*Q*), широко использующиеся в петрологии магматических щелочных пород, не достаточно корректно. Для описания составов нефелинов, богатых кальцием, применим тетраэдр с вершинами $\square_8\text{Si}_{16}\text{O}_{32}$ (*Q*) – $\text{Na}_8\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (*Ne*) – $\text{K}_8\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (*Ks*) – $\text{Ca}_4\square_4\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (*An*) (Bowen, 1912; Rossi *et al.*, 1989). Анортитовый миал, возможно, входит в состав нефелина в виде молекулы йошиокаита $\text{Ca}_{8-0.5x}\square_{0.5x}\text{Al}_{16-x}\text{Si}_x\text{O}_{32}$ ($2.8 < x < 6.0$), обладающего структурой, сходной со структурой нефелина (Vaniman, Hish, 1990; Steele, Pluth 1990).

Следует отметить некоторые тонкости расчета миального состава нефелина. Для трехкомпонентной системы $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$ весь избыточный кремнезем, оставшийся после распределения в нефелин, кальсилит и анортит, принято объединять в кварц (Hamilton, MacKenzie, 1960), то есть $Ne = \text{Na} / (\text{Si} - \text{Si}^*) \times 100$, $Ks = \text{K} / (\text{Si} - \text{Si}^*) \times 100$, $Q = (\text{Si} - \text{Si}^* - \text{Na} - \text{K}) / (\text{Si} - \text{Si}^*) \times 100$, где $\text{Si}^* = 2 \times \text{Ca}$ – количество кремнезема, связанного в анортитовом компоненте, а K, Na, Ca и Si – атомные количества элементов исходя из анализа.

¹⁰ Состав канкринита пересчитывается на формулу $(\text{Na}_{5.69}\text{Ca}_{1.33}\square_{0.98})_{8.00}[\text{Si}_{6.21}\text{Al}_{5.79}\text{O}_{24}](\text{CO}_3, \text{SO}_4)_{1.63}(\text{OH})_{0.37} \times \text{H}_2\text{O}$

Для четырехкомпонентной системы (с анортитом) существует несколько способов расчета содержаний миналов (Blancher *et al.*, 2010):

- 1) Молекулярные доли Ne , Ks , An оцениваются исходя из количества Na, K и 2Ca в структурной формуле, а Q – из избыточного Si;
- 2) Молекулярные доли Ne , Ks , An оцениваются исходя из количества Na, K и 2Ca в структурной формуле, а Q рассчитывается как половина разницы между количеством Si и Al;
- 3) Молекулярные доли всех четырех компонентов определяются путем минимизации целевой функции $R^2 = (Na - x)^2 + (K - y)^2 + (Ca - z/2)^2 + (Al - x - y - z)^2 + (Si - x - y - z - 2w)^2$, где Na, K, Ca, Al и Si – количества катионов в структурной формуле, а x , y , z и w отвечают содержаниям Ne , Ks , An и Q соответственно.

Важно то, что во всех приведенных способах в качестве конечного члена Q принято использовать Si_2O_4 , а не SiO_2 (!), как это было в вышеописанном методе расчета для трехкомпонентной системы. Третий способ, при некоторой громоздкости в применении, позволяет минимизировать влияние аналитических ошибок, однако его существенным недостатком является некорректность сопоставления полученных результатов с данными исследователей, рассчитывавших минальные составы нефелина «классическим» способом №1. Кроме того, существует критерий надежности анализов нефелина $|\Delta Al + \Delta Fe^{3+} + \Delta Si| \leq 0.10$, где $\Delta Al + \Delta Fe^{3+} + \Delta Si = 16 - \Sigma(Al + Fe^{3+} + Si)$ (Donnay *et al.*, 1959), согласно которому для обоих полученных анализов нефелина суммарная ошибка определений концентраций алюминия, железа и кремнезема (ΔAl , ΔFe и ΔSi соответственно) находится в допустимых пределах, что позволяет пренебречь процессом минимизации целевой функции. При использовании первого (наиболее употребляемого) способа содержания миналов вычисляются по формулам:

$$Ne = Na / (0.5 \times Na + 0.5 \times K + 0.5 \times Si + Ca) \times 100,$$

$$Ks = K / (0.5 \times Na + 0.5 \times K + 0.5 \times Si + Ca) \times 100,$$

$$An = 2 \times Ca / (0.5 \times Na + 0.5 \times K + 0.5 \times Si + Ca) \times 100,$$

$$Q = 0.5 \times (Si - Na - K - 2 \times Ca) / (0.5 \times Na + 0.5 \times K + 0.5 \times Si + Ca) \times 100.$$

Состав нефелина из карбонатита, пересчитанный подобным образом, $Ne_{75.6} Ks_{14.5} An_{5.5} Q_{4.4}$, а нефелина из фенита, измененного под воздействием карбонатита – $Ne_{72.5} Ks_{20.4} An_{0.8} Q_{6.3}$. То есть данные анализы нефелина характеризуются близким содержанием избыточного кремнезема, несколько большим для второго анализа, однако различаются по количеству анортитового компонента и, особенно, по соотношениям нефелинового и кальсилитового миналов. Следствием этого является то, что фигуративные точки данных составов нефелина в тетраэдре $Ne - Ks - An - Q$ располагаются по разные стороны от сечения $X_{Ne} = 0.75$, которое эквивалентно сечению «Na = 6» (Рис. 19А). То есть в нефелине из карбонатита содержание катионов натрия относительно позиции В^[8] избыточное, а в нефелине из фенита, измененного под воздействием карбонатита, – недостаточное.

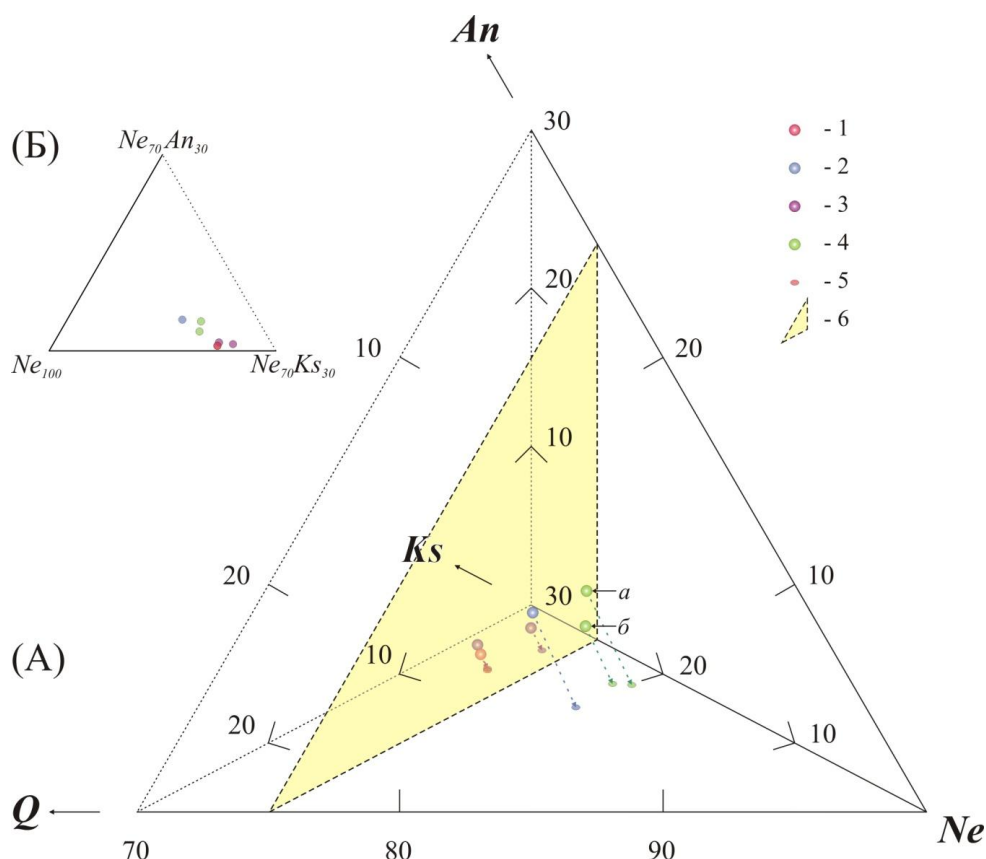
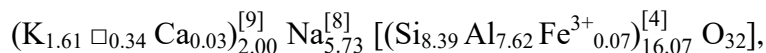


Рис. 19. (А) – положение фигуративных точек составов нефелина в тетраэдре $\square_8\text{Si}_{16}\text{O}_{32}$ (Q) – $\text{Na}_8\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (Ne) – $\text{K}_8\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (Ks) – $\text{Ca}_4\square_4\text{Si}_8\text{Al}_8\text{O}_{32}$ (An): 1 – нефелин из фенита, измененного под воздействием карбонатита, Озёрная Варака, авторские данные; 2 – нефелин из силикокарбонатита, Озёрная Варака, авторские данные; 3 – нефелин из фенита, измененного под воздействием карбонатита, Альнэ (Morogan, Woolley, 1988); 4 – нефелин, полученный в результате совместного плавления нефелинита и кальцита (Kjarsgaard, 1998) при давлении 0.2 ГПа и температурах а) 925 °С, б) 900 °С; 5 – проекции данных точек из вершины An на плоскость Ne-Ks-Q; 6 – сечение «Na = 6». Пояснения в тексте. (Б) – проекции тех же точек из вершины Q на плоскость Ne-Ks-An.

В связи с этим кристаллохимическая формула нефелина из фенита, преобразованного под действием карбонатита в твейтозит,



существенно отличается от приведенной выше формулы нефелина из альвикита-Ia.

Для сравнения, в тетраэдр Ne – Ks – An – Q также помещены составы нефелина из фенитов массива Альнэ, сходным образом измененных под воздействием карбонатитов, и нефелина, полученного в результате совместного плавления нефелинита и кальцита (Рис. 19А). Контактные измененные фениты Альнэ занимают ту же структурную позицию, что и в Озёрной Вараке: и те, и другие располагаются в обрамлении карбонатитов, в эндоконтакте переходящих в силикокарбонатиты (Skelton *et al.*, 2007). При этом в Альнэ подобные нефелинсодержащие апофенитовые породы установлены на нескольких участках и характеризуются близкими минеральными ассоциациями, общий вид которых $\text{Cpx} + \text{Nph} + \text{Cal} (\pm \text{Afs}, \pm \text{Phl}, \pm \text{Wo}, \pm \text{Ttn}, \pm \text{Anr}(\text{Ti}), \pm \text{Ap})$ (Morogan, Woolley, 1988), т.е. такой же, как и в апофенитовых основных

метасоматитах Озёрной Вараки. Что касается опыта в совместном плавлении нефелинита и кальцита (Kjarsgaard, 1998), то интерес представляет тот факт, что при давлении равном 0.2 ГПа в температурном диапазоне 900°–925°C были получены образцы с минеральным составом, похожим на установленный для силикокарбонатитов (Cal + Wol + Cpx + Nph + Anr(Ti) + Ap + Ttn). Так, породы, сформировавшиеся при температуре 925°C, имели состав Anr(Ti) + Nph + Cpx + Wol + Ap, а в эксперименте при температуре 900°C к этой ассоциации добавились кальцит и титаномagnetит.

Фигуративные точки данных составов нефелина также легли по разные стороны от сечения «Na = 6». В результате в объеме тетраэдра наблюдается два облака точек. Первое, находящееся относительно вершины *Ne* за сечением «Na = 6», включает составы нефелина из фенитов, измененных под воздействием карбонатитов (1 и 3 на Рис. 19А). Во второе, располагающееся до сечения, вошли фигуративные точки составов нефелина из альвикита-Ia и продуктов сплавления нефелинита и карбоната (2 и 4 на Рис. 19А). Наблюдающийся разброс точек связан с вариациями содержаний избыточного кремнезема. Проекция тех же точек из вершины *Q* на плоскость *Ne-Ks-An* формируют два достаточно компактных непересекающихся поля (Рис. 19Б). Различия между составами нефелина выделенных групп аналогичны вышеописанным. Они заключаются в содержаниях анортитового компонента (в нефелине первой группы ≤ 1 мол.% *An*, а в нефелине второй группы – 3-4 мол.%) и в соотношениях нефелинового и кальсилитового миналов. Величина Na/K в первой группе укладывается в диапазон 3.1...3.6, что близко к натрий-калиевому отношению 3:1 в «идеальном нефелине» Морозевича–Бюргера ($\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$). Для составов нефелина второй группы величина отношения Na к K выше и варьирует в пределах 4.3-5.2.

Отмечу также, что безкальциевые нефелины первой группы, которые в тройной системе $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$ описываются минальным составом $Ne_{69-72} Ks_{19-23} Q_{12-6}$, близки к $Ne_{71.2} Ks_{19.6} Q_{9.2}$. Установлено, что при большем содержании кальсилитового компонента, чем в нефелине данного состава, происходит резкое увеличение размеров элементарной ячейки (Hamilton, MacKenzie, 1960). В изохорических условиях это может служить одним из лимитирующих факторов для дальнейшего вхождения атомов калия независимо от его активности в среде минералообразования. В то же время увеличение содержания анортитового минала практически не влияет на изменение параметров элементарной ячейки. Приращение её объема в этом случае линейно и составляет лишь 2.2 \AA^3 на атом кальция (Donnay *et al.*, 1959).

4.5. Биотит

Триоктаэдрические слюды серии биотита – основные темноцветные минералы неизмененных гнейсов. Кроме того, присутствие биотита установлено в единичных образцах карбонатитов, а также в клинопироксеновых метасоматитах (твейтозитах), сформировавшихся в обрамлении карбонатитов за счет фенитизированных гнейсов и апогнейсовых фенитов. При переходе от неизмененных к фенитизированным гнейсам даже на значительном удалении от контакта наблюдается его резорбция и замещение амфиболом. Вблизи зоны фенитов

присутствуют лишь единичные чешуйки биотита, окаймленные альбит-калишпатовым агрегатом и/или замещающиеся амфиболом и микрогранобластовыми сегрегациями клинопироксена (Рис. 20). Так же, как и прочие члены парагенезиса протолита, при переходе к апогнейсовым фенитам этот минерал полностью исчезает.

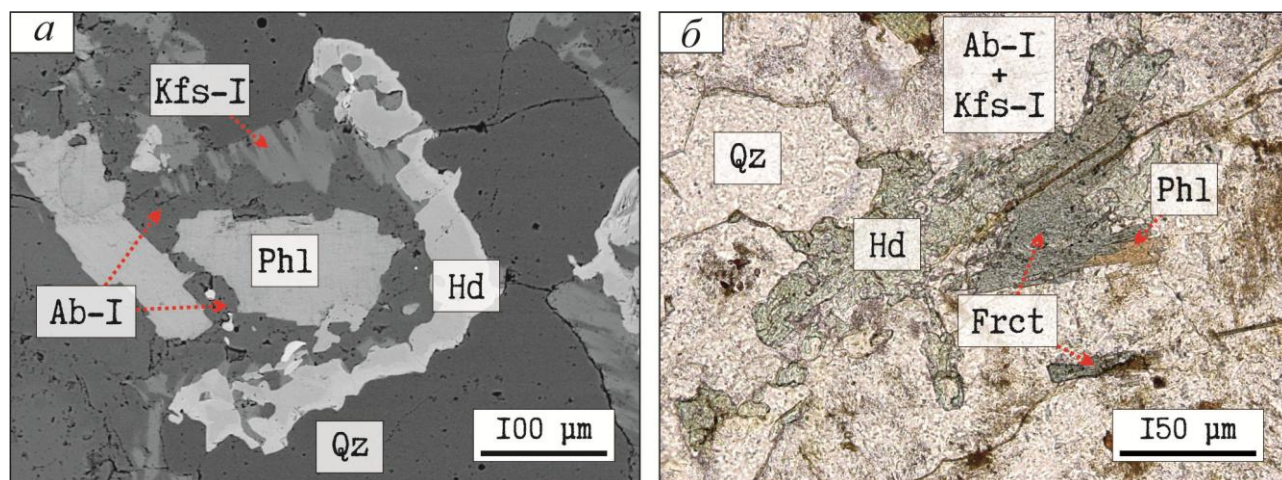


Рис. 20. Примеры замещения биотита в зоне фенитизированных гнейсов: *а* – замещение биотита (Phl) щелочными полевыми шпатами и геденбергитом; *б* – гомоосевая псевдоморфоза феррорихтерита (Frct) по биотиту, которая, в свою очередь, замещается микрогранобластовой сегрегацией зёрен геденбергита (Hd). Изображение *а* – в обратно рассеянных электронах, *б* – в проходящем свете при одном никеле.

Сохранность зерен биотита фенитизированных гнейсов плохая, в большинстве случаев они представляют собой мелкие (до 0.3 мм по удлинению) ксеноморфные лейсты с иззубренными ограничениями, оптические свойства которых типичны для минералов серии биотита (Дир и др., 1966; Anthony *et al.*, 2001): резкий плеохроизм в бурых тонах; весьма совершенная пинакоидальная спайность по {001}; IV гр. Лодочникова (верхи); сильное двулучепреломление (максимальная интерференционная окраска – зеленая III порядка; $N_g - N_p = 0.042$); положительный знак удлинения; угасание, близкое к прямому ($CNg' \leq 3^\circ$), ситовидное; схема абсорбции биотитовая прямая – $N_g \approx N_m > N_p$ (окраска по N_g – красно-бурая, по N_m – коричнево-бурая, по N_p – светло-желтая до бесцветной), тип абсорбции биотитовый; оптический знак отрицательный; малый угол $2V$; дисперсия угла оптических осей не проявлена.

По составу, согласно номенклатуре IMA (Rieder *et al.*, 1998), этот биотит является железистым флогопитом ($f = 49.6$)¹¹, богатым титаном (2.48 мас.% TiO_2) и бедным алюминием ($l = 16.5$) (Таблица 4). Как установлено, в большинстве случаев титан входит в структуру биотита за счет изоморфизма $^{VI}R^{2+} + 2^{IV}Si^{4+} \rightleftharpoons ^{VI}Ti^{4+} + 2^{IV}Al^{3+}$, где $R^{2+} = Fe, Mg$, (Fleet *et al.*, 2003; Tischendorf *et al.*, 2007), что представляет собой один из вариантов изоморфизма Чермака. Однако при расчете формулы на 22 положительных заряда количество вакантных позиций оказалось близко к количеству атомов Ti в формульной единице. Это может указывать на то, что в данном случае имел место гетеровалентный изоморфизм замещения и вычитания: $2^{VI}R^{2+} \rightleftharpoons ^{VI}Ti^{4+} + ^{VI}\square^0$.

¹¹ Здесь и далее для минералов f – коэффициент железистости [$f = 100 \times Fe / (Fe + Mg)$], l – коэффициент глиноземистости [$l = 100 \times Al / (Al + Si + Fe + Mg)$], где $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$.

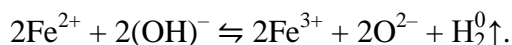
В связи с этим состав флогопита был пересчитан по схеме нормализации:

$$\Sigma - (K+Na+Ca+Ba) + Ti = 7.0, (\Sigma - \text{сумма всех катионов}),$$

предложенной в работе (Dymek, 1983) для биотитов, обогащенных титаном и бедных алюминием. Недостаток заряда компенсировался балансировкой отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} . Обоснованием корректности применения подобной процедуры является объективное «улучшение» кристаллохимических формул всех проанализированных слюд, выражающееся, например, в приближении суммарного содержания катионов в координации 12 (позиция I) к единице. Результаты расчетов представлены выше (Таблица 4).

В твейтозитах наблюдается биотит, находящийся в ассоциации с клинопироксеном и нефелином (см. Рис. 186). В ряде случаев для данных пород темноцветная слюда является породообразующим минералом. Здесь биотит представлен субидиоморфными удлиненными лейстами длиной около 1.0 мм с вариациями от 0.3 до 1.5 мм. Они характеризуются хорошей сохранностью, ограничения зерен гладкие, без признаков коррозии. Оптические свойства данной слюды близки свойствам железистого флогопита из фенитизированных гнейсов: резкий плеохроизм в бурых тонах при неравномерной «пятнистой» окраске большинства зерен; весьма совершенная пинакоидальная спайность по {001}; IV гр. Лодочникова (верхи); сильное двулучепреломление (максимальная интерференционная окраска – зеленовато-желтая III порядка; $Ng - Np = 0.048$); положительный знак удлинения; ситовидное угасание, близкое к прямому ($CNg' \leq 1^\circ$). Широко распространены полисинтетические двойники (плоскость двойникования – базопинакоид). Схема плеохроизма у данной слюды биотитовая прямая – $Ng \approx Nm > Np$ (окраска по Ng – красно-коричневая, по Nm – коричневая, по Np – светло-желтая до бесцветной), тип абсорбции биотитовый. Изучение в сходящемся свете показало, что у минерала отрицательный оптический знак, малый угол $2V$ (псевдоодноосная коноскопическая фигура), наблюдается видимая дисперсия угла оптических осей ($r < v$).

В слюдах биотит зачастую является единственным породообразующим минералом, его содержания превышают 90 об.%. В связи с этим анализ химического состава этой слюды был произведен не с помощью рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа, а методом полного силикатного анализа («мокрой химией») по нескольким монофракциям данного минерала, что позволило отдельно определить содержания железа в окисной и закисной форме (Таблица 4). Так как данная слюда, как и прочие образцы биотита контактового ореола, оказалась обогащенной титаном и бедной алюминием, расчет ее кристаллохимической формулы был произведен по выше приведенной методике Р.Ф. Димека. При этом был установлен избыток Fe^{3+} в октаэдрической позиции и эквивалентный избыток заряда, что, видимо, является результатом процесса окисления биотита с переходом закисной формы железа в окисную *in situ*, сопряженного с депротонированием (Dymek, 1983):



В качестве конечного члена для данной реакции выступает т.н. «оксибиотит» (Wones, 1963) с теоретической формулой $K(Fe,Mg)^{2+} Fe_2^{3+} AlSi_3O_{12}$.

Таблица 4. Химический состав биотита (№№ 1-5) и амфибола (№ 6) из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компо- ненты	S07-60A	2044-163.3	EK13-043a	EK13-043б	EK13-043в	Компо- ненты	S07-60A
	FGNS 1	TVTS 2	MMR 3	MMR 4	MMR 5		FGNS 6
SiO ₂	37.14	37.18	37.67	37.47	37.58	SiO ₂	52.43
TiO ₂	2.48	2.72	3.66	3.89	3.88	TiO ₂	0.13
Al ₂ O ₃	11.99	12.12	11.70	11.73	11.62	Al ₂ O ₃	0.53
Fe ₂ O ₃	н/а	н/а	6.48	4.03	5.20		
FeO*	20.23	18.40	16.93	18.63	17.75	FeO	22.85
MnO	0.06	0.49	0.38	0.37	0.38	MnO	0.30
MgO	11.54	13.14	10.17	10.18	10.19	MgO	8.45
CaO	н/п	0.24	н/п	н/п	н/п	CaO	7.13
Na ₂ O	0.25	0.39	0.61	0.61	0.62	Na ₂ O	4.44
K ₂ O	9.82	9.70	9.32	9.34	9.44	K ₂ O	1.53
Li ₂ O	н/а	н/а	0.0078	0.0079	0.012	ZrO ₂	н/п
Rb ₂ O	н/а	н/а	0.035	0.035	0.033		
Cs ₂ O	н/а	н/а	0.00041	0.00034	0.00032		
ZnO	0.09	0.30	0.05	0.05	0.05		
BaO	0.13	н/п	н/а	н/а	н/а		
V ₂ O ₃	н/а	н/а	0.061	0.063	0.065		
Cr ₂ O ₃	н/а	н/а	н/п	н/п	н/п		
F	н/а	н/а	0.45	0.46	0.47		
Cl	н/а	н/а	н/п	н/п	0.011		
H ₂ O ⁻	н/а	н/а	0.02	0.10	0.08		
H ₂ O ⁺	н/а	н/а	2.41	2.41	2.40		
O≡F ₂	н/а	н/а	-0.19	-0.19	-0.20		
Сумма	93.73	94.68	99.76	99.19	99.58	Сумма	97.79
Si	2.91	2.85	2.88	2.87	2.87	Si	8.00
Al ^{IV}	1.09	1.10	1.05	1.06	1.05	Al ^{IV}	<0.005
Fe ³⁺	<0.005	0.05	0.07	0.07	0.08	Сумма T	8.00
Сумма T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	Al ^{VI}	0.09
□	0.15	0.16	0.21	0.22	0.21	Ti	0.01
Al ^{VI}	0.02	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	Zr	<0.005
Fe ³⁺	0.04	0.10	0.30	0.16	0.22	Fe ³⁺	<0.005
Ti	0.15	0.16	0.21	0.22	0.22	Mg	1.92
Fe ²⁺	1.29	1.03	1.08	1.19	1.14	Fe ²⁺	2.92
Mg	1.35	1.50	1.16	1.16	1.16	Mn	0.04
Mn	<0.005	0.03	0.02	0.02	0.02	Сумма C	4.98
Zn	0.01	0.02	<0.005	<0.005	<0.005	Ca	1.17
Сумма M	3.85	2.84	2.79	2.77	2.78	Na	0.83
Na	0.04	0.06	0.09	0.09	0.09	Сумма B	2.00
K	0.98	0.95	0.91	0.91	0.92	□	0.22
Ca	<0.005	0.02	<0.005	<0.005	<0.005	Na	0.48
Ba	<0.005	<0.005	н/а	н/а	н/а	K	0.30
Сумма I	1.02	1.03	1.00	1.00	1.01	Сумма A	0.78
F	н/а	н/а	0.11	0.11	0.11	F	н/а
ОН	н/а	н/а	1.71	1.86	1.78	ОН	н/а
O	н/а	н/а	0.18	0.03	0.11	O	н/а

Примечание. Содержания оксидов и элементов – в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. Приведены составы биотитов из фенитизированных гнейсов (анализ № 1), твейтозитов, сформировавшихся в обрамлении карбонатитов за счет апогнейсовых фенитов (анализ № 2) и биотитовых слюдитов (анализы №№ 3-5), а также амфибола (феррорихтерита) из фенитизированных гнейсов (анализ № 6). Методики пересчетов приведены в тексте. *Для анализов №№ 1, 2, 6 общее железо определялось в форме FeO, для анализов №№ 3-5 были отдельно измерены содержания закисного и окисного железа.

Подобные преобразования могут отражать влияние различных факторов, например – специфику fH_2 в среде минералообразования. В то же время в экспериментальных условиях окисление биотита было установлено при его нагревании в воздушной атмосфере до температур свыше 600°C (Rancourt *et al.*, 2001), в связи с чем появились опасения, что обогащенность Fe^{3+} может являться артефактом аналитического исследования, так как методика определения концентрации Fe_2O_3 требует сплавления изучаемого вещества с содой и бурой при температуре 900°C в течение 20 минут. Однако ряд фактов противоречит этому допущению. При представлении общего железа в форме FeO для всех трех изученных проб были получены очень близкие значения $\text{FeO}_T = 22.51 \pm 0.25$ мас.%. Указанный диапазон колебаний укладывается в границы аналитической ошибки. Очевидно, при широких вариациях содержаний FeO и Fe_2O_3 (Таблица 4) постоянство величины FeO_T свидетельствует о пропорциональном изменении концентраций железа в закисной и окисной формах. В то же время, при анализе FeO биотит не подвергался избыточному термальному воздействию (максимальная температура при вскрытии пробы отвечала точке кипения смеси плавиковой и серной кислот, т.е. составляла менее 100°C), в связи с чем установленные вариации содержаний FeO (а, как следствие, и Fe_2O_3) являются результатом природных процессов и не могут быть связаны с окислением биотита в ходе анализа. В противном случае гипотетическое окисление железа при прогреве должно было повлечь завышение концентраций Fe_2O_3 , зависящее прямо пропорционально от содержания FeO в пробе, в то время как в нашем случае зависимость обратная (чем меньше FeO , тем больше Fe_2O_3). В свою очередь, это должно было вызвать появление вариаций в величинах FeO_T , которых не наблюдается.

Возможно, что и в составах биотита из фенитизированного гнейса и твейтозита также присутствует избыток Fe^{3+} , однако установление этого на основании данных рентгеновской спектроскопии не представляется возможным и требует привлечения дополнительных методов исследования (например, мессбауэровской спектроскопии). В то же время отсутствие подобной информации не оказывает влияния на возможность расчета минеральных составов, так как данное трехвалентное железо, эквивалентное избытку заряда, логично объединять с двухвалентными катионами в октаэдрической позиции, тем самым включая «оксибиотит» в состав флогопитового и антитового минералов. То же самое автоматически происходит и при пересчете на 11(O) химических составов слюд, полученных по результатам рентгеновской спектроскопии без разделения FeO и Fe_2O_3 . Однако часть окисного железа, по всей видимости, входит в структуру слюды в составе молекул ферри-истонита и ферри-сидерофиллита¹² (Dymek, 1983). В случае отдельного определения FeO и Fe_2O_3 таковой частью является Fe^{3+} в октаэдрической позиции (т.е. оставшееся после погашения дефицита катионов в тетраэдрической позиции, возникающего из-за недостатка Al), незадействованное в «оксибиотите» (${}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}_{a.p.f.u.} - \text{O}_{a.p.f.u.}$). В анализах, проведенных без разделения FeO и Fe_2O_3 , по данному механизму, вероятно, входит все трехвалентное железо, определенное путем компенсации недостатка заряда за счет балансировки отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, за вычетом рассчитанного ${}^{\text{IV}}\text{Fe}^{3+}_{a.p.f.u.}$. Для упрощения

¹² Обобщенная формула для конечных членов данных компонентов $\text{K}(\text{Fe,Mg})_2^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

молекулы ферри-истонита и ферри-сидерофиллита рассматривались в составах соответственно истонитового и сидерофиллитового миналов, в то время как гипотетическая молекула $K(Fe,Mg)^{2+}Ti^{4+} \square AlSi_3O_{10}(OH)_2$ (конечный продукт изоморфного замещения $2^{VI}R^{2+} \rightleftharpoons ^{VI}Ti^{4+} + ^{VI}\square^0$) с той же целью была включена в слюды аннит-флогопитового ряда. Натровые миналы (аспидолитовый, прайсверкитовый) отдельно не учитывались.

При расчете минального состава биотита автор использовал следующий алгоритм:

1. Вычислялись суммарные содержания $^{VI}R^{2+}$ и $^{VI}R^{3+}$ (в *a.p.f.u.*), входящих собственно в миналы биотита, а также эквивалентных им (согласно приведенным схемам изоморфных замещений) компонентов в миналах, включаемых в биотит.
 - а. $^{VI}R^{2+} = ^{VI}Mg^{2+} + ^{VI}Fe^{2+} + 2^{VI}Ti^{4+} - 2^{XII}Ca^{2+}$;
 - б. $^{VI}R^{3+} = ^{VI}Al^{3+} + ^{VI}Fe^{3+} - ^{XII}Ca^{2+} - \frac{1}{3}^{VI}Zn^{2+} - \frac{1}{3}^{VI}Mn^{2+}$ (для анализов с железом в форме FeO_T);
 - в. $^{VI}R^{3+} = ^{VI}Al^{3+} + ^{VI}Fe^{3+} - ^{XII}Ca^{2+} - \frac{1}{3}^{VI}Zn^{2+} - \frac{1}{3}^{VI}Mn^{2+} - O$ (для анализов с отдельным определением закисного и окисного железа).

Введение поправок, стехиометрически пропорциональных содержаниям кальция, цинка и марганца, обусловлено необходимостью учета присутствия миналов клинтона¹³, хендриксита и широзулита.

2. Исходя из кристаллохимии триоктаэдрических слюд, определялись соотношения в биотите миналов флогопит-аннитового и истонит-сидерофиллитового изоморфных рядов.
 - а. $(X_{Eas} + X_{Sid}) = 3^{VI}R^{3+} / (^{VI}R^{2+} + ^{VI}R^{3+})$;
 - б. $(X_{Phl} + X_{Ann}) = 1 - (X_{Eas} + X_{Sid})$.
3. Сообразно величине $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ рассчитывались содержания каждого минала в отдельности.
 - а. $X_{Eas} = Mg / (Mg + Fe^{2+}) \times (X_{Eas} + X_{Sid})$;
 - б. $X_{Sid} = (1 - Mg / (Mg + Fe^{2+})) \times (X_{Eas} + X_{Sid})$;
 - в. $X_{Phl} = Mg / (Mg + Fe^{2+}) \times (X_{Phl} + X_{Ann})$;
 - г. $X_{Ann} = (1 - Mg / (Mg + Fe^{2+})) \times (X_{Phl} + X_{Ann})$.

Необходимо отметить, что здесь изложен лишь один из возможных алгоритмов расчета минального состава биотита, в представлении автора являющегося наиболее корректным с учетом особенностей химического состава данного минерала исследуемого геологического объекта. В то же время были проведены расчеты и по другим схемам пересчета (например, по заполнению тетраэдрической позиции), причем во всех случаях были получены близкие результаты. Было также установлено, что исключение из вычислений поправки на присутствие специфических молекул, включающих Zn, Mn и Ca, или влияния изоморфизма $2^{VI}R^{2+} \rightleftharpoons ^{VI}Ti^{4+} + ^{VI}\square^0$ не оказывает существенного оздействия на конечный итог, в то время как отсутствие учета вхождения Fe^{3+} в форме «оксибиотита» для анализов с отдельным определением закисного и окисного железа является критическим.

¹³ Идеальная формула клинтона $CaMg_2AlAl_3SiO_{10}(OH)_2$, хендриксита – $KZn_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$, широзулита – $KMn_3^{2+}AlSi_3O_{10}(OH)_2$.

Пересчитанный подобным образом состав биотита из фенитизированного гнейса отвечает члену изоморфного ряда аннит-флогопит с близким содержанием аннитового и флогопитового миналов: $X_{Phl} = 0.48$, $X_{Ann} = 0.46$, $X_{Eas} = 0.03$, $X_{Sid} = 0.03$. При этом, как было указано ранее, параметры l и f (коэффициенты глиноземистости и железистости) для данного минерала равны 16.5 и 49.6 соответственно.

При столь же низкой глиноземистости ($l = 16.5$) и повышенном содержании титана (2.72 мас.% TiO_2) слюда из твейтозита отличается от флогопита фенитизированного гнейса более низкой железистостью ($f = 44.0$). Это определяет и некоторые различия в соотношении миналов: $X_{Phl} = 0.55$, $X_{Ann} = 0.38$, $X_{Eas} = 0.04$, $X_{Sid} = 0.03$.

Биотит из слюдитов характеризуется максимальными титанистостью ($3.66 \div 3.89$ мас.% TiO_2) и железистостью ($f = 55.1 \div 55.7$), в связи с чем данные слюды являются не флогопитом, а аннитом чрезвычайно выдержанного состава: $X_{Phl} = 0.42 \div 0.43$, $X_{Ann} = 0.46 \div 0.45$, $X_{Eas} = 0.06$, $X_{Sid} = 0.06$. Несмотря на то, что в минальном составе этого аннита наблюдаются повышенные относительно слюд из фенитизированного гнейса и твейтозита содержания молекул сидерофиллита и истонита, его глиноземистость минимальна в сравнении со всеми проанализированными образцами ($l = 16.1 \div 16.2$). Это связано с включением при расчетах в состав слюд сидерофиллит-истонитового ряда ферри-сидерофиллитового и ферри-истонитового миналов, присутствие которых, однако, не ведет к увеличению глиноземистости.

Автором было произведено сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по составам безлитиевых триоктаэдрических слюд из фенитов щелочно-ультраосновных комплексов Альнэ (Morogan, Woolley, 1988; Skelton *et al.*, 2007), Фен (Andersen, 1989), Сокли (Vartiainen, Woolley, 1976), а также из фенитов в обрамлении ряда тел карбонатитов, не приуроченных к щелочным алюмосиликатным породам: Баян-Обо (Le Bas *et al.*, 1992; Le Bas, 2008), Силаи-Патти (Le Bas, 2008), Лу-Шилман (Mian, Le Bas, 1987), Ловер-Сват (Jan *et al.*, 1999). К сожалению, в проанализированных литературных источниках отсутствуют анализы слюд фенитов *sensu stricto* из массивов без карбонатитов. Фигуративные точки составов слюд были вынесены на диаграмму в координатах железистость (f) – глиноземистость (l) (Рис. 21А) и классификационную диаграмму для серии биотита (Рис. 21Б).

Анализ данных диаграмм показал, что независимо от источника флюида биотит фенитов в большинстве случаев (32 из 35 анализов)¹⁴ характеризуется минимальным коэффициентом глиноземистости ($l = 9.7 \div 17.4$), что является следствием низкого (от 0.00 до 0.13 *a.p.f.u.*) содержания алюминия в октаэдрической позиции. Это и отличает его от биотита, рассматриваемого исследователями в качестве реликтового (Morogan, Woolley, 1988; Le Bas *et al.*, 1992), для которого коэффициент глиноземистости варьирует в диапазоне 19.0...27.5.

Различия между биотитом фенитов щелочно-ультраосновных массивов и фенитов карбонатитов, не ассоциирующих с щелочно-ультраосновными породами, не столь однозначны, вследствие чего имеется возможность говорить лишь о некоторых тенденциях. Так,

¹⁴ Исключение составляют три анализа состава биотита из фронтальной зоны колонки фенитизации карбонатита Лу-Шилман (Mian, Le Bas, 1987), для которых $l = 19.6 \div 21.9$, $^{VI}Al = 0.13 \div 0.24$ *a.p.f.u.* Однако и в этом комплексе при приближении к контакту значение коэффициента глиноземистости слюд фенитов снижается до 14.1 ÷ 14.9.

фигуративные точки составов слюд из образцов экзоконтактовых пород щелочно-ультраосновных комплексов, вторично измененных под воздействием карбонатитов, формируют на обеих диаграммах очень компактные поля. По составу они отвечают только флогопиту, причем с низкими значениями коэффициента железистости ($f = 9.3\div 27.3$).

Исключение составляет более железистый ($f = 47.2$) флогопит участка Barang массива Альнэ, однако из-за удаленности от ближайшего тела щелочных алюмосиликатных магматитов здесь породы не испытали предшествовавшей фенитизации фойдолитового этапа (Morogan, Woolley, 1988), что сближает геологическую позицию этих флогопитов со слюдами из экзоконтактовых пород карбонатитов. Для последних коэффициент железистости варьирует в широких пределах (от 14.8 до 56.6) при медиане 44.1 для 19 анализов. Столь существенное отклонение медианы от арифметического среднего по выборке связано с тем, что лишь для единичных анализов данных слюд величина $f < 30$. Для биотита из образцов фенитов щелочно-ультраосновных комплексов, отобранных на удалении от тел карбонатитов, величина f равна $42.4\div 48.8$.

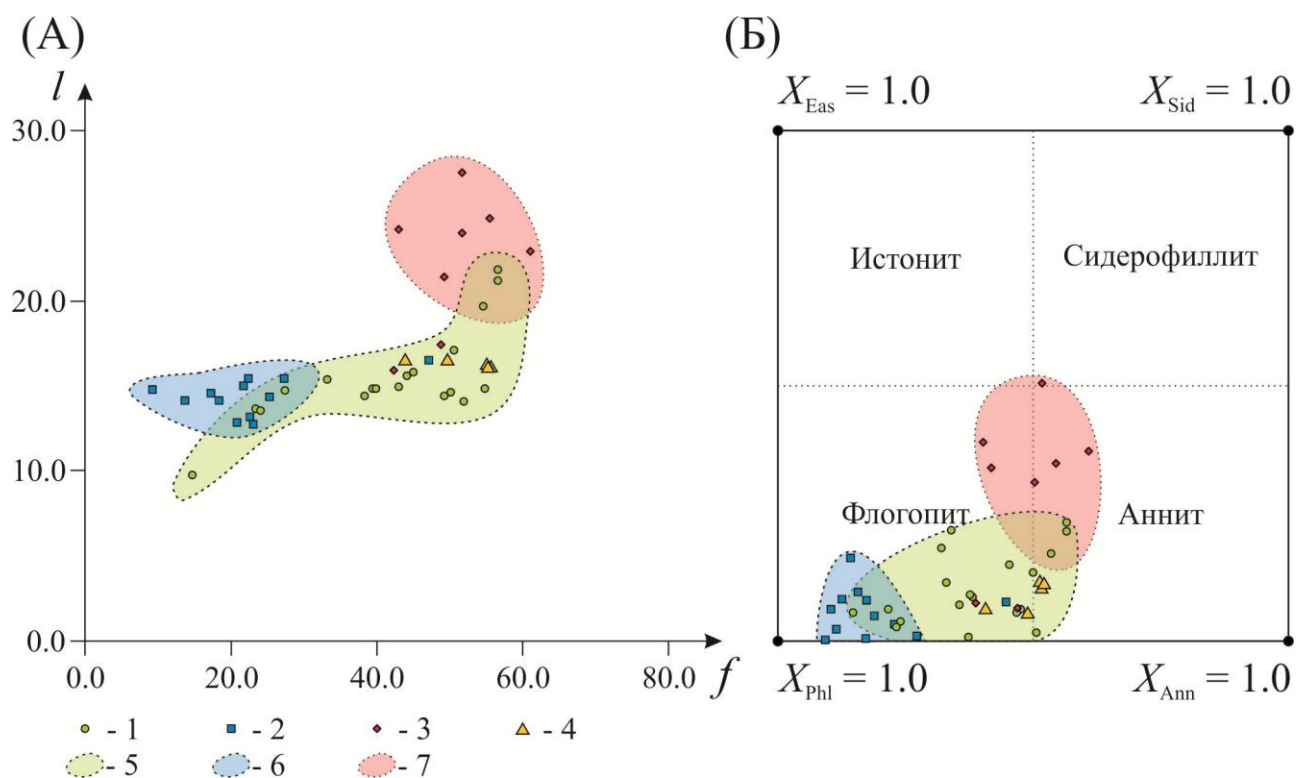


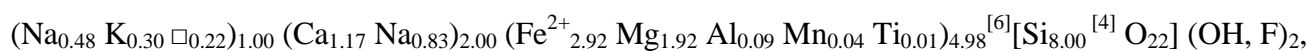
Рис. 21. А – соотношение железистости (f) – глиноземистости (l) слюд из различных типов фенитов; Б – положение фигуративных точек составов тех же слюд на классификационной диаграмме для серии биотита. Условные обозначения: 1 – биотит из фенитизированных пород карбонатитовых комплексов, не содержащих щелочно-ультраосновных пород (в т.ч. реликтовый); 2 – биотит из фенитизированных пород щелочно-ультраосновных комплексов, измененных под действием карбонатитов; 3 – биотит из фенитизированных пород щелочно-ультраосновных комплексов на удалении от тел карбонатитов (в т.ч. реликтовый); 4 – биотит из экзоконтактовых пород Озёрной Вараки; 5 – поля составов слюд из фенитизированных пород, перенесших один этап метасоматической переработки; 6 – поля составов слюд из фенитизированных пород, перенесших два этапа метасоматической переработки; 7 – поля составов «реликтового» биотита. Пояснения в тексте.

Таким образом, относительно повышенная желези́стость характерна для слюд из пород, перенесших один этап метасоматической переработки и не зависит от того, что послужило источником флюида, карбонатитовый или щелочно-ультраосновной расплав. Данная тенденция косвенно свидетельствует о большей щелочности среды минералообразования (Пожарицкая, Самойлов, 1972) в тех случаях, когда породы претерпели два этапа метасоматического воздействия. Это может быть аддитивным эффектом при воздействии поступающих из карбонатитов растворов, богатых щелочами, и буферном влиянии пород, уже подвергшихся щелочному метасоматозу. На обеих диаграммах фигуративные точки составов слюд всех проанализированных экзоконтактовых пород массива Озёрная Варака легли в поля биотитов из пород, перенесших один этап метасоматической переработки, что указывает на относительно низкую щелочность среды при их образовании.

При рассмотрении различий кристаллооптических свойств биотита из неизмененных и фенитизированных гнейсов можно заключить, что данная фаза подвергалась перекристаллизации. В таком случае сходство составов всех изученных биотитов может указывать на их формирование в ходе единого этапа метасоматического воздействия, произошедшего не ранее (а, вероятней всего, даже после) карбонатитообразования.

4.6. Амфиболы

Минералы надгруппы амфиболов – типичные новообразованные фазы для зоны фенитизированных гнейсов. В неизмененных гнейсах их присутствие не установлено. В фенитизированных гнейсах они формируют каймы вокруг кварцевых обособлений и гомоосевые псевдоморфозы по биотиту. Помимо того, тонкоигольчатые и волокнистые амфиболовые агрегаты выполняют трещины и пустоты в породах данной зоны. При приближении к апогнейсовым клиноопироксен-полевошпатовым фенитам амфиболы становятся неустойчивыми, и, так же как и биотит, замещаются микрогранобластовыми агрегатами клинопироксена (см. Рис. 20б). В основной массе породы зерна субидiomорфные удлиненные (коэффициент удлинения $L = 3 \div 7$), длиной до 0.4 мм, в прожилках – игольчатые или волокнистого габитуса, формирующие сноповидные агрегаты. Исходя из химического состава проанализированного амфибола фенитизированных гнейсов (см. Таблицу 4), его кристаллохимическая формула¹⁵



что согласно номенклатуре IMA (Hawthorne *et al.*, 2012) отвечает амфиболу натриево-кальциевой подгруппы – феррорихтериту.

¹⁵ Расчет формулы произведен по методике, подробно изложенной в работе (Leake *et al.*, 1997). Был произведен пересчет как для максимального (для данного случая схема нормализации «все железо – двухвалентное»), так и для минимального содержания трехвалентного железа (нормализация по схеме «13eCNK»). Приведена усредненная формула.

У изученных зерен кристаллооптические свойства близки обычным для данного минерального вида (Дир и др., 1965; Anthony *et al.*, 2001): резкий плеохроизм в синих и зеленых тонах; совершенная призматическая спайность по {110}, угол между плоскостями спайности $\approx 56^\circ$; V гр. Лодочникова (верхи); среднее двулучепреломление (максимальная интерференционная окраска – оранжево-красная до пурпурного (I порядок); $N_g - N_r = 0.019$), характерна дисперсия силы двулучепреломления (присутствуют аномальные (чернильные) аномальные интерференционные окраски); знак удлинения положительный; угасание косое ($CN_g' \leq 29^\circ$), относительно пересекающейся спайности – симметричное; в зернах с наименьшим двулучепреломлением установлена слабо выраженная дисперсия положения главных осей индикатрисы (проявлена в появлении при скрещенных николях голубоватых и красноватых оттенков интерференционной окраски по разные стороны от положения погасания); схема абсорбции биотитовая прямая – $N_m \geq N_g > N_r$ (окраска по N_g – серовато-голубая, по N_m – зеленая, по N_r – светло-желтая до бесцветной), тип абсорбции амфиболовый; присутствуют единичные простые двойники; оптический знак отрицательный; $2V \approx 65 \div 70^\circ$; видимая дисперсия угла оптических осей ($r > v$). Хотя в литературных источниках и упоминается, что в породах экзоконтакта массива Озерная Варака присутствует амфибол натриевой подгруппы – арфведсонит (Кухаренко и др., 1965; Сергеев, 1967), однако в ходе настоящего исследования данная фаза не была зафиксирована.

4.7. Пироксены

В породах массива Озерная Варака присутствуют пироксены исключительно подгруппы моноклинных пироксенов. Клинопироксены не входят в состав неизмененных гнейсов, однако они широко распространены в большинстве видов пород контактового ореола (в фенитизированных гнейсах, апогнейсовых фенитах, волластонит-клинопироксеновых породах, альбититах), в том числе – кальцитовых карбонатах. Наблюдается разнообразие морфологии их зерен, гетерофазность (зональность, «пятнистость»), отчетливо фиксирующаяся при оптическом исследовании. При изучении препаратов в обратно-отраженных электронах в большинстве также видна фазовая неоднородность внутреннего строения, выраженная в пятнистом распределении темных и светлых участков, что свидетельствует о широких вариациях химического состава.

В фенитизированных гнейсах мелкие (0.05-0.50 мм) ксеноморфные зерна клинопироксена собраны в сегрегации, которые формируют каймы вокруг зерен кварца и олигоклаза, а также замещают прочие темноцветные минералы (биотит, амфибол) (Рис. 6, Рис. 20, Рис. 22а).

Петрографическое исследование апогнейсовых фенитов позволило установить присутствие зерен пироксенов двух морфотипов (Рис. 22б): очень мелкие (0.05-0.30 мм) неравномерно окрашенные ксеноморфные зерна с извилистыми ограничениями, часто собирающиеся в гроздевидные сегрегации, и более крупные (0.2-0.5 мм и более) оптически однородные идиоморфные призматические кристаллы, формирующие в породе цепочки зерен.

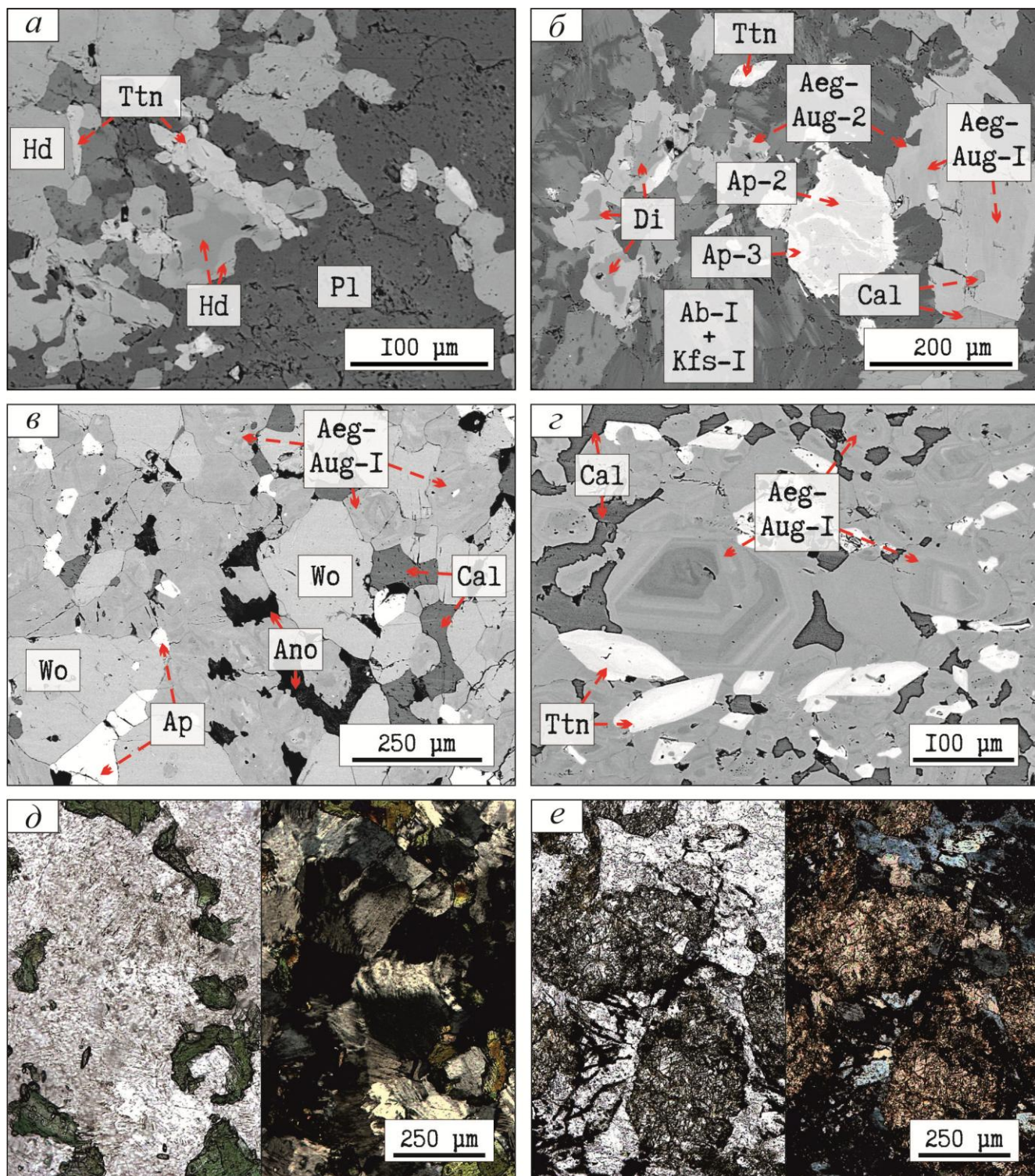


Рис. 22. Морфология, анатомия и характер взаимоотношений клинопироксенов различных генераций (пояснения в тексте): *a* – геденбергит (Hd) из фенитизированных гнейсов; *б* – ксеноморфные зерна диопсида (Di) и гипидиоморфные зерна эгирин-авгита ранней генерации (Aeg-Aug-1) из апогнейсовых фенитов, замещенные с краев эгирин-авгитом поздней генерации (Aeg-Aug-2); *в* – субидиоморфные кристаллы эгирин-авгита (Aeg-Aug-1) с нечеткой зональностью из волластонит-клинопироксеновых пород; *г* – субидиоморфные зерна эгирин-авгита (Aeg-Aug-1) с осцилляторной зональностью из твейтозитов; *д* – корродированные зерна клинопироксена из альбитизированных пород; *е* – карбонатная псевдоморфоза по клинопироксену. Изображения *a-г* – в обратно рассеянных электронах, *д* и *е* – в проходящем свете (в левой части – поле, снятое с одним николем, в правой – оно же в скрещенных николях).

Зерна первого типа неравномерно рассеяны в породе, тяготея к участкам, богатым К-полевым шпатом, зерна второго типа приурочены к альбит-карбонатным прожилкам. По результатам анализа BSE-изображений, в зернах первого типа была выявлена зональность, обусловленная резким изменением состава (Рис. 22б).

Клинопироксен из волластонит-пироксеновых пород наблюдается в виде мелких и среднего размера (до 0.5 мм) зерен короткопризматического и дипирамидально-призматического габитуса, характеризующихся различной степенью идиоморфизма и неоднородным внутренним строением, проявленным на BSE-снимке в «пятнистости», сквозь которую проступает нечеткая зональность (Рис. 22в). В альвикитах, а также в окружающих их твейтозитах кристаллы клинопироксена также субидиоморфные (Рис. 22г), а в сёвитах ксеноморфные обособления клинопироксена занимают интерстиционное пространство среди более идиоморфных по сравнению с ним зерен кальцита.

При формировании альбитизированных пород и зон ошелачивания из обрамляющих карбонаты пород, а также феррокарбонатитов клинопироксены подвергались растворению: в альбититах зерна клинопироксена интенсивно корродированы и частично замещены альбит-калишпатовыми агрегатами (Рис. 22д), а в феррокарбонатитах наблюдаются полные карбонатные псевдоморфозы по пироксену, который распознается лишь по своим кристаллографическим очертаниям (Рис. 22е).

С целью классификации выборку химических составов пироксенов из алюмосиликатных метасоматитов экзоконтакта после процедуры нормализации исследовали методом кластерного анализа с последующим объединением в группы (Родионов и др., 1987; Мартынов, 2011). При выбранном уровне значимости $p = 0.05$ было выявлено пять однородных групп (Таблица 5). Пироксены каждого кластера занимают вполне определенное положение в различных типах пород и структуре зерен.

Пироксены I группы приурочены к ядерным частям ксеноморфных зональных зерен из апогнейсовых фенитов, описанных выше. По номенклатуре IMA (Morimoto, 1989), данные моноклинные пироксены относятся к группе Quad [$Q+J = 1.98 \div 2.00$, $J/(Q+J) = 0.10 \div 0.13$]¹⁶ (Рис. 23А), попадая в поле диопсида ($Wo_{48-49} En_{38-42} Fs_{13-9}; Di$)¹⁷ (Рис. 23Б). Особенность состава заключается в минимальном, относительно других групп, содержании Na, Mn и Fe (как двух-, так и трехвалентного) при максимальном – Mg и Ca (Таблица 5). В связи с этим составы пироксенов данной группы отличаются сравнительно высокой магнезиальностью ($mg\# = 0.74 \div 0.83$)¹⁸.

¹⁶ Q и J – классификационные параметры для минералов подгруппы моноклинных пироксенов (Morimoto, 1989); $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$, $J = 2Na$.

¹⁷ Согласно (Morimoto, 1989) для Quad-пироксенов содержания мол.% минералов $Wo = 100 \times Ca / (Ca + Mg + \Sigma Fe)$, $En = 100 \times Mg / (Ca + Mg + \Sigma Fe)$, $Fs = 100 \times \Sigma Fe / (Ca + Mg + \Sigma Fe)$, где $\Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$; для Na-Ca пироксенов – $Ae = 100 \times 2Na \times (Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)) / (2Na + Ca + Mg + Fe^{2+})$, $Jd = 100 \times 2Na \times (Al / (Fe^{3+} + Al)) / (2Na + Ca + Mg + Fe^{2+})$, $Wo = 100 \times Ca / (2Na + Ca + Mg + Fe^{2+})$, $En = 100 \times Mg / (2Na + Ca + Mg + Fe^{2+})$, $Fs = 100 \times Fe^{2+} / (2Na + Ca + Mg + Fe^{2+})$.

¹⁸ Здесь и далее для минералов $mg\#$ – коэффициент магнезиальности ($mg\# = Mg / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$).

Таблица 5. Химический состав клинопироксенов из алюмосиликатных пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты		S07-60A		S07-60B		S07-60C		S07-60D			S07-60E				S07-60F	
		FGNS		FEN		ALBR		FEN			FEN				WPXR	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		$*C^a$	M^a	C^e	M^e	C^e	M^e	C^e	C^a	M^a	C^e	M^e	C^a	M^a	C^e	M^e
SiO ₂		50.85	50.48	51.47	51.67	52.69	51.35	51.85	53.81	52.50	52.36	52.99	54.56	52.73	51.62	51.66
TiO ₂		0.10	0.03	0.37	0.29	0.13	0.29	0.27	0.20	0.23	0.10	0.15	0.05	0.16	0.20	0.18
Al ₂ O ₃		0.78	0.57	1.66	0.75	0.31	0.46	0.79	1.31	0.69	0.35	0.67	0.74	0.70	0.91	0.69
FeO		17.62	20.48	17.46	21.21	12.69	18.64	18.72	7.91	19.69	14.71	16.95	5.08	17.85	14.07	13.67
MnO		0.36	0.45	0.50	0.78	0.31	0.93	0.95	0.20	1.00	0.58	0.96	0.20	1.05	0.36	0.42
MgO		6.94	4.85	5.98	4.31	9.37	5.95	5.33	12.61	5.30	7.93	5.65	14.34	5.98	7.71	8.13
CaO		20.91	20.37	14.72	13.19	19.94	15.97	15.17	22.31	15.56	19.50	17.41	23.09	16.80	20.42	19.03
Na ₂ O		1.47	1.74	5.96	6.19	2.97	4.82	5.71	1.80	4.77	3.63	4.04	1.34	4.70	2.66	3.57
Сумма		99.03	98.97	98.12	98.39	98.41	98.41	98.79	100.15	99.74	99.16	98.82	99.40	99.97	97.95	97.35
Распределение катионов по структурным позициям (в расчете на 4 катиона / 6 атомов кислорода с разделением Fe ²⁺ и Fe ³⁺)**																
T	Si	1.98	2.00	1.96	1.99	2.00	1.98	1.98	1.98	2.01	1.99	2.04	2.01	2.00	2.00	1.99
	Al ^{IV}	0.02	<0.005	0.04	0.01	<0.005	0.02	0.02	0.02	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01
M1	Al ^{VI}	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	<0.005	0.02	0.04	0.03	<0.005	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
	Fe ³⁺	0.10	0.12	0.43	0.43	0.19	0.36	0.41	0.10	0.30	0.27	0.18	0.05	0.31	0.15	0.24
	Ti	<0.005	<0.005	0.01	0.01	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	0.01
	Mg	0.40	0.29	0.34	0.25	0.53	0.34	0.30	0.69	0.30	0.45	0.32	0.79	0.34	0.44	0.47
	Fe ²⁺	0.47	0.56	0.13	0.25	0.22	0.24	0.18	0.15	0.33	0.19	0.37	0.11	0.26	0.30	0.20
	Mn	<0.005	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01
M2	Mn	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
	Ca	0.87	0.86	0.60	0.54	0.81	0.66	0.62	0.88	0.64	0.79	0.72	0.91	0.68	0.85	0.79
	Na	0.11	0.13	0.44	0.46	0.22	0.36	0.42	0.13	0.35	0.27	0.30	0.10	0.35	0.20	0.27
Wo		46.9	46.9	30.3	27.0	40.4	32.9	30.9	48.3	31.4	39.7	34.9	49.0	33.8	42.2	39.3
En		21.7	15.5	17.1	12.3	26.4	17.1	15.1	38.0	14.9	22.5	15.8	42.3	16.7	22.2	23.4
Fs		31.4	37.6	7.4	13.8	11.2	13.2	10.7	13.7	18.0	10.7	19.4	8.7	14.4	15.6	10.5
Ae		—	—	38.4	43.5	20.5	34.8	39.8	—	32.3	25.6	25.6	—	31.8	15.8	23.8
Jd		—	—	6.7	3.4	1.5	2.0	3.4	—	3.4	1.5	4.4	—	3.2	4.2	3.0
Группа***		II	II	IV	IV	III	IV	IV	I	IV	III	V	I	V	III	III
Генерация		Hd	Hd	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-1	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-2	Di	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-1	Aeg-Aug-2	Di	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-1	Aeg-Aug-1

Примечание. Содержание оксидов приведено в мас.%. * Локализация области опробования: C – центр зерна, M – край зерна; индекс a – для ксеноморфных зерен, e – для идиоморфных. FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, ALBR – альбитит. ** Расчеты стехиометрических коэффициентов и содержаний мол.% минералов для классификационных диаграмм произведены согласно (Morimoto, 1989), разделение Fe²⁺ и Fe³⁺ – по (Cawthorn, Collerson, 1974). *** Принадлежность к одной из групп, выделенной на основе кластерного анализа, и соответствующей генерации (пояснения в тексте).

Пироксены III, IV и V групп, по номенклатуре IMA относятся к Na-Ca-группе пироксенов [$Q+J = 1.92 \div 2.00$, $J/(Q+J) = 0.20 \div 0.47$] и соответствуют по составу эгирин-авгиту, однако несколько различны по химизму и локализации в образцах. III группа [$Ae_{16-26}Jd_{4-1}(Wo_{42-39}En_{22-23}Fs_{16-11})_{80-73}$; Aeg-Aug-1] (Рис. 23В) – пироксены, наблюдающиеся в волластанит-клинопироксеновых породах и ядрах идиоморфных кристаллов из волластанит-клинопироксен-кальцит-апатитовых прожилок в апогнейсовых фенитах, а в ряде случаев – и в самих фенитах и альбититах. Несмотря на высокое содержание эгиринового минала, данные пироксены по своим химическим особенностям близки пироксенам I группы. Для них установлено повышенное содержание Ca и Mg ($mg\# = 0.49 \div 0.57$), пониженное – Mn.

Пироксены IV и V групп [$Ae_{26-44}Jd_{4-3}(Wo_{35-26}En_{17-19}Fs_{19-7})_{70-53}$; Aeg-Aug-2] формируют краевые зоны зерен обоих морфотипов из клинопироксен-полевошпатовых фенитов и альбититов, при этом в V группу вошли каймы из образца, примыкающего к волластанит-клинопироксеновым породам, а в IV группу – все прочие. В химическом составе пироксенов обеих групп присутствуют общие черты: максимальные содержания Na, Fe^{3+} , Ti и минимальные – Ca и Mg ($mg\# = 0.27 \div 0.38$), менее ярко проявленные в V группе. Наблюдается заметное (до 1 мас.%) обогащение краев зерен Mn, несколько более существенное для V группы.

Пироксены карбонатитов по химизму также разделились на две группы (Таблица 6). В наиболее высокотемпературных кальцитовых карбонатитах (альвикитах-I) и окружающих их основных метасоматитах химический состав клинопироксенов сходен с составом вышеописанных пироксенов II группы и отвечает магнезиальному геденбергиту ($Wo_{46-47}En_{33-27}Fs_{21-24}$). В более низкотемпературных кальцитовых карбонатитах (альвикитах-II) состав пироксенов более щелочной и соответствует эгирин-авгиту [$Ae_{27-31}Jd_{8-7}(Wo_{34-31}En_{21-18}Fs_{10-12})_{66-62}$], близкому по составу к Aeg-Aug-2, однако с более высоким содержанием жадеитового минала.

Таким образом, в породах контактового ореола массива Озерная Варака присутствует несколько генераций Quad- и Na-Ca-клинопироксенов, различных по химизму, а также по локализации в различных видах метасоматитов и по их микроструктурным взаимоотношениям друг с другом и с прочими минеральными фазами. Анализ полученных данных позволил выделить два разновозрастных тренда: ранний (диопсид – эгирин-авгитовый) и поздний (геденбергит – эгирин-авгитовый). В ряде образцов апогнейсовых фенитов установлено совместное нахождение клинопироксенов, принадлежащих различным трендам (см. Рис. 22б). В таких случаях наблюдаются однозначные микроструктурные соотношения: центральные участки зерен слагает диопсид или ранний эгирин-авгит (Aeg-Aug-1) первого тренда, а каймы в обоих случаях – поздний эгирин-авгит (Aeg-Aug-2) второго тренда. Присутствие подобных трендов изменения составов клинопироксенов установлено в контактовых зонах многих щелочно-ультраосновных комплексов (Morogan, 1994; Метасоматизм ..., 1998), причем первый тренд (ранний) связывают с поступлением вещества из ийолитового источника, а второй (поздний) – из карбонатитового.

Таблица 6. Химический состав клинопироксенов из карбонатитов и карбонатно-силикатных пород и ассоциирующих с ними метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	2048/230.4		2048/263.3	2044/129.2		2044/163.3	2044/153.6
	* ALV-Iб		ALV-Ia	* ALV-II		ALV-II	ALV-II
	1	2	3	4	5	6	7
	** C ^e	C ^e	C ^e	C ^e	C ^a	M ^e	C ^e
SiO ₂	49.96	51.03	50.40	52.32	52.46	51.18	51.28
TiO ₂	1.09	0.31	0.36	0.16	0.45	0.59	1.13
Al ₂ O ₃	2.37	1.73	1.56	0.84	1.63	1.83	1.99
FeO	17.59	16.53	16.19	18.45	16.81	14.98	15.62
MnO	0.65	0.61	0.47	0.91	0.48	0.45	0.40
MgO	6.66	7.30	7.82	5.39	6.46	7.27	7.02
CaO	20.18	21.20	21.59	15.98	15.53	16.62	16.13
Na ₂ O	2.24	1.72	1.81	4.58	5.19	4.55	4.78
V ₂ O ₃	0.09	0.05	н/п	н/п	н/п	0.14	0.12
ZrO ₂	н/п	н/п	н/п	0.13	0.13	0.13	н/п
Сумма	100.83	100.48	100.20	98.76	99.14	97.74	98.47

Распределение катионов по структурным позициям (в расчете на 4 катиона / 6 атомов кислорода с разделением Fe²⁺ и Fe³⁺)***

T	Si	1.91	1.95	1.92	2.02	1.99	1.96	1.95
	Al ^{IV}	0.09	0.05	0.07	<0.005	0.01	0.04	0.05
	Fe ³⁺	<0.005	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
M1	Al ^{VI}	0.01	0.03	<0.005	0.04	0.06	0.04	0.04
	Fe ³⁺	0.18	0.13	0.19	0.26	0.31	0.29	0.29
	Ti	0.03	0.01	0.01	<0.005	0.01	0.02	0.03
	Mg	0.38	0.42	0.44	0.31	0.36	0.42	0.40
	Fe ²⁺	0.38	0.40	0.32	0.34	0.23	0.19	0.21
	Mn	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
M2	Mn	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
	Ca	0.83	0.87	0.88	0.66	0.63	0.68	0.66
	Na	0.17	0.13	0.13	0.34	0.38	0.34	0.35
Wo		46.2	47.4	47.5	32.4	31.4	34.4	33.0
En		21.2	22.7	23.9	15.2	18.1	20.9	20.0
Fs		32.6	29.9	28.6	17.9	12.1	10.2	11.2
Ae		—	—	—	30.0	31.0	26.8	27.3
Jd		—	—	—	4.4	7.4	7.6	8.5
Генерация		Hd	Hd	Hd	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-2	Aeg-Aug-2

Примечание. Содержания оксидов даны в мас.%. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортоклазовый), ALV-II – альвикит-II. * Приведены составы клинопироксенов из твейтозитов (анализы №№ 2, 4) из полевошпатовых метасоматитов (анализ № 5), обрамляющих карбонатиты. ** Локализация области опробования: C – центр зерна, M – край зерна; индекс a – для ксеноморфных зерен, e – для идиоморфных. *** – расчеты стехиометрических коэффициентов и содержаний мол.% миналов для классификационных диаграмм произведены согласно (Morimoto, 1989), разделение Fe²⁺ и Fe³⁺ – по (Cawthorn, Collerson, 1974).

Увеличение интенсивности метасоматического преобразования пород (переход от зоны фенитизированных пород к собственно фенитам) у клинопироксенов раннего (фенитового) тренда сопровождается изменением химического состава, которое можно описать одновременной реализацией двух схем изоморфного замещения: $^{M1}\text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons ^{M1}\text{Fe}^{2+}$ и $^{M2}\text{Ca}^{2+} + ^{M1}\text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons ^{M2}\text{Na}^{+} + ^{M1}\text{Fe}^{3+}$. Изменение химизма клинопироксенов позднего (карбонатитового) тренда описывается схемой изоморфизма $^{M2}\text{Ca}^{2+} + ^{M1}\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons ^{M2}\text{Na}^{+} + ^{M1}\text{Fe}^{3+}$.

В составах большинства проанализированных кристаллов пироксенов обнаруживается содержание кальция, избыточное относительно Quad-составляющей¹⁹. Величина ΔCa , равная $^{M2}(\text{Ca}+\text{Mn})_{a.p.f.u.} - ^{M1}(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn})_{a.p.f.u.}$, в 16 из 22 анализов попадает в диапазон 0.02...0.13 *a.p.f.u.*, что, вероятно, связано с присутствием в составе гипотетических Ca [Ca-Ts; $^{M2}\text{Ca} ^{M1}\text{R}^{3+T}(\text{R}^{3+}\text{Si})\text{O}_6$, где $\text{R}^{3+} = \text{Al}+\text{Fe}^{3+}$] и Ca-Ti [Ca-Ti-Ts; $^{M2}\text{Ca} ^{M1}\text{Ti} ^T\text{R}^{3+}_2\text{O}_6$] молекул Чермака и/или Ca молекулы Эсколы [Ca-Es; $^{M2}(\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}) ^{M1}\text{Al} ^T\text{Si}_2\text{O}_6$]. В силу того, что в тетраэдрической позиции присутствует не более 0.09 *a.p.f.u.* трехвалентных катионов, максимально возможное содержание компонентов Чермака не превышает 9.3 мол.%²⁰. В тех пироксенах, в составах которых присутствуют миналы клиноэнстатита и клиноферросилита ($\Delta\text{Ca} < 0$), содержание трехвалентных катионов в тетраэдрической позиции нулевое. Анализ распределения фигуративных точек составов исследованных пироксенов на диаграмме $\Delta\text{Ca}_{a.p.f.u.} - ^T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$ (Рис. 24А) показал закономерное изменение значимости изоморфного замещения $0.5^{M2}\text{Ca}^{2+} + ^{M1}\text{R}^{2+} \rightleftharpoons 0.5^{M2}\square^0 + ^{M1}\text{Al}^{3+}$ в ряду [Hd] → [Aeg-Aug-2 из карбонатитов] → [Di] → [Aeg-Aug-2 из алюмосиликатных метасоматитов] → [Aeg-Aug-1], что выражается в последовательном уменьшении величины отношения ($^T\text{R}^{3+}/\Delta\text{Ca}$)*a.p.f.u.*

Использованная методика вычисления стехиометрических коэффициентов (Morimoto, 1989) основана на условии присутствия 4 катионов при 6 атомах кислорода, в связи с чем гипотетический компонент Эсколы будет иметь вид $\text{Ca}_{0.57}\text{Al}_{1.14}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{6.00}$ с избытком заряда в 14.3 %. Присутствие подобной «молекулы» отразится на стехиометричности формулы пироксена в общем и, в частности (из-за занижения концентрации Fe^{3+}), – на рассчитанном отношении $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, а также приведет к завышенному содержанию атомов Si в формульной единице и, как следствие, занижению количества R^{3+} в тетраэдрической позиции. При этом высокая возможность вхождения компонента Эсколы в клинопироксены фенитов была показана в работе (Ranløv, Dymek, 1991). В связи с этим три навески монофракции клинопироксена с максимальным содержанием избыточного кальция, не связанного в Quad-составляющую, и компоненты Чермака²¹ (эгирин-авгита ранней генерации из волластонит-клинопироксеновых пород), были дополнительно изучены методом мёссбауэровской спектроскопии на ЯГР-спектрометре «СМ-1201» (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Источником γ -излучения служил изотоп ^{57}Co в матрице Cr с активностью 30-50 мКи. Спектрометр калибровался по металлическому железу. Погрешности определения содержаний Fe^{2+} и Fe^{3+} в подрешетках составляли от 0.5 до 1 %, что соответствует ошибкам определения величин отношений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} \pm 0.005$ и ± 0.010 соответственно. Результаты проведенного исследования приведены в Таблице 7 и на Рис. 25.

¹⁹ Составляющая, которую можно описать с помощью шести миналов – клиноэнстатита ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), клиноферросилита ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), диопсида ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), геденбергита ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), йохансенита ($\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$) и каноита ($\text{MnMgSi}_2\text{O}_6$).

²⁰ Приведена оценка для Ca-Ts. Для Ca-Ti-Ts эта величина еще ниже и не превышает 4.7 мол.%.

²¹ Это проявляется в минимальном значении отношения ($^T\text{R}^{3+}/\Delta\text{Ca}$)*a.p.f.u.*, что отражено на диаграмме $\Delta\text{Ca}_{a.p.f.u.} - ^T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$ в локализация фигуративных точек вблизи оси $\Delta\text{Ca}_{a.p.f.u.}$ (Рис. 24А).

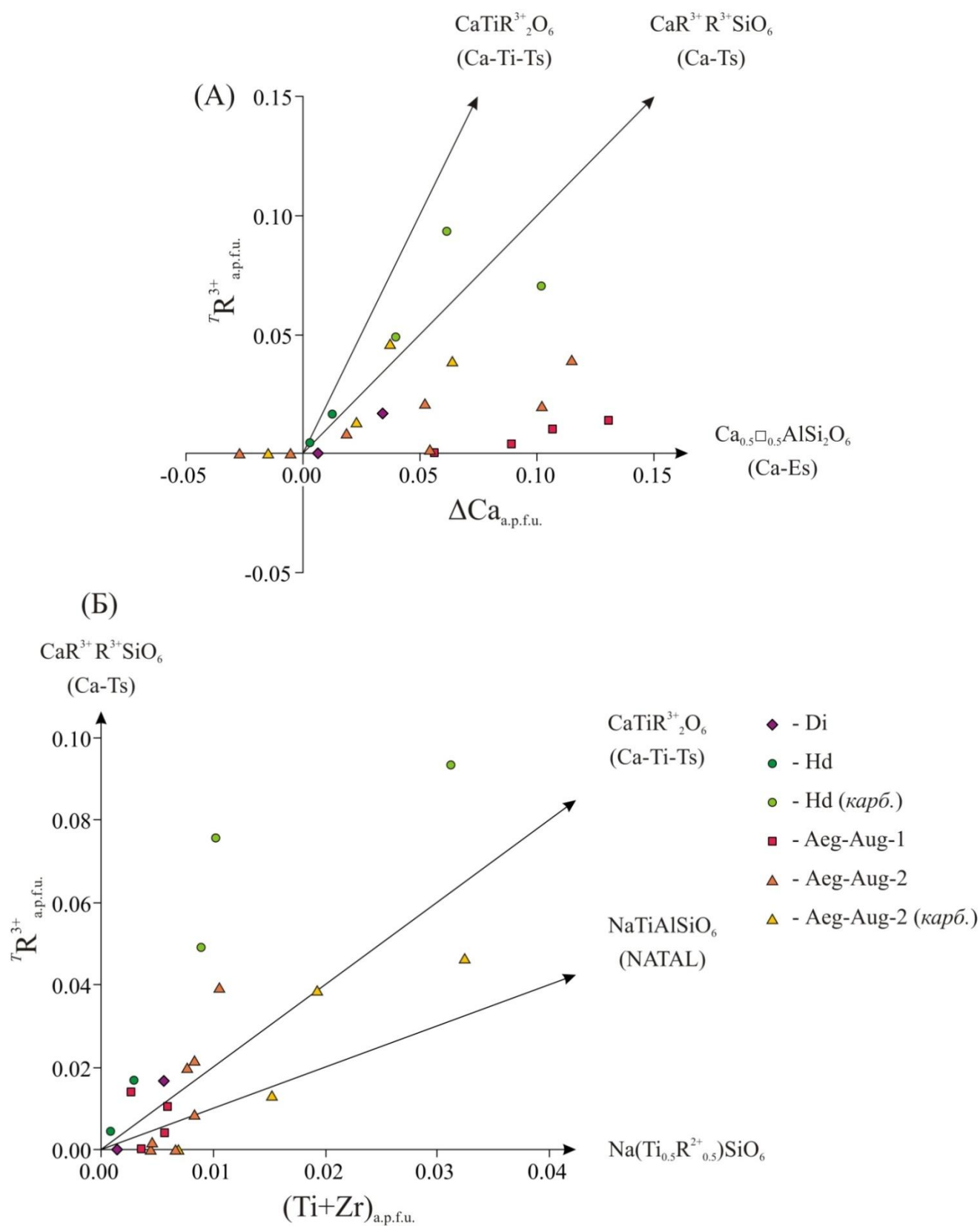
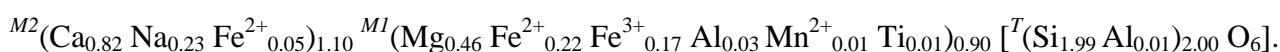


Рис. 24. Положение фигуративных точек составов моноклинных пироксенов различных генераций на диаграммах в координатах (А) $\Delta\text{Ca}_{a.p.f.u.} - T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$ и (Б) $(\text{Ti}+\text{Zr})_{a.p.f.u.} - T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$ ($\text{R}^{3+} = \text{Al}+\text{Fe}^{3+}$). Условные обозначения те же, что и на Ошибка! Источник ссылки не найден..

Измеренные ЯГР спектры обычны для Na-Ca клинопироксенов (Amthauer, Rossman, 1984). Аппроксимация спектров кривыми Лоренца позволила выделить три квадрупольных дублета (Рис. 25), для двух из которых величины химического сдвига близки к 1.1, а для третьего – 0.4. Два первых отвечают Fe^{2+} в структурных позициях M1 и M2, отчетливо отличающихся друг от друга значениями квадрупольных расщеплений (дублет Fe^{2+} (M2) заметно «шире»). Третий дублет отвечает Fe^{3+} в позиции M1, причем отсутствие еще одного дублета, с величиной IS несколько ниже, а QS – существенно выше, чем у дублета Fe^{3+} (M1) (Akasaka, 1983), указывает на отсутствие трехвалентного железа в траэдрической позиции.

По соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов были рассчитаны относительные количества Fe^{2+} и Fe^{3+} в структурных позициях M1 и M2, которые оказались очень близки для всех проанализированных навесок: Fe^{2+} в позиции M2 $11.34 \pm 0.15\%$, Fe^{2+} в позиции M1 $49.92 \pm 0.10\%$, Fe^{3+} в позиции M1 $38.73 \pm 0.02\%$. С учетом химического состава этого эгирин-авгита (Таблица 5, анализы №№ 14, 15) и данных мёссбауэровской спектроскопии его кристаллографическая формула, рассчитанная по методике из работы (Morimoto, 1989), будет иметь вид:



Таким образом, проведенные исследования показали, что данный пироксен не содержит в себе молекул Эсколы, о чем свидетельствует определенный для него незначительный дефицит заряда (возможно, в его составе Mn присутствует в форме Mn^{3+}). В то же время привлекает внимание нестехиометричность заполнения позиций M1 и M2, которая косвенно указывает на присутствие не менее 0.10 *a.p.f.u.* кальция в позиции M2, причем эта цифра отвечает рассчитанной ранее величине $\Delta\text{Ca}_{a.p.f.u.}$ для данного анализа. Выяснение причины данного явления требует дополнительного изучения и является темой отдельного исследования, выходящего за рамки настоящей работы.

Таблица 7. Параметры ЯГР спектров ($\text{мм} \times \text{с}^{-1}$) и содержание железа (%) в M1 и M2 позициях структуры эгирин-авгита ранней генерации из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варака

Проба	Fe^{2+} (M2)				Fe^{2+} (M1)				Fe^{3+} (M1)			
	<i>QS</i>	<i>IS</i>	<i>HW</i>	%	<i>QS</i>	<i>IS</i>	<i>HW</i>	%	<i>QS</i>	<i>IS</i>	<i>HW</i>	%
S07-60F(1)	2.672	1.114	0.411	11.26	2.058	1.133	0.434	49.99	0.402	0.436	0.326	38.75
S07-60F(2)	2.664	1.133	0.432	11.50	2.051	1.141	0.435	49.75	0.413	0.434	0.327	38.74
S07-60F(3)	2.682	1.138	0.414	11.27	2.050	1.148	0.427	50.02	0.411	0.424	0.306	38.71

Примечание. *QS* или ΔE_Q - квадрупольное расщепление (*quadrupole splitting*), *IS* или δ – химический (или изомерный) сдвиг (*isomer shift*) относительно металлического железа ($\alpha\text{-Fe}$) при комнатной температуре (298°K), *HW* или Γ – половина ширины на половине высоты пика (*half width at half peak height*).

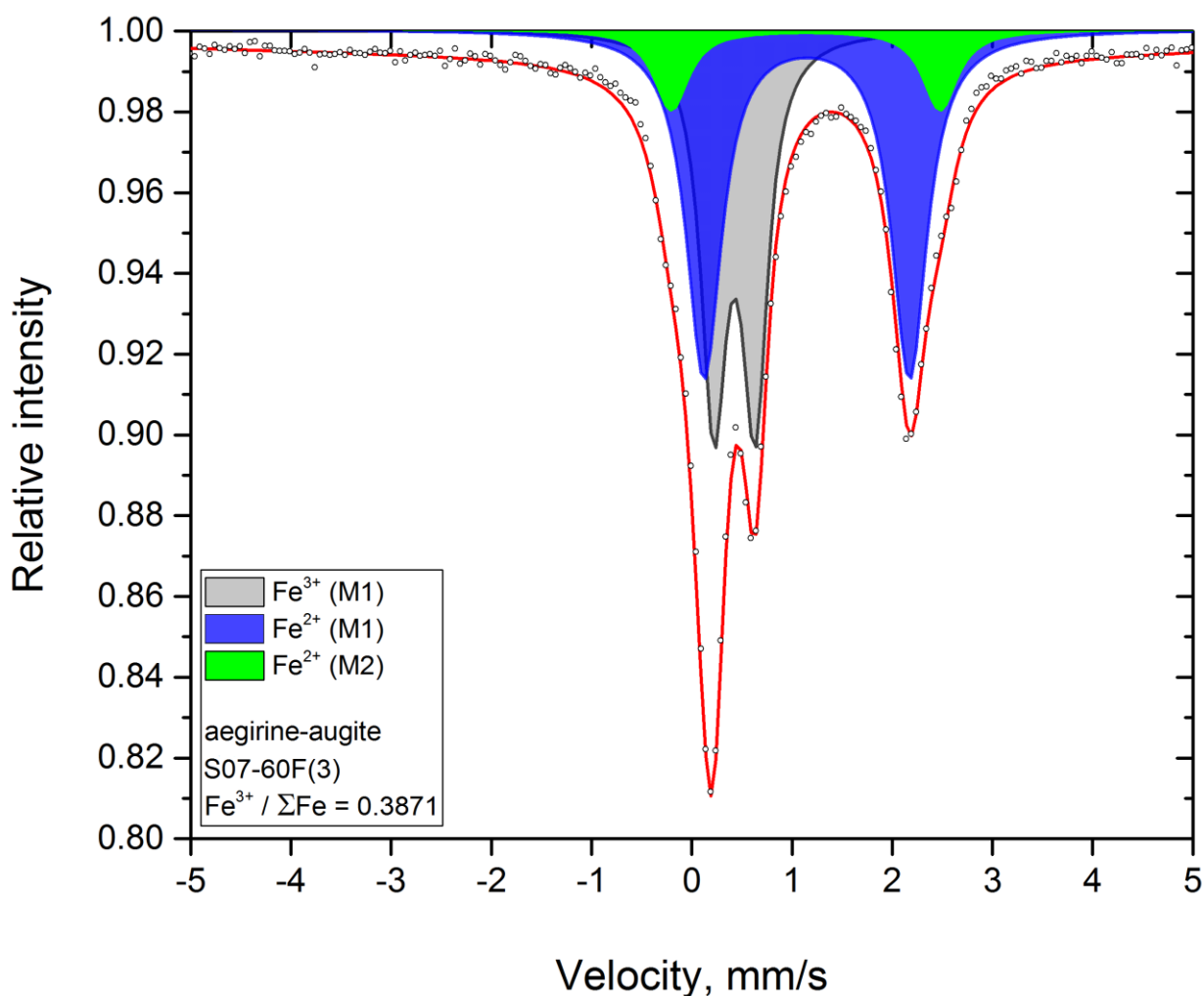


Рис. 25. Мессбауэровский (ЯГР) спектр для одной из навесок эгирин-авгита ранней генерации из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варакка.

Отдельного обсуждения требует вхождение атомов титана в структуру Quad-пироксенов, которое в щелочных породах может осуществляться по нескольким механизмам (Ranløv, Dymek, 1991; Shearer, Larsen, 1994): $M^1R^{2+} + 2^T\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons M^1\text{Ti}^{4+} + 2^T\text{Al}^{3+}$, приводящему к вышеупомянутому гипотетическому крайнему члену Ca-Ti-Ts; $M^2\text{Ca}^{2+} + M^1R^{2+} + ^T\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons M^2\text{Na}^+ + M^1\text{Ti}^{4+} + ^T\text{Al}^{3+}$ с конечным членом NaTiAlSiO₆ (т.н. NATAL); $M^2\text{Ca}^{2+} + 0.5M^1R^{2+} \rightleftharpoons M^2\text{Na}^+ + 0.5M^1\text{Ti}^{4+}$, ведущему к безымянному крайнему члену Na(Ti_{0.5}R_{0.5})SiO₆. Для циркония схемы изоморфного замещения аналогичные. С целью оценки превалирующих механизмов изоморфного вхождения Ti и Zr в структуру исследованных пироксенов их составы были нанесены на диаграмму в координатах $(\text{Ti}+\text{Zr})_{a.p.f.u.} - ^T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$, где $\text{R}^{3+} = \text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ (см. Рис. 24Б). Фигуративные точки составов клинопироксенов диопсид – эгирин-авгитового тренда из-за минимальных содержаний Ti, Zr и трехвалентных катионов в четверной координации сгруппировались вблизи точки начала координат. Геденбергиты легли в поле между линиями Ca-Ts и Ca-Ti-Ts, что, по всей видимости, определяется вхождением исследуемых компонентов исключительно в составе гипотетических молекул Чермака. Эгирин-авгиты позднего

(геденберgit – эгирин-авгитового) тренда из алюмосиликатных пород контактового ореола массива Озерная Варака характеризуются близкими значениями $(\text{Ti}+\text{Zr})_{a.p.f.u.}$ на фоне варьирующего в широких пределах содержания ${}^T\text{R}^{3+}_{a.p.f.u.}$, в силу чего фигуративные точки их составов легли на прямую, субпараллельную оси ординат. Это, вероятно, связано с тем, что титан и цирконий в клинопироксенах данной генерации связан в виде молекул $\text{Na}(\text{Ti,Zr})_{0.5}\text{R}^{2+}_{0.5}\text{SiO}_6$, в то время как трехвалентные катионы в четверной координации присутствуют в составе молекул Ca-Ts. Фигуративные точки эгирин-авгитов из карбонатитов распределились между линиями NATAL и Ca-Ti-Ts, что может указывать на доминирование двух соответствующих схем изоморфизма.

В монофракции эгирин-авгита (Aeg-Aug-1) из волластонит-клинопироксеновых пород методом ICP-MS было также проанализировано содержание примесных компонентов, в том числе и REE (Таблица 8). Для данного пироксена хондрит-нормированный спектр распределения редкоземельных элементов имеет своеобразный вид с U-образным изгибом в области HREE (Рис. 26). Экстремум приходится на Ho и Er. Это определяется тем, что содержания этих элементов в проанализированном материале всего в 4.6 раза выше чем в хондрите, в то время как концентрация Lu в 10 раз превосходит хондритовую, а Gd – в 19 раз. Обогащенность редкоземельными элементами цериевой группы еще существенней (например, $\text{La}_{cn}^{22} = 292$), в связи с чем значение параметра $\text{La}_{cn}/\text{Yb}_{cn}$, отражающего степень общей фракционированности REE, относительно высоко (39.4). Цериевая аномалия не выражена ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.94$), однако присутствует слабый европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.77$). Последний, в силу линейности спектра в диапазоне La-Eu, по всей видимости, отражает не дефицит европия, а смену характера накопления редкоземельных элементов при переходе к тяжелой части спектра.

Подобные, в целом необычные для клинопироксенов, кривые распределения редкоземельных элементов свойственны моноклинным пироксенам магматического и гидротермально-метасоматического происхождения многих щелочных комплексов мира: фойдолитов Хибинского массива (Арзамасцев и др., 2005) и Альнэ (Hode Vuorinen *et al.*, 2005a), щелочных пород различного генезиса из комплекса Монт-Сент-Илер (Piilonen *et al.*, 1998). Морфология таких спектров распределения для магматогенных клинопироксенов из фойяитов интрузива Илимауссак в работе (Shearer, Larsen, 1994) интерпретируется как результат совокупного влияния двух факторов: различия коэффициентов разделения²³ в системе клинопироксен/щелочной расплав для легких и тяжелых редкоземельных элементов ($Kd^{\text{HREE}} > Kd^{\text{LREE}}$) при общей обогащенности источника вещества редкоземельными элементами цериевой группы.

²² Здесь и далее нижний индекс *cn* стоит при хондрит-нормализованных содержаниях лантаноидов.

²³ Коэффициент разделения (распределения) Нернста, Kd (Nernst distribution coefficient). $Kd_i = C_i^A/C_i^B$, где Kd_i – коэффициент разделения для *i*-го компонента, C_i^A и C_i^B – его концентрации в фазах А и В (минерал, расплав, флюид). Зависит от *T*–*P*-параметров и состава фаз (Rollinson, 1993).

Таблица 8. Содержания элементов-примесей в эгирин-авгите (Aeg-Aug-1) из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варака

Li	K	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Ba	Th	U				
0.0054 (0.0006)	0.518 (0.016)	0.0014 (0.0003)	1.02 (0.01)	7.87 (0.06)	0.101 (0.006)	0.0024 (0.0003)	0.036 (0.001)	12.3 (2.1)	0.0005 (0.0001)				
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
90.5 (3.6)	158 (8)	15.5 (0.7)	48.3 (1.5)	5.74 (0.15)	1.38 (0.02)	4.94 (0.14)	0.492 (0.014)	1.91 (0.01)	0.327 (0.004)	0.967 (0.024)	0.171 (0.003)	1.55 (0.03)	0.323 (0.007)

Примечание. Содержание компонентов – в ppm. Приведены средние значения из двух определений, в скобках – величина вариаций.

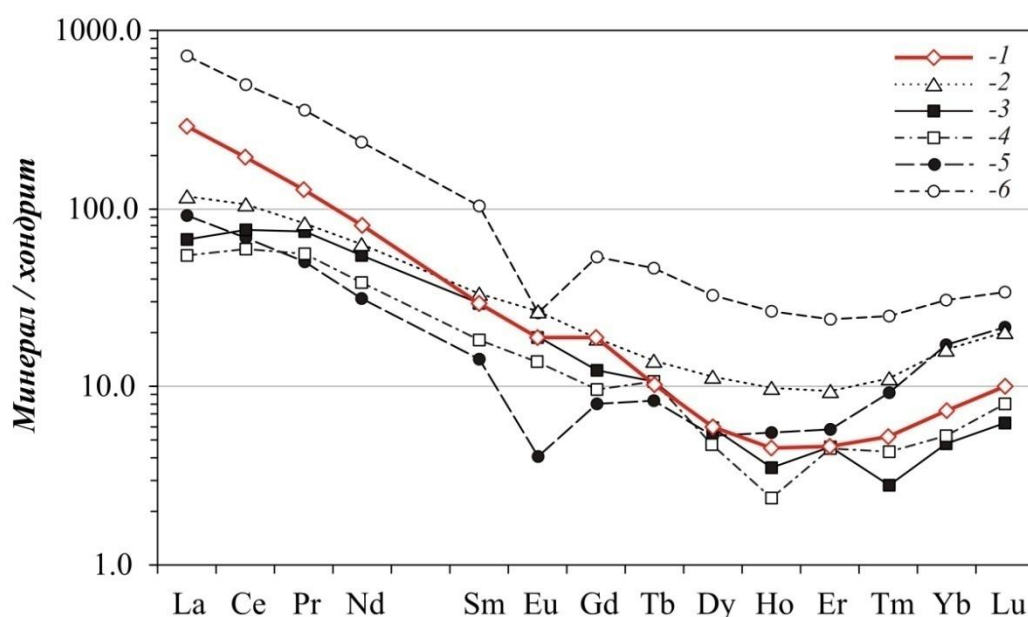


Рис. 26. Хондрит-нормированные графики распределения в клинопироксенах из различных щелочных комплексов: 1– эгирин-авгит (Aeg-Aug-1) из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варака; 2 – диопсид из ийолитов Хибинского массива (образец 300/501: Арзамасцев и др., 2005); 3 и 4 – диопсид из мельтейгитов и авгит из ийолитов комплекса Альнё (образцы 25MN и 35IN соответственно: Hode Vuorinen *et al.*, 2005a); 5 и 6 – эгирины из щелочного пегматита и содалитового сиенита комплекса Монт-Сент-Илер (образцы PEG5 и SX8 соответственно: Piilonen *et al.*, 1998). Для нормирования использованы значения концентраций REE в усредненном хондрите CI (Boynton, 1984).

Это согласуется с имеющимися данными о том, что в системе клинопироксен/расплав (независимо от содержания в нем кремнезема и щелочей) коэффициент распределения непрерывно возрастает в ряду La-Sm, достигая своего максимума в интервале Gd-Lu (Larsen, 1979; Rollinson, 1993; Арзамасцев и др., 2009б). Также установлено, что по мере роста щелочности среды минералообразования закономерно снижается значение отношения Dy_{cn}/Yb_{cn} (Арзамасцев и др., 2005). Возможно, это определяется тем, что при разделении REE в системе клинопироксен/щелочной расплав максимальные значения Kd достигаются для элементов интервала Gd-Dy (Арзамасцев и др., 2009б).

Схожесть морфологии спектров распределения редкоземельных элементов исследованного эгирин-авгита метасоматического генезиса со спектрами для клинопироксенов из щелочных магматитов позволяет (с должной осторожностью) произвести экстраполяцию на них полученных наблюдений и выводов, согласно с которыми сформировавший их источник вещества (синмагматический флюид) характеризовался высокой щелочностью и был обогащен LREE относительно HREE.

4.8. Волластонит

Волластонит – минерал, встречающийся в тех или иных объемах в контактовых ореолах многих щелочных комплексов девонской Кольской щелочной провинции. Так, его присутствие установлено в породах экзо- и эндоконтактов массивов Африканда, Турый мыс, Ковдор, Вуориярви, Ииваара (Кухаренко и др., 1965; Сергеев, 1967; Евдокимов, 1982; Sindern, Kramm, 2000; Ivanyuk *et al.*, 2002). В данных породах волластонит наблюдается или в виде рассеянной вкрапленности, или входит в разнообразные по своему минеральному составу жилы (мономинеральные волластонитовые, эгирино-волластонитовые, эгирино-полевошпато-нефелиновые, волластонито-полевошпатовые, волластонито-арфведсонитовые и др.). В Хибинском плутоне в районе г. Эвеслогчорр к контакту рихторитов с гнейсовидными фойяитами приурочены эвдиалито-ринкито-пектолит-геденбергитовые жилы, также содержащие волластонит (Шлюкова, 1986; Yakovenchuk *et al.*, 2005). В массиве Озерная Варака волластонит является породообразующим минералом для волластонит-клинопироксеновых пород и ряда образцов карбонатитов. В последнем случае в ассоциации с волластонитом присутствуют кальцит, геденбергит, нефелин, титанистый андрадит, апатит и титанит. Кроме того, примыкающие к волластонит-клинопироксеновым породам апогнейсовые клинопироксен-полевошпатовые фениты пронизаны сетью тонких прожилков, сложенных волластонитом, эгирин-авгитом, кальцитом, апатитом и титанитом. Зерна волластонита повсеместно имеют типичную для данного минерала морфологию и представлены удлиненно-призматическими либо шестоватыми кристаллами длиной до первых миллиметров. Часто встречаются индивиды «досчатого» облика. Оптические свойства волластонита из всех трех типов локализации сходные и соответствуют описанным в литературных источниках (Дир и др., 1965; Саранчина, 2000; Anthony *et al.*, 2001; Маракушев и др., 2000): минерал не окрашен; характеризуется присутствием трех пересекающихся систем спайности различной степени совершенства; угол между плоскостями спайности измерить затруднительно из-за мозаичного характера спайности в разрезах, подходящих для измерения, и, как следствие, выкрашивания соответствующих разрезов при изготовлении препаратов (см. Рис. 9); V гр. Лодочникова (верхи); среднее двулучепреломление (максимальная интерференционная окраска – желто-оранжевая (I порядок); $N_g - N_p = 0.017$); меняющийся в зависимости от ориентировки разреза знак удлинения; угасание относительно пересекающейся спайности косое, несимметричное, а в разрезах, параллельных $[010]$, прямое; обычны простые двойники; оптический знак отрицательный; угол $2V \approx 35 \div 45^\circ$; дисперсия угла оптических осей слабая ($r > v$).

Составы всех исследованных кристаллов соответствуют идеальной кристаллохимической формуле $\text{Ca}_3 [\text{Si}_3 \text{O}_9]$ (Таблица 9). Суммарное содержание примесных для данного минерала компонентов (FeO, MgO, MnO, SrO и др.) не превышает 1.8 мас. %.

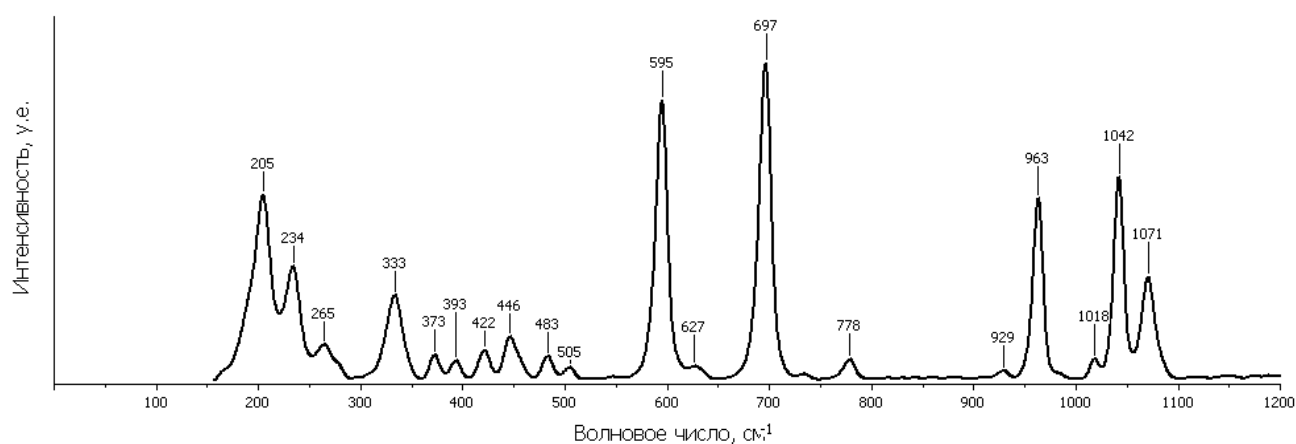
Таблица 9. Химический состав волластонита из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	S07-60E	S07-60F			2048/263.3
	FGNS	WPXR			ALV-Ia
	1	2	3	4	5
SiO ₂	51.72	50.89	52.22	51.78	51.93
TiO ₂	н/п	н/п	н/п	н/п	н/а
Al ₂ O ₃	0.10	н/п	н/п	н/п	н/п
FeO	0.54	0.63	0.46	0.67	0.98
MnO	0.40	0.27	0.29	0.22	0.36
MgO	0.07	0.11	0.12	0.14	0.11
CaO	47.82	47.82	47.76	47.85	46.81
Na ₂ O	н/п	н/п	н/п	н/п	0.10
SrO	н/п	0.35	0.22	0.18	0.25
BaO	н/п	н/п	н/п	н/п	н/а
Сумма	100.65	100.07	101.07	100.84	100.54
Si	2.98	2.96	3.01	2.99	3.01
Al	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Fe ³⁺	0.02	0.03	<0.005	0.01	<0.005
Сумма <i>T</i>	3.01	2.99	3.01	3.00	3.01
Ca	2.96	2.98	2.95	2.96	2.91
Fe ²⁺	<0.005	<0.005	0.02	0.02	0.05
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01
Сумма <i>M</i>	2.99	3.01	3.00	3.01	3.01
<i>W</i>	17.99	17.95	18.04	18.01	18.05

Примечание. Содержания оксидов – в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. *W* – суммарный заряд катионов одной формульной единицы. Приведены составы волластонита из эгирин-авгит-кальцит-волластонитового прожилка в апогнейсовом фените (анализ №1), волластонит-клинопироксеновой породы (анализы №№ 2-4) и альвикита-Ia (анализ № 5). Распределение катионов по структурным позициям осуществлялось в расчете на 4 катиона / 6 атомов кислорода с разделением Fe²⁺ и Fe³⁺ по тем же методикам, что и для пироксенов.

В связи со сходством кристаллооптических свойств и химических составов волластонита и ксонотлита²⁴ ($\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH})_2$), между которыми легко осуществляются взаимные превращения (Дир и др., 1965; Минералы ..., 1981), потребовалось дополнительное исследование, направленное на установление достоверности проведенной диагностики. С этой целью несколько кристаллов волластонита из волластонит-клинопироксеновых пород были изучены методом раман-спектроскопии (Рис. 27Б, Таблица 10) на спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 800 (РЦ «Геомодель», СПбГУ, г. Санкт-Петербург), оборудованном конфокальным микроскопом Olympus BX41. Спектральное разрешение составляло $\pm 2 \text{ см}^{-1}$.

(А)



(Б)

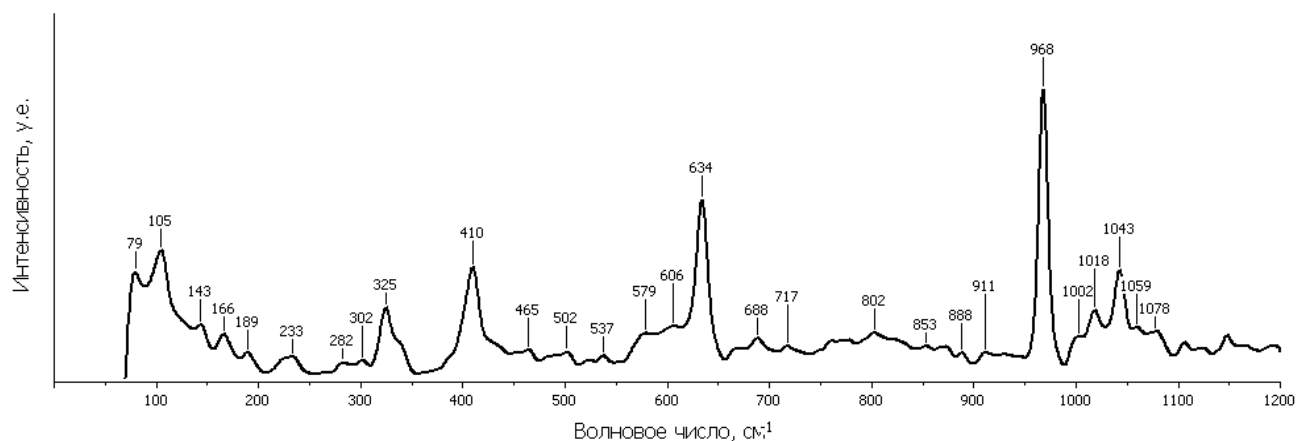


Рис. 27. Рамановские спектры (А) образца ксонотлита из базы данных RRUFF (Downs, 2006) и (Б) образца волластонита из волластонит-клинопироксеновых пород. Режим съемки для волластонита: зеленый лазер (длина волны 514 нм) с мощностью 50 mW, время экспозиции 10 с, число повторений 4, фокальное отверстие 500 мкм.

²⁴ Что касается кристаллооптических свойств, то существенным является лишь различие в оптических знаках и несколько более низкий показатель преломления у ксонотлита. При электронно-зондовом рентгеноспектральном определении химических составов анализы ксонотлита будут отличаться лишь небольшим дефицитом масс компонентов, находящихся в тех же пропорциях (в теоретических составах 51.73 мас.% SiO_2 и 48.27 мас.% CaO против 50.42 мас.% SiO_2 и 47.06 мас.% в волластоните и ксонотлите соответственно)(Anthony et al., 2001).

Таблица 10. Характеристические пики на рамановских спектрах волластонита (выделены полужирным шрифтом)

Диапазон, см ⁻¹	—	—	—	—	# 5734	R120016	R120122	R040008	S07-60F/1	S07-60F/2
0 - 100	—	79	—	—	—	—	—	—	79	78
100 - 200	—	104, 108, 145, 153, 165 , 171, 190	163, 193	—	—	—	165,190	190	105, 143, 166, 189	106, 123, 145, 165 , 190
200 - 300	290	200, 216, 224, 234, 250, 280, 292	217, 229, 239, 251, 282	226, 237, 257	—	—	226	247, 281	233, 282	237, 299
300 - 400	320(3) , 390	302, 316 , 335 , 342	306, 323 , 339	303, 321 , 337	338	306, 337 , 390	302, 320 , 334	306, 321 , 338	302, 325	319, 334
400 - 500	—	404, 413 , 466, 478, 486	414 , 469	400, 412 , 485	412	405 , 431, 446, 463, 499	411, 485	412 , 469, 486	410 , 465	410, 494
500 - 600	556(2), 580(5)	—	583	581	502, 581	509, 528, 553, 582	579	525	502 , 537, 579	525, 536, 577
600 - 700	632(2)	636, 688	637, 688	636, 688	635	636, 690	635, 688	635, 694	606, 634 , 688	603, 634 , 668, 689
700 - 800	—	—	—	—	—	710, 730, 757	—	—	717	714
800 - 900	860(1)	890	852	883	887	820, 861, 890	891	827, 891	802, 853, 888	809, 875, 889
900 - 100	940, 980(10) , 996	971, 999	972, 999	970, 997	968	914, 970 , 994	969, 999	928, 970 , 999	911, 968	915, 968
> 1000	—	1014, 1022 , 1028, 1046	1023, 1046 , 1063	1020, 1044	1042 , 1097	1023, 1045 , 1101	1017, 1044	1026, 1042 , 1058, 1073, 1102	1002, 1018 , 1043 , 1059, 1078	1001, 1017 , 1041 , 1064, 1079
Источник	Griffith, 1969	Swamy <i>et al.</i> , 1997	Richet <i>et al.</i> , 1998	Huang <i>et al.</i> , 2000	Buzatu, Buzgar, 2010	Downs, 2006	Downs, 2006	Downs, 2006	собств. данные	собств. данные

Сопоставление ряда работ, касающихся рамановского исследования волластонита (Griffith, 1969; Swamy *et al.*, 1997; Richet *et al.*, 1998; Huang *et al.*, 2000; Downs, 2006; Buzatu, Buzgar, 2010), показало, что в диапазоне 100-1100 см⁻¹ в колебательных спектрах волластонита присутствует набор из 16 мод, общих для подавляющего большинства спектров: 164.5±1.5 см⁻¹, 191.5±1.5 см⁻¹, 304±2 см⁻¹, 319.5±3.5 см⁻¹, 336.5±1.5 см⁻¹, 402.5±2.5 см⁻¹, 412.5±1.5 см⁻¹, 494±8 см⁻¹, 582±1 см⁻¹, 636±1 см⁻¹, 691±3 см⁻¹, 887±4 см⁻¹, 971±1 см⁻¹, 996.5±3.5 см⁻¹, 1021.5±4.5 см⁻¹, 1044±2 см⁻¹ (Таблица 10). Этот набор пиков можно рассматривать в качестве характеристического для данного минерала, в то время как для рамановского спектра ксонотлита характерна совершенно иная морфология (Рис. 27А). Помимо того, в интервале 210-260 см⁻¹ спектра волластонита группа пиков незначительной интенсивности обычно формирует характерное плато.

В спектрах проанализированных нами двух образцов присутствует 14-15 из выше перечисленных мод (Таблица 10). Это подтверждает, что данная минеральная фаза является волластонитом. Вместо пиков 402.5 см⁻¹ и 412.5 см⁻¹ установлен единственный интенсивный ассиметричный пик 410 см⁻¹, а в спектре образца S07-60F/1 нет пиков 319.5 см⁻¹ и 336.5±1.5 см⁻¹, на месте которых наблюдается единый пик 325 см⁻¹ (Рис. 27Б). Проведенное рентгенофазовое исследование показало, что данный волластонит представляет собой смесь 1Т-волластонита и 2М-волластонита с резким преобладанием последнего поли типа, являющегося более высокотемпературной разновидностью (Henmi *et al.*, 1983; Tzvetanova *et al.*, 2012). Это указывает на то, что формирование волластонит-содержащих пород происходило при температурах свыше 600°C.

Методом ICP-MS в монофракции волластонита из волластонит-клинопироксеновых пород было проанализировано содержание примесных компонентов, в том числе и REE (Таблица 11). Повышенные концентрации калия и бария, по всей видимости, определяются наличием в исследованных кристаллах волластонита микровростков анортотклаза. Их присутствие было подтверждено при исследовании контрольных искусственных аншлифов из вещества монофракции в обратно-рассеянных электронах с сопутствующей диагностикой минеральных фаз. Абсолютные значения концентраций редкоземельных элементов в данном минерале относительно невелики (содержание La в 66.7 раз выше, чем в хондрите, а Lu – в 3.7 раза). Исследованный волластонит характеризуется пологим линейным хондрит-нормированным спектром распределения REE без европиевой и цериевой аномалий (Eu/Eu* = 0.97, Ce/Ce* = 0.93, La_{cn}/Yb_{cn} = 16.3) (Рис. 28), резко отличным от спектра распределения сосуществующего эгирин-авгита (см. Рис. 26).

Таблица 11. Содержания элементов-примесей в волластоните из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варака

Li	K	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Ba	Th	U				
0.609	6490	0.378	738	9.77	145	3.53	27.9	0.779	0.150				
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
20.6	40.4	4.41	16.0	2.70	0.817	2.60	0.352	2.04	0.351	0.996	0.147	0.850	0.120

Примечание. Содержание компонентов приведены в ppm.

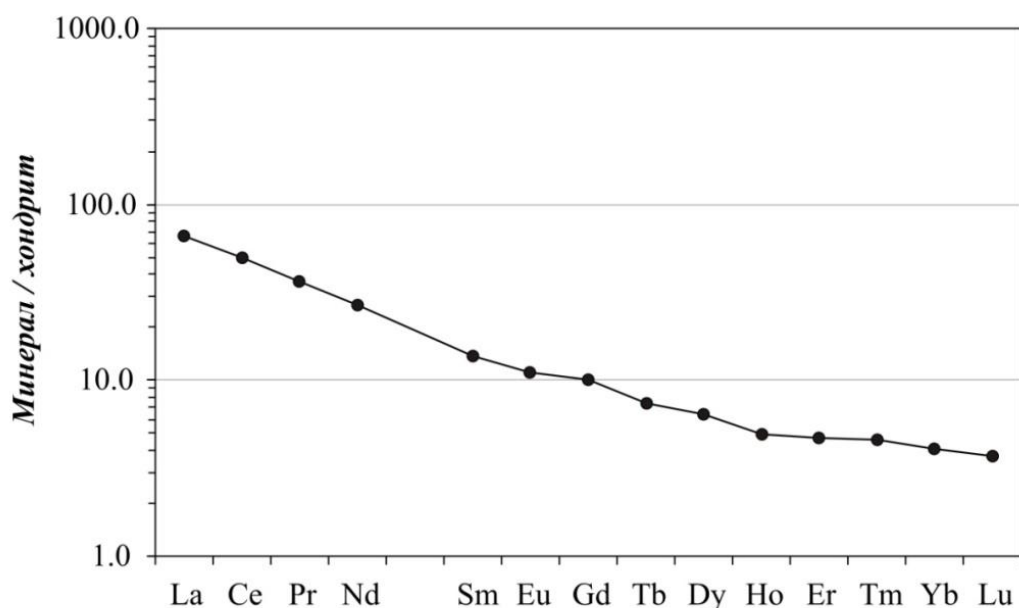
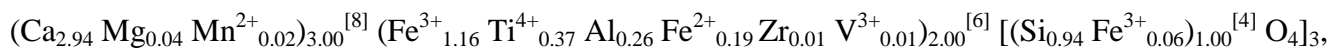


Рис. 28. Хондрит-нормированный график распределения редкоземельных элементов в волластоните из волластонит-клинопироксеновых пород контактового ореола массива Озерная Варака. Для нормирования использованы значения концентраций REE в усредненном хондрите CI (Boynton, 1984).

4.9. Гранаты

Минерал надгруппы гранатов присутствует лишь в единичных образцах альвикитов-I. Порфиробласты граната изометричные либо ксеноморфные, до 0.5 см в поперечнике, с неровными краями (Рис. 29а). Гранат зачастую образуется по трещинам и краям зерен всех минеральных фаз данной ассоциации, нередко формируя реакционные каймы или замещая их вплоть до появления полных псевдоморфоз (Рис. 29б). Химический состав данного минерала следующий: SiO₂ – 34.23 мас.%, CaO – 33.35 мас.%, FeO – 22.42 мас.%, TiO₂ – 5.93 мас.%, Al₂O₃ – 2.69 мас.%, MgO – 0.34 мас.%, MnO – 0.31 мас.%, ZrO₂ – 0.25 мас.%, V₂O₃ – 0.13 мас.% (сумма – 99.65 мас.%). Кристаллохимическая формула граната²⁵, отвечающая приведенному составу, имеет вид:



которая по номенклатуре IMA соответствует титан-содержащему андрадиту («меланиту») (Grew *et al.*, 2013).

²⁵ Кристаллохимическая формула рассчитана на 12 атомов кислорода и 8 катионов с последующим распределением катионов по структурным позициям согласно требованиям IMA (Grew *et al.*, 2013). При этом учитывалось, что в структуре Ti-содержащих андрадитов Al находится лишь в октаэдрической позиции (Armbruster *et al.*, 1998).

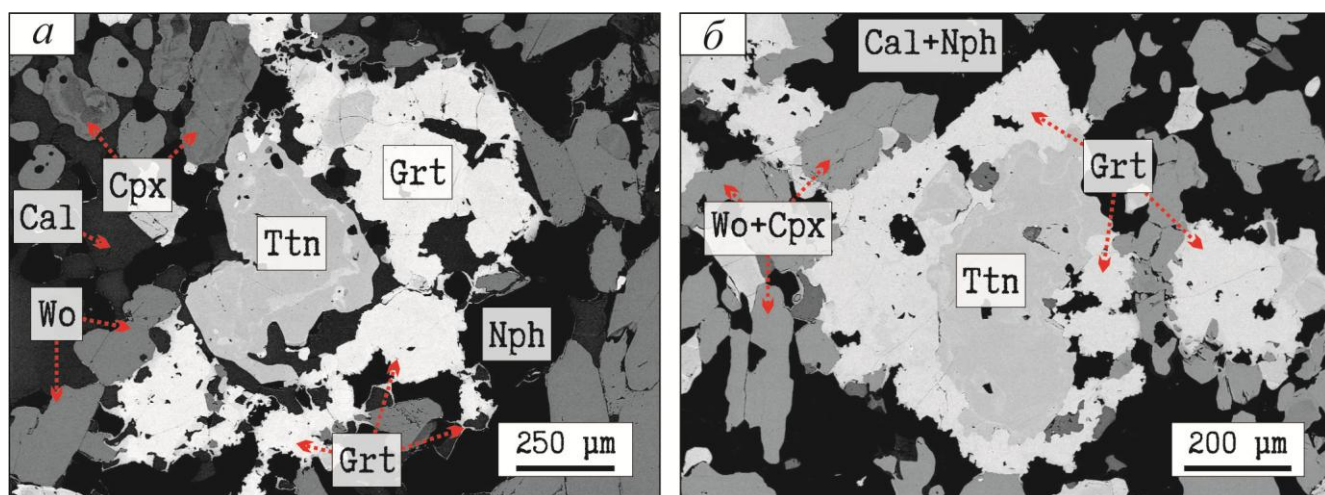


Рис. 29. *а* – морфология зерен титан-содержащего андрадита («меланита») из силикокарбонатитов (альвикитов-I), тонкие «нитевидные» прожилки на границах различных минеральных фаз также сложены гранатом; *б* – частичная гранатовая псевдоморфоза по титаниту. Оба изображения – в обратно рассеянных электронах.

Состав данного граната можно представить в виде смеси 58.2 мол.% андрадитового²⁶, 19.0 мол.% моримотоитового, 10.9 мол.% гроссулярового, 8.8 мол.% шорломитового, 1.4 мол.% пиропового, 0.7 мол.% спессартинового, 0.5 мол.% керимаситового и 0.5 мол.% голдманитового миналов. Согласно приведенной формуле, вхождение атомов титана и циркония в структуру граната осуществлялось по двум схемам изоморфного замещения: $2^{VI}R^{3+} \rightleftharpoons ^{VI}Ti^{4+} + ^{VI}R^{2+}$ (крайний член моримотоит) и $^{VI}R^{3+} + ^{IV}Si^{4+} \rightleftharpoons ^{VI}(Ti,Zr)^{4+} + ^{IV}Fe^{3+}$ (крайние члены шорломит и керимасит).

Вопрос зависимости химических составов сосуществующих граната и клинопироксена карбонатитов от условий минералообразования рассмотрен в работе (Чернышева, 1981, стр. 79-87). Так, опираясь на результаты исследования В.И. Густафсона (1974) показано, что ассоциация андрадита и геденбергита может сосуществовать в узком диапазоне fO_2 , зависящем от термального режима.

Нужно отметить, что гранат, очень близкий по составу к проанализированному титан-содержащему андрадиту альвикитов Озерной Вараки, был получен в эксперименте по сплавлению нефелинита с кальцитом (Kjarsgaard, 1998) при давлении равном 0.2 ГПа в температурном диапазоне 900°-925°С. Напомню, что при данных T - P -параметрах в экспериментальных условиях сформировались минеральные ассоциации, аналогичные наблюдаемым нами в нефелинсодержащих альвикитах-Ia (сопоставление данных ассоциаций приведено в разделе 4.4). Это позволяет предполагать, что для данных пород при их кристаллизации значения температуры и давления были близкими к указанным выше. В таком

²⁶ Формулы перечисленных миналов (Grew et al., 2013): андрадит – $Ca_3Fe^{3+}_2Si_3O_{12}$, моримотоит – $Ca_3TiFe^{2+}Si_3O_{12}$, гроссуляр – $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$, шорломит – $Ca_3Ti_2SiFe^{3+}_2O_{12}$, пироп – $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, спессартин – $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$, керимасит – $Ca_3Zr_2SiFe^{3+}_2O_{12}$, голдманит – $Ca_3V^{3+}_2Si_3O_{12}$.

случае присутствие ассоциации андрадит + геденбергит + волластонит свидетельствует об относительно высоких значениях фугитивности кислорода в среде минералообразования ($fO_2 \sim 10^{-10}$ бар) (Gustafson, 1974), отвечающей сильно окислительному гематит-магнетитовому (МН) кислородному буферу (Граменицкий и др., 2000). В то же время отмеченные ранее реакционные взаимоотношения титан-содержащего граната, волластонита и геденбергита, вероятнее всего, указывают на аутометасоматические преобразования при остывании пород, вследствие чего даже при неизменной величине fO_2 геденбергит должен был начать замещаться андрадитом, что мы и наблюдали при петрографическом изучении. При этом высокую титанистость граната, по всей видимости, задавала протекающая в то же время реакция замещения андрадитом титанита, сопровождавшаяся высвобождением титана и его фиксацией в гранате как *in situ*, так и в сфере реакции замещения гранатом геденбергита.

В работе Е.А. Чернышевой (1981) также приведены оценки параметров кислотности-щелочности среды в процессе карбонатитообразования для ряда карбонатитовых комплексов по распределению Fe между сосуществующими пироксеном и гранатом. Основой для расчетов послужило предложенное В.А. Жариковым (1966) уравнение, выведенное на основании изучения химизма сосуществующих клинопироксенов и гранатов скарновых ассоциаций:

$$\frac{X_{Fe}^{Cpx}}{1 - X_{Fe}^{Cpx}} : \frac{X_{Fe}^{Grt}}{1 - X_{Fe}^{Grt}} = K_D^* [H^+] [e^-] = K_D^{**} [H^+] = K_D, \quad (1)$$

где X_{Fe}^{Cpx} – мольная доля геденбергитового компонента в клинопироксене, X_{Fe}^{Grt} – мольная доля андрадитового компонента в гранате, а $[H^+]$ и $[e^-]$ – активности соответствующих компонентов в системе. При этом В.А. Жариковым принимаются (и обосновываются) допущения, что активности гидроокисла алюминия, магния и воды постоянны, распределение компонентов между фазами идеальное и что решающее значение на распределение Fe оказывает кислотность среды (Метасоматизм ..., 1998, стр. 286-293). Для применения уравнения (1) к оценке кислотно-щелочных условий протекания карбонатитового процесса Е.А. Чернышевой введено еще несколько допущений о геохимической подобности шорломитового минала гроссуляровому и возможности не учитывать присутствие эгиринового компонента в клинопироксене (Чернышева, 1981, стр. 86). В качестве первичного материала в рассматриваемой работе были использованы химические составы сосуществующих клинопироксенов и гранатов ряда карбонатитовых комплексов, включая массив Озерная Варака. Что касается граната, то его состав чрезвычайно близок к определенному нами, в связи с чем схожи и рассчитанные кристаллохимические формулы (Чернышева, 1981, Таблица 15). Однако Е.А. Чернышевой предполагалось, что дефицит катионов в тетраэдрической позиции компенсируется присутствием ^{IV}Al , что противоречит результатам исследования Т. Армбрустера с соавторами (Armbruster *et al.*, 1998). В совокупности с использованием вместо собственно шорломитового минала $Ca_3Ti_2SiFe^{3+}_2O_{12}$ специфического крайнего члена $Ca_3Ti_2(Si,Al)_3O_{12}$ это привело в конечном итоге к искаженному минальному составу данного граната (66.8 мол.% андрадитового, 18.3 мол.% «шорломитового», 14.9 мол.% прочих компонентов). Помимо того,

клинопироксены состава, приведенного в данной работе (Чернышева, 1981, Таблица 16), с содержанием эгиринового минала более 20 мол.% и резким преобладанием энстатитового минала над ферросилитовым, нами были обнаружены лишь в альвикитах-II, не содержащих граната (Таблица 6, анализы №№ 5-7). В ассоциации с гранатом нами были определены более железистые разновидности (Таблица 6, анализы №№ 1-3), в терминах миналов диопсида, геденбергита и эгирина характеризующихся следующим составом: 38-44 мол.% диопсидового, 32-40 мол.% геденбергитового, 13-17 мол.% эгиринового, 1-11 мол.% прочих компонентов. Абстрагируясь от корректности принятых допущений о подобности шорломитового миналаgrossуляровому и возможности не учитывать присутствие эгиринового компонента, при решении уравнения (1) относительно имеющихся данных получаем оценку K_D , попадающую в диапазон 0.34...0.48, что в 5-6 раз выше результатов аналогичных расчетов, приведенных в работе (Чернышева, 1981). То, что определенное значение $K_D \ll 1$, согласно В.А. Жарикову, указывает на повышенную щелочность среды минералообразования.

Е.А. Чернышевой было предложено использовать показатель K_D в совокупности с минальными составами сосуществующих пироксена и граната в качестве индикаторов глубинности формирования карбонатитовых массивов, а так же степени их эродированности. При этом согласно работе (Чернышева, 1981) типичными для малоглубинных массивов считаются клинопироксены с 10 мол.% геденбергитового минала, гранат – с 72 мол.% андрадитового минала при K_D менее 0.12; типичными для глубинных комплексов клинопироксены с 19 мол.% геденбергитового минала, гранат – с 54 мол.% андрадитового минала при K_D от 0.18 до 0.29. Также в указанной работе предлагается по доле эгиринового компонента в клинопироксене того же парагенезиса оценивать глубину эрозионного среза: в апикальных частях массива предполагается присутствие пироксена, обогащенного данным миналом относительно глубинных участков.

По всем перечисленным показателям исследованные нами минералы отличны от приведенных в обсуждаемой работе и, как следствие, массив Озерная Варака должен быть отнесен не к малоглубинным (как это сделано в работе Е.А. Чернышевой), а к сильно эродированным глубинным комплексам. В прочем, последняя оценка подтверждается результатами исследований А.А. Арзамасцева с соавторами (2009a), согласно которым высота эродированной части магматической камеры интрузива составляет не менее 10 км.

4.10. Карбонаты

Карбонаты присутствуют в аксессуарных количествах в большинстве образцов фенитизированных гнейсов, апогнейсовых фенитов и альбититов, переходя в разряд породообразующих в волластонит-пироксеновых породах, примыкающих к ним фенитах, а также во всех типах карбонатитов и силикокарбонатитов. Карбонаты преимущественно наблюдаются в виде мелких ксеноморфных изометричных зерен (размер в поперечнике в большинстве случаев не превышает 0.5 мм), приуроченных к тонким (первые миллиметры) прожилкам, где они находятся в ассоциации с альбитом, апатитом и клинопироксеном поздних

генераций. В волластонит-клинопироксеновых породах карбонат выполняет интерстиции между зерен волластонита и эгирин-авгита. Аналогичное структурное положение он занимает в альвикитах. В севитах крупные (до первых сантиметров в поперечнике) кристаллы карбоната составляют основной объем пород (до 98 об.%), а степень их идиоморфизма здесь зачастую выше, чем у ассоциирующих темноцветных минералов (клинопироксена, биотита). В алюмосиликатных метасоматитах, а также в сёвитах и альвикитах-II среди карбонатов резко преобладает кальцит схожего для всех образцов состава, отвечающего общей формуле $\text{Ca}_{0.97-0.98}\text{Sr}_{0.03-0.02}\text{CO}_3$ (Таблица 12, анализы №№ 1-5, 8-10). Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ показал, что кроме кальция в существенных количествах присутствует лишь стронций (1.81-2.58 мас.% SrO). Общее содержание прочих компонентов (MgO, MnO, FeO, BaO и TR_2O_3) не превышает 0.68 мас.%. В альвикитах-I химический состав кальцита характеризуется бóльшим содержанием стронция (до 5.23 мас.% SrO) при столь же низких концентрациях прочих элементов (Таблица 12, анализы №№ 6, 7).

Кристаллооптические свойства всех исследованных зерен кальцита близки друг другу и соответствуют приведенным в работах (Саранчина, 2000; Маракушев и др., 2000; Anthony *et al.*, 2001): минерал прозрачен, бесцветен; с резкой псевдоабсорбцией (по Ng – V-VI гр. Лодочникова, по Nr – II-III гр. Лодочникова); наблюдается совершенная спайность по ромбоэдру, угол между плоскостями спайности около 73-75°; очень сильное двулучепреломление (максимальная интерференционная окраска – перламутровая); угасание ситовидное; присутствуют полисинтетические двойники с двойниковыми швами, ориентированными субпараллельно биссектрисе острого угла между плоскостями спайности; минерал одноосный; оптический знак отрицательный.

Помимо кальцита в алюмосиликатных метасоматитах и кальцитовых карбонатитах установлено широкое распространение разнообразных карбонатов Sr, Ba, REE, Na, рентгеноспектральный микроанализ которых из-за малого размера зерен произвести не удалось.

К сожалению, из-за того, что феррокарбонатиты характеризуются мелко-микрозернистой структурой, определение кристаллооптических характеристик слагающих их минералов и их оптическую диагностику произвести не представляется возможным. Проведенный рентгенофазовый анализ данных пород показал присутствие кварца, каолинита, а также нескольких минеральных видов карбонатов – сидерита, доломита, кальцита. При электронно-зондовом рентгеноспектральном изучении также было установлено присутствие кальцита $\text{Ca}_{0.96}\text{Fe}_{0.02}\text{Mg}_{0.01}\text{CO}_3$ (Таблица 12, анализ № 13), однако в этом типе пород он выступает в качестве реликтовой фазы и наблюдается в резко подчиненных относительно других карбонатов количествах. С краев зерен и по ослабленным зонам (в первую очередь – по плоскостям спайности) кальцит замещается анкеритом $\text{Ca}_{0.56}\text{Fe}_{0.25}\text{Mg}_{0.18}\text{Mn}_{0.01}\text{CO}_3$ (Таблица 12, анализ № 14). Последний также резорбирует и сосуществующий с кальцитом апатит.

Таблица 12. Химический состав карбонатов из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	S07-60B	S07-60D	S07-60E	S07-60F	S07-60C	2048/263.3	2048/230.4	2044/153.6	2044/163.3	2044/129.2
	1*	FEN 2	3	WPRX 4	ALBR 5	ALV-Ia 6	ALV-Iб 7	ALV-II 8 9 10		
MgO	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	0.04	н/п	0.09	н/п
CaO	53.56	54.83	53.74	54.27	55.03	52.91	52.73	52.80	54.62	53.48
MnO	0.09	0.12	0.08	н/п	0.06	н/п	н/п	0.14	0.11	0.15
FeO	0.09	н/п	0.06	0.05	н/п	н/п	0.13	0.11	0.14	0.22
SrO	2.01	2.27	2.58	1.96	2.18	5.23	3.48	2.18	1.81	2.10
BaO	0.11	0.15	0.16	0.12	н/п	н/п	0.23	н/п	н/п	0.17
La ₂ O ₃	н/п	0.17	н/п	н/п	н/п	н/п	0.16	н/п	н/п	0.08
Ce ₂ O ₃	н/п	0.18	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
Сумма	55.86	57.72	56.62	56.4	57.27	58.14	56.77	55.23	56.77	56.20
Mg	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ca	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98	0.97
Mn	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Fe ²⁺	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Sr	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02
Ba	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
La	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ce	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Компоненты	2048/232.6									
	FECB									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
MgO	8.54	9.01	0.51	7.56	8.37	7.38	8.11	8.06	9.62	
CaO	32.16	32.33	55.65	32.74	30.24	3.43	3.90	35.09	33.64	
MnO	0.78	0.60	0.27	1.02	0.81	1.36	0.99	0.58	0.54	
FeO	12.84	11.93	1.53	18.65	18.37	47.82	45.83	14.51	13.34	
SrO	0.09	0.10	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	
BaO	0.05	0.10	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	
La ₂ O ₃	н/п	н/п	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	
Ce ₂ O ₃	н/п	0.10	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	
Сумма	54.46	54.17	57.96	59.97	57.79	59.99	58.83	58.24	57.14	
Mg	0.22	0.23	0.01	0.18	0.20	0.20	0.22	0.19	0.23	
Ca	0.59	0.59	0.96	0.56	0.53	0.07	0.08	0.60	0.58	
Mn	0.01	0.01	<0.005	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	
Fe ²⁺	0.18	0.17	0.02	0.25	0.25	0.72	0.69	0.19	0.18	
Sr	<0.005	<0.005	—	—	—	—	—	—	—	
Ba	<0.005	<0.005	—	—	—	—	—	—	—	
La	<0.005	<0.005	—	—	—	—	—	—	—	
Ce	<0.005	<0.005	—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. Содержания оксидов – в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. Стехиометрические коэффициенты вычислены путем нормализации к 1 катиону. FEN – фенит, WPRX – волластонит-клинопироксеновая порода, ALBR – альбитит, ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), ALV-II – альвикит-II, FECB – феррокарбонатит. * Анализы №№ 1-12 получены методом дисперсионной рентгеновской спектроскопии по длине волны (ВДС), анализы №№ 13-19 – методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (ЭДС).

Дальнейшие метасоматические преобразования сопровождаются практически полным замещением кальцита микрозернистым агрегатом, состоящим из кварца и каолинита. При этом по клинопироксену формируются полные псевдоморфозы, состоящие из анкерита $\text{Ca}_{0.53} \text{Fe}_{0.25} \text{Mg}_{0.20} \text{Mn}_{0.01} \text{CO}_3$ (Таблица 12, анализ № 15) и магнезиального сидерита $\text{Fe}_{0.72} \text{Mg}_{0.20} \text{Ca}_{0.07} \text{Mn}_{0.02} \text{CO}_3$ (Таблица 12, анализ № 16). Наблюдающиеся микроструктурные взаимоотношения не позволяют однозначно определить последовательность минералообразования: оба минерала имеют в псевдоморфозах пятнистое распределение, а пропорции их содержаний варьируют в широком диапазоне – есть зерна, замещенные более чем на 90 об.% анкеритом или сидеритом (Рис. 30а). Однако, как будет показано далее (см. раздел 5.3, Рис. 58), процесс метасоматического формирования феррокарбонатитов сопровождался привнесением Fe и выносом Ca на фоне инертного поведения магния. Это позволяет предполагать, что именно анкерит замещался сидеритом.

Каолинит-кварц-карбонатный состав имеют и прожилки, рассекающие практически все проанализированные образцы феррокарбонатитов. В этих прожилках наблюдаются единичные субмикронные зерна магнезиального сидерита (Таблица 12, анализ № 17), но основной объем прожилков (до 50 об.% и более) составляют идиоморфные зерна еще более магнезиального члена изоморфного ряда доломит-анкерит – железистого доломита $\text{Ca}_{0.58-0.60} \text{Mg}_{0.23-0.19} \text{Fe}_{0.17-0.19} \text{Mn}_{0.01} \text{CO}_3$ (Таблица 12, анализы №№ 11, 12, 18, 19) (Рис. 30б). Кристаллы данного минерала характеризуются ромбической формой зерен размером до 150 мкм по максимальному удлинению и четкой ростовой зональностью, наблюдающейся в обратно-рассеянных электронах. Она обусловлена снижением содержания железа на фоне увеличения концентрации магния (анализ № 11 → анализ № 12; анализ № 18 → анализ № 19). Это может являться результатом замещения анкерита сидеритом в основной массе породы при биметасоматическом перераспределении высвободившегося магния во флюидопроницаемые участки породы, что должно было привести к росту активности данного компонента в среде минералообразования и, как следствие, увеличению магнезиальности карбонатов прожилков.

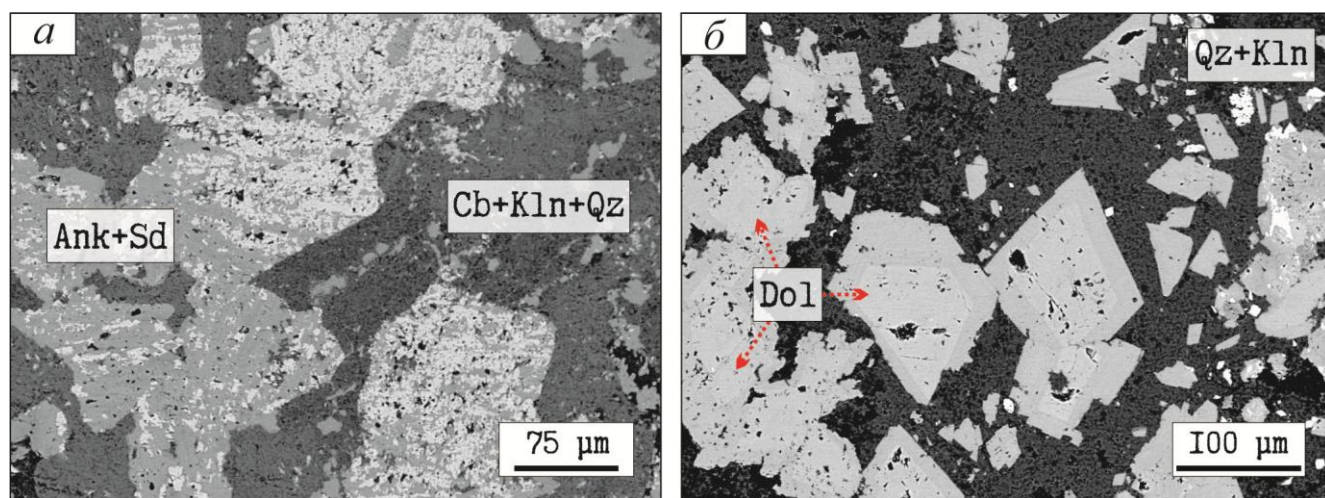


Рис. 30. Карбонаты феррокарбонатитов: *а* – анкерит-сидеритовые псевдоморфозы по клинопироксену; *б* – зональные идиоморфные кристаллы железистого доломита из каолинит-кварц-карбонатных прожилков. Оба изображения – в обратно рассеянных электронах.

4.11. Титанит

Титанит является типичным акцессорным минералом для всех изученных пород и, как показали наши исследования, основным концентратором высокозарядных элементов (лишь в феррокарбонатах все кристаллы титанита были замещены рутилом, сохраняя при этом свой характерный облик). Было проведено электронно-зондовое рентгеноспектральное изучение титанитов из фенитизированных гнейсов, фенитов и альвикитов (Таблица 13). Расчет стехиометрических коэффициентов производился по методике, изложенной в работе (Oberti *et al.*, 1991). Данная схема пересчета основывается на том, что в титаните, кристаллохимическая формула которого для идеального состава имеет вид $\text{Ca}^{[7]} \text{Ti}^{[6]} [\text{Si}^{[4]} \text{O}_4] \text{O}$, в позицию кальция могут входить также Sr, Mn, Na и REE, в позицию титана – Zr, Nb, Ta, Al, Fe, V, Mg, в позицию кремния – только титан, а в позицию кислорода, не связанного с кремнекислородным тетраэдром, – гидроксил-ион и фтор. Далее в тексте все катионы, находящиеся в структуре титанита в семерной и шестерной координациях, объединены обозначениями Ca^* и Ti^* соответственно. При этом для расчетов принимается, что все железо является трехвалентным.

Схема пересчета многоступенчатая и включает в себя следующие действия (все компоненты приведены в *a.p.f.u.*):

1. Определение стехиометрических коэффициентов путем нормирования по схеме $\text{Ti}^* + \text{Si} = 2.00$;
2. Сопоставление значений Si и Ca^* . Если количество атомов в семерной координации больше 1.00 и больше количества атомов кремнезема, то состав титанита нормируют по $\text{Ca} = 1.00$; если $\text{Si} > 1.00$ и $\text{Si} > \text{Ca}^*$, то состав пересчитывают по схеме $\text{Si} = 1.00$; если же и $\text{Ca}^* < 1.00$ и $\text{Si} < 1.00$, то используют результат вычислений, полученный при выполнении пункта 1, дополняя недостаток атомов в тетраэдрической позиции титаном до единицы;
3. Расчет суммарного содержания гидроксил-ионов и фтора в позиции кислорода, не связанного с кремнекислородным тетраэдром: $(\text{OH} + \text{F})^* = 10 - \text{сумма зарядов катионов}$;
4. Определение количества атомов кислорода в позиции, не связанной с кремнекислородным тетраэдром: $\text{O}^* = 1 - (\text{OH} + \text{F})^*$.

Данный пересчет предполагает возможность вхождения титана в тетраэдрическую позицию и допускает недостаток катионов в позициях Ca и Ti, который авторы обуславливают присутствием вакансий. Результаты расчета стехиометрических коэффициентов по этой методике также приведены в Таблице 13. В проанализированных кристаллах расчетное количество вакансий не велико и составляет 0.05 ± 0.02 *a.p.f.u.*

Таблица 13. Химический состав титанита из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	S07-60A	S07-60B		S07-60D	S07-60E	
	FGNS	FEN		FEN	FEN	
	1 <i>М</i>	2 <i>С</i>	3 <i>М</i>	4 <i>С</i>	5 <i>С</i>	6 <i>С</i>
SiO ₂	30.25	30.30	30.11	30.72	30.93	31.05
TiO ₂	31.60	35.05	35.07	38.00	38.04	35.39
Al ₂ O ₃	2.10	0.62	0.52	0.20	0.10	0.67
FeO	3.47	2.53	1.69	1.33	0.22	2.50
MnO	0.02	0.03	0.05	н/п	н/п	н/п
MgO	0.07	н/п	н/п	н/п	н/п	0.02
CaO	27.64	27.73	27.42	27.40	25.91	27.88
Na ₂ O	0.12	0.44	0.56	0.46	1.42	0.25
Nb ₂ O ₅	0.15	0.76	1.39	н/п	2.77	0.25
Ta ₂ O ₅	н/п	0.16	0.16	н/п	н/п	н/п
ZrO ₂	0.29	0.41	1.07	н/п	н/п	н/п
V ₂ O ₃	н/а	н/а	н/а	н/п	н/п	0.11
La ₂ O ₃	0.33	н/п	н/п	н/а	н/п	н/п
Ce ₂ O ₃	0.72	0.20	0.28	н/п	н/п	н/п
Pr ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/а	н/п	н/п
Nd ₂ O ₃	0.18	0.15	0.24	н/п	н/п	н/п
Sm ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/а	н/п	н/п
SrO	н/п	0.15	0.14	0.85	0.14	0.24
Сумма	96.94	98.53	98.70	98.96	99.53	98.36
Стехиометрические коэффициенты						
Si	1.00	0.98	0.98	1.00	1.00	1.00
Ti	0.78	0.86	0.86	0.93	0.93	0.86
Zr	<0.005	0.01	0.02	<0.005	<0.005	<0.005
Nb	<0.005	0.01	0.02	<0.005	0.04	<0.005
Ta	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Al	0.08	0.02	0.02	0.01	<0.005	0.03
Fe ³⁺	0.10	0.07	0.05	0.04	0.01	0.07
V ³⁺	—	—	—	<0.005	<0.005	<0.005
Mg	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ca	0.98	0.96	0.95	0.96	0.90	0.96
Sr	<0.005	<0.005	<0.005	0.02	<0.005	<0.005
Mn	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Na	0.01	0.03	0.04	0.03	0.09	0.02
LREE	0.01	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	<0.005
(OH+F)*	0.30	0.30	0.31	0.18	0.18	0.31
O*	0.70	0.70	0.69	0.82	0.82	0.69
Fe/Al	1.17	2.91	2.30	4.75	1.60	2.66
Генерация	Ttn-2	Ttn-1	Ttn-1	Ttn-3	Ttn-(1-3)	Ttn-1

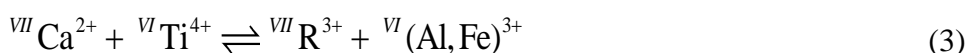
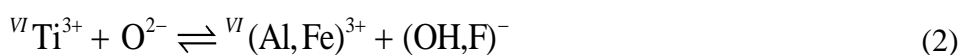
Примечание. Содержания оксидов – в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит. Локализация области опробования: *С* – центр зерна, *М* – край зерна. Расчет стехиометрических коэффициентов произведен в соответствии со схемой, приведенной в работе (Oberti *et al.*, 1991) (пояснения в тексте).

Таблица 13. (Продолжение)

Компоненты	2048/263.3		2048/230.4			2044/129.2
	ALV-Ia		ALV-Iб			ALV-II
	7 C	8 M	9 C	10 M	11 C	12 M
SiO ₂	30.75	30.20	30.57	30.57	30.09	31.29
TiO ₂	33.89	30.89	33.41	33.36	31.46	36.50
Al ₂ O ₃	1.35	1.42	1.30	1.49	1.35	0.12
FeO	2.21	2.50	2.09	2.36	3.16	1.04
MnO	н/п	0.04	н/п	н/п	н/п	н/п
MgO	0.06	0.02	н/п	н/п	н/п	0.06
CaO	28.51	27.90	27.98	28.56	27.76	28.23
Na ₂ O	н/п	0.11	0.06	н/п	0.12	0.40
Nb ₂ O ₅	0.53	2.16	1.17	0.41	0.96	0.27
Ta ₂ O ₅	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
ZrO ₂	0.30	0.87	0.28	0.22	1.13	0.04
V ₂ O ₃	0.19	н/п	0.14	0.16	0.10	0.09
La ₂ O ₃	0.08	0.15	0.33	0.18	0.15	0.12
Ce ₂ O ₃	0.29	0.50	0.65	0.44	0.57	0.44
Pr ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
Nd ₂ O ₃	0.07	0.11	0.13	0.13	н/п	0.16
Sm ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
SrO	0.23	0.35	0.20	0.22	0.20	0.25
Сумма	98.46	97.22	98.31	98.10	97.05	99.01
Стехиометрические коэффициенты						
Si	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00
Ti	0.83	0.76	0.82	0.81	0.78	0.87
Zr	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	0.02	<0.005
Nb	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	<0.005
Ta	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Al	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	<0.005
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.06	0.06	0.09	0.03
V ³⁺	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Mg	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Ca	0.99	0.98	0.98	0.99	0.98	0.96
Sr	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Mn	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Na	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	0.01	0.02
LREE	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
(OH+F)*	0.29	0.43	0.27	0.39	0.34	0.41
O*	0.71	0.57	0.73	0.61	0.66	0.59
Fe/Al	1.16	1.25	1.14	1.13	1.66	5.94
Генерация	Ttn-2	Ttn-2	Ttn-2	Ttn-2	Ttn-2	Ttn-3

Примечание. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортоклазовый), ALV-II – альвикит-II.

Как показало данное исследование, помимо HFSE в составах проанализированных кристаллов титанита присутствует широкий спектр прочих примесных компонентов, в первую очередь – Fe, Al и REE, весовые содержания которых достигают первых процентов. Подобные высокие концентрации в целом характерны для титанитов из разнообразных щелочных пород (Dawson *et al.*, 1994; Hode Vuorinen, Hålenius, 2005b). Вхождение железа и алюминия в октаэдрическую позицию (на место титана) может осуществляться по трем основным схемам изоморфного замещения (Della Ventura *et al.*, 1999):



где R^{3+} – преимущественно редкоземельные элементы, а R^{5+} – ниобий и тантал. Отмечу, что в проанализированных зернах LREE \gg HREE, а содержания Ce оказались выше, чем суммарное содержание всех остальных редкоземельных элементов цериевой группы. Для анализа вклада каждого из механизмов изоморфного замещения фигуративные точки составов проанализированных титанитов были нанесены на ряд диаграмм рассеяния (Рис. 31). Во всех случаях предполагалось, что цирконий входит в структуру по схеме изовалентного замещения ${}^{\text{VI}}\text{Ti}^{4+} \rightleftharpoons {}^{\text{VI}}\text{Zr}^{4+}$.

Диаграмма в координатах $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+(\text{OH}+\text{F})^*)_{a.p.f.u.} - (\text{Ti}+\text{Zr}+\text{O}^*)_{a.p.f.u.}$ (Рис. 31А) моделирует схему изоморфного замещения (2). При исключительном влиянии этой схемы фигуративные точки должны ложиться на прямую $y = -x + 2$, где $y = (\text{Ti}+\text{Zr}+\text{O}^*)_{a.p.f.u.}$, а $x = (\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+(\text{OH}+\text{F})^*)_{a.p.f.u.}$. В действительности все точки легли несколько ниже данной прямой, растянувшись вдоль нее. Линия регрессии для данных точек, полученная методом наименьших квадратов, описывается уравнением $y = -1.032x + 1.966$, т.е. проходит субпараллельно прямой $y = -x + 2$, но отвечает системе с меньшим общим количеством катионов в октаэдрической позиции и анионов – в позиции кислорода, не связанного с кремнекислородным тетраэдром ($\Sigma = 1.91 \div 1.97 a.p.f.u.$). Это коррелируется с количеством вакансий, полученным расчетным путем. Установленная отрицательная линейная связь между x и y чрезвычайно сильна, и данное уравнение регрессии объясняет практически всю дисперсию результативного признака y (коэффициент корреляции Пирсона $r = -0.984$, коэффициент детерминации $d = 96.9 \%$).

Диаграмма в координатах $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+\text{REE})_{a.p.f.u.} - (\text{Ti}+\text{Zr}+\text{Ca})_{a.p.f.u.}$ (Рис. 31Б) моделирует схему изоморфного замещения (3). Прямая, характеризующая исключительное влияние этой схемы, также описывается уравнением $y = -x + 2$ при $y = (\text{Ti}+\text{Zr}+\text{Ca})_{a.p.f.u.}$ и $x = (\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+\text{REE})_{a.p.f.u.}$. Фигуративные точки составов титанита сформировали на данной диаграмме облако точек. Рассчитанная для него линия регрессии отвечает уравнению $y = -0.531x + 1.864$, т.е. имеет значительно более пологий наклон, чем прямая, соответствующая схеме изоморфизма (3). В данной системе координат наклон (-0.5) характеризует уже рассматривавшуюся схему изоморфизма (2), причем данная отрицательная линейная связь

между x и y сильная, хотя уравнение регрессии и объясняет менее двух третей дисперсии y (коэффициент корреляции Пирсона $r = -0.759$, коэффициент детерминации $d = 57.6$ %). Вероятно, некоторая часть атомов глинозема и кремнезема все же входила в структуру титанитов по схеме (3).

Диаграмма в координатах $(Al+Fe^{3+}+Nb+Ta)_{a.p.f.u.} - 2 \times (Ti+Zr)_{a.p.f.u.}$ (Рис. 31В) моделирует схему изоморфного замещения (4). Фигуративные точки составов расположились вблизи с линией регрессии, отвечающей уравнению $y = -2.029x + 1.908$. Данная прямая располагается параллельно прямой $y = -2x + 2$, отвечающей в данной системе изоморфизмам (2) и (3), в то время как линия, характеризующая изоморфизм (4) имеет наклон (-1). Коэффициенты корреляции Пирсона $r = -0.924$, а детерминации $d = 85.4$ %. Это показывает, что данная отрицательная линейная связь также очень сильна, т.е. изоморфная схема (4) не имела широкого распространения.

Таким образом, несмотря на обогащенность исследованных титанитов контактового ореола массива Озерная Варака высоkozарядными и редкоземельными элементами, глинозем и железо в их состав в основном входят по схеме изоморфного замещения $^{VI}Ti^{4+} + O^{2-} \rightleftharpoons ^{VI}(Al,Fe)^{3+} + (OH,F)^-$, характерной для титанитов из самых разнообразных геологических обстановок.

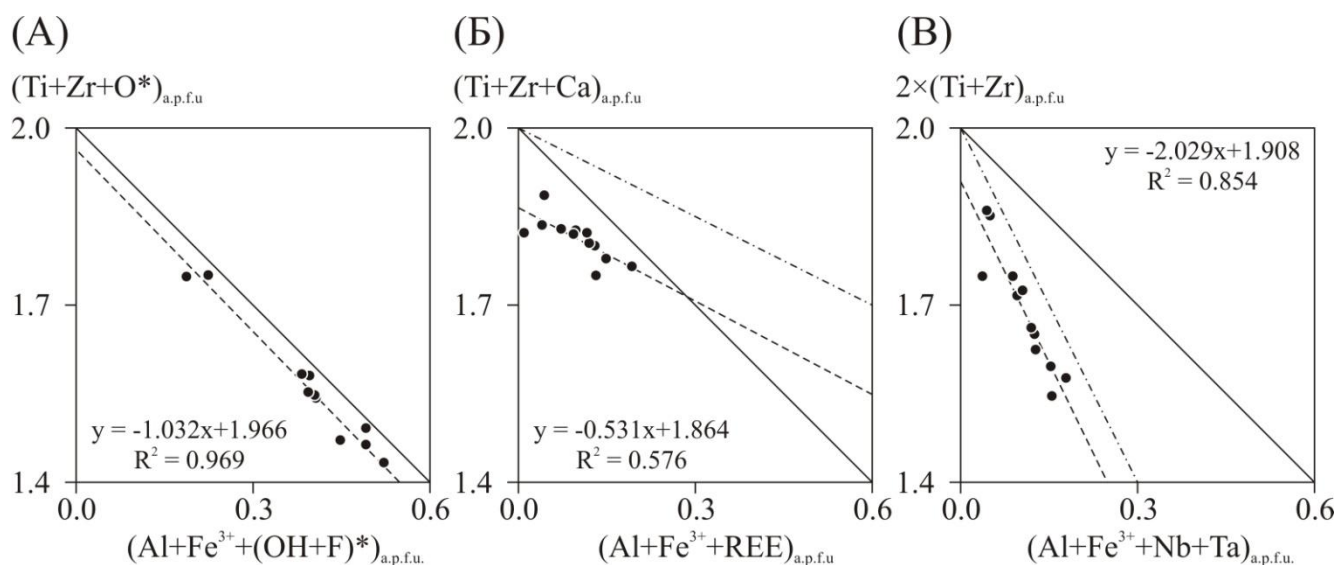


Рис. 31. Диаграммы рассеяния, моделирующие различные схемы изоморфного вхождения Al и Fe^{3+} в структуру титанита. Непрерывная линия с наклоном -1 на диаграмме А отвечает схеме изоморфизма (2), на диаграмме Б – схеме (3), на диаграмме В – схеме (4). Штрих-пунктирная прямая на рисунке Б соответствует изоморфизму (2), а на рисунке В – изоморфным схемам (2) и (3). На диаграммы также вынесены линии регрессии по фигуративным точкам составов проанализированных зерен титанита (пунктирные прямые), их уравнения и значения коэффициентов детерминации.

Установлено, что отношение Fe/Al для титанитов является типохимическим и позволяет разделять титаниты различного генезиса (Kowallis *et al.*, 1997). Например, в титанитах из эклогитов данное отношение ниже 0.1, из прочих метаморфитов варьирует в диапазоне 0.1...0.25, в титанитах из гидротермальных жил находится в интервале 0.1...0.5. Для

титанитов магматических пород это отношение выше: в кварц-содержащих интрузивных породах присутствует титанит с $Fe/Al = 0.5 \div 1$, в различных силикатных вулканитах – с $Fe/Al \sim 1$, а в титанитах кварц-недосыщенных пород Fe/Al отношение выше 2. Предполагается, что данное отношение контролируется тремя основными факторами: (а) фугитивностью кислорода, (б) давлением и (в) активностью кремнезема в среде минералообразования. На основании данного индикатора титаниты контактового ореола массива Озерная Варака можно разделить на три группы, отвечающие трем генерациям, каждая из которых характеризуется специфическим составом примесных компонентов.

Титанит самой ранней генерации (Ttn-1) установлен исключительно в апогнейсовых фенитах, где он слагает субидиоморфные зерна блочного строения со слабо выраженной зональностью. В этом титаните Fe/Al отношение варьирует в диапазоне 2.3...2.9, что определяется достаточно высоким содержанием железа (1.7-2.5 мас.% FeO) при средних концентрациях алюминия (0.5-0.7 мас.% Al_2O_3). Для титанитов данной генерации установлены повышенные содержания натрия (0.3-0.6 мас.% Na_2O) при высоких концентрациях ниобия (до 1.4 мас.% Nb_2O_5) и циркония (до 1.1 мас.% ZrO_2). Суммарные весовые содержания LREE $_2O_3$ не превышают 0.5 мас.%. Общее количество атомов примесных компонентов в титаните первой генерации $0.12 \div 0.15 \text{ a.p.f.u.}$

Титанит второй генерации (Ttn-2), характеризующийся отношением $Fe/Al = 1.2 \div 1.7$, присутствует во всех образцах альвикитов-I и обрамляющих их твейтозитах, где он наблюдается в виде субидиоморфных и идиоморфных кристаллов с четко проявленной зональностью (Рис. 32а,б). Кроме того, аналогичное Fe/Al отношение было определено в ксеноморфном гетерофазном («пятнистом») зерне титанита из фенитизированных гнейсов для его краевого участка с осциляторной зональностью (Рис. 32в). Общей чертой химического состава всех этих титанитов являются максимально высокая из полученных при исследовании концентрация глинозема (1.3-2.1 мас.% Al_2O_3) и минимальная – натрия (< 0.1 мас.% Na_2O). Весовое содержание железа в титаните второй генерации из карбонатитов в среднем даже несколько выше, чем в титанитах первой генерации (2.1-3.5 мас.% FeO). Для Ttn-2 определены повышенные концентрации ниобия (до 2.2 мас.% Nb_2O_5), циркония (до 1.1 мас.% ZrO_2) и LREE (0.5-1.2 мас.% LREE $_2O_3$). При этом нужно отметить, что содержание HFSE в зональных кристаллах закономерно снижаются (причем в несколько раз) при переходе от центра к периферии зерен (Рис. 32б). Титанит второй генерации наиболее далек от идеального состава: общее количество атомов примесных компонентов составляет $0.14 \div 0.21 \text{ a.p.f.u.}$

Титаниты, характеризующиеся высоким отношением $Fe/Al = 4.8 \div 5.9$ (Ttn-3), были выявлены при изучении препаратов из альвикита-II (образец 2044/129.2) и фенита, отобранного вблизи от зоны альбитизированных пород (образец S07-60D). В самих альбититах присутствуют лишь редкие зерна титанита, подвергшиеся резорбции и лейкоксенизации, что не позволило произвести исследование их состава. Для титанита третьей генерации определены более низкие, чем в Ttn-1 и Ttn-2, концентрации Fe и Al (1.0-1.3 мас.% FeO, 0.1-0.2 мас.% Al_2O_3) при повышенном содержании Na (0.4-0.5 мас.% Na_2O). Данные анализы титанита бедны HFSE и примесными элементами в общем (в сумме – не более 0.09 a.p.f.u.).

При изучении образца фенита, отобранного в непосредственной близости от волластонит-клинопироксеновых пород (образец S07-60E) вместе с Ttn-1 (Таблица 13, анализ № 6) было обнаружено зерно данного минерала со своеобразным составом, включающим в себя черты всех выделенных групп (Таблица 13, анализ № 5).

Рассмотренная выше специфика химических составов в совокупности с информацией о локализации зерен и их микроструктурных взаимоотношениях с прочими минеральными фазами позволяет надежно разбраковать проанализированные титаниты по принадлежности к той либо иной парагенетической ассоциации, а также может служить индикатором процессов, в которые была вовлечена вмещающая их порода.

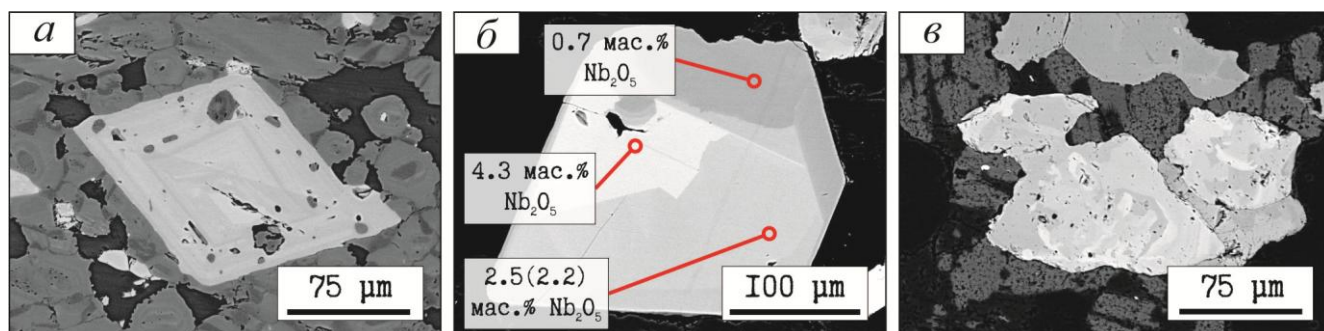


Рис. 32. Анатомия кристаллов титанита второй генерации: *а* – ярко выраженная осцилляторная зональность и двойникование в титаните из твейтозита; *б* – вариации весовых содержаний Nb_2O_5 , определенных методом ЭДС (в скобках – они же, определенные методом ВДС для средней зоны), кристалл титанита из альвикита; *в* – «пятнистые» зерна титанита из фенитизированных гнейсов, в краевой части большого кристалла – характерная осцилляторная зональность. Все изображения – в обратно рассеянных электронах.

4.12. Апатит

Апатит в неизмененных и фенитизированных гнейсах, фенитах и альбитизированных участках пород присутствует в акцессорных количествах. В волластонит-пироксеновых породах, примыкающих к ним измененных приконтактовых ийолитах, а также различных типах карбонатитов содержание апатита достигает 5 и более об.%. Во всех породах контактового ореола апатит наблюдается в виде изометричных или слегка удлинённых зерен, без выраженных кристаллографических очертаний, размером 0.3-0.5 мм. Изучение апатита в обратно-рассеянных электронах выявило отчетливую гетерогенность внутреннего строения подавляющего большинства исследованных зерен. Центральная часть, практически не содержащая включений, обычно представляет собой округлый или угловатый участок с ровными краями. Для краевых частей характерны срастания с зернами клинопироксена, а в фенитизированных гнейсах, фенитах и альбититах – и с альбитом поздних генераций (Рис. 33). Во всех исследованных типах пород апатит является основным концентратором легких редкоземельных элементов. Для всех проанализированных зерен проведенные измерения показали преобладание содержаний Се над прочими REE (Таблица 14).

Таблица 14. Химический состав апатита из пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компо- ненты*	S07-60B		S07-60C		S07-60D		S07-60E	
	FEN		ALBR		FEN		FEN	
	1	2	3	4	5	6	7	8
	<i>C</i>	<i>M</i>	<i>C</i>	<i>M</i>	<i>C</i>	<i>M</i>	<i>C</i>	<i>M</i>
SiO ₂	0.31	0.70	0.19	1.33	0.33	1.24	0.34	1.01
Al ₂ O ₃	0.05	0.06	0.06	0.13	н/п	0.07	0.04	0.06
FeO	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
CaO	56.16	54.14	54.87	51.06	53.99	51.78	53.24	51.30
Na ₂ O	0.10	0.28	0.10	0.14	0.11	0.22	0.25	0.14
SrO	0.30	1.37	0.12	1.81	2.32	2.12	1.94	2.15
Y ₂ O ₃	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
La ₂ O ₃	0.11	0.41	н/п	1.42	0.28	0.85	0.24	0.90
Ce ₂ O ₃	0.11	0.80	н/п	1.54	0.44	1.46	0.38	1.08
Pr ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	0.27	н/п	0.32	н/п	н/п
Nd ₂ O ₃	н/п	0.35	н/п	0.53	н/п	0.41	0.16	0.53
Sm ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	0.12	н/п	0.15
P ₂ O ₅	42.72	41.28	41.02	38.37	42.26	39.75	41.04	39.05
Cl	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
F	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
O≡F ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма**	99.86	99.39	96.36	96.6	99.73	98.34	97.63	96.37
Стехиометрические коэффициенты								
P	5.96	5.87	5.94	5.72	5.97	5.79	5.93	5.80
Si	0.05	0.12	0.03	0.23	0.06	0.21	0.06	0.18
Сумма <i>T</i>	6.01	5.99	5.97	5.95	6.03	6.00	5.99	5.98
Ca	9.92	9.75	10.05	9.63	9.65	9.54	9.74	9.64
Sr	0.03	0.13	0.01	0.18	0.22	0.21	0.19	0.22
REE	0.01	0.10	<0.005	0.24	0.04	0.20	0.05	0.17
Na	0.03	0.09	0.03	0.05	0.04	0.07	0.08	0.05
Сумма <i>M</i>	9.99	10.07	10.09	10.10	9.95	10.02	10.06	10.08
Cl	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
ОН+F	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
F	—	—	—	—	—	—	—	—
Генера- ция	Ap-1	Ap-2	Ap-1	Ap-3	Ap-2	Ap-3	Ap-2	Ap-3

Примечание. Содержания компонентов – в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. FEN – фенит, ALBR – альбитит. Локализация области опробования: *C* – центр зерна, *M* – край зерна. Расчет стехиометрических коэффициентов производился на 25 атомов кислорода.

* Весовые содержания всех компонентов, кроме фтора, определены методом ВДС. В анализах №№ 11-17 весовые содержания фтора определялись методом ЭДС.

** Сумма компонентов приведена с учетом поправки на избыточный кислород O≡F₂ (Булах и др., 1995).

Таблица 14. (Продолжение)

Компо- ненты	S07-60F		2048/ 263.3		2048/ 230.4	2044/ 129.2	2044/ 153.6	2044/ 163.3	2048/ 232.6
	WPXR		ALV-Ia		ALV-Iб	ALV-II	ALV-II	ALV-II	FECB
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	C	M	C	M	M	C	C	C	C
SiO ₂	0.18	0.72	0.47	1.52	1.41	0.29	0.21	0.37	0.45
Al ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	0.04	н/п	0.04	н/п
FeO	0.02	0.03	н/п	н/п	н/п	0.14	0.03	н/п	н/п
CaO	55.16	53.55	52.90	51.77	52.70	54.47	54.79	54.67	53.63
Na ₂ O	н/п	н/п	н/п	н/п	0.08	0.22	0.17	н/п	н/п
SrO	0.75	1.73	2.71	2.45	1.67	1.28	1.14	1.32	1.74
Y ₂ O ₃	н/а	н/а	0.19	0.19	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
La ₂ O ₃	н/п	0.33	0.39	1.05	0.93	0.21	0.28	0.16	0.35
Ce ₂ O ₃	н/п	0.38	0.53	1.34	1.51	0.44	0.41	0.39	0.48
Pr ₂ O ₃	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	0.11	н/п	н/п
Nd ₂ O ₃	н/п	0.19	0.13	0.38	0.42	0.18	0.13	0.17	н/п
Sm ₂ O ₃	н/а	н/а	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/а
P ₂ O ₅	41.72	41.02	41.45	39.01	40.22	41.02	41.53	41.13	41.01
Cl	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
F	н/а	н/а	3.32	2.92	2.88	2.28	1.33	2.04	2.02
O≡F ₂	—	—	-1.40	-1.23	-1.21	-0.96	-0.56	-0.86	-0.85
Сумма	97.83	97.95	100.69	99.4	100.61	99.61	99.57	99.43	98.83
Стехиометрические коэффициенты									
P	5.96	5.90	5.95	5.73	5.79	5.89	5.92	5.90	5.92
Si	0.03	0.12	0.08	0.26	0.24	0.05	0.04	0.06	0.08
Сумма T	5.99	6.02	6.03	5.99	6.03	5.94	5.96	5.96	6.00
Ca	9.97	9.75	9.61	9.63	9.60	9.90	9.89	9.92	9.80
Sr	0.07	0.17	0.27	0.25	0.16	0.13	0.11	0.13	0.17
REE	<0.005	0.06	0.07	0.18	0.18	0.05	0.06	0.04	0.05
Na	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.03	0.07	0.05	<0.005	<0.005
Сумма M	10.04	9.98	9.95	10.06	9.97	10.15	10.11	10.09	10.02
Cl	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
ОН+F	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
F	—	—	1.78	1.60	1.55	1.22	0.71	1.09	1.09
Генера- ция	Ap-1	Ap-2	Ap-2	Ap-3	Ap-3	Ap-2	Ap-2	Ap-2	Ap-2

Примечание. WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, ALBR – альбитит, ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), ALV-II – альвикит-II, FECB – феррокарбонатит.

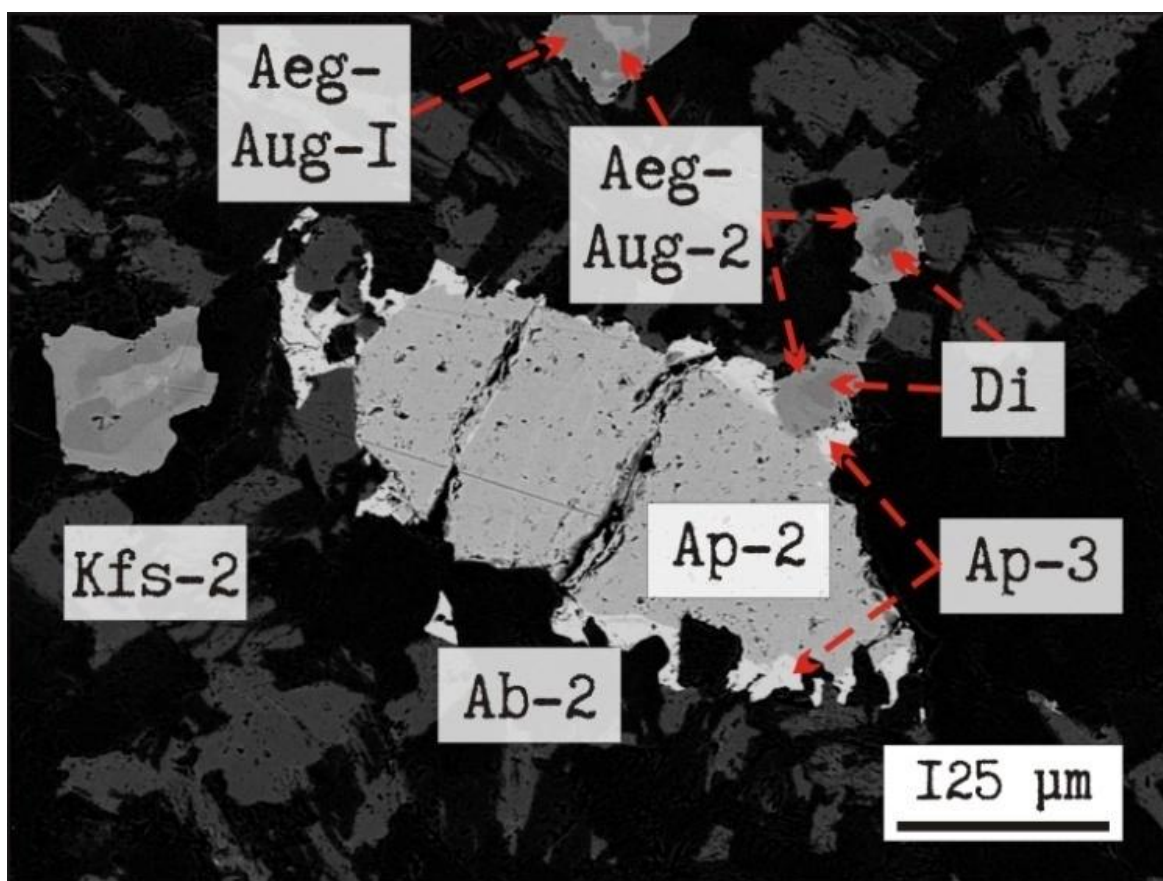


Рис. 33. Зональность в апатите. Изображение – в обратно рассеянных электронах.

На диаграмме в координатах $\text{Sr}_{a.p.f.u.}$ – $\text{LREE}_{a.p.f.u.}$ фигуративные точки составов апатита разделились на три обособленные группы (Рис. 34А). Анализ распределения апатита данных групп в различных типах пород и структуре зерен позволил отнести их к трем разновозрастным генерациям. Наиболее ранний апатит (Ap-1), характеризующийся низкими содержаниями Sr ($< 0.07 \text{ a.p.f.u.}$) и LREE ($< 0.03 \text{ a.p.f.u.}$), приурочен к ядерным частям зерен из фенитов, волластонит-клинопироксеновых пород и альбититов. Апатит второй генерации (Ap-2), с повышенным содержанием Sr ($> 0.11 \text{ a.p.f.u.}$) и несколько более высокой концентрацией LREE (от 0.05 до 0.10 a.p.f.u.), слагает каймы вокруг апатита первой генерации в фенитах и волластонит-клинопироксеновых породах, а также центральные участки зерен в альбититах, в ряде образцов фенитов и во всех исследованных образцах карбонатитов. Самая поздняя генерация апатита (Ap-3), с повышенными концентрациями как Sr ($> 0.16 \text{ a.p.f.u.}$), так и LREE ($> 0.17 \text{ a.p.f.u.}$), установлена в образцах фенитов, карбонатитов и альбититов, где апатит подобного состава формирует каймы вокруг апатита второй генерации. Выделенные генерации существенно различаются по механизму вхождения редких земель в структуру апатита.

Установлено, что для апатита существует несколько механизмов встраивания REE в структуру (Pan, Fleet, 2002), из которых для природных образцов распространены две схемы гетеровалентного изоморфизма (Rønsbo, 1989):



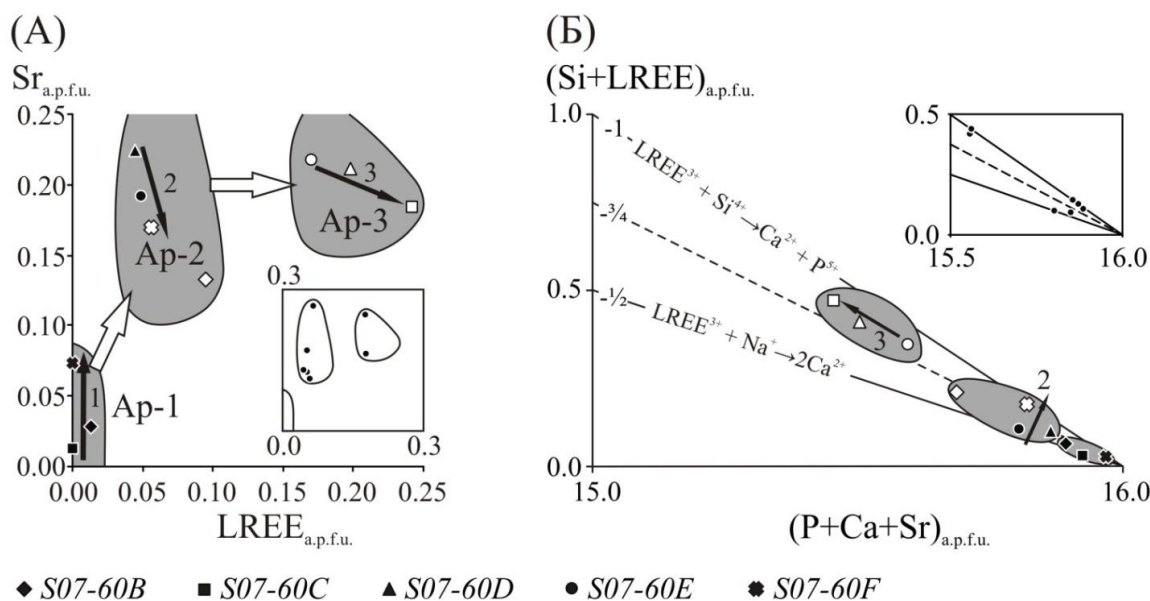


Рис. 34. Положение фигуративных точек апатита из алюмосиликатных метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака (юго-западный детальный участок) на диаграммах рассеяния в координатах (А) $Sr_{a.p.f.u.}$ – $LREE_{a.p.f.u.}$ и (Б) $(Si+LREE)_{a.p.f.u.}$ – $(P+Ca+Sr)_{a.p.f.u.}$. Черные условные обозначения отвечают центральным частям зерен, белые – краевым. Поля оконтуривают фигуративные точки составов апатита различных генераций с учетом данных по составам апатита из карбонатитов (показаны на врезках). Белые стрелки отражают относительные возрастные соотношения, черные – тренды изменения составов внутри генераций при приближении к предполагаемым источникам флюидов: **1** – к фойдолитам комплекса, **2** – к зоне волластонит-клинопироксеновых пород, **3** – к зоне альбитизации.

Схема (5) ведет к силикатам группы бритолита (Pasero *et al.*, 2010), (6) – к гипотетическому крайнему члену $Na_5REE_5(PO_4)_6(OH,F,Cl)_2$. Последнее соединение не стабильно, однако в экспериментальных условиях был синтезирован промежуточный член, несколько недосыщенный натрием и редкоземельными элементами – $Na_4REE_4Ca_2(PO_4)_6F_2$ (Mayer *et al.*, 1974). Если совместно со схемой (6) происходит изовалентное замещение $Ca^{2+} \rightleftharpoons Sr^{2+}$, то в качестве конечного продукта будут выступать минералы группы беловита (Pasero *et al.*, 2010). При одновременной реализации обеих схем в качестве крайнего члена твердого раствора выступают различные Na-REE силикаты и силикофосфаты (Ito, 1968). Наглядное представление того, по какому механизму REE входили в состав апатита, дает диаграмма в координатах $(Si+LREE)_{a.p.f.u.}$ – $(P+Ca+Sr)_{a.p.f.u.}^{27}$ (Рис. 34Б). Положение фигуративной точки относительно медиальной линии с наклоном $-3/4$ показывает, какая из схем изоморфизма доминирует. При преобладании изоморфизма (5) точка состава будет смещена вверх, к прямой с наклоном -1 . Данная прямая отвечает твердому раствору апатит – бритолит $Ca_2REE_3(SiO_4)_3(OH,F,Cl)$. Смещение точки вниз свидетельствует о большем значении изоморфизма (6). Линия с наклоном $-1/2$ соответствует составу твердого раствора с гипотетическим крайним членом $Na_5REE_5(PO_4)_6(OH,F,Cl)_2$.

²⁷ Оценка участия изоморфных схем с вовлечением стронция, характерных для некоторых минералов надгруппы апатита [стронадельфита, делонейта, беловита и др. (Pasero *et al.*, 2010)], отдельно не проводилась.

Из-за низкого содержания редкоземельных элементов фигуративные точки составов апатита первой генерации сгруппировались вблизи с отметкой $(P+Ca+Sr)_{a.p.f.u.} = 16$, что не позволяет выявить доминирующую изоморфную схему. Для апатита второй и третьей генераций из алюмосиликатных метасоматитов тренды изменения составов принципиально различны. Для Ар-2 установлен непрерывный характер смены изоморфизма по направлению к источнику вещества, вплоть до образования безнатриевых разностей в волластонит-пироксеновых породах (стрелка 2 на Рис. 34Б). Для Ар-3, образовавшегося, по всей видимости, в процессе альбитизации, значение величины $(Si+REE)_{a.p.f.u.}/[(P+Ca+Sr)_{a.p.f.u.}-16]$, отражающей наклон прямой, колеблется в узких пределах (от -0.83 до -0.87). Таким образом, результаты анализа Ар-3 располагаются на линии, отвечающей твердому раствору апатита с устойчивым составом крайнего члена $(Ca,Sr)_{1.4}Na_{0.75}REE_{2.85}(SiO_4)_{2.1}(PO_4)_{0.9}(OH,F,Cl)$ (стрелка 3 на Рис. 34Б).

Фигуративные точки состава апатита второй генерации из феррокарбонатитов сгруппировались на прямой с наклоном -1 вблизи от точки состава апатита из волластонит-клинопироксеновых пород, что говорит о доминировании схемы изоморфного замещения $Ca^{2+} + P^{5+} \rightleftharpoons REE^{3+} + Si^{4+}$. Наблюдавшаяся при оптическом изучении резорбция апатита анкеритом указывает на то, что апатит для феррокарбонатитов, вероятно, является реликтовой фазой. Апатиты второй генерации из альвикитов-II распределились как на прямой с наклоном -1 (один анализ), так и ниже медиальной линии с наклоном -3/4 (два анализа), что свидетельствует о сочетании нескольких механизмов вхождения редкоземельных элементов в апатит из этого типа пород.

Апатит третьей генерации из карбонатитов был установлен только в наиболее высокотемпературных альвикитах-Ia. Его химический состав отличается от «альбититового» апатита третьей генерации чрезвычайно низкими содержаниями натрия ($< 0.02 a.p.f.u.$), вследствие чего фигуративные точки также расположились на прямой с наклоном -1.

Интересные результаты дало сопоставление полученных данных по составам апатита из альвикитов Озерной Вараки с составами апатита кальцитовых карбонатитов Африки (Le Bas, 1999). На диаграммах в координатах $Ca_{a.p.f.u.} - Sr_{a.p.f.u.}$ и $Ca_{a.p.f.u.} - La_{a.p.f.u.}$ фигуративные точки апатита из ранних альвикитов-I расположились в поле типичных альвикитов, в то время как составы апатита альвикитов-II легли вблизи области пересечения полей сёвитов и альвикитов (Рис. 35). Это, в совокупности со сходством минеральных ассоциаций, может свидетельствовать о формировании альвикитов-II и сёвитов Озерной Вараки на едином этапе карбонатитообразования, согласно имеющимся данным – несколько более позднем, чем момент внедрения альвикитов-I.

В заключение следует отметить, что для апатита из всех типов пород методом дисперсионной рентгеновской спектроскопии по длине волны определялся хлор, а для апатита из карбонатитов и силикатно-карбонатных пород методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии были также измерены весовые содержания фтора (Таблица 14). Проведенное исследование показало отсутствие хлора в составах всех проанализированных зерен, в то время как содержания фтора варьируют от 1.33 до 3.23 мас.%. Таким образом, по крайней мере, в карбонатитах данный минерал представлен фторапатитом.

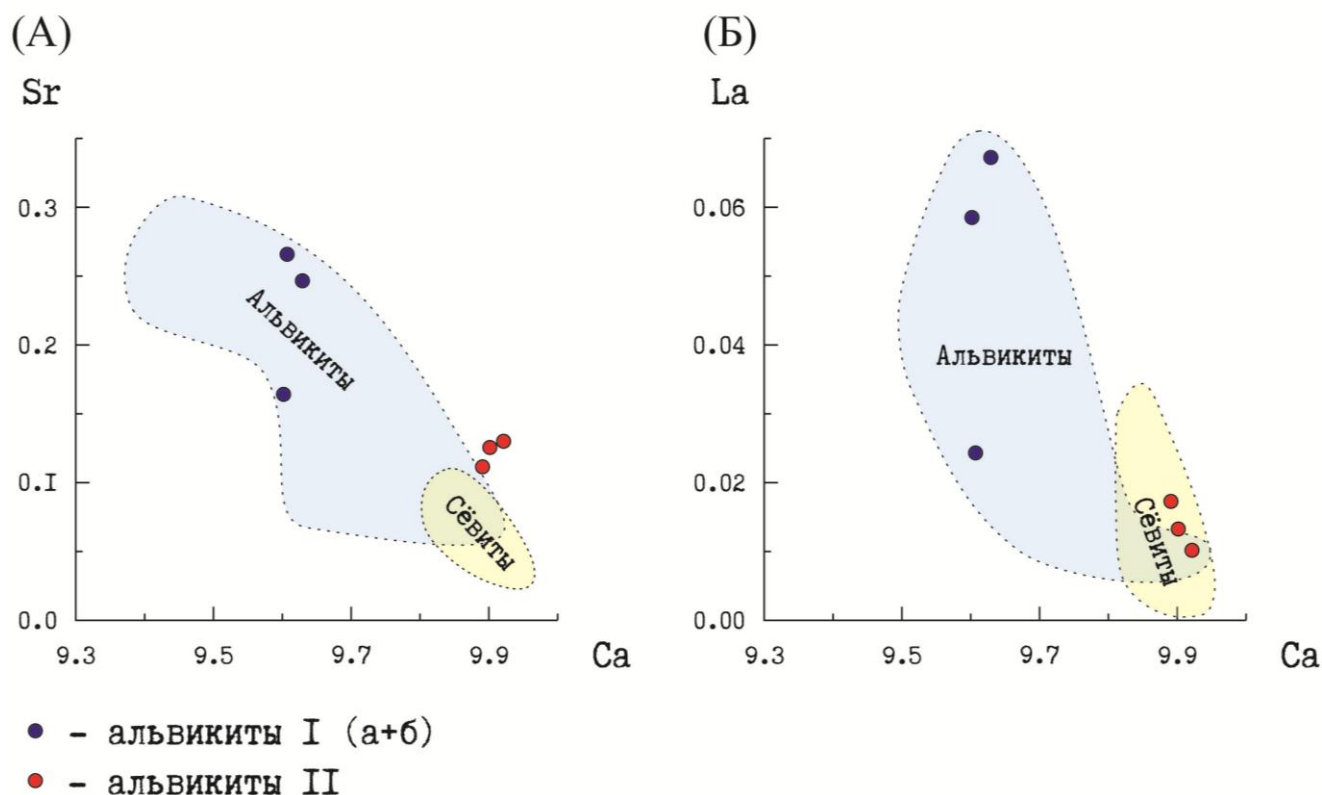


Рис. 35. Положение фигуративных точек апатита из кальцитовых карбонатов контактового ореола массива Озерная Варака на диаграммах рассеяния в координатах (А) $Ca_{a.p.f.u.} - Sr_{a.p.f.u.}$ и (Б) $Ca_{a.p.f.u.} - La_{a.p.f.u.}$. Закрашенные поля оконтуривают фигуративные точки составов апатита из альвикитов и сёвитов различных карбонатных комплексов Африки (Le Bas, 1999).

4.13. Парагенетические ассоциации

Обобщая результаты минералогического исследования, можно выделить четыре парагенетических ассоциации, составы которых приведены в Таблице 15.

Парагенетическая ассоциация протолита включает минеральные фазы неизменных биотит-олигоклазовых гнейсов (кварц, плагиоклаз № 20, микроклин, биотит ранней генерации). В метасоматически измененных породах минералы данного парагенезиса установлены только в фенитизированных гнейсах, где они активно корродируются и замещаются минералами более поздних парагенетических ассоциаций, полностью исчезая из пород при увеличении степени метасоматической переработки.

Минералы **раннего щелочного («фенитового») парагенезиса** установлены как в собственно высокотемпературных синмагматических щелочных метасоматических породах (фенитах и фенитизированных гнейсах), так и в более поздних основных и щелочных типах метасоматитов (волластонит-клинопироксеновых породах и альбититах), где они наблюдаются в виде реликтовых, частично замещенных или интенсивно корродированных зерен. В фенитизированных гнейсах к данной ассоциации принадлежат щелочные шпаты и феррорихтерит, замещающие олигоклаз, микроклин, биотит ранней генерации и кварц.

Таблица 15. Состав выделенных минеральных парагенезисов в породах экзоконтакта массива Озерная Варакса

Парагенезис:	FGNS	FEN	WPXR	CARB	ALBR
<i>протолита</i>	[Qz], [Pl], [Mc], [Bt-1]	—	—	—	—
<i>«фенитовый»</i>	Ab-1, Kfs-1, Ttn-1, [Frct]	Ab-1, Kfs-1, Aeg-Aug-1, Ap-1, Ttn-1, [Di], [Ano-1]	Aeg-Aug-1, Ap-1, [Ano-1]	—	Ab-1, Kfs-1, [Aeg-Aug-1]
<i>«карбонатитовый»</i>	Hd	Aeg-Aug-2, Cal, Ap-2, Ttn-2, [Nph]	Wo, Cal, Ap-2	Wo, Cal, Hd, Aeg-Aug-2, Nph, Ano-2, Ap-2, Ttn-2, Grt*	[Aeg-Aug-2], [Cal], Ap-2
<i>постмагматический</i>	—	Bt-2, Ab-2, Kfs-2, Ccn, Zeo, Ap-3, Ttn-3	—	Qz, Kln, Ank, Sd, Dol, Ap-3, Ttn-3	Ab-2, Kfs-2, Ap-3

Примечание. Для обозначения минералов в таблице и тексте использованы аббревиатуры из работы (Whitney, Evans, 2010): Qz – кварц; Pl – олигоклаз; Mc – микроклин; Ab – альбит; Kfs – калиевый полевой шпат; Ano – анортотлаз; Nph – нефелин; Bt – биотит; Frct – феррорихтерит; Hd – геденбергит; Di – диопсид; Aeg-Aug – эгирин-авгит; Wo – волластонит; Grt – гранат; Ttn – титанит; Ap – апатит; Cal – кальцит; Ank – анкерит; Sd – сидерит; Dol – доломит; Ccn – канкринит; Zeo – цеолиты; Kln – каолинит. В квадратных скобках указаны фазы подвергшиеся коррозии и/или замещению. * Гранат отнесен к данному парагенезису условно, вероятно, аутометасоматический минерал.

К этой же ассоциации принадлежит и первая генерация Quad-пироксенов, представленная диопсидом, которая была обнаружена лишь в реликтовых участках кристаллов клинопироксенов из фенитов. Для данного типа пород диопсид, по всей видимости, является реликтовой фазой, не полностью замещенной эгирин-авгитом первой генерации при перемещении фронта зоны фенитов. Собственно апогнейсовые фениты *sensu stricto* сложены в первую очередь тремя минералами раннего щелочного парагенезиса – альбитом, калиевым полевым шпатом и упомянутым эгирин-авгитом первых генераций. Отличительными чертами составов полевых шпатов являются невысокие концентрации Ba и Sr, а для состава эгирин-авгита – повышенное относительно эгирин-авгита второй генерации содержание Ca и Mg ($mg\# = 0.49 \div 0.57$) и пониженное – Mn. Выдержанность составов породообразующих минералов (клинопироксенов, полевых шпатов) данного парагенезиса в пределах всей зоны фенитов свидетельствует о преобладании инфильтрационного механизма массопереноса в процессе формирования тыловой зоны колонки фенитизации.

В ряде образцов фенитов присутствуют относительно крупные, в различной мере замещенные Ab-1 и Kfs-1, кристаллы анортотклаза, распределенные в породе цепочечным образом. Вероятно, данная фаза сформировалась в результате инфильтрации по флюидопроницаемым трещинным системам высокотемпературного щелочного флюида с Na-K

специализацией на самом раннем этапе синмагматического гидротермально-метасоматического процесса, предварявшем собственно фенитизацию.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что фениты послужили в качестве протолита для волластонит-клинопироксеновых пород и альбититов. В обоих типах пород присутствуют минералы «фенитового» парагенезиса – щелочные полевые шпаты и эгирин-авгит ранних генераций. Однако процессы, вызвавшие формирование перечисленных метасоматитов, повлияли на эти минеральные фазы различным образом. Так, в волластонит-клинопироксеновых породах щелочные полевые шпаты были практически полностью замещены волластонитом, в то время как клинопироксен оказался устойчив. В альбититах и полевошпатовых метасоматитах из обрамления карбонатитов, напротив, корродировался эгирин-авгит, а альбит и калиевый полевой шпат не подвергались растворению.

Несмотря на малую распространенность карбонатитов в пределах массива Озерная Варака, минералы **основной («карбонатитовой») парагенетической ассоциации** в тех или иных количествах присутствуют практически во всех исследованных образцах, что свидетельствует о высокой значимости карбонатитового процесса в формировании современного облика пород фенитового ореола. В фенитизированных гнейсах минералы данного парагенезиса представлены геденбергитом, в апогнейсовых фенитах – эгирин-авгитом второй генерации и кальцитом. В ряде образцов апогнейсовых фенитов установлено совместное нахождение клинопироксенов, принадлежащих как к «фенитовому», так и к «карбонатитовому» парагенезисам. В таких случаях наблюдаются однозначные микроструктурные соотношения: центральные участки зерен слагают диопсид или эгирин-авгит-1, а каймы в обоих случаях – эгирин-авгит-2 (Рис. 22б). Присутствие двух трендов изменения составов клинопироксенов (раннего диопсид – эгирин-авгитового и позднего геденбергит – эгирин-авгитового) установлено для контактовых зон многих щелочно-ультраосновных комплексов (Morogan, 1994; *Метасоматизм...*, 1998), причем первый тренд (ранний) также связывают с поступлением вещества из ийолитового источника, а второй (поздний) – из карбонатитового. В фенитах при совместном нахождении новообразованный кальцит находится в реакционных взаимоотношениях с зернами калиевого полевого шпата раннего щелочного парагенезиса, в то время как у кристаллов альбита-1, граничащих с кальцитом, контуры гладкие, без каких-либо признаков коррозии (Рис. 15б), что говорит о равновесности их ассоциации. В волластонит-клинопироксеновых породах к «карбонатитовому» парагенезису отнесен волластонит, сформировавшийся, по всей видимости, за счет избирательного замещения полевых шпатов раннего щелочного парагенезиса с сохранением структурно-текстурных характеристик протолита (фенитов). Взаимодействие фильтровавшегося раствора с исходными породами в ходе основного метасоматоза осуществлялось преимущественно диффузионным путем, что отражено в широких вариациях составов минералов, сформировавшихся на данном этапе (даже в пределах одного образца).

Для альбититов и сёвитов минеральные фазы рассматриваемого парагенезиса являются пороодообразующими и присутствуют в составах нескольких ассоциаций, главными из которых являются (а) $[Cal + Wol + Hd + Nph + Anr(Ti) + Ap-2 + Ttn-2]$, (б) $[Cal + Hd + Ano-2 +$

Ap-2 + Ttn-2 ± Wo] и (в) [Cal + Aeg-Aug-2 + Ap-2 + Ttn-2 ± Bt]. Кроме того, к данному парагенезису отнесена минеральная ассоциация [Aeg-Aug-2 + Nph] из основных клинопироксеновых метасоматитов (твейтозитов), сформировавшихся в обрамлении ранних карбонатитов по апогнейсовым фенитам. Положение в общей последовательности минералообразования биотита поздней генерации не однозначное, однако имеющиеся данные позволяют предполагать, что он является более поздним минералом. На это указывает его низкая степень идиоморфизма по отношению ко всем сосуществующим минеральным фазам, относительно которых биотит занимает интерстиционное пространство (Рис. 18), а также, как это будет показано далее, специфический резко неравновесный изотопный состав Sr и Nd (см. раздел 5.4). В альбитизированных породах из «карбонатитового» парагенезиса присутствует эгирин-авгит-2, формирующий каймы вокруг эгирин-авгита-1. В данном типе пород клинопироксены, как и другие кальциевые минералы (титанит, апатит, кальцит), резорбируются щелочными полевыми шпатами поздней генерации. В феррокарбонатитах кальцит основного парагенезиса выступает в качестве реликтовой фазы, а силикатные минералы полностью псевдоморфно замещены карбонатами поздней генерации.

При сходстве минеральных составов раннего щелочного и основного парагенезисов (в обоих присутствуют клинопироксен, полевые шпаты, апатит, титанит) входящие в них минералы различны по содержанию петрогенных и/или примесных компонентов. Например, эгирин-авгит основной парагенетической ассоциации отличается от эгирин-авгита раннего щелочного парагенезиса более высоким содержанием Na, Fe³⁺, Ti, Mn и пониженным – Ca и Mg ($mg\# = 0.27 \div 0.38$). Геохимической «меткой» для многих минералов основного парагенезиса (анортоклаза, апатита, кальцита), отличающей их от минералов раннего щелочного парагенезиса, является относительное обогащение стронцем.

К **постмагматической ассоциации** условно отнесено несколько посткарбонатитовых минеральных парагенезисов, возможно – разновозрастных. Возникновение *поздней щелочной парагенетической ассоциации* минералов стало результатом неполнопроявленного метасоматического процесса – альбитизации, воздействию которого подверглись ранние щелочные метасоматиты (фениты и фенитизированные гнейсы). В редких случаях наблюдаются гидротермалиты, полностью сложенные клевеландитом. В ходе проведенных исследований установлен ряд признаков, сближающих альбитизированные породы и метасоматиты карбонатитового этапа становления комплекса: часто наблюдающаяся пространственная совмещенность данных типов пород в разрезах, в т.ч. присутствие полевошпатовых метасоматитов во фронтальной зоне метасоматической колонки вокруг наиболее высокотемпературных кальцитовых карбонатитов (альвикитов-I); повышенные содержания стронция в новообразованных полевых шпатах Ab-2 и Kfs-2; сонаправленная эволюция составов апатита (Рис. 34А). Это указывает на возможность формирования существенных объемов альбитизированных пород на регрессивном этапе карбонатитового процесса за счет вторичного ощелачивания под действием остаточного флюида из карбонатитового источника. На постмагматической стадии становления комплекса в карбонатитах и сопряженных с ними основных метасоматитах формируются поздний флогопит,

канкринит, цеолиты. Кроме того, за счет альвикитов-I метасоматическим путем сформировались феррокарбонатиты, в состав которых входят кварц, каолинит, а также сопутствующие им разнообразные Fe-Mg карбонаты (анкерит, сидерит, доломит).

Таким образом, проведенные исследования порообразующих и акцессорных минералов метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака позволили на основании наблюдаемых закономерностей их локализации в данных породах, особенностей химического состава минералов и их микроструктурных взаимоотношений выделить несколько парагенезисов, отвечающих трем циклам метасоматической переработки. Количественные соотношения минералов выделенных парагенезисов в породе послужили в качестве одного из главных критериев при оценке вклада разновозрастных метасоматических процессов в формировании той или иной пробы.

Глава 5. ГЕОХИМИЯ ПОРОД КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА МАССИВА ОЗЕРНАЯ ВАРАКА

Определение химизма взаимодействия в системе флюид-порода требует привлечения широкого спектра геохимических данных для решения ряда частных задач: установления степени подвижности компонентов, проведения количественной оценки их привноса-выноса, определения параметров смешения вещества из различных источников и других. При решении данных задач для различных этапов становления полиметасоматических комплексов, каковыми является большинство контактовых ореолов щелочно-ультраосновных массивов, центральное место занимает выбор «эталонных» образцов, в формировании современного облика которых максимально проявлены результаты воздействия исследуемых метасоматических процессов. Как показало минералого-петрографическое изучение пород контактового ореола массива Озерная Варакка, большинство из них сформировалось в ходе нескольких наложенных друг на друга метасоматических процессов, интенсивность которых при формировании каждого конкретного образца варьировала в широких пределах, что фиксируется по одновременному присутствию в меняющихся пропорциях минералов различных парагенезисов. Это в значительной мере усложнило задачу выбора «эталонных» проб, послуживших для модельных расчетов.

В качестве критерия отбраковки использовался комплекс признаков принадлежности к определенному типу метасоматических образований: структурное положение в разрезе, присутствие в исследуемом образце более 90 об.% парагенных минералов, а также выраженность свойственных данным метасоматитам петрохимических особенностей. Для выявления последних все выборочные совокупности химических анализов различных типов пород были предварительно подвергнуты обработке с применением методов описательной (дескриптивной) статистики: группировке данных по их значениям, выявлению центральных тенденций распределения и оценке разброса данных по отношению к найденной центральной тенденции (Маркова, Маслак, 1986, стр. 32). В качестве параметра центральной тенденции использовалась медиана, а не арифметическое среднее, так как данный параметр относительно более устойчив к асимметрии распределения и, что чрезвычайно важно при исследовании пород, подвергшихся многоактовой метасоматической переработке, к присутствию аномальных значений вариант (выбросов). В то же время, для выборок с симметричным распределением арифметическое среднее и медиана совпадают, в связи с чем использование медианы является более предпочтительным. В качестве меры разброса данных по отношению к центральной тенденции был использован также робастный параметр – межквартильный размах. Обсуждение полученных результатов и их анализ приведены в главах, следующих далее.

5.1. Петрогенные элементы

При исследовании любых метасоматических образований особое внимание приходится уделять тем породам, которые послужили для метасоматитов протолитом. Для синмагматических щелочных метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака в качестве протолита выступили **биотит-олигоклазовые гнейсы** беломорского комплекса. Изучение их химического состава показало, что гнейсы западного и юго-восточного обрамления характеризуются чрезвычайно выдержанными содержаниями петрогенных компонентов (Таблица 16, анализы №№ 1-4), что выражается в незначительных значениях величин межквартильных размахов, не превышающих 1.3 мас.%. Полученные величины согласуются с данными исследователей, изучавших породы контактового ореола массива Озерная Варака (Сергеев, 1967; Саватенков и др., 2004) (Таблица 16, анализы №№ 6, 7). В то же время, гранито-гнейсы северо-восточного фланга массива, вскрытые скважиной № 2048, отличаются по своему химическому составу относительно низким содержанием кремнезема на фоне повышенных концентраций кальция, магния и железа (Таблица 16, анализ № 5).

Таблица 16. Химический состав гнейсов из обрамления массива Озерная Варака

Компо- ненты	1	2	3	4	<i>Me</i>	5	6	7
SiO ₂	73.06	72.43	71.49	70.87	71.96	63.39	70.75	70.10
TiO ₂	0.24	0.12	0.36	0.48	0.30	0.39	0.29	0.29
Al ₂ O ₃	14.72	14.22	14.07	14.36	14.29	14.00	15.18	15.83
FeO _T	1.31	1.48	2.39	2.82	1.94	6.35	3.02	2.18
MnO	0.031	0.040	0.056	0.070	0.046	0.08	0.03	0.025
MgO	0.39	0.24	0.72	0.76	0.56	1.36	0.70	0.82
CaO	1.92	1.41	2.42	2.29	2.11	5.83	2.63	2.51
Na ₂ O	4.38	4.74	4.51	4.45	4.48	4.80	4.03	4.70
K ₂ O	2.63	3.72	2.07	2.40	2.52	1.45	2.32	2.60
P ₂ O ₅	0.07	н/п	0.13	0.11	0.09	0.26	0.13	0.10
CO ₂	н/п	0.68	0.11	0.52	0.32	1.28	0.02	н/а
S _T	0.10	0.07	0.11	0.14	0.11	0.07	н/а	н/а
Cl	0.014	0.012	0.013	0.006	0.01	0.028	н/а	н/а
F	0.028	0.044	0.058	0.094	0.05	0.080	н/а	н/а
H ₂ O ⁺	0.56	0.36	0.86	0.38	0.47	0.55	н/а	н/а
H ₂ O ⁻	0.04	0.10	0.10	0.11	0.10	0.16	н/а	н/а
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	0.65	0.74
Сумма	99.49	99.67	99.47	99.86	—	100.08	99.75	—
$d_E(X_i, X_{Me})$	1.37	1.60	0.89	1.45	—	—	—	—

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас.%, н/а – не анализировалось, н/п – ниже предела обнаружения. Анализы №№ 1-4 – составы гнейсов из западного обрамления, № 5 – состав гнейса северо-восточного обрамления массива. Анализ № 6 – состав гнейса по А.С. Сергееву (1967), № 7 – средний состав гнейсов по 18 анализам из работы (Саватенков и др., 2004). *Me* – вектор медиан (по авторским данным), $d_E(X_i, X_{Me})$ – мера близости к вектору медиан «типичного гнейса» (при расчете не учитывались содержания летучих компонентов).

Для оценки того, значимы ли эти отличия (грубо говоря, являются ли определенные величины концентраций «выбросами» для той совокупности, из которой была составлена выборка составов гнейсов) был использован так называемый *MAD*-тест²⁸. Он показал, что значения содержаний SiO₂, CaO, MgO и FeO_T в гнейсах северо-восточного обрамления не принадлежат к совокупностям, из которых составлены выборки данных компонентов в «типичных» биотит-олигоклазовых гнейсах (величины $[|x_i - Me(x_i)|] / MAD$ для них варьируют от 6 до 16; при расчетах учитывались как авторские, так и литературные данные). При петрографическом исследовании было установлено, что на минеральном уровне изменение химического состава в данных гранито-гнейсах выражается не в смене минеральной ассоциации, а в изменении пропорций, в которых содержатся порообразующие минералы (в них меньше кварца и микроклина и больше олигоклаза и биотита). Таким образом, гнейсы северо-восточного обрамления массива и «типичные» гнейсы, а, как следствие, и сформировавшиеся по ним метасоматиты далее рассматриваются отдельно.

Для моделирования метасоматических процессов, протекавших на западном фланге массива, в качестве «эталонного» протолита был использован состав образца Kolb-33 (Таблица 16, анализ № 3), отобранного на значительном (около 250 метров) удалении от контакта и не несущего в себе минералого-петрографических признаков наложенных процессов. Кроме всего прочего, химический состав этого образца наиболее близок к вектору медиан «типичного» гнейса (Таблица 16, строка « $d_E(X_i, X_{Me})$ »²⁹), рассчитанному по авторским данным. Для определения количественных характеристик привноса-выноса вещества при метасоматическом замещении пород на северо-восточном участке экзоконтакта в качестве модельного протолита использовался состав образца 2048/278.0 (Таблица 16, анализ № 5).

Дальнейший анализ вариаций содержаний петрогенных компонентов в составах ранних щелочных метасоматитов (**фенитизированных гнейсов и фенитов**) удобно представить в виде сопоставления химических анализов пород в единых генетических рядах «гнейс обрамления (протолит) – фенитизированный гнейс – фенит – ийолит (источник флюида)» (Таблица 17). В данных метасоматитах содержания петрогенных элементов варьируют в широких пределах. В выборке химических анализов фенитов³⁰ из западного, юго-

²⁸ *MAD*-тест – робастный метод оценки принадлежности единичного значения к совокупности с неизвестными параметрами распределения, из которой составлена выборка малых объемов ($n < 20$). Для оценки дисперсии выборки используется медиана абсолютных отклонений (*median absolute deviation, MAD*). Для компонента x величина *MAD* будет равна $Me[|x_i - Me(x_i)|]$, где *Me* – медиана. Если для выделяющегося значения x_i величина $[|x_i - Me(x_i)|] / MAD$ больше 5, то данное значение не принадлежит к совокупности (Дворкин, 2001, стр. 76).

²⁹ В качестве меры близости использовалось обычное евклидово расстояние $d_E(X_i, X_{Me})$ (Мартынов, 2011), где X_i и X_{Me} – векторы i -го объекта и медиан в k -мерном пространстве (k – количество сопоставляемых компонентов):

$$d_E(X_i, X_{Me}) = \sqrt{\sum_{j=1}^k (x_{ij} - Me_j)^2}$$

³⁰ Нужно отметить, что при формировании выборок фенитизированные породы и фениты не разделялись по удаленности от участков, интенсивно затронутых карбонатитовым процессом.

западного и юго-восточного экзоконтактов межквартильный размах для FeO_T – 1.9 мас.%, для SiO_2 – более 3х мас.%. В то же время проведенные исследования позволяют говорить о закономерном изменении химических составов пород на всех участках экзоконтакта по мере увеличения степени метасоматической переработки, которое заключается в возрастании концентраций Na_2O , Al_2O_3 и уменьшении содержания SiO_2 . Кроме того, интенсивность метасоматических преобразований коррелируется с ростом коэффициента агапайности³¹ ($K_{\text{агп.}}$). На всех участках экзоконтакта величина $K_{\text{агп.}}$ для неизмененных гранито-гнейсов меньше 0.7, для фенитизированных гнейсов приблизительно равна 0.9, а для апогнейсовых фенитов – близка к 1.0. Это свидетельствует о более активном привносе щелочей относительно глинозема. Есть и различия между метасоматитами юго-восточного фланга массива и прочих участков экзоконтакта, по всей видимости, обусловленные именно разницей в химических составах протолитов. Так, на юго-востоке, в районе распространения гнейсов, относительно обедненных Si и обогащенных Ca, Mg и Fe, во фронтальной зоне метасоматической колонки (зоне фенитизированных гнейсов) установлены минимумы концентраций CaO, MgO, FeO_T , которые здесь ниже, чем и в протолите, и в метасоматитах тыловой зоны (фенитах). Однако данные породы все же ощутимо превосходят по содержаниям этих компонентов фенитизированные гнейсы, сформировавшиеся по «типичному» протолиту. В последних установлено некоторое снижение содержания MgO относительно протолита, в то время как концентрации CaO и FeO_T близки к их концентрациям в неизмененных гнейсах. В тыловых зонах колонки фенитизации на всех участках экзоконтактового ореола наблюдается нивелирование химических составов пород. Апогнейсовые фениты по своим петрохимическим характеристикам (содержаниям SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MgO, FeO_T , CaO, P_2O_5) приближаются к источнику флюидной фазы – ийолитам массива (Таблица 17, анализ № 15). Это наглядно отображается на диаграмме в координатах SiO_2 – $[\text{Na}_2\text{O}+0.7\text{K}_2\text{O}]$, предложенной Н.Ю. Бардиной и В.С. Поповым (1994) (Рис. 36). Положения фигуративных точек составов относительно границ полей устойчивости минеральных фаз согласуются с результатами минералого-петрографического изучения.

Точки фенитов и фенитизированных пород расположились ниже границы устойчивости нефелина и легли на тренды, ориентированные в сторону состава ийолита. Альбитизированные породы и полевошпатовые гидротермалиты, для сравнения также помещенные на данную диаграмму, характеризуются более высокой щелочностью, вследствие чего фигуративные точки их составов попали как в поле постмагматических полевошпатовых метасоматитов, так и в поле нефелин-содержащих пород (в гидротермалитах при оптическом исследовании наряду с клевеландитом определено присутствие канкринита).

³¹ Сходство фенитов с плутоническими породами (сиенитами) отмечали многие авторы (Афанасьев, 1940; Ивенсен, 1941; Сергеев, 1967), хотя употребление для фенитов понятий «агапайтовые» или «миаскитовые» выходят за рамки данных терминов (Edgar, 1974). Несмотря на это, при изучении метасоматитов все же используется параметр «коэффициент агапайности» (Ефремова, Стафеев, 1985): $K_{\text{агп.}} = (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (содержания оксидов - в молекулярных количествах).

Таблица 17. Химический состав ранних щелочных метасоматитов массива Озерная Варака и генетически связанных с ними пород

Компоненты	Северо-восточный участок экзоконтакта			Западный, юго-западный и юго-восточный участки экзоконтакта													Ийолит
	2048/ 278.0	2048/ 270.0	2048/ 230.8	Kolb- 33	S07- 60A	Kolb- 27	—	S07- 60B	S07- 60D	S07- 60E	EK12- 045K	EK12- 045Л1	EK12- 045H	EK12- 045П4	EK12- 045Ч	—	Kolb- 25
	GNS 1	FGNS 2	FEN 3	GNS 4	FGNS 5 6 <i>Me</i>			FEN 7 8 9 10 11 12 13 14 <i>Me</i>									ИО 15
SiO ₂	63.39	64.45	58.98	71.49	69.70	68.35	69.03	60.23	61.77	56.29	65.53	59.66	62.53	65.22	60.10	61.00	43.33
TiO ₂	0.39	0.41	0.41	0.36	0.21	0.30	0.26	0.30	0.09	0.14	0.26	0.11	0.11	0.18	0.18	0.16	2.12
Al ₂ O ₃	14.00	14.46	14.96	14.07	14.64	14.82	14.73	15.58	15.21	14.50	15.41	14.58	15.37	15.40	15.65	15.39	16.26
FeO _T	6.35	4.10	4.41	2.39	1.75	2.41	2.08	3.50	2.49	2.82	3.50	4.12	3.06	2.49	3.40	3.23	8.69
MnO	0.08	0.07	0.14	0.06	0.03	0.07	0.05	0.11	0.12	0.13	0.05	0.10	0.07	0.06	0.09	0.10	0.22
MgO	1.36	1.08	1.17	0.72	0.44	0.46	0.45	1.22	0.74	1.03	0.65	0.85	0.74	0.46	0.69	0.74	3.23
CaO	5.83	4.41	5.72	2.42	2.23	2.55	2.39	4.77	4.65	8.12	2.92	5.61	4.09	3.09	6.02	4.71	13.37
Na ₂ O	4.80	6.14	8.24	4.51	6.23	5.88	6.06	7.86	7.51	7.12	7.77	7.87	7.77	7.39	6.61	7.64	7.20
K ₂ O	1.45	2.86	1.47	2.07	2.35	3.02	2.69	2.72	3.07	2.60	1.92	2.43	2.99	2.94	3.58	2.83	2.15
P ₂ O ₅	0.26	0.16	0.29	0.13	0.08	0.18	0.13	0.28	0.28	0.48	0.10	0.40	0.22	0.13	0.43	0.28	1.10
CO ₂	1.28	0.73	2.29	0.11	н/п	0.44	0.22	0.71	1.26	3.31	0.53	2.18	1.41	1.17	1.56	1.34	0.56
S _T	0.07	0.17	0.17	0.11	0.09	0.16	0.13	0.10	0.11	0.02	0.01	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Cl	0.028	0.015	0.006	0.013	0.009	0.010	0.010	0.009	0.011	0.008	0.014	0.006	0.005	0.007	0.006	0.008	0.016
F	0.080	0.048	0.052	0.058	0.037	0.07	0.052	0.029	0.029	0.037	0.023	0.026	0.018	0.013	0.038	0.028	0.099
H ₂ O ⁺	0.55	0.58	0.92	0.86	1.59	0.68	1.14	1.46	1.70	2.12	0.69	0.93	0.94	0.63	0.58	0.94	0.56
H ₂ O ⁻	0.16	0.17	0.20	0.10	0.62	0.10	0.36	0.49	0.57	0.76	0.24	0.19	0.21	0.30	0.22	0.27	0.16
Сумма	100.08	99.85	99.43	99.47	100.01	99.50	—	99.37	99.61	99.49	99.62	99.12	99.56	99.51	99.18	—	99.10
<i>K</i> _{агп.}	0.68	0.91	1.01	0.69	0.87	0.87	—	1.02	1.03	1.00	0.96	1.07	1.04	1.00	0.94	—	—
Na/K	5.0	3.3	8.5	3.3	4.0	3.0	—	4.4	3.7	4.2	6.2	4.9	3.9	3.8	2.8	—	5.1
<i>d</i> _{E(X_i,X_{Me})}	—	—	—	—	—	—	—	1.01	1.12	5.93	4.97	2.07	1.67	4.60	2.06	—	—

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас.%, н/п – ниже предела обнаружения. *Me* – векторы медиан, *K*_{агп.} – коэффициент агпаитности, *d*_{E(X_i,X_{Me})} – мера близости к вектору медиан выборки (при расчете не учитывались содержания летучих компонентов). GNS – неизменный гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит. Положения точек отбора проб приведены на [Рис. 3](#) и [Рис. 5](#). Образцы с маркировками 2048/* – керн из скважины № 2048, также обозначенной на [Рис. 3А](#).

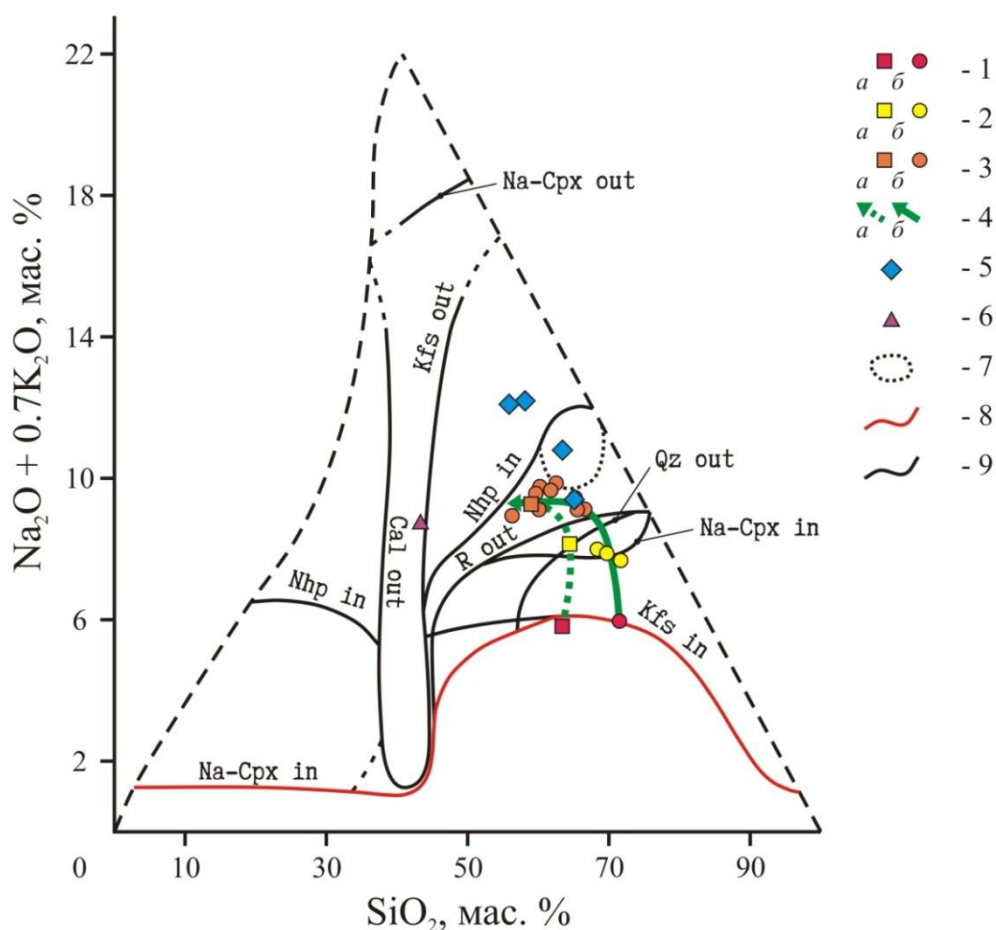


Рис. 36. Положение фигуративных точек составов щелочных метасоматитов, их протолитов и ийолита (источника флюидной фазы для ранних метасоматитов) массива Озерная Варака на диаграмме минеральных видов щелочных метасоматитов (Бардина, Попов, 1994).

1 – гранито-гнейсы обрамления, 2 – фенитизированные гнейсы, 3 – апогнейсовые фениты, 4 – тренды изменения составов протолитов по мере увеличения интенсивности метасоматической переработки (а – для пород северо-восточного обрамления, б – для «типичных» гнейсов западного, юго-западного и юго-восточного участков экзоконтакта и метасоматитов, образовавшихся по ним), 5 – полевошпатовые гидротермально-метасоматические породы (табл. 17), 6 – ийолит массива, 7 – граница поля полевошпатовых метасоматитов (ортоклазитов, микроклинитов, альбититов), 8 – первое появление новообразованных цветных минералов в фенитизированных породах, 9 – границы полей устойчивости минералов. Na-Cpx – натриевые и натрий-содержащие клинопироксены (в том числе и группы *Quad*), R – реликтовые минералы. Остальные сокращения соответствуют принятым в настоящей работе.

При изучении процессов фенитизации, связанных с внедрением карбонатитов (Woolley, 1982; Rubie, Gunter, 1983; Andersen, 1989; Morogan, 1994; Le Bas, 2008), установлено три тренда метасоматических преобразований (натриевый, натрий-калиевый или промежуточный и калиевый), зачастую фиксирующиеся в пределах одного комплекса. При метасоматическом изменении под действием флюида из фойдитового источника формируются фениты лишь натриевого и промежуточного трендов (Morogan, 1994). Факторами, контролирующими образование фенитов того или иного типа, являются *T*, *P* и концентрация CO₂ во флюидной фазе. Присутствие натриевых разностей пород независимо от

источника интерпретируют как результат воздействия высокотемпературного ($> 500^{\circ}\text{C}$) водного флюида, бедного CO_2 , в то время как калиевый метасоматоз связывают с изменением под действием (а) бедного CO_2 низкотемпературного водного флюида ($< 400^{\circ}\text{--}450^{\circ}\text{C}$), (б) богатого CO_2 высокотемпературного ($> 600^{\circ}\text{C}$) водного флюида или (в) быстрым сбросом флюидного давления при температурах выше 600°C (Rubie, Gunter, 1983). Отмечено, что калиевые фениты образуются преимущественно в верхних частях интрузивных тел карбонатитов, в то время как натриевые обычно формируются на более глубоких уровнях, раньше калиевых и при относительно более высокой температуре³² (Le Bas, 2008). Отношение Na/K для всех проанализированных проб фенитов Озерной Вараки выше единицы, то есть присутствуют фениты лишь натриевого и натрий-калиевого профилей. С одной стороны, это согласуется с представлением о значительной (11 км) глубине эрозионного среза, определенной для массива (Арзамасцев и др., 2009a), с другой – указывает на то, что все фениты сформировались в относительно высокотемпературных условиях ($> 500^{\circ}\text{C}$) под воздействием водного флюида, бедного CO_2 . Величина отношения Na/K варьирует в широком диапазоне и не обнаруживает пространственной связи с карбонатитами, что не позволяет дифференцировать фениты *sensu stricto* и «карбонатитовые» фениты массива Озерная Варака по этому показателю.

Основными критериями при выборе модельных образцов для проведения количественной оценки привноса-выноса компонентов в ходе метасоматического замещения пород западного, юго-западного и юго-восточного экзоконтактов послужили максимальное содержание минералов раннего щелочного парагенезиса в породе и удаленность от зон распространения карбонатитов. Данным условиям удовлетворили образцы S07-60A (фенитизированный гнейс) и S07-60B (апогнейсовый фенит) (Таблица 17, анализы №№ 5 и 7 соответственно). Кроме того, химический состав образца S07-60B наиболее близок к вектору медиан фенита, сформировавшегося по «типичному» гнейсу, и соответствует среднестатистическому апогнейсовому клинопироксен-полевошпатовому фениту (Бардина, Попов, 1994, Таблица 2). Необходимо отметить, что анализы, максимально удаленные от вектора медиан (Таблица 17, анализы №№ 9, 10, 13), отвечают пробам тех фенитов, которые были отобраны в непосредственной близости от тел сёвитов, то есть состав данных образцов отражает воздействие флюидов из двух источников – фойдолитового и карбонатитового. В пределах северо-восточного разреза экзоконтакта массива карбонатиты и генетически связанные с ними метасоматиты распространены весьма широко, в силу чего все исследованные образцы имеют полиметасоматическую природу. Это позволяет произвести оценку лишь аддитивного привноса-выноса компонентов. По этой причине для пород северо-восточного участка был рассчитан масс-баланс только по петрогенным компонентам, к результатам которого автор относится с должной осторожностью, а специального изучения поведения редких элементов не проводилось. Для моделирования процессов метасоматического

³² В силу этих причин Н.Ю. Бардиной и В.С. Поповым в своей классификации (1994) калиевые метасоматиты из обрамлений карбонатитов вообще исключаются из фенитов и рассматриваются в составе отдельного типа метасоматических образований – низкотемпературных постмагматических полевошпатовых пород (ортоклазитов, микроклинитов, альбититов).

замещения в пределах этого разреза были выбраны образцы 2048/270.0 (фенитизированный гнейс) и 2048/230.8 (фенит) (Таблица 17, анализы №№ 2 и 3 соответственно).

В качестве источника флюидной фазы для метасоматитов карбонатитового этапа послужили ранние кальциевые карбонаты и силикокарбонаты (альвикиты и сёвиты), в то время как феррокарбонаты сами являются продуктом метасоматического замещения. Химические составы альвикитов изменчивы (Таблица 18, анализы №№ 1-6), что связано с различным содержанием силикатных минералов, зачастую – значительным (Таблица 2, анализ № 5). Именно их присутствие определяет содержание SiO_2 и влияет на концентрации прочих петрогенных оксидов (Al_2O_3 , MgO , FeO_T , Na_2O , K_2O и, в конечном итоге, CaO). Сложности, возникающие при классификации карбонатитов с повышенным (более 10 мас.%) содержанием SiO_2 отмечены А.Р. Вулли и Д.Р.С. Кемпом (1989), авторами общепринятой химической классификации карбонатитов. Действительно, при нанесении на диаграмму CMF ($\text{CaO} - \text{MgO} - [\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}]$) единственного анализа альвикита с содержанием SiO_2 менее 20 мас.% (Таблица 18, анализ № 5), являющегося, согласно классификации IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), карбонатитом *sensu stricto*, фигуративная точка его состава оказалась резко смещена в сторону поля феррокарбонатитов (Рис. 37). При том, что в минеральном составе данного образца из карбонатов есть лишь обогащенный стронцием кальцит (Таблица 12, анализ № 8), данное смещение определяется исключительно присутствием железистого эгирин-авгита (Таблица 6, анализ № 7). В сёвитах, напротив, силикатные минералы содержатся в резко подчиненных количествах (Таблица 2, анализ № 6), а их химический состав однороден (Таблица 18, анализы №№ 7-11). Как следствие, на диаграмме CMF фигуративные точки составов пяти проанализированных проб сёвитов располагаются чрезвычайно компактно (Рис. 37).

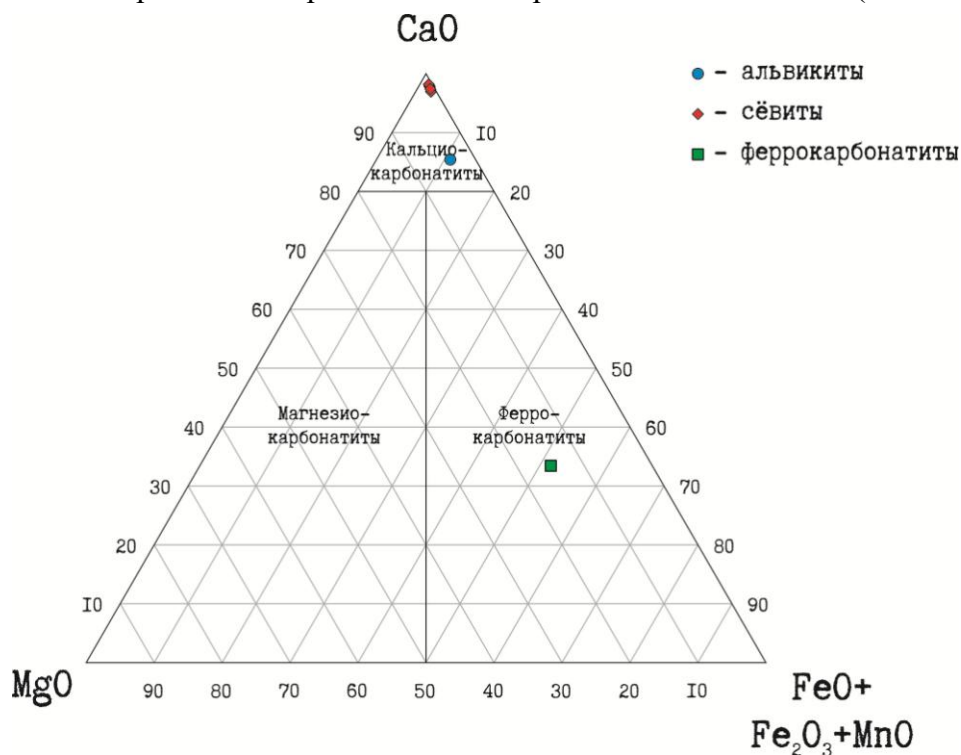


Рис. 37. Положение фигуративных точек составов карбонатитов *sensu stricto* (с содержанием $\text{SiO}_2 < 20$ мас.%) из обрамления массива Озерная Варакка на классификационной диаграмме CMF ($\text{CaO} - \text{MgO} - [\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}]$) (Woolley, Kempe, 1989).

Таблица 18. Химический состав карбонатитов и силикокарбонатитов из обрамления массива Озерная Варака

Компо- ненты	2048/ 263.3	2048/ 245.5	2048/ 230.4	—	2044/ 137.0	2044/ 153.6	2044/ 129.2	—	EK12- 045Л2	EK12- 045Л3	EK12- 045П1	EK12- 045П2	EK12- 045П3	—	2048/ 240.2	2048/ 232.6	—
	ALV-Ia	ALV-Iб			ALV-II				SÖV						FECARB		
	1	2	3	Me	4	5	6	Me	7	8	9	10	11	Me	12	13	Me
SiO ₂	28.56	30.76	25.74	28.25	25.74	13.14	27.49	25.74	6.25	3.96	1.47	2.06	1.77	2.06	14.84	38.30	26.57
TiO ₂	1.84	0.41	1.49	0.95	0.52	0.12	0.81	0.52	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	0.75	0.68	0.72
Al ₂ O ₃	7.01	1.26	1.60	1.43	1.31	0.93	7.25	1.31	1.59	0.81	0.30	0.40	0.34	0.40	2.86	9.07	5.97
Fe ₂ O ₃	3.12	4.36	2.89	3.63	4.26	2.62	3.00	3.00	0.22	0.57	н/п	0.35	0.30	0.30	0.63	1.49	1.06
FeO	3.22	5.76	5.82	5.79	3.87	2.75	4.25	3.87	0.59	0.45	0.54	0.35	0.36	0.45	22.68	12.84	17.76
MnO	0.16	0.30	0.24	0.27	0.26	0.18	0.21	0.21	0.16	0.17	0.18	0.19	0.18	0.18	0.63	0.38	0.51
MgO	1.65	3.64	4.38	4.01	3.60	1.91	2.40	2.40	0.34	0.43	0.28	0.30	0.31	0.31	6.93	4.31	5.62
CaO	35.62	37.13	37.70	37.42	34.69	43.54	29.36	34.69	48.87	50.82	52.93	52.37	52.62	52.37	15.47	9.22	12.35
Na ₂ O	2.91	1.51	1.01	1.26	2.41	1.22	4.77	2.41	0.82	0.51	0.14	0.24	0.20	0.24	0.14	0.15	0.15
K ₂ O	0.59	0.04	0.06	0.05	0.20	0.06	0.87	0.20	0.24	0.12	0.05	0.08	0.09	0.09	0.27	0.94	0.61
P ₂ O ₅	1.42	1.40	1.79	1.60	2.12	1.40	2.04	2.04	0.32	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	1.02	0.68	0.85
CO ₂	12.06	11.94	15.74	13.84	16.74	26.53	13.70	16.74	35.95	39.30	39.48	39.91	39.96	39.48	27.27	17.86	22.57
S _T	0.67	0.71	0.22	0.47	0.13	0.47	0.27	0.27	н/п	н/п	н/п	н/п	0.01	н/п	0.15	0.53	0.34
Cl	0.016	0.006	0.007	0.007	0.023	0.016	0.018	0.018	0.020	0.021	0.015	0.012	0.014	0.015	0.006	0.014	0.010
F	0.140	0.140	0.170	0.155	0.130	0.093	0.120	0.120	0.088	0.063	0.063	0.065	0.062	0.063	0.120	0.120	0.120
H ₂ O ⁺	0.54	0.22	0.87	0.55	2.51	2.55	1.88	2.51	2.89	1.00	2.55	1.57	1.73	1.73	5.37	2.32	3.85
H ₂ O ⁻	0.16	0.22	0.18	0.20	0.34	0.32	0.29	0.32	0.14	0.21	0.10	0.14	0.14	0.14	0.37	0.70	0.54
SrO	н/а	н/а	н/а	—	0.82	1.34	0.75	0.82	1.39	1.38	1.41	1.47	1.51	1.41	н/а	н/а	—
Сумма	99.69	99.81	99.91	—	99.67	99.19	99.48	—	99.88	99.84	99.52	99.55	99.62	—	99.51	99.60	—

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас.%, н/п – ниже предела обнаружения, н/а – не анализировалось. *Me* – векторы медиан. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), ALV-II – альвикит-II, SÖV – сёвит, FECB – феррокарбонатит. Положения точек отбора проб приведены на [Рис. 3](#) и [Рис. 5](#). Образцы с маркировками 2048/* и 2044/* – керн из скважин №№ 2048 и 2044 соответственно ([Рис. 3А](#), [Рис. 4](#)).

Вопрос о генезисе силикатных минералов в карбонатитах до настоящего момента является дискуссионным. Предполагается, что они (а) могут иметь первично-магматическую природу (Andersen, 1988, Cooper, Reid, 1998, Mitchell, 2005) или (б) заимствоваться из обрамляющих пород несколькими путями (Hode Vuorinen, Skelton, 2004; Skelton *et al.*, 2007):

- в результате инфильтрации в породы обрамления карбонатитового расплава по межзерновому пространству;
- вследствие механического захвата раздробленного вещества;
- за счет ассимиляции пород обрамления;
- в качестве побочного продукта реакционного взаимодействия между вмещающей породой и карбонатитовым расплавом.

Выводы о возможной ксеногенности силикатного материала были сделаны на основе изучения косенитов (в настоящем исследовании они обозначены как альвикиты-Ia) массива Альнё. На это косвенно указывают и оригинальные данные, полученные при изучении силикокарбонатитов Озерной Вараки: (а) обогащенность силикатными минералами приальбандовых участков жил альвикитов, резко снижающаяся по направлению к осевой плоскости; (б) широкие вариации химических составов проанализированных проб альвикитов;; (в) наличие каплевидных нодулей нефелина, заключенных в кальцит и придающих альвикитам-Ia (косенитам) магматический облик (см. Рис. 18). Многие из этих черт присущи и силикокарбонатитам ряда других карбонатитовых комплексов (Капустин, 1971). Также необходимо отметить, что расчеты активности кремнезема для пар силикат – оксид, проведенные Д.С. Баркером (Barker, 2001), показали, что некоторые минералы (например, флогопит, клинопироксен, оливин) могут быть первично-магматическими, тогда как для кристаллизации других (кварца, щелочных полевых шпатов) требуется аномально высокая для карбонатитовых расплавов активность SiO_2 . К аналогичному заключению относительно природы титанита и циркона из карбонатитов пришли Ф. Уолл с соавторами (Wall *et al.*, 1997), считая данные минеральные фазы продуктами ассимиляции вмещающих пород.

Таким образом, модификация минералогии и петрохимии ранних кальцитовых карбонатитов вероятней всего произошла за счет захвата и переработки вещества из обрамляющих пород и, вероятней всего, является результатом магматического либо палингенно-метасоматического замещения³³. В таком случае возникает закономерный вопрос, следствием чего является минералогическое разнообразие ранних альвикитов-I? Для объяснения данного факта могут быть предложены две альтернативные гипотезы.

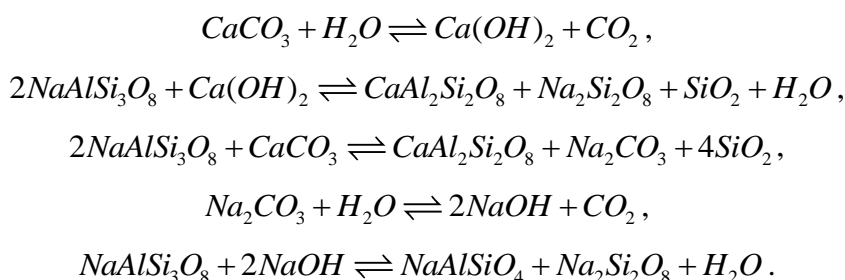
Первая гипотеза связана с различием в химическом составе замещаемых алюмосиликатных пород. Как уже отмечалось ранее, фениты характеризуются конвергентным сходством с плутоническими щелочными сиенитами как на минералогическом, так и на геохимическом уровнях исследования, в силу чего на ранних этапах изучения их зачастую принимали за магматиты. Действительно, при нанесении на наиболее используемые

³³ Палингенно-метасоматическое замещение - процесс формирования горной породы в результате одновременно действующих процессов высокотемпературного замещения и плавления, независимо от способа транспортировки привносимых и выносимых химических компонентов (Геологический словарь, 1978).

классификационные диаграммы для интрузивных пород, такие как диаграмма в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, предложенная в работе (Магматические..., 1983), TAS (Middlemost, 1994), QAPF (Le Maitre *et al.*, 2002) или диаграмма Де ла Роше с соавторами (1980), фигуративные точки составов фенитов концентрируются вблизи полей сиенитов (Рис. 38, Рис. 39, Рис. 40). При этом в исследованной выборке присутствуют как кварц- так и нефелин-нормативные пробы (Рис. 39).

Согласно исследованиям Н.Ю. Бардиной и В.С. Попова (1994) при палингеном плавлении кварц-нормативных фенитов должны были возникать выплавки комендитового и пантеллеритового состава, в то время как при плавлении нефелин-нормативных фенитов состав расплавов должен отвечать фонолитовым либо ийолит-уртитовым магмам. При этом термальные параметры взаимодействия, приведенные выше, в совокупности с флюидонасыщенностью системы определяли саму возможность образования подобных расплавов *in situ* (Щелочные породы, 1976, стр. 303-310). С одной стороны, составы данных выплавок соответствуют силикатным составляющим минеральных ассоциаций двух типов ранних альвикитов. В то же время это не объясняет того, что на значительном удалении от интрузива в зоне распространения пород с модальным кварцем (фенитизированных гнейсов) присутствуют нефелин-содержащие альвикиты-Ia.

Альтернативная гипотеза о причине возникшего разнообразия минеральных ассоциаций связана с разницей в физико-химических параметрах взаимодействия «щелочной метасоматит – карбонатитовый расплав». С одной стороны, лишь в наиболее высокотемпературных карбонатитах присутствует нефелин (Самойлов, 1984), что косвенно подтверждает контролирующее влияние термального режима. С другой стороны, для перехода от системы с модальным кварцем к кварц-недосыщенному фельдшпатоидному парагенезису требуется присутствие воды (Анфилов и др., 2005). Так, в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaCO}_3 - \text{Ca}(\text{OH})_2 - \text{H}_2\text{O}$, результаты экспериментального исследования которой представлены в работе (Watkinson, Wyllie, 1969), при взаимодействии альбита и кальцита в присутствии воды была получена ассоциация нефелин + волластонит \pm плагиоклаз. При этом взаимодействие, вероятней всего, осуществляется через цепочку связанных реакций (Анфилов и др., 2005):



Избыточный кремнезем альбита связывается в волластонит и фиксируется на месте либо переходит в дисиликат натрия, легко растворимый в водном флюиде, и выносится из системы. Повышенная щелочность среды задается гидролизом карбонатов и изъятием избыточного кремнезема во флюидную фазу, что и определяет возможность перехода от кварц-насыщенной альбитовой ассоциации к кварц-недосыщенной нефелиновой.

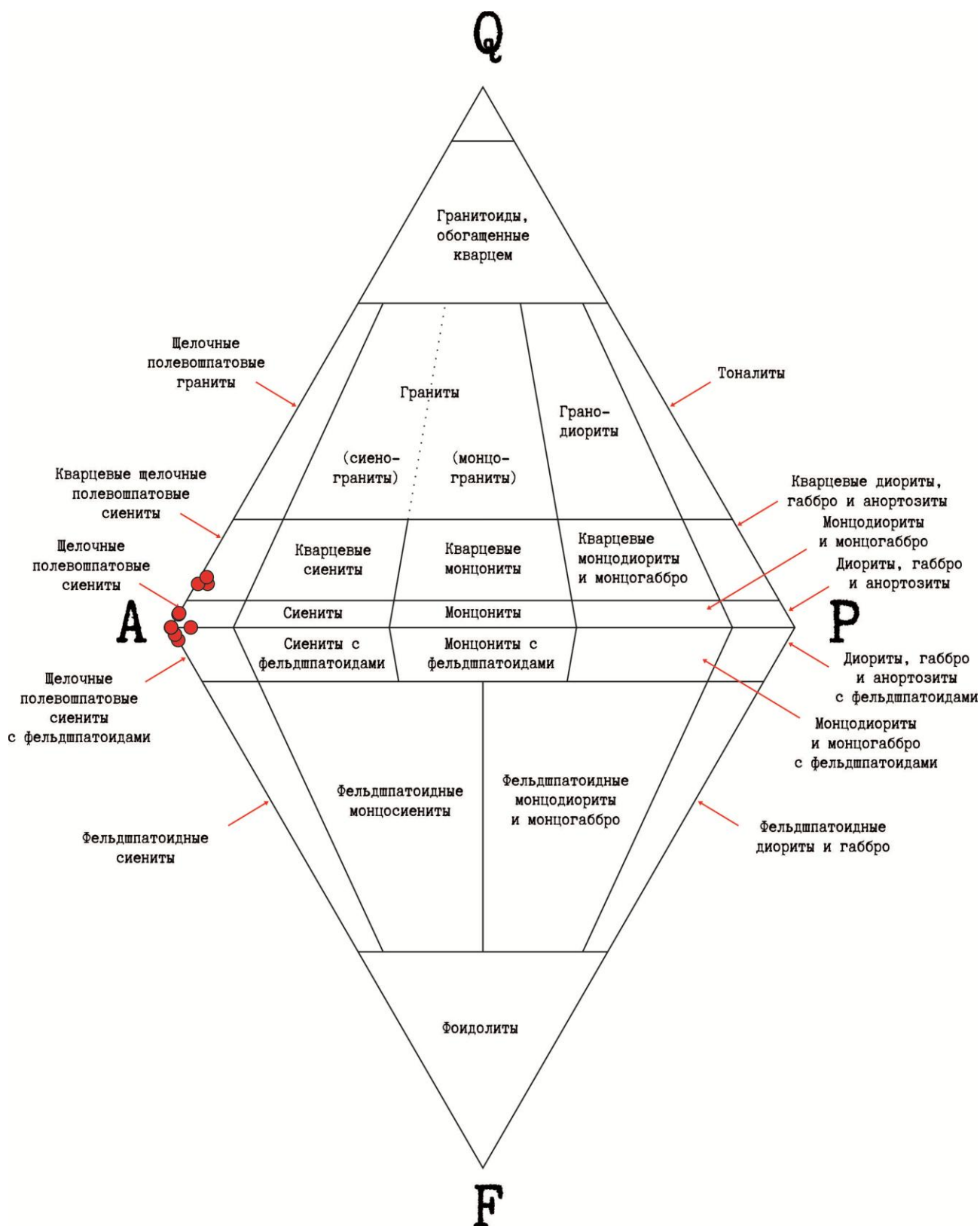


Рис. 39. Положение фигуративных точек составов фенитов (Таблица 17, анализы №№ 3, 7-14) на классификационной диаграмме QAPF (Le Maitre *et al.*, 2002) для интрузивных пород (Q = кварц, A = щелочные полевые шпаты, R = плагиоклаз, F = фельдшпатоиды). В силу того, что для ряда образцов из-за их мелкозернистой структуры не были установлены объемные соотношения слагающих их минеральных фаз, в соответствии с требованиями IUGS (там же, стр. 4) химические составы фенитов были пересчитаны на весовые содержания нормативных минералов по методике C.I.P.W. (Cross *et al.*, 1902), а в последствии переведены в объемные.

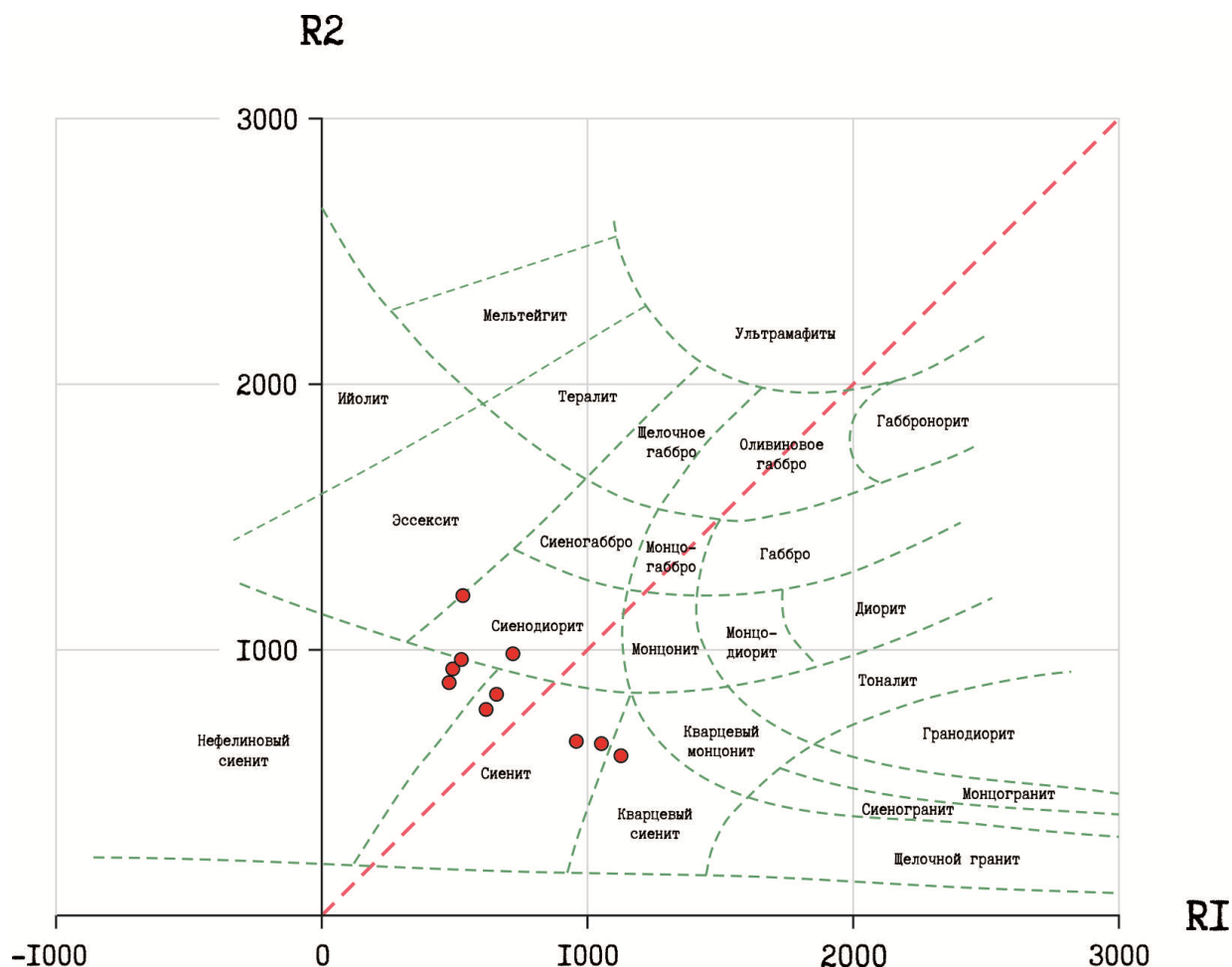


Рис. 40. Положение фигуративных точек составов фенитов (Таблица 17, анализы №№ 3, 7-14) на мультикативной классификационной диаграмме для интрузивных пород в координатах R1-R2, где $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ и $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (De la Roche *et al.*, 1980), все компоненты – в милликатах (атомное количество элемента $\times 1000$). Розовая пунктирная линия проходит через составы альбита, ортоклаза, фаялита, форстерита, диопсида, геденбергита и анортита, являясь «критической линией насыщения кремнеземом» («critical line of silica saturation»).

В альвикитах-I отсутствует анортит как собственная минеральная фаза, однако в качестве минералов он входит либо в состав анортоклаза (, анализ № 14), либо нефелина (см. раздел 4.4). Помимо того, в ходе экспериментов по взаимодействию альбита и кальцита при содержании в смеси менее 56 мас.% альбита в продуктах реакции плагиоклаз не был установлен вовсе, и новообразованная минеральная ассоциация имела вид нефелин + волластонит (Watkinson, Wyllie, 1969).

Таким образом, возникновение минералого-геохимических различий между нефелин-содержащими альвикитами-Ia и анортоклаз-содержащими альвикитами-Iб, вероятней всего, определялось именно условиями взаимодействия карбонатитовой магмы и алюмосиликатного щелочного метасоматита, а не петрохимическими характеристиками последнего. В конечном итоге, нефелинит, при сплавлении с которым была получена минеральная ассоциация, аналогичная ассоциации альвикита-Ia вплоть до типохимических признаков входящих в нее минералов, по химизму резко отличен как от фенитов, так и от фенитизированных гнейсов (Kjarsgaard, 1998, Table 1).

Собственно метасоматиты карбонатитового этапа представлены несколькими породными разностями: экзоконтактовыми **волластонит-клинопироксеновыми породами** и комплементарными **метасоматическими апоийолитовыми пироксенитами** эндоконтакта, а также **твейтозитами** из обрамления альвикитов. Сопоставление петрохимических характеристик волластонит-клинопироксеновых пород, апоийолитовых метасоматитов и прочих алюмосиликатных пород юго-западного детального участка приведено на [Рис. 41](#). С одной стороны, наблюдается резкая геохимическая контрастность метасоматитов карбонатитового этапа по отношению к породам как экзо-, так и эндоконтакта. Она выражается в том, что данные метасоматиты были обогащены не щелочами, а Ca, Mg и Fe^{2+} . При этом содержание Si снизилось до концентрации этого компонента в ийолитах эндоконтакта, а Al и K были вынесены практически полностью. Концентрация Na также заметно ниже, чем в обрамляющих породах, а равенство атомных содержаний Na и Fe^{3+} в данных породах свидетельствует о фиксации окисного железа и натрия в эгириновом компоненте пироксенов. Таким образом, эти две разновидности метасоматитов являются не щелочными, а основными метасоматитами (базификатами) ([Петрографический кодекс, 2009](#), стр. 65). При этом составы волластонит-клинопироксеновых пород обнаруживают заметное сходство с апоийолитовыми клинопироксеновыми метасоматитами, непосредственно примыкающими к контакту со стороны интрузива. Геохимическое различие данных типов пород заключается в том, что при близости величины суммарного содержания R^{2+}O , варьирующего в пределах 37-40 мас.%, пропорции, в которых содержатся оксиды Ca, Mg и Fe^{2+} , разительно отличаются ([Таблица 19](#), анализы №№ 1, 2). Волластонит-клинопироксеновые породы относятся к кальциевому, а апоийолитовые клинопироксеновые метасоматиты – к магнезиально-железистому подотрядам. Для проведения количественной оценки привноса-выноса компонентов при метасоматическом формировании волластонит-клинопироксеновых пород были использованы составы «эталонного» фенита по «типичному» гнейсу (образец S07-60B, [Таблица 17](#), анализ № 7) и волластонит-клинопироксеновой породы (образец S07-60F, [Таблица 19](#), анализ № 1), а для моделирования процесса образования апоийолитового метасоматита – составы шорломитового ийолита эндоконтакта и клинопироксенового метасоматита (образцы S07-60H и S07-60G, [Таблица 19](#), анализы №№ 3 и 2 соответственно).

Твейтозиты массива Озерная Варака, наблюдающиеся в обрамлении альвикитов, также являются базификатами, а не щелочными метасоматитами. Среди твейтозитов есть разности, принадлежащие как к кальциевому, так и к магнезиально-железистому подотрядам. Кроме того, в анализах метасоматитов этой группы отношение Na/K варьирует в диапазоне от 1.5 до 8.2, то есть присутствуют как натрий-калиевые, так и натриевые разности. Наиболее вероятно, их петрохимическая неоднородность определяется полиметасоматической природой. Протолитами для твейтозитов послужили как в различной степени фенитизированные гнейсы (и «типичные», и из северо-восточного обрамления, изначально обогащенные Ca, Fe, Mg), так и апогнейсовые клинопироксен-полевошпатовые фениты.

Таблица 19. Химический состав базификатов карбонатитового этапа из обрамления и шорломитовых ийолитов массива Озерная Варака

Компо- ненты	S07-60F	S07-60G	S07-60H	2044/ 163.3	2048/ 229.3	2048/ 239.0	2048/ 249.3	2048/ 250.1	2048/ 251.5	2048/ 265.0	2048/ 269.0	—*	
	WPXR	PXMR	ИО	TVTS								TVTS	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43.81	45.42	40.81	53.89	39.98	52.17	41.67	45.65	43.75	42.99	43.47	48.46	49.57
TiO ₂	0.13	0.83	2.42	0.51	2.70	1.23	1.93	1.41	1.87	1.55	3.24	1.64	0.65
Al ₂ O ₃	1.06	1.75	14.61	8.93	6.58	5.71	11.31	10.21	6.68	8.92	11.76	3.08	9.61
Fe ₂ O ₃	2.38	6.01	5.37	3.83	5.60	3.32	3.67	3.16	3.63	3.88	3.69	5.97	5.59
FeO	2.93	7.86	4.73	5.47	6.33	8.05	7.42	7.09	6.53	6.80	9.46	7.43	4.59
MnO	0.37	0.44	0.25	0.37	0.31	0.34	0.16	0.19	0.28	0.17	0.20	0.42	0.57
MgO	2.54	7.04	2.93	2.49	5.20	4.73	11.42	9.91	5.10	10.71	6.66	5.57	1.28
CaO	34.42	21.82	14.21	11.74	23.22	16.54	11.93	12.45	21.2	15.96	13.3	18.27	13.91
Na ₂ O	1.08	2.43	7.73	5.75	2.86	3.54	2.77	3.48	3.36	3.48	3.76	3.03	4.90
K ₂ O	0.10	0.05	2.14	2.18	0.53	1.31	2.88	2.38	0.79	1.87	1.88	1.59	3.23
P ₂ O ₅	2.13	2.12	0.93	0.75	1.04	0.60	0.12	0.13	0.81	0.26	0.76	2.34	5.98
CO ₂	3.71	1.48	0.83	2.68	2.63	0.64	0.99	1.25	3.95	1.17	н/п	1.12	н/а
S _T	0.07	0.05	0.38	н/п	0.39	0.41	0.11	0.11	0.33	0.11	0.33	0.34	н/а
Cl	0.019	н/а	0.015	0.008	0.010	0.016	0.012	0.009	0.008	0.029	0.09	0.02	н/а
F	0.16	0.17	0.10	0.06	0.13	0.12	0.45	0.38	0.16	0.15	0.60	0.20	н/а
H ₂ O ⁺	3.77	2.09	1.36	1.02	1.86	1.19	2.40	1.71	0.92	1.64	0.29	0.44	} 0.38
H ₂ O ⁻	1.51	0.72	0.77	0.31	0.26	0.16	0.28	0.23	0.18	0.16	0.13	0.19	
Сумма	100.19	100.28	99.58	99.99	99.63	100.08	99.52	99.75	99.55	99.85	99.62	100.11	100.26

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас.%, н/п – ниже предела обнаружения, н/а – не анализировалось. WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, PXMR – клинопироксеновый апоийолитовый метасоматит, TVTS – твейтозит, ИО – ийолит. Положения точек отбора проб приведены на [Рис. 3](#) и [Рис. 5](#). Образцы с маркировками 2048/* и 2044/* – керн из скважин №№ 2048 и 2044 соответственно ([Рис. 3А](#), [Рис. 4](#)). Анализ № 1 – волластонит-клинопироксеновая порода, № 2 – апоийолитовый клинопироксеновый метасоматит, № 3 – шорломитовый ийолит эндоконтакта, №№ 4-11 – твейтозиты из обрамления альвикитов.

* № 12, 13 – анализы «классических» твейтозитов массива Фен из работы ([Brøgger, 1921](#), стр. 153).

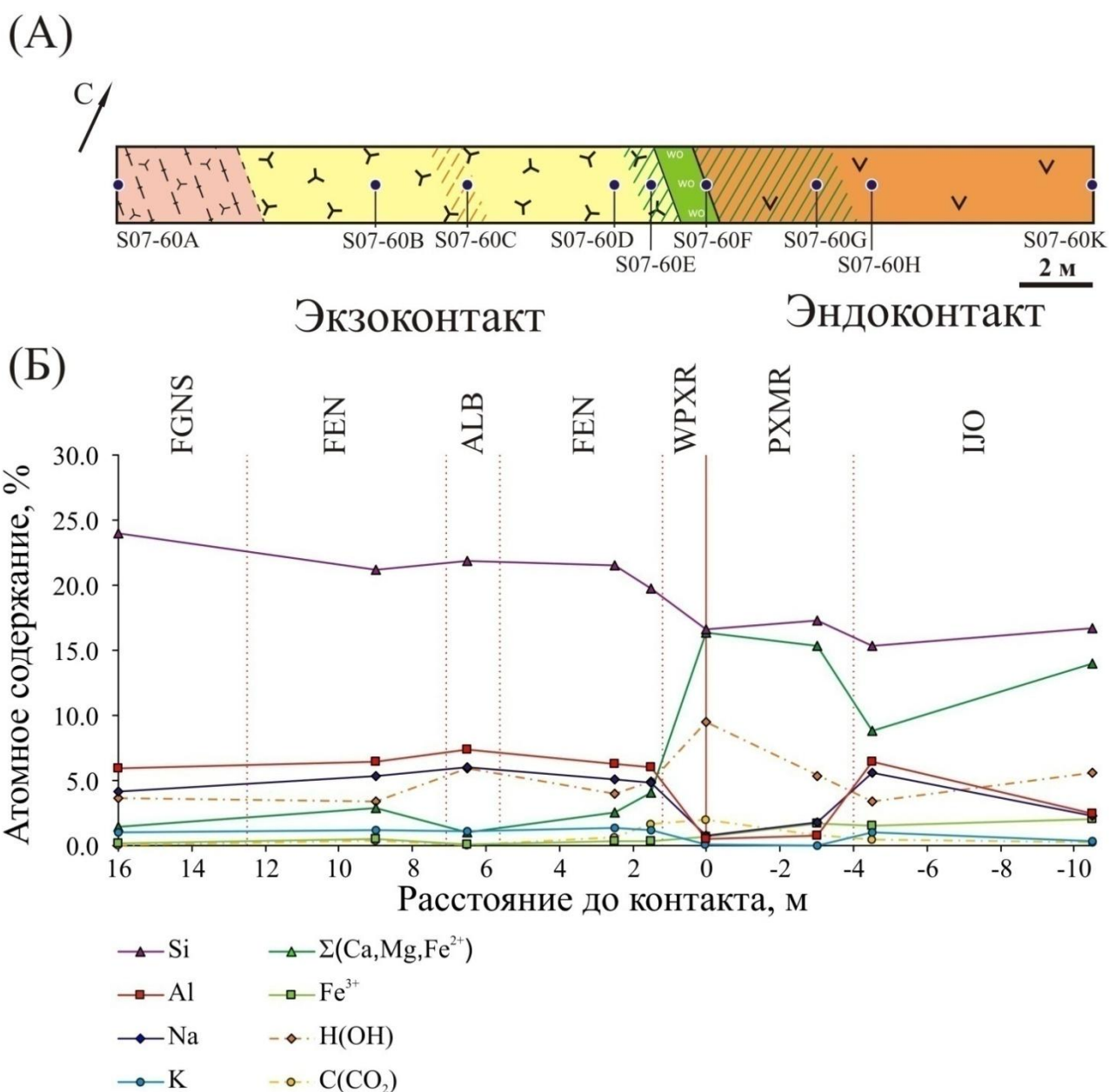


Рис. 41. (А) Схема отбора проб в пределах юго-западного детального участка и (Б) вариации атомных процентных содержаний некоторых петрогенных элементов³⁴ в пределах данного участка. Условные обозначения те же, что и на Рис. 3.

³⁴ Атомные процентные содержания элементов вычислялись по полным анализам образцов пород, приведенным в таблицах 14, 16 и 17. При расчетах использовались следующие формулы:

$$F_O = \sum_{i=1}^N \frac{C_i \times n_i}{M_i} \left/ \left(\sum_{i=1}^N \frac{C_i \times k_i}{M_i} + \sum_{i=1}^N \frac{C_i \times n_i}{M_i} \right) \right. \times 100 \text{ для кислорода,}$$

$$F_i = \left(\frac{C_i \times k_i}{M_i} \right) \left/ \left(\sum_{i=1}^N \frac{C_i \times k_i}{M_i} + \sum_{i=1}^N \frac{C_i \times n_i}{M_i} \right) \right. \times 100 \text{ для прочих элементов,}$$

где F_O – атомное процентное содержание кислорода, F_i – атомное процентное содержание для прочих элементов, N – общее число определенных компонентов, C_i – весовое содержание компонента, M_i – молекулярный вес его оксида (или атомный вес элемента для F, Cl и S), n_i – количество единиц кислорода в окисле (для элементов F и Cl равно -0.5, для S = -1), k_i – количество единиц элемента в окисле (для элементов равно 1).

В свою очередь, сами твейтозиты различаются по количеству новообразованного вещества, что в совокупности и определяет их химическую изменчивость. Подобная неоднородность фиксируется и для анализов «классических» твейтозитов массива Фен, приведенных в работе В.К. Брёггера (1921) (Таблица 19, анализы №№ 12,13). Петрохимическое отличие твейтозитов от волластонит-клинопироксеновых пород и апоийолитовых метасоматических клинопироксенитов заключается в меньшем обеднении твейтозитов глиноземом и щелочами, которые фиксируются в фельдшпатоидах (нефелине, канкрините) и железистом флогопите. Большинство проб твейтозитов приурочено к северо-восточному флангу массива. Однако, в силу вышеописанных трудностей, связанных с полиметасоматическим происхождением большинства образцов из северо-восточного экзоконтакта, моделирование процесса метасоматического образования твейтозитов было произведено для пары «типичный» фенит (образец S07-60B, Таблица 17, анализ № 7) – твейтозит из юго-западного экзоконтакта (образец 2044/163.3, Таблица 19, анализ № 4).

Отнесение поздних щелочных метасоматитов к постмагматическим образованиям условно. Во фронтальной (внешней) зоне метасоматической колонки, сформировавшейся вокруг жил альвикитов по фенитизированным гнейсам и фенитам, наблюдаются **полевошпатовые метасоматиты**. Данные породы, по сути, являются щелочными метасоматитами карбонатитового этапа, возникшими в результате вторичного ощелачивания под действием «отработанного» в тыловой зоне твейтозитов флюида из карбонатитового источника. По своему минеральному составу полевошпатовые метасоматиты близки протолилу, однако новообразованные щелочные шпаты находятся в реакционных взаимоотношениях с «фенитовыми» пироксенами, отчетливо их резорбируя. Как было отмечено выше (см. раздел 4.13), минералы данной зоны характеризуются типохимическими особенностями, сходными с установленными для минералов апофенитовых **альбитизированных пород**, пространственно разобщенных с карбонатитами, в которых содержание «фенитовых» клинопироксенов также уменьшается (Таблица 2, анализ № 7). Это предполагает возможность их образования в ходе единого процесса. Для альбитизированных пород и полевошпатовых метасоматитов установлены абсолютные максимумы концентраций натрия и алюминия ($7.6 \div 10.4$ и $17.9 \div 20.6$ мас.% Na_2O и Al_2O_3 соответственно). Петрохимическое отличие альбитизированных пород от протолита (апогнейсовых фенитов) состоит в резком снижении концентраций оксидов двухвалентных оснований, Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 и несколько повышенном содержании SiO_2 (Таблица 20). Для проведения количественной оценки привноса-выноса компонентов при метасоматическом формировании альбитизированных пород были использованы составы «эталонного» фенита по «типичному» гнейсу (образец S07-60B, Таблица 17, анализ № 7) и типичного альбитита (образец S07-60C, Таблица 20, анализ № 1).

В то же время другие виды щелочных гидротермально-метасоматических пород слагают жильные тела, занимающие отчетливо секущее положение по отношению к породам карбонатитового этапа и, следовательно, по отношению к ним более поздние. Таковы взаимоотношения биотитовых слюдитов и клинопироксен-волластонитовых пород (см. Рис. 10). Как было показано в Главе 4, минеральные фазы **феррокарбонатитов**

сформировались метасоматическим путем по минералам карбонатитового парагенезиса альвикитов, то есть данные породы также являются посткарбонатитовыми метасоматитами.

И альвикиты, и феррокарбонатиты характеризуются изменчивостью химических составов (Таблица 18). Для количественной оценки привноса-выноса компонентов в ходе замещения первых вторыми были выбраны образцы карбонатитов из северо-восточного экзоконтакта (2048/230.4 и 2048/232.6, Таблица 18, анализы №№ 3 и 13 соответственно).

Таблица 20. Химический состав альбитизированных фенитов (анализы №№ 1 и 2) и полевошпатовых гидротермально-метасоматических пород (анализы №№ 3 и 4) из обрамления массива Озерная Варака

Компоненты	S07-60C	Kolb-26	2048/255.0	EK12-0453
	1	2	3	4
SiO ₂	63.43	65.10	55.87	58.13
TiO ₂	н/п	0.10	0.47	0.23
Al ₂ O ₃	18.11	17.85	19.41	20.56
Fe ₂ O ₃	0.46	1.20	1.10	0.42
FeO	0.67	0.30	3.73	1.82
MnO	0.03	0.03	0.04	0.02
MgO	0.38	0.48	0.36	0.34
CaO	1.82	2.43	1.70	1.88
Na ₂ O	8.99	7.57	9.91	10.44
K ₂ O	2.58	2.61	3.12	2.50
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.12	0.01
CO ₂	н/п	0.93	1.38	1.28
S _T	0.06	0.11	0.19	0.08
Cl	0.009	0.004	0.009	0.026
F	0.008	0.010	0.032	0.014
H ₂ O ⁺	2.59	0.81	2.24	1.29
H ₂ O ⁻	0.68	0.10	0.24	0.38
Сумма	99.89	99.73	99.92	99.42

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас. %, н/п – ниже предела обнаружения.

Дальнейший анализ данных производился с помощью метода главных компонент (МГК)³⁵. Этот метод позволяет, с одной стороны, произвести редукцию данных (сократить размерность исходного признакового пространства) без нарушения их внутренней и внешней геометрической структуры, а с другой – произвести сравнительное изучение разных групп

³⁵ Методы многомерного разведочного анализа (дискриминантный анализ и метод главных компонент), задействованные при исследовании выборки пород контактового ореола массива Озёрная Варака, применялись с использованием программы статистической обработки данных STATISTICA 6.0 при учете рекомендаций, изложенных в работах (Белонин и др., 1982; Ким и др., 1989; Халафян, 2007; Электронный ..., 2015).

пород с целью вскрытия внутренней сущности их сходства или различия и выявить факторы, ответственные за эти сходства/различия (Белонин и др., 1982). Эталонные («обучающие») выборки неизменных (группа I) и фенитизированных гнейсов (группа II), апогнейсовых фенитов (группа III), альбитизированных пород (группа IV) и твейтозитов (группа V) были получены экспертным путем на основе изучения их минералого-петрохимических характеристик. Химические составы членов эталонных групп приведены в таблицах № 14 (анализы 1-5), № 15 (анализы 2, 3, 5-14), № 17 (анализы 4-11) и № 18 (анализы 1, 2). Объемы выборок данных групп невелики, что вызвано рядом объективных причин (плохая естественная обнаженность контактовой зоны; широкая распространенность карбонатитов и карбонатно-силикатных пород в керновом материале; присутствие во многих образцах интенсивно проявленной прожилковой минерализации, затушевывающей петрохимические характеристики проб). В то же время шесть образцов алюмосиликатных пород экзоконтакта (18 % от общего числа проб) оказалось затруднительно отнести по своим минералогическим и петрохимическим характеристикам к той или иной из выделенных групп. В целях увеличения обоснованности и достоверности результатов МГК потребовалось классифицировать данные пробы с последующим включением в соответствующие выборки. Для этого был применен метод дискриминантного анализа (ДА). В качестве предикторов использовались содержания петрогенных компонентов за вычетом летучих.

На первом этапе исследования применялся пошаговый вариант анализа с включением (Афифи, Эйзен, 1982) при низких значениях величины статистики F (критерий включения – F -статистика больше 0.1), что позволило ввести в расчеты все дискриминантные переменные. Значение параметра толерантности (меры избыточности переменной) было оставлено стандартным, равным 0.01 (при меньших значениях матрица задачи становится плохо обусловленной, что резко сказывается на погрешностях расчетов и может привести к неустойчивым результатам). Оценка информативности признаков на основе анализа F -статистик, аппроксимирующих величины λ Уилкса³⁶, рассчитанные после того, как соответствующая переменная была введена в модель, показала, что из всех дискриминирующих переменных резко выделяется FeO_T (Таблица 21). Для данного компонента аппроксимированный критерий Фишера $F_{\text{искл.}}(4, 14) = 0.026$, что соответствует высокому p -уровню 0.998. Это говорит о том, что частный вклад FeO_T как предиктора в дискриминацию групп чрезвычайно мал.

³⁶ λ Уилкса – отношение меры внутригрупповой изменчивости к мере общей изменчивости. Так как внутригрупповая изменчивость является частью общей, то лямбда Уилкса может принимать значения в диапазоне [0, 1]. Если значения λ Уилкса стремятся к 0, то группы близки к полностью однородным и мощность дискриминации (мощность = 1 – вероятность ошибки) стремится к 1. При величине λ Уилкса, близкой к 1, мощность дискриминации, напротив, стремится к нулю. Величина лямбды Уилкса вычисляется как отношение детерминантов матрицы внутригрупповых дисперсий/ковариаций и полной ковариационной матрицы. Методика аппроксимации статистики λ Уилкса с помощью распределения Фишера была предложена К.Р. Рао (Rao, 1951).

Таблица 21. Результаты анализа дискриминантной функции на первом этапе расчетов (после включения всех переменных). λ Уилкса = 0.00044, аппроксимированный критерий $F(36, 54) = 10.345$, p -уровень $< 10^{-12}$

Статистики	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	TiO ₂	K ₂ O	SiO ₂	FeO _T
λ Уилкса	0.00153	0.00093	0.00085	0.00080	0.00078	0.00077	0.00070	0.00065	0.00044
$F_{\text{искл.}}(4,14)$	8.708	3.904	3.305	2.875	2.692	2.638	2.047	1.724	0.026
p	0.001	0.025	0.042	0.062	0.075	0.079	0.143	0.201	0.998

На втором этапе расчетов данный компонент был изъят из числа дискриминантных переменных, а при формировании модели был применен пошаговый вариант с исключением (Афифи, Эйзен, 1982). Критерием исключения переменной было принято критическое значение $F(4, 15)$ для уровня значимости $p = 0.05$, равное 3.06 (переменные с F -значением ниже данного значения автоматически выбывали из модели). При этом переменная включалась при значении F -статистики выше порога 3.0. В результате вычислений в модель вошло 7 переменных (Таблица 22), для каждой из которых p -уровень оказался ниже 0.05. Сопоставление величин частных λ Уилкса³⁷ позволило оценить удельную индикаторную ценность каждого из компонентов для прогнозирования принадлежности к той или иной группе алюмосиликатных пород экзоконтакта. На основе данной статистики можно заключить, что максимальный и приблизительно равный вклад в дискриминацию (а, следовательно, обладают наибольшей информативностью) вносят Na₂O и MgO, за которыми с большим отрывом следуют (в порядке убывания значимости) TiO₂, Al₂O₃, CaO, MnO и K₂O. По всей видимости, окись магния «ответственна» за распознавание пятой группы (базификатов твейтозитов). Кремнезем, для которого F -статистика оказалась ниже пороговой, был исключен как неинформативный признак. Для полученной модели величина λ Уилкса = 0.00073, что соответствует аппроксимированному критерию Фишера $F(28, 59) = 13.559$. Это позволяет отвергнуть нулевую гипотезу о равенстве групповых средних на высоком уровне значимости ($p = 9.9 \times 10^{-17}$). Столь низкая величина лямбды Уилкса свидетельствует о высокой статистической значимости мощности дискриминации в текущей модели.

Таблица 22. Результаты анализа дискриминантной функции на втором этапе расчетов (без FeO_T при F исключения 3.06). λ Уилкса = 0.00073, аппроксимированный критерий $F(28, 59) = 13.559$, p -уровень $< 10^{-16}$

Статистики	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	TiO ₂	K ₂ O
λ Уилкса	0.00330	0.00160	0.00304	0.00144	0.00154	0.00163	0.00132
Частная λ	0.22	0.46	0.24	0.50	0.47	0.45	0.55
$F_{\text{искл.}}(4,16)$	14.16	4.79	12.74	3.94	4.50	4.96	3.27
p	4.01×10^{-5}	9.85×10^{-3}	7.53×10^{-5}	2.05×10^{-2}	1.25×10^{-2}	8.54×10^{-3}	3.86×10^{-2}

³⁷ Частная лямбда – отношение λ Уилкса после добавления соответствующей переменной к λ Уилкса до добавления этой переменной. Чем ниже её значение, тем больше одиночный вклад соответствующей переменной в степень дискриминации (Электронный ..., 2015).

Анализ матрицы квадратов расстояний Махаланобиса между центроидами групп и соответствующих им p -уровней³⁸ для всех возможных пар групп (Таблица 23) также свидетельствует о значимых статистических различиях между ними. Как и ожидалось, наибольшее сходство наблюдается между группами I и II (неизмененных и фенитизированных гнейсов). Резко выделяется на общем фоне группа V (твейтозитов).

Линейные классификационные функции в полученной модели следующие:

$$F_1 = -376.32 - 53.46 \times \text{TiO}_2 + 46.91 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.34 \times \text{MnO} - 6.04 \times \text{MgO} + 19.00 \times \text{CaO} + 11.45 \times \text{Na}_2\text{O} - 1.73 \times \text{K}_2\text{O};$$

$$F_2 = -427.28 - 46.54 \times \text{TiO}_2 + 44.08 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 49.77 \times \text{MnO} - 4.77 \times \text{MgO} + 20.51 \times \text{CaO} + 24.10 \times \text{Na}_2\text{O} + 5.69 \times \text{K}_2\text{O};$$

$$F_3 = -537.14 - 46.08 \times \text{TiO}_2 + 45.66 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 49.66 \times \text{MnO} - 3.44 \times \text{MgO} + 22.93 \times \text{CaO} + 33.71 \times \text{Na}_2\text{O} + 9.77 \times \text{K}_2\text{O};$$

$$F_4 = -649.44 - 62.36 \times \text{TiO}_2 + 54.85 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 157.10 \times \text{MnO} - 7.30 \times \text{MgO} + 25.47 \times \text{CaO} + 31.04 \times \text{Na}_2\text{O} + 2.82 \times \text{K}_2\text{O};$$

$$F_5 = -383.12 - 2.03 \times \text{TiO}_2 + 24.20 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 407.65 \times \text{MnO} + 9.73 \times \text{MgO} + 14.81 \times \text{CaO} + 31.15 \times \text{Na}_2\text{O} + 21.58 \times \text{K}_2\text{O},$$

где индекс при функции отвечает принадлежности той либо иной группе.

Таблица 23. Квадраты расстояний Махаланобиса MD^2 между центроидами выделенных групп (выше главной диагонали), а также значения F -статистики Фишера для оценки различий между группами и соответствующий p -уровень (ниже главной диагонали)

	Группа I	Группа II	Группа III	Группа IV	Группа V
Группа I	0	20.44	73.79	105.22	291.69
Группа II	$F = 3.98,$ $p = 1.05 \times 10^{-2}$	0	19.58	54.52	259.50
Группа III	$F = 24.64,$ $p = 1.97 \times 10^{-7}$	$F = 4.58,$ $p = 5.61 \times 10^{-3}$	0	27.98	273.16
Группа IV	$F = 15.62,$ $p = 4.64 \times 10^{-6}$	$F = 6.80,$ $p = 7.60 \times 10^{-4}$	$F = 4.76,$ $p = 4.69 \times 10^{-3}$	0	464.28
Группа V	$F = 93.25,$ $p = 9.04 \times 10^{-12}$	$F = 58.82,$ $p = 3.13 \times 10^{-10}$	$F = 120.20,$ $p = 1.25 \times 10^{-12}$	$F = 77.18,$ $p = 3.90 \times 10^{-11}$	0

³⁸ Расстояние Махаланобиса (MD) определяется как расстояние от наблюдаемой точки до центра тяжести в многомерном пространстве (центроида), определяемом коррелированными независимыми переменными (Mahalanobis, 1936). Оно обобщает понятие евклидова расстояния и является инвариантным к масштабу. Рассчитывается по формуле:

$$MD_i = \sqrt{(x_i - \bar{x})C_x^{-1}(x_i - \bar{x})^T},$$

где $(x_i - \bar{x})$ – вектор расстояний по выбранным координатам, $(x_i - \bar{x})^T$ – он же транспонированный, C_x^{-1} – обратная ковариационная матрица переменных (De Maesschalck et al., 2000).

В результате произведенных расчетов из шести образцов неопределенной принадлежности один был отнесен к неизменным гнейсам, один – к фенитизированным гнейсам, два – к фенитам и два – к альбитизированным породам, что укрупнило соответствующие выборки на 17, 33, 22 и 100 %% от первоначального объема. Помимо того, все члены «обучающих» выборок были по итогам классификации отнесены к априорно заданным группам. Столь высокая точность модели указывает на скачкообразное изменение петрохимических характеристик при переходе от одной разновидности алюмосиликатных пород экзоконтакта к другой.

Для интерпретации того, как семь переменных, включенных в модель, разделяют анализируемые группы, были также вычислены действительные (канонические) линейные дискриминантные функции. Из четырех корней, согласно полученным статисткам, значимыми оказались лишь два, ответственных за 99.5 % объясненной дисперсии:

$$K_1 = -9.93 - 2.85 \times \text{TiO}_2 + 1.36 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 27.18 \times \text{MnO} - 0.85 \times \text{MgO} + 0.43 \times \text{CaO} - 0.25 \times \text{Na}_2\text{O} - 0.95 \times \text{K}_2\text{O};$$

$$K_2 = 20.54 - 0.90 \times \text{TiO}_2 + 0.12 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 3.43 \times \text{MnO} - 0.36 \times \text{MgO} - 0.45 \times \text{CaO} - 2.55 \times \text{Na}_2\text{O} - 1.31 \times \text{K}_2\text{O}.$$

Для определения природы дискриминации для каждого канонического корня и вкладов компонентов в каждую из канонических функций были сопоставлены соответственно средние значения канонических переменных для групп (Таблица 24) и стандартизированные коэффициенты канонических уравнений³⁹ (Таблица 25).

Таблица 24. Средние значения канонических переменных для выделенных групп

Дискриминантная функция	Группа I	Группа II	Группа III	Группа IV	Группа V
K ₁	4.198	4.201	4.583	9.601	-11.755
K ₂	5.777	1.499	-2.791	-2.860	-0.318

Таблица 25. Стандартизированные коэффициенты канонических уравнений

Дискриминантная функция	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
K ₁	-1.40	1.78	-1.40	-1.59	1.20	-0.16	-0.66
K ₂	-0.44	0.16	0.18	-0.66	-1.26	-1.63	-0.91

³⁹ Стандартизированные коэффициенты основываются на стандартизованных переменных (со средним 0 и выборочной дисперсией 1) и, как следствие, принадлежат одинаковым шкалам измерения и находятся в сравнимых масштабах. Эти коэффициенты вычисляются умножением исходных (для анализируемой модели приведенных выше в уравнениях канонических функций) на квадратные корни объединенных внутригрупповых ковариаций для соответствующих переменных (Ким и др., 1989; Электронный ..., 2015).

Так, первая каноническая функция разделяет твейтозиты, ранние щелочные метасоматиты (включая протолит – гранито-гнейс) и альбитизированные породы, что наглядно отражается на диаграмме рассеяния в координатах K_1 – K_2 (Рис. 42А). Координаты средних значений для групп I, II и III (неизмененных и фенитизированных гнейсов, апогнейсовых фенитов соответственно) по K_1 близки (4.20, 4.20 и 4.58), то есть первая каноническая функция не дискриминирует данные совокупности. Исходя из величин стандартизированных коэффициентов, эта каноническая переменная наиболее тяжело взвешивается переменной Al_2O_3 при минимальном влиянии Na_2O . Второй канонический корень, разделяющий в первую очередь группы I, II и III между собой, максимально отмечен именно Na_2O при чрезвычайно низком вкладе MgO и Al_2O_3 . Действительно, из двадцати одной диаграммы в координатах пар индивидуальных компонентов, которые возможно построить для семи анализируемых переменных, лишь на диаграмме Al_2O_3 – Na_2O фигуративные точки составов представителей каждой из пяти групп могут быть очерчены неперекрывающимися полями (Рис. 42Б).

В метасоматической колонке фенитизации содержание Na_2O монотонно возрастает от протолита к тыловой зоне колонки. Чем выше степень метасоматической переработки, тем выше концентрация окиси натрия. При этом содержания глинозема в группах неизмененных и фенитизированных гнейсов, а также в апогнейсовых фенитах укладываются в узкий интервал значений 13.3...16.5 мас.%, что косвенно указывает на его невысокую подвижность в процессе фенитизации. В твейтозитах концентрация данного компонента существенно более низкая (5.7-11.8 мас.% Al_2O_3), а в альбитизированных породах она выше (17.9-20.6 мас.% Al_2O_3) граничных значений этого диапазона. Сходным распределением характеризуется и содержание Na_2O , то есть твейтозиты обеднены обоими компонентами относительно ранних щелочных метасоматитов, а альбитизированные породы – обогащены.

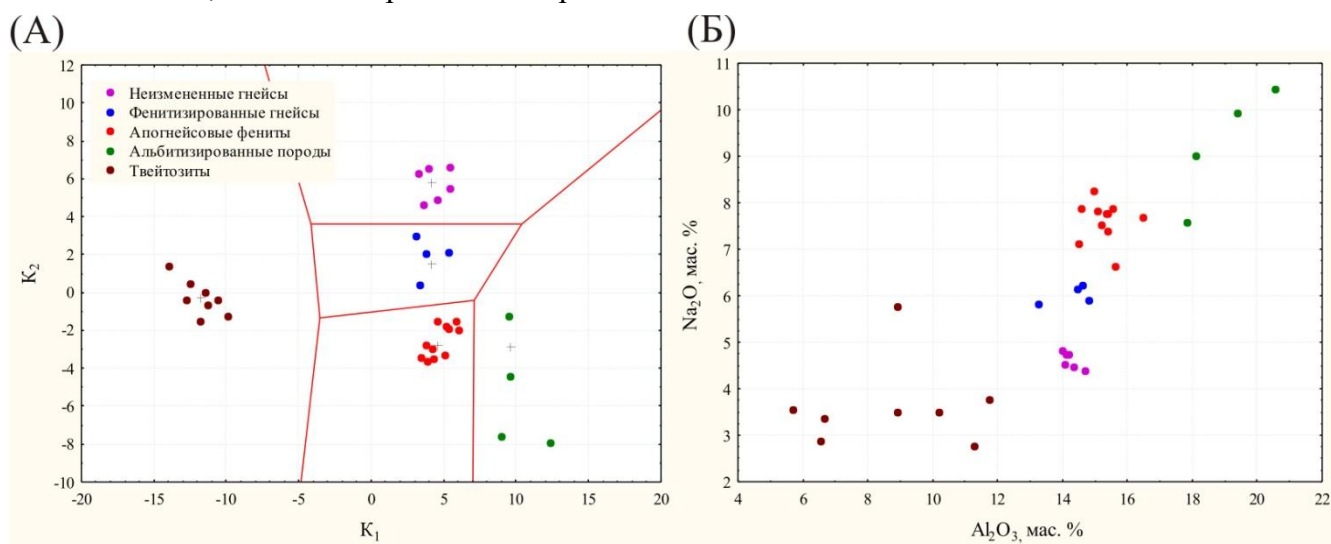


Рис. 42. Положение фигуративных точек составов проб выделенных групп на диаграммах рассеяния в координатах (А) канонических значений K_1 – K_2 и (Б) содержаний Al_2O_3 – Na_2O . Красные прямые на диаграмме (А) – линии Вороного, ограничивающие области, содержащие множества точек, более близких к среднему значению какой-либо группы, чем к среднему значению любой другой группы (Препарата, Шеймос, 1989). Положения средних значений канонических переменных для выделенных групп отмечены крестами.

Как уже описывалось выше, между твейтозитами и альбитизированными породами установлена тесная связь в разрезах и для обоих типов пород в пределах экзоконтакта массива Озерная Варака фенитизированные гнейсы и фениты являются эдуктами. Исходя из этого следует заключить, что в ходе метасоматической переработки карбонатитового этапа Na и Al выносились из ранних щелочных метасоматитов, преобразовавшихся в твейтозиты, и переотлагались в зоне вторичного ощелачивания (альбитизации). В таком случае подобное «диагональное» расположение фигуративных точек составов твейтозитов и альбитизированных пород относительно ранних щелочных метасоматитов на диаграмме $Al_2O_3 - Na_2O$ представляется вполне закономерным. Окись магния, согласно величинам стандартизированных коэффициентов, вносит существенный вклад в оба корня, что, вероятно, и определило высокую дискриминационную ценность данного компонента, выявленную на предыдущем этапе расчетов.

Полученная «укрупненная» выборка составов алюмосиликатных пород экзоконтакта массива Озерная Варака была исследована с применением метода главных компонент в его *R*-модификации (Мартынов, 2011). В настоящей работе под *фактором* подразумевается геологический процесс, о параметрах которого можно судить по результатам его воздействия, отраженным в признаках объектов исследования. До момента внедрения магм щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава породы обрамления представляли собой гранитогнейсы и плагиогнейсы. В таком случае для изучаемых пород экзоконтакта основная дисперсия признаков (содержаний химических компонентов) обусловлена именно полиметасоматической переработкой в ходе нескольких этапов магматизма, причем каждый этап сопряженного метасоматоза будет являться фактором.

В ходе исследования анализировались 34 выборочных значения девятимерного вектора признаков. В качестве последних, как и в дискриминантном анализе, использовались содержания петрогенных компонентов за вычетом летучих. Остальные компоненты были использованы в качестве вспомогательных переменных⁴⁰. При расчетах учитывался и единичный анализ химического состава волластонит-клинопироксеновых пород, а в качестве вспомогательных наблюдений – 13 анализов карбонатитов всех выделенных разновидностей. Так как переменные (компоненты) различаются порядком величин, то основой для компонентного анализа послужила не ковариационная матрица, а выборочная матрица параметрических коэффициентов корреляции Пирсона \hat{R} , что связано с частичной потерей информации (Белонин и др., 1982, стр. 24). *p*-уровень для большинства элементов данной матрицы > 0.05 .

С целью подтверждения гипотезы о целесообразности применения факторной модели по отношению к данному набору переменных, при помощи программы статистической обработки информации *SPSS 17* были рассчитаны критерий выборочной адекватности Кайзера-Мейера-Олкина и критерий сферичности Бартлетта (Наследов, 2011).

⁴⁰ Вспомогательные переменные и наблюдения не принимали участия в вычислениях, но были впоследствии спроектированы в пространство факторных осей (главных компонент), образованное переменными и наблюдениями анализа.

Критерий выборочной адекватности Кайзера-Мейера-Олкина (мера выборочной адекватности, *measure of sampling adequacy* – *MSA*) основан на сравнении значения наблюдаемых коэффициентов корреляции со значениями частных коэффициентов корреляции и вычисляется согласно уравнению (Ким и др., 1989, стр. 46-47; Rencher, 2002, стр. 445):

$$MSA = \frac{\sum_{i \neq j} r_{ij}^2}{\sum_{i \neq j} r_{ij}^2 + \sum_{i \neq j} q_{ij}^2},$$

где r_{ij} – наблюдаемые коэффициенты корреляций, q_{ij} – элементы корреляционной матрицы антиобразов $\mathbf{Q} = \mathbf{D}\hat{\mathbf{R}}^{-1}\mathbf{D}$ ($\hat{\mathbf{R}}^{-1}$ – обратная корреляционная матрица, $\mathbf{D} = [(\text{diag } \hat{\mathbf{R}}^{-1})^{1/2}]^{-1}$). Для анализируемых данных величина $MSA = 0.60$, что свидетельствует об адекватности факторной модели по отношению к анализируемому набору переменных.

Для оценки значимости всей корреляционной матрицы $\hat{\mathbf{R}}$ применяется тест сферичности Бартлетта. Нулевая гипотеза теста заключается в отсутствии корреляции между переменными, то есть предполагается, что если бы матрица корреляций была рассчитана по данным из всей генеральной совокупности, а не только исследуемой выборки, то элементы её главной диагонали были бы равными 1, а все остальные – 0, то есть она была бы единичной. В таком случае наблюдаемые выборочные значения являются результатом случайных отклонений. Статистика χ^2 для проверки этой гипотезы рассчитывается по формуле:

$$\chi^2 = - \left[n - \frac{1}{6}(2m + 5) \right] \ln |\hat{\mathbf{R}}| \text{ с } m \times (m - 1)/2 \text{ степенями свободы,}$$

где n – объем выборки, m – число переменных, \ln – натуральный логарифм, $|\hat{\mathbf{R}}|$ – определитель выборочной матрицы корреляций (Иберла, 1980, стр. 140). Для исследуемой выборки $\chi^2 = 473.70$ при 36 степенях свободы, что позволяет принять альтернативную гипотезу о значимости всей корреляционной матрицы на уровне $p \ll 0.05$ ($p = 9.7 \times 10^{-78}$), что также подтверждает целесообразность проведения факторного анализа.

Характеристическое уравнение исследуемой выборочной корреляционной матрицы $\hat{\mathbf{R}}$ является полиномом 9 степени с 9 корнями (собственными значениями λ_j), которые, как показали произведенные расчеты, отличны друг от друга и от нуля (Таблица 26). Соответствующие собственным числам собственные векторы, являющиеся линейной комбинацией нормированных исходных переменных (Справочник ..., 1990), также приведены в Таблице 26.

На основе изучения степеней свободы для критерия значимости можно заключить, что максимальное число информативных факторов в анализе девяти переменных ограничивается пятью (Ким и др., 1989, стр. 43). Задача о нахождении минимального количества факторов, обеспечивающих согласие с наблюдениями, решается многими методами (там же, стр. 36). Согласно наиболее широко применяемому критерию Кайзера (Kaiser, 1960), если фактор не выделяет дисперсию, эквивалентную, по крайней мере, дисперсии одной переменной ($\lambda_j < 1.0$), то он исключается из рассмотрения. Из девяти выделенных факторов только два (ΦI и ΦII)

удовлетворяют данному условию (Таблица 26). Критерий Кайзера определяет минимальное число значимых факторов (Ким и др., 1989).

Другой часто применяемый критерий – критерий отсеивания или «график каменистой осыпи», предложенный Каттеллом (Cattell, 1965). Он основывается на вынесении собственных значений матрицы корреляций на график в порядке их убывания. Выделение факторов останавливается на том компоненте, после которого график выполаживается до прямой линии и остальные факторы считаются малозначимыми. Согласно данному графику (Рис. 43), максимальное число факторов равно двум (ΦI и ΦII) либо трем ($\Phi I - \Phi III$).

Таблица 26. Собственные значения и собственные векторы матрицы корреляций

Переменные	ΦI	ΦII	ΦIII	ΦIV	ΦV	ΦVI	ΦVII	$\Phi VIII$	ΦIX
SiO ₂	-0.347	0.232	-0.434	0.219	0.304	0.284	-0.242	0.133	-0.584
TiO ₂	0.315	-0.430	-0.038	0.436	0.382	-0.473	-0.381	0.094	-0.018
Al ₂ O ₃	-0.355	-0.336	0.219	0.200	-0.084	-0.133	0.223	-0.681	-0.367
FeO _T	0.359	-0.300	0.065	0.120	0.342	0.429	0.631	0.188	-0.168
MnO	0.349	0.228	0.239	-0.376	0.483	0.208	-0.316	-0.496	-0.065
MgO	0.316	-0.457	-0.194	-0.113	-0.529	0.413	-0.382	-0.068	-0.199
CaO	0.364	0.261	0.152	-0.205	-0.240	-0.439	0.139	0.184	-0.656
Na ₂ O	-0.309	-0.162	0.756	-0.036	0.036	0.191	-0.281	0.412	-0.134
K ₂ O	-0.276	-0.450	-0.261	-0.714	0.256	-0.226	0.063	0.138	-0.060
Собственные значения λ_j	6.385	1.166	0.609	0.420	0.220	0.138	0.034	0.026	0.002

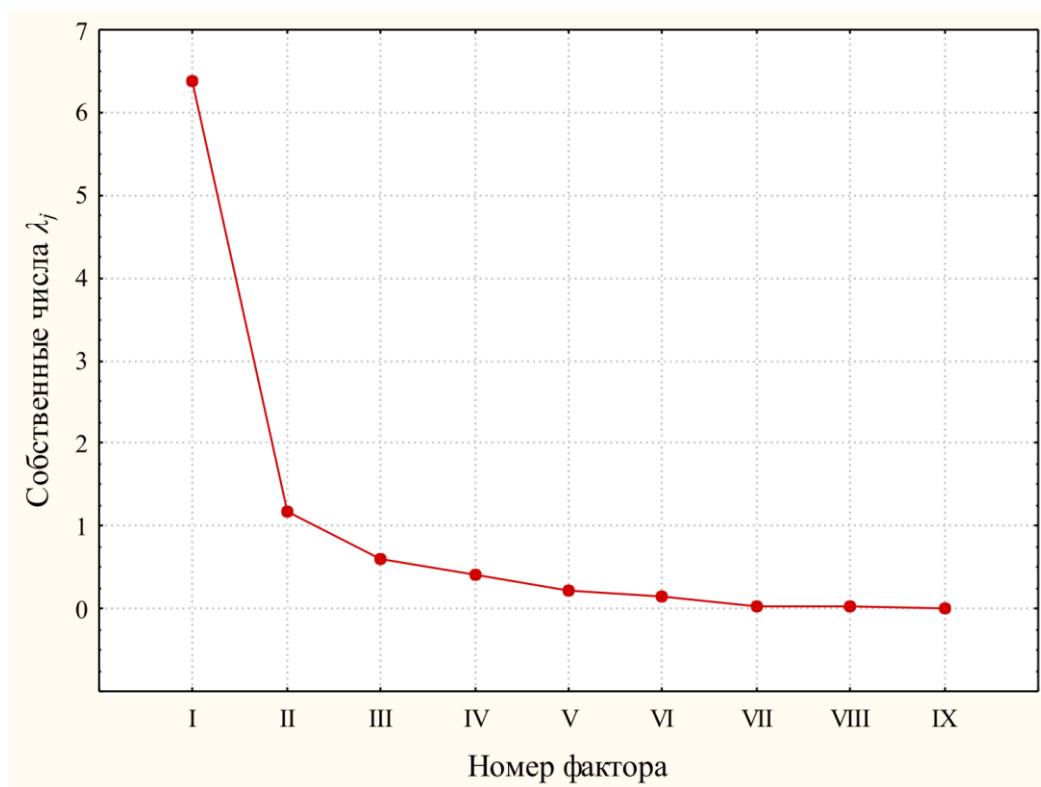


Рис. 43. Анализ значимости полученных факторов с помощью критерия отсеивания («графика каменистой осыпи»).

Еще одним критерием, часто используемым на практике, является эмпирический критерий, основанный на оценке вклада собственных векторов в суммарную дисперсию (Белонин и др., 1982, стр. 61). Расчет вклада каждой из компонент в описание исходных данных производится по формуле

$$\frac{\lambda_j}{\sum \lambda_j} = \frac{\lambda_j}{tr(R)}, \text{ где } tr(R) - \text{след матрицы корреляций } R.$$

Эта величина носит название *относительной дисперсии* или *веса фактора* и выражается в % (Белонин и др., 1982, стр. 26). Малозначимыми признаются (и отбрасываются) те факторы, чей вес составляет менее 5 %. Согласно данному критерию, значимыми являются три фактора (ΦI , ΦII и ΦIII) (Таблица 27).

Таблица 27. Матрица факторных нагрузок и веса факторов

Переменные	ΦI	ΦII	ΦIII	ΦIV	ΦV	ΦVI	ΦVII	$\Phi VIII$	ΦIX
SiO ₂	-0.876	0.250	-0.338	0.142	0.142	0.105	-0.045	0.021	-0.024
TiO ₂	0.797	-0.465	-0.030	0.282	0.179	-0.175	-0.070	0.015	-0.001
Al ₂ O ₃	-0.897	-0.363	0.171	0.129	-0.039	-0.049	0.041	-0.110	-0.015
FeO _T	0.906	-0.324	0.051	0.078	0.161	0.159	0.116	0.030	-0.007
MnO	0.882	0.246	0.187	-0.244	0.227	0.077	-0.058	-0.080	-0.003
MgO	0.798	-0.494	-0.151	-0.073	-0.248	0.153	-0.070	-0.011	-0.008
CaO	0.921	0.282	0.119	-0.133	-0.112	-0.163	0.026	0.030	-0.027
Na ₂ O	-0.780	-0.175	0.590	-0.023	0.017	0.071	-0.052	0.067	-0.006
K ₂ O	-0.697	-0.486	-0.204	-0.463	0.120	-0.084	0.012	0.022	-0.003
Вес фактора, %	70.95	12.96	6.77	4.67	2.45	1.53	0.38	0.29	0.02
P ₂ O ₅	0.704	0.536	0.227	-0.149	0.033	-0.290	0.087	-0.001	-0.034
CO ₂	0.482	0.333	0.451	-0.311	-0.078	-0.161	0.138	-0.101	0.334
S _T	0.581	-0.132	0.092	0.349	0.352	-0.210	-0.119	0.028	-0.112
Cl	0.365	-0.302	-0.028	0.358	0.145	-0.219	0.199	-0.036	-0.278
F	0.681	-0.488	-0.202	0.094	-0.019	-0.103	0.024	-0.120	-0.009
H ₂ O ⁺	-0.116	-0.015	0.056	-0.040	0.007	-0.070	-0.184	-0.031	-0.196

Примечание. Ниже двойной черты приведены факторные нагрузки для вспомогательных переменных. Факторные нагрузки являются значимыми⁴¹ ($p = 0.05$) при их абсолютном значении ≥ 0.34 .

⁴¹ Критерий тот же, что и для выборочного коэффициента корреляции \hat{r} :

$$\frac{|\hat{r}|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-\hat{r}^2}} > t_{0.05}(n-2), \text{ где } n - \text{объем выборки, } t_{0.05}(n-2) - 5\% \text{-ная точка распределения Стьюдента с } n-2$$

степенями свободы (Айвазян и др., 1985).

Для оценки того, какие из факторов наилучшим образом обеспечивают разделение ранее выделенных групп I-V, было применено комплексирование МГК и ДА. С этой целью для каждого наблюдения (химического анализа пробы) были рассчитаны значения каждого фактора. Полученная матрица значений факторов у анализируемых проб алюмосиликатных пород экзоконтакта (их *факторные координаты*) была подвергнута дискриминантному анализу в его пошаговом варианте с включением (Афифи, Эйзен, 1982) при низких значениях величины статистики F (критерий включения – F -статистика больше 0.1), что позволило ввести в расчеты все дискриминантные переменные. В качестве последних выступали значения факторов. Результаты ДА представлены в Таблице 28. Сопоставление величин частных λ Уилкса позволило оценить удельную индикаторную ценность каждого из факторов в разделении групп алюмосиликатных пород экзоконтакта. На основе данной статистики можно заключить, что максимальный вклад в дискриминацию вносят факторы ΦI и ΦIII , в то время как ΦII занимает лишь шестую позицию.

Таблица 28. Результаты анализа дискриминантной функции после включения всех переменных (значений факторов). λ Уилкса = 0.00070, аппроксимированный критерий $F(36, 76) = 12.646$, p -уровень $< 10^{-19}$

Фактор	λ Уилкса	Частная λ	$F_{\text{искл.}}(4, 20)$	p -уровень
ΦI	0.02602	0.03	179.65	2.27×10^{-15}
ΦIII	0.00608	0.12	38.13	4.31×10^{-9}
ΦIV	0.00177	0.40	7.56	7.04×10^{-4}
ΦVII	0.00167	0.42	6.82	1.25×10^{-3}
$\Phi VIII$	0.00131	0.54	4.28	1.16×10^{-2}
ΦII	0.00125	0.56	3.85	1.76×10^{-2}
ΦVI	0.00119	0.59	3.48	2.60×10^{-2}
ΦV	0.00115	0.61	3.16	3.63×10^{-2}
ΦIX	0.00088	0.80	1.22	3.33×10^{-1}

Примечание. Факторы приведены в порядке снижения их удельной индикативной ценности.

Для интерпретации того, как эти девять факторов разделяют анализируемые группы, были вычислены канонические линейные дискриминантные функции. Из четырех рассчитанных корней, согласно полученным статисткам, значимыми оказались лишь два, ответственных за 98.7 % объясненной дисперсии:

$$K_1^* = 0.25 + 2.87 \times \Phi I - 1.06 \times \Phi II - 0.59 \times \Phi III - 1.52 \times \Phi IV + 1.73 \times \Phi V + 2.41 \times \Phi VI - \\ - 4.78 \times \Phi VII + 1.35 \times \Phi VIII - 3.70 \times \Phi IX;$$

$$K_2^* = -0.02 - 0.06 \times \Phi I - 0.85 \times \Phi II + 3.37 \times \Phi III - 1.34 \times \Phi IV - 0.99 \times \Phi V - 0.49 \times \Phi VI - \\ - 3.62 \times \Phi VII + 3.15 \times \Phi VIII - 9.75 \times \Phi IX.$$

Диаграмма рассеяния в координатах канонических значений $K_1^* - K_2^*$ (Рис. 44) сходна с ранее приведенной диаграммой, построенной для результатов канонического анализа,

проведенного по исходным переменным (значениям содержаний петрогенных компонентов) (Рис. 42). Это связано с тем, что девять выявленных факторов в сумме описывают весь объем информации, содержащийся в исходных переменных. Незначительные различия в диаграммах обусловлены тем, что при выполнении канонического анализа по исходным переменным были исключены два малоинформативных компонента (SiO_2 и FeO_T), учтенных в МГК. Природа дискриминации для корней K_1^* и K_2^* та же, что и для корней K_1 , K_2 . Первый корень разделяет гранито-гнейсы и сформировавшиеся по ним щелочные метасоматиты фойдолитового этапа от метасоматитов карбонатитового этапа, причем базификаты (твейтозиты) и щелочные метасоматиты зон вторичного ощелачивания (альбитизированные породы) располагаются по разные стороны от групп ранних метасоматитов и их эдукта.

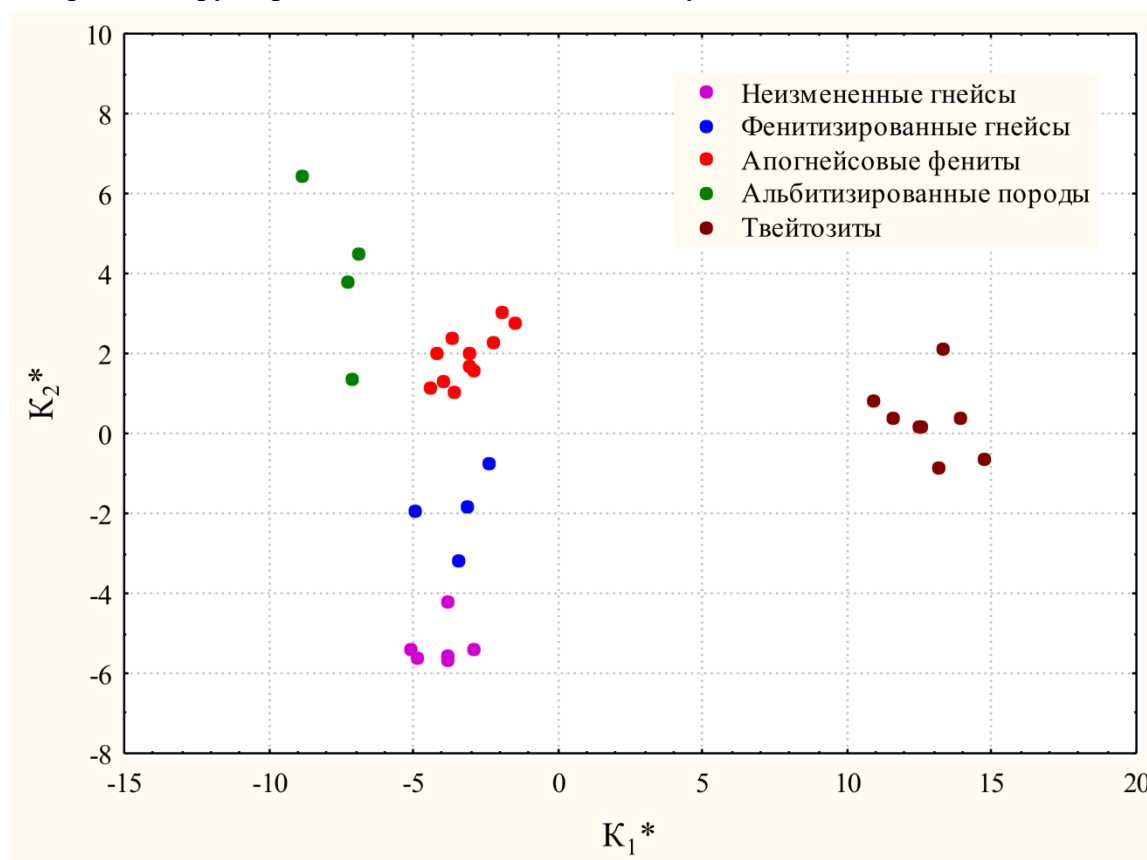


Рис. 44. Положение фигуративных точек составов проб групп I–V на диаграмме рассеяния в координатах канонических значений K_1^* – K_2^*

Таблица 29. Стандартизированные коэффициенты канонических уравнений

Дискриминантная функция	ΦI	ΦII	ΦIII	ΦIV	ΦV	ΦVI	ΦVII	$\Phi VIII$	ΦIX
K_1^*	1.92	-0.80	-0.28	-0.97	0.79	0.91	-0.91	0.19	-0.16
K_2^*	-0.04	-0.65	1.62	-0.85	-0.45	-0.19	-0.69	0.46	-0.42

Исходя из величин стандартизированных коэффициентов (Таблица 29) эта каноническая переменная наиболее тяжело взвешивается фактором ΦI (остальные факторы оказывают значительно меньшее влияние на данный корень). Это позволяет интерпретировать его как **фактор метасоматоза карбонатитового этапа**. Второй корень разбивает гранито-гнейсы и сформировавшиеся по ним щелочные метасоматиты фойдолитового этапа на три группы. Примечательно, что величины канонических значений K_2^* для членов групп закономерно изменяются от протолита (гранито-гнейсов) через неполнопроявленные метасоматиты (фенитизированные гнейсы) к полнопроявленным метасоматитам (апогнейсовым фенитам). Второе каноническое уравнение максимально отмечено фактором ΦIII , который по величине своего стандартизированного коэффициента значительно опережает все остальные факторы. Это позволяет интерпретировать его как **фактор метасоматоза фойдолитового этапа**. Необходимо отметить, что фактор ΦIII практически не оказывает влияния на K_1^* , а фактор ΦI , в свою очередь, не влияет на K_2^* . Вторым по весу фактор ΦII вносит вклад в оба корня. Рассмотрение результатов дискриминантного анализа в соответствии с решаемыми геологическими задачами выявило необходимость для дальнейшего исследования оставить три фактора (ΦI , ΦII и ΦIII), в сумме описывающие 90.7 % общей дисперсии.

Вклады заданных факторов в объясненную дисперсию каждой из переменных приведены в Таблице 30. Вместе эти три фактора объясняют от 76 до 98 % дисперсии основных переменных, что свидетельствует о достаточном согласии с имеющимися наблюдениями. Помимо того, данные три фактора объясняют основные объемы дисперсии пятиоксида фосфора (83 %), фтора (74 %) и диоксида углерода (54 %). Наибольший вклад в объясненную дисперсию всех без исключения переменных вносит первый фактор ΦI . Второй фактор объясняет существенные доли дисперсий P_2O_5 (29 %), MgO (24 %), F (24 %), K_2O (24 %), TiO_2 (22 %), Al_2O_3 (13 %), CO_2 (11 %) FeO_T (10 %), а третий – лишь Na_2O (35 %), CO_2 (20 %) и SiO_2 (10 %).

Таблица 30. Вклады факторов $\Phi I - \Phi III$ в объясненную дисперсию каждой из переменных

Переменные	ΦI	ΦII	ΦIII	Общий вклад
SiO_2	76.82	6.27	11.45	94.54
TiO_2	63.53	21.60	0.09	85.22
Al_2O_3	80.40	13.20	2.93	96.52
FeO_T	82.11	10.47	0.26	92.84
MnO	77.79	6.07	3.48	87.33
MgO	63.74	24.40	2.29	90.44
CaO	84.76	7.93	1.41	94.09
Na_2O	60.78	3.07	34.84	98.70
K_2O	48.62	23.58	4.15	76.35
P_2O_5	49.52	28.68	5.15	83.34
CO_2	23.19	11.11	20.34	54.65
S_T	33.74	1.74	0.85	36.33
Cl	13.32	9.11	0.08	22.51
F	46.40	23.82	4.06	74.28
H_2O^+	1.35	0.02	0.31	1.68

Примечание. Ниже двойной черты приведены значения вкладов факторов в объясненную дисперсию вспомогательных переменных.

Проведенный анализ матрицы факторных нагрузок (Таблица 27) показал, что первый фактор (ΦI , «фактор метасоматоза карбонатитового этапа») по своей признаковой структуре является генеральным, так как характеризуется значимыми факторными нагрузками во всех основных и в подавляющем большинстве вспомогательных переменных. Весомость данного фактора (71.0 % относительной дисперсии) определяется тем, что в исследуемой выборке присутствуют контрастные по своему составу щелочные метасоматиты и базификаты. Значения данного фактора для всех щелочных метасоматитов и их протолита (группы I-IV) меньше либо близки к 0, в то время как для базификатов (твейтозитов, группа V) они лежат в диапазоне [2, 6] (Рис. 45А), что подтверждает корректность приведенной выше интерпретации. Необходимо отметить, что альбитизированные породы из всех выделенных групп алюмосиликатных пород экзоконтакта максимально смещены к отрицательному полюсу фактора ΦI . Данный фактор имеет разнонаправленное действие. В качестве антагонистов выступают «компоненты мафических минералов», включая летучие (Ca, Fe, Mn, Mg, Ti, P, F, S, CO₂, Cl) и «компоненты фельзитовых минералов» (Na, K, Al, Si). Таким образом, данный фактор на минералогическом уровне можно интерпретировать как фактор изменения цветового индекса пород, который остается постоянным в процессе метасоматических преобразований фойдолитового этапа, а при карбонатитовом метасоматозе резко возрастает в породах зон базификации и снижается в зонах вторичного ощелачивания. На геохимическом уровне изучения ΦI является фактором, противопоставляющим основной метасоматоз щелочному.

Второй по своему весу (13.0 %) фактор (ΦII) не получил своей интерпретации при проведенном дискриминантном анализе, так как он вносит вклад в оба вычисленных канонических корня. Сопоставление значений данного фактора для наблюдений I-V групп (Рис. 45Б) показало, что процесс, обусловивший его появление, в первую очередь проявился в формировании двух разновидностей твейтозитов: железо-магниевой и кальциевой. Для первой разности значения факторов попадают в диапазон [-2.7, -1.4], а для второй – в диапазон [0.1, 0.8]. Фигуративные точки наблюдений каждой из остальных рассматриваемых групп (I-IV) распределяются по обе стороны от нуля в пределах отрезка [-1.3, 0.7], что говорит о малой значимости ΦII в их формировании. Относительно силикатных пород максимальное влияние данного фактора проявлено в химическом составе волластонит-клинопироксеновых метасоматитов (факторная координата по ΦII 3.9). Необходимо отметить, что у всех наблюдений карбонатитов значение данного фактора также выше нуля: у феррокарбонатитов – 0.4-0.5, у альвикитов – 1.3-3.2, у сёвитов – 3.7-4.10. Признаковая структура фактора ΦII определяется его разнонаправленным воздействием на (Mg, F, K, Ti, Al) и P. Первая группа компонентов характеризуется обратной корреляцией с фактором, а фосфор – прямой. Факторными нагрузками ≈ 0.3 , близкими к пороговому уровню, но не достигающими его, также обладают Fe (обратная корреляция с ΦII), CO₂ и Ca. (прямая корреляция). Геохимически данный фактор может быть описан в виде двух процессов: основного кальциевого метасоматоза при высоких потенциалах P₂O₅ и CO₂ (положительный полюс фактора) и калиевого щелочного метасоматоза при высоком потенциале F (отрицательный полюс фактора).

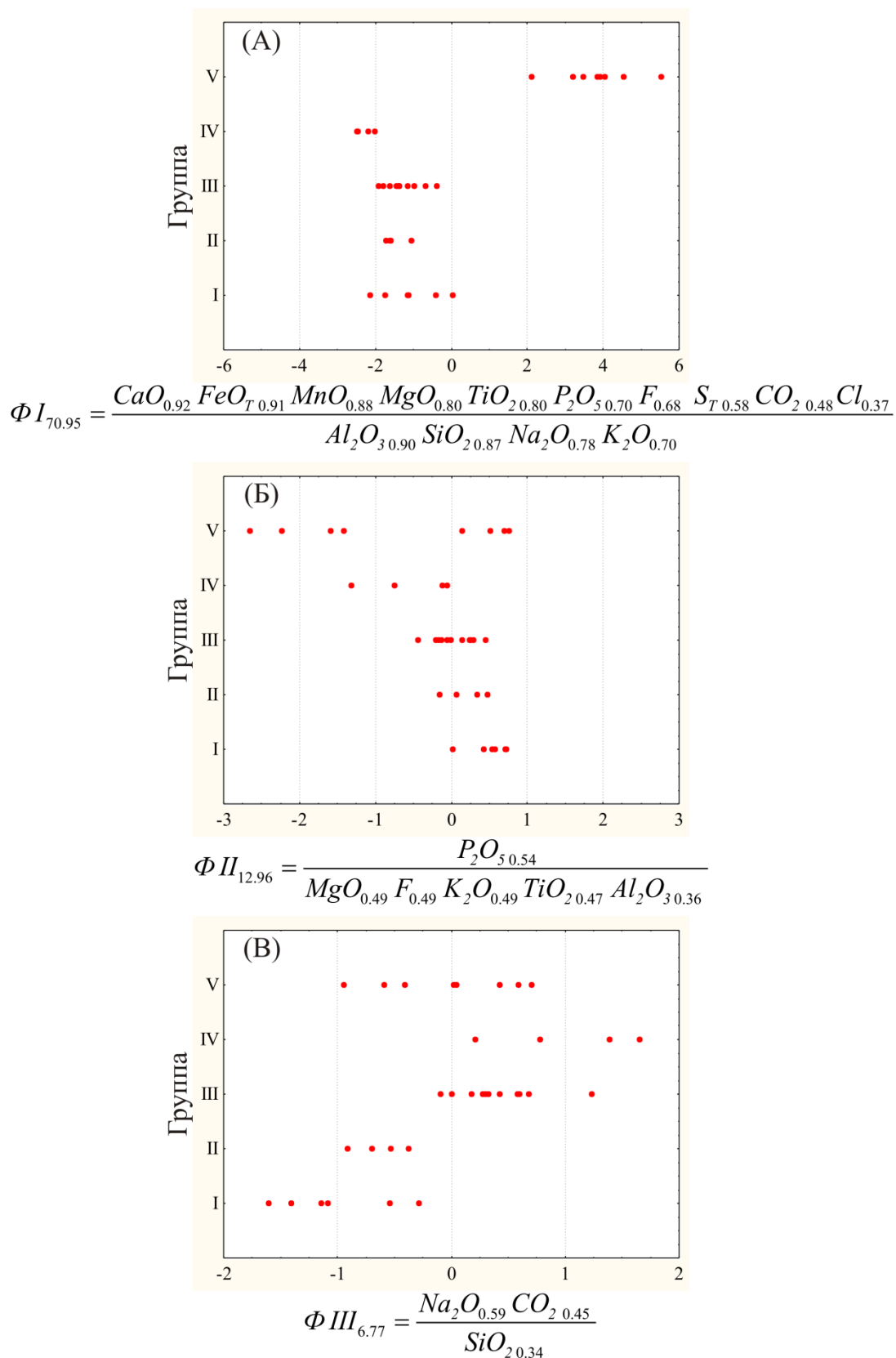


Рис. 45. Значения (А) первого, (Б) второго и (В) третьего факторов по наблюдениям (химическим составам проб) I-V групп алюмосиликатных пород экзоконтакта (пояснения в тексте). Нижний индекс при факторе отвечает его весу, а у компонента – его нагрузке на фактор. В числитель дроби помещены переменные с положительной факторной нагрузкой, а в знаменатель – с отрицательной. Приведены как основные, так и вспомогательные переменные. Компоненты с факторной нагрузкой менее 0.34 опущены.

На минералогическом уровне это можно проинтерпретировать сопряженными процессами карбонатизации и апатитизации (отрицательный полюс фактора), связанными с вовлечением вещества из карбонатитового источника, и биотитизации (положительный полюс фактора). Таким образом, первые два и третий процессы являются антагонистами. Полевые наблюдения (например, секущее положение поздних биотитовых слюдитов относительно волластонит-пироксеновых пород) и результаты минералогического исследования (см. разделы 4.5, 4.13) позволяют предполагать, что процесс ослоднения был относительно более поздним. По всей видимости, фактор ΦII отражает то, насколько интенсивно затушеваны минеральные карбонатитовые метки наложенными посткарбонатитовыми процессами, воздействие которых отражается в смещении фигуративных точек наблюдений к отрицательному полюсу фактора. В связи с этим компонента ΦII может быть проинтерпретирована как **фактор посткарбонатитовых наложенных процессов**, в первую очередь повлиявший на твейтозиты. Это и объяснит то, что при высоком весе фактора ΦII его вклад в распознавание групп методом ДА по факторным координатам незначителен, так как он отвечает за различия в границах одного кластера.

Третий по значимости фактор (ΦIII , «**фактор метасоматоза фойдолитового этапа**»), описывающий всего 6.8 % общей дисперсии, имеет простую признаковую структуру, выражающуюся в разнонаправленном воздействии на Na и CO₂ с одной стороны и SiO₂ – с другой. Геохимически это описывается двумя процессами – накоплением Na (натриевым щелочным метасоматозом) на фоне высокого потенциала CO₂ и одновременным выносом SiO₂ (десицификации). Результат воздействия данного фактора отображается в закономерном смещении фигуративных точек наблюдений к положительному полюсу по мере увеличения степени метасоматической переработки (от группы I к группе IV) (Рис. 45В). Значение фактора ΦIII для проб твейтозитов попало в диапазон значений для составов фенитизированных гнейсов и фенитов, которые и послужили для твейтозитов протолитом.

В рамках настоящего исследования наибольший интерес представляет факторная плоскость в координатах факторов $\Phi I - \Phi III$, отражающая комплексное воздействие метасоматических процессов фойдолитового и карбонатитового этапов. На Рис. 46А на данную плоскость спроецированы переменные (как основные, так и вспомогательные). Так как анализ был построен на выборочной матрице корреляций, то факторными координатами являются их факторные нагрузки, которые способны изменяться в интервале [-1.0, 1.0]. Квадраты корреляций между переменной и всеми факторами также не могут превысить значения 1.0 (а, значит, и длина её радиус-вектора), в силу чего все факторные координаты должны распределиться внутри единичного круга («окружность корреляции»), выведенного на график. Этот круг является визуальным индикатором того, насколько хорошо каждая переменная воспроизводится текущим набором выделенных факторов: чем ближе переменная к единичной окружности, тем лучше она воспроизведена в найденной системе координат (Халафян, 2007). В зависимости от того, какие знаки имеют их факторные нагрузки, переменные группируются в соответствующих квадрантах. При этом переменные, проекции которых располагаются вблизи друг друга, интерпретируются как изменяющиеся согласованно. Чем «теснее» связь

переменной с фактором (чем больше вклад фактора в объясненную дисперсию данной переменной), тем меньше угол между соответствующей факторной осью и радиус-вектором переменной. Опираясь на эти предпосылки, можно описать проекцию переменных на факторную плоскость $\Phi I - \Phi III$ следующим образом:

- основные переменные практически полностью воспроизводятся текущим набором выделенных факторов;
- из вспомогательных переменных относительно полно воспроизводятся P_2O_5 , F и CO_2 ;
- большинство «мафических компонентов», расположившихся в I и IV квадрантах факторной плоскости, за исключением CO_2 , ведут себя согласованно, тесно связаны с положительным полюсом ΦI и не коррелируются с ΦIII ;
- из «фельзитовых компонентов» согласованно изменяются K_2O и SiO_2 , тяготеющие к отрицательному полюсу ΦI и характеризующиеся слабой отрицательной корреляционной связью с ΦIII (III квадрант);
- фигуративные точки Na_2O и Al_2O_3 расположились во II квадранте, причем Na_2O коррелируется как с фактором ΦI , так и с ΦIII , а Al_2O_3 – преимущественно с ΦI .

Проекция наблюдений на факторную плоскость позволяет по близости расположения фигуративных точек факторных координат выделять группы сходных индивидуумов (Йёреског и др., 1980, стр. 135) и оценить их связь с переменными. На диаграмме рассеяния в координатах значений факторов $\Phi I - \Phi III$ фигуративные точки неизменных и фенитизированных гранитогнейсов, разделившись, легли в области переменных K_2O и SiO_2 – III квадрант (Рис. 46Б), что согласуется с их петрохимическими особенностями (данные группы пород из всей анализируемой выборки максимально обогащены данными компонентами).

Данный квадрант является областью слабо проявленного метасоматоза. Апогнейсовые фениты и альбитизированные породы распределились преимущественно (за исключением одной фигуративной точки) в области Na_2O и Al_2O_3 , а твейтозиты и волластонит-клинопироксеновая порода сгруппировались вблизи переменных (MgO , FeO_T , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , F). На ту же факторную плоскость были спроецированы и вспомогательные наблюдения, не участвовавшие в предварительных расчетах, – составы альвикитов, сёвитов и феррокарбонатитов. Их фигуративные точки закономерно разместились вблизи переменных CO_2 и P_2O_5 . Анализ распределения факторных координат наблюдений показал, что (а) фигуративные точки анализировавшихся выше групп I-V размещаются в неперекрывающихся полях и (б) факторные координаты наблюдений нескольких разновидностей пород линейно зависимы. Для пяти разновидностей, охарактеризованных 5 и более наблюдениями (неизменных и фенитизированных гнейсов, фенитов, сёвитов и альвикитов), эту зависимость удалось описать уравнениями регрессии с коэффициентами детерминации R^2 , равными 0.7 и выше (Рис. 46Б), при уровнях значимости $p \leq 0.04$. Следует отметить, что для твейтозитов расчеты выполнялись по 7, а не 8 наблюдениям, имеющимся в выборке. При вычислениях была исключена точка с факторными координатами (2.12, 0.70), далеко отстоящая от кластера.

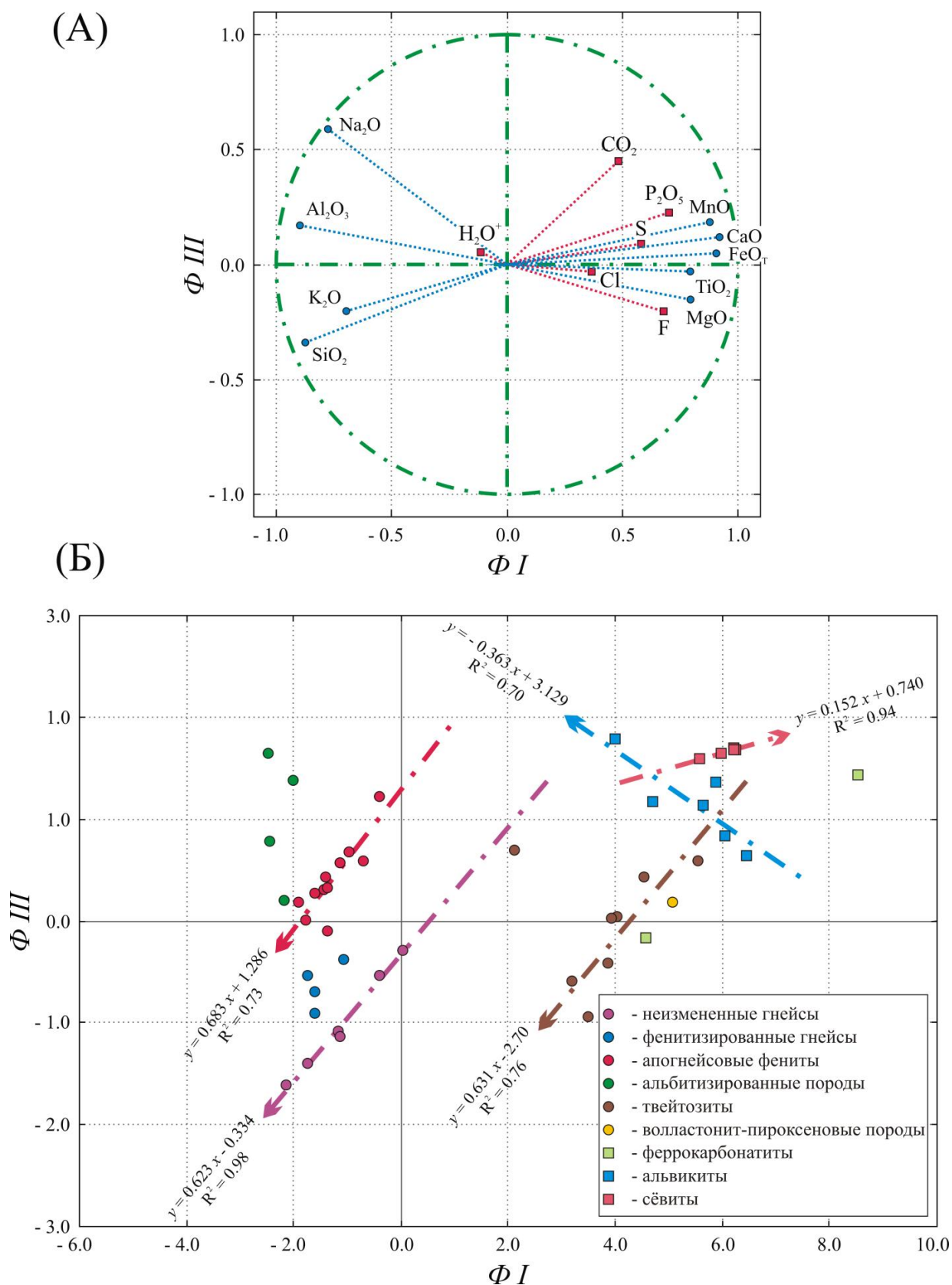


Рис. 46. Проекция (А) переменных и (Б) наблюдений на факторную плоскость $\Phi I - \Phi III$. На рисунке (А) приведены проекции как основных (синие круги), так и вспомогательных (красные квадраты) переменных. На диаграмме (Б) штрих-пунктирными прямыми указаны линии регрессии. Для каждой приведены уравнения прямых и значения коэффициентов детерминации. Линия регрессии по фигуративным точкам твейтозитов рассчитана без учета «аномальной» точки (2.12, 0.70).

Значения факторов ΦI и ΦIII для наблюдений гранитогнейсов, фенитов и твейтозитов связаны прямой линейной зависимостью с близкими коэффициентами регрессии (0.62, 0.68 и 0.63). Это свидетельствует о единой природе распределения фигуративных точек в рамках данных групп. Так как данные породы имеют метасоматический генезис, эта простая зависимость «чем интенсивней проявлен фактор ΦI , тем сильнее проявлен фактор ΦIII », вероятней всего, определяется параметром восприимчивости метасоматической переработки – флюидопроницаемостью образцов (их эффективной пористостью и микротрещиноватостью).

Требуется объяснения то, что данной зависимостью характеризуются и породы, по петрографо-минералогическим признакам не подвергавшиеся метасоматической переработке в результате формирования массива – неизменных гнейсов. Напомню, что квадрант слабо проявленного метасоматоза отвечает области переменных K_2O и SiO_2 . При этом по фактору ΦI щелочной полевошпатовый метасоматоз противопоставляется базификации, а по фактору ΦIII калиевый метасоматоз – натриевому.

При полевом изучении была установлена неравномерно проявленная микроклинизация неизменных гнейсов, причина которой может трактоваться двойственно. Она может являться результатом типичного для гнейсов простого (одноактного) метасоматоза в ходе регионально метаморфического преобразования и не быть связанной с магматической активизацией, либо/и представлять собой продукт фиксации кремнезема и калия, выносящихся из тыловых частей контактового ореола в результате реализации конкурирующих с калишпатовым метасоматозом процессов фенитизации *sensu stricto* и базификации. Независимо от природы калишпатизации, интенсивность ее проявленности, по всей видимости, также контролировалась флюидопроницаемостью гранитогнейсов, которую наследовали и продукты их метасоматического преобразования (фениты и твейтозиты).

Фигуративные точки сёвитов распределились иным образом. Они формируют компактное поле, вытянутое вдоль оси первого («карбонатитового») фактора, о чем свидетельствует малое значение коэффициента уравнения регрессии, равное 0.15. Это указывает на незначительность фактора ΦIII в формировании данной разновидности пород. Факторные координаты альвикитов, среди которых, в отличие от сёвитов, преимущественно распространены силикокарбонатиты, также линейно зависимы, однако построенная для них линия регрессии имеет отрицательный наклон (коэффициент регрессии -0.363). Следовательно, процесс, в ходе которого образовались альвикиты, связан с обоими факторами, но связь имеет специфический вид «чем больше влияние ΦI , тем меньше влияние ΦIII ». Этот вывод согласуется с моделью формирования данного типа пород за счет ассимиляции карбонатитовым расплавом в ходе магматического замещения фенитов, с которыми альвикиты имеют сходный диапазон факторных координат по оси ΦIII .

В заключение необходимо уделить внимание вопросу о параметрах распределения компонентов, использованных для анализа и, в частности, о соответствии их распределения многомерному нормальному. В последнем случае переменные, по меньшей мере, должны быть распределены нормально и коррелироваться между собой. Строго говоря, факторная модель не требует предположения о многомерной нормальности закона распределения исследуемых

переменных (Ким и др., 1989, стр. 67), а МГК может быть использован даже в том случае, когда переменные не являются случайными величинами (Белонин и др., 1982, стр. 37). Однако, в свете некоторой неопределенности результата нарушения допущения о многомерной нормальности, исходные данные были проанализированы на предмет характера распределения исследовавшихся компонентов.

По результатам визуальной оценки нормальных вероятностных графиков и гистограмм для переменных TiO_2 , FeO_T , MnO , CaO , P_2O_5 , CO_2 , S , Cl , F и H_2O^+ установлено, что они подчиняются логнормальному закону распределения. Как упоминалось ранее, p -уровень для большинства элементов корреляции исходных величин > 0.05 , что в совокупности свидетельствует о выраженном нарушении многомерного нормального распределения. Преобразование распределений перечисленных компонентов к нормальному виду выполнялось по формуле $z_i = \ln(x_i)$, где x_i – исходное содержание i -го компонента из приведенной выше группы. Распределение преобразованных переменных z_i может быть аппроксимировано нормальным, о чем свидетельствуют визуальная проверка гистограмм и p -уровни D -статистик Колмогорова-Смирнова, меньшие 0.20 (при значимости данной статистики гипотеза о том, что соответствующее распределение нормально, должна быть отвергнута).

Путем замены x_i на соответствующие z_i из исходной матрицы данных была получена новая матрица данных, которой отвечает выборочная корреляционная матрица \hat{R}^* . p -уровень для всех элементов $\hat{R}^* < 0.05$, также как и p -уровень значимости всей корреляционной матрицы, оцененный по критерию сферичности Бартлетта ($\chi^2 = 367.39$ при 36 степенях свободы, $p = 1.6 \times 10^{-56}$). Рассчитанная величина $MSA = 0.78$, что свидетельствует о более высокой адекватности факторной модели по отношению к преобразованным переменным, чем к исходным, а также целесообразности проведения факторного анализа. На основе матрицы \hat{R}^* также был применен МГК.

Не смотря на «улучшение» всех статистических показателей \hat{R}^* по отношению к матрице \hat{R} (корреляционной матрице исходных данных), полученные результаты на качественном уровне оказались чрезвычайно близки. Наглядное представление об этом дает анализ проекции наблюдений на факторную плоскость первого и третьего факторов ($\Phi^* I$ и $\Phi^* III$ соответственно, Рис. 47). Заметное различие между диаграммами рассеяния в координатах $\Phi I - \Phi III$ (Рис. 46Б) и $\Phi^* I - \Phi^* III$ (Рис. 47) заключается лишь в положении фигуративной точки волластонит-клинопироксеновых пород, сместившейся от оси $\Phi^* I$ к положительному полюсу $\Phi^* III$ в область карбонатитов. Таким образом, нарушение допущения о многомерной нормальности распределения, как и предполагалось, не оказало существенного влияния на полученный результат, что оставляет в силе все сделанные выше выводы.

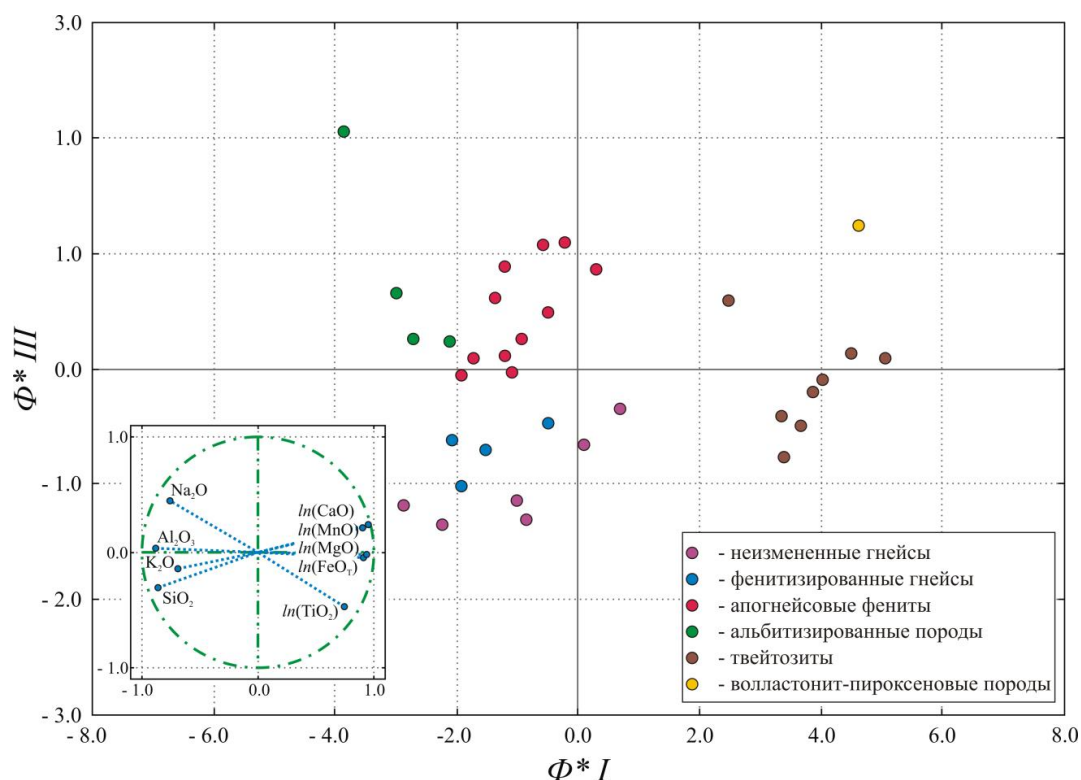


Рис. 47. Проекция наблюдений на факторную плоскость $\Phi^* I - \Phi^* III$. На врезке – проекции преобразованных переменных на ту же факторную плоскость. Для упрощения на диаграмму вынесены фигуративные точки только основных переменных и наблюдений.

Обобщая результаты дискриминантного анализа и метода главных компонентов, можно сделать следующее предварительное заключение:

- 1) Результаты дискриминантного анализа показали, что при переходе от одной разновидности алюмосиликатных пород экзоконтакта к другой происходит скачкообразное изменение петрохимических характеристик;
- 2) Наибольший вклад в дискриминацию исследовавшихся разновидностей алюмосиликатных пород контактового ореола вносят Na_2O и Al_2O_3 . По содержанию глинозема щелочные метасоматиты фойдолитового этапа, включая их эдукт (гранито-гнейсы), отделяются от метасоматитов карбонатитового этапа, а по концентрации оксида натрия гранито-гнейсы и сформировавшиеся по ним щелочные метасоматиты фойдолитового этапа разбиваются на три группы, отвечающие зонам колонки фенитизации;
- 3) При возрастании интенсивности метасоматической переработки, то есть при переходе от протолита (гранито-гнейсов) через неполнопроявленные метасоматиты (фенитизированные гнейсы) к полнопроявленным метасоматитам (апогнейсовым фенитам) содержание Na_2O дискретно возрастает;
- 4) Твейтозиты обеднены относительно ранних щелочных метасоматитов и Na_2O , и Al_2O_3 , а альбитизированные породы – обогащены. Это, в совокупности с результатами минералогическими исследованиями, позволяющих предполагать формирование данных

разновидностей пород в ходе единого этапа метасоматического воздействия (см. раздел 4.13), дает возможность сделать заключение, что в процессе метасоматической переработки карбонатитового этапа оба компонента выносились из ранних щелочных метасоматитов, преобразовавшихся в твейтозиты, и переотлагались в зоне вторичного ощелачивания (альбитизации);

5) Комплексирование метода главных компонент и дискриминантного анализа позволило выделить три процесса (фактора), максимально повлиявших на изменение состава исследованных пород:

а) **Метасоматоз карбонатитового этапа** (фактор ΦI). На геохимическом уровне изучения данный процесс реализуется в формировании по ранним щелочным метасоматитам двух типов пород: базификатов, в которые приносились (Ca, Fe, Mn, Mg, Ti, P, F, S, CO₂, Cl) и из которых выносились (Na, K, Al, Si), и альбитизированных пород, в которые приносилась вторая группа элементов. На петрографо-минералогическом уровне этот процесс связан с цветовым индексом пород, который остается постоянным в процессе метасоматических преобразований фойдолитового этапа, а при карбонатитовом метасоматозе резко возрастает в породах зон базификации и снижается в зонах вторичного ощелачивания;

б) **Наложенные посткарбонатитовые изменения твейтозитов** (фактор ΦII). Геохимически это процесс, ведущий к «затушевыванию» признаков воздействия основного кальциевого метасоматоза, протекавшего при высоких потенциалах P₂O₅ и CO₂, в ходе наложенного калиевого щелочного метасоматоза при высоком потенциале F. На минералогическом уровне данный процесс выражается в антагонизме карбонатизации и апатитизации с одной стороны и биотитизации – с другой;

в) **Метасоматоз фойдолитового этапа** (фактор ΦIII) оказал противоположное воздействие на (Na₂O, CO₂) и SiO₂. Геохимически это описывается двумя сопряженными процессами: накоплением Na (натриевым щелочным метасоматозом) на фоне высокого потенциала CO₂ и одновременным выносом SiO₂ (десилификации).

б) Анализ положения фигуративных точек разновидностей пород на факторной плоскости ΦI – ΦIII выявил ряд различий, обусловленных, по всей видимости, их генезисом:

а) распределения фигуративных точек неизменных гнейсов, апогнейсовых фенитов и твейтозитов имеют единую природу и связаны параметром, определяющим индивидуальную восприимчивость образцов к метасоматической переработке, – их флюидопроницаемостью (эффективной пористостью и микротрещиноватостью);

- б) характер распределения фигуративных точек сёвитов указывает на незначительность фактора ΦIII в образовании данной разновидности пород, что увязывается с представлением об их магматическом или карботермалитовом происхождении;
- в) распределение фигуративных точек альвикитов согласуется с моделью формирования данного типа пород за счет ассимиляции карбонатитовым расплавом в ходе магматического замещения фенитов.

Столь высокая информативность полученных результатов в совокупности с их наглядностью свидетельствует об эффективности комплексного использования дискриминантного анализа и метода главных компонент в качестве инструмента исследования сложных полиметасоматических объектов.

5.2. Редкие элементы

Содержания редких элементов в образцах силикатных пород, послуживших основой для количественной оценки привноса-выноса компонентов в ходе различных этапов метасоматического воздействия, представлены в Таблице 31. Как показывает анализ приведенных данных, примесные компоненты в силикатных породах контактового ореола массива распределены крайне неравномерно.

Таблица 31. Содержания редких элементов в представительных пробах силикатных пород контактового ореола массива Озерная Варака

Компо- ненты	Экзоконтакт						Эндоконтакт		
	GNS*	FGNS	FEN	ALBR	TVTS	WPXR	PXMR	IJO**	IJO*
	Kolb-33	S07-60A	S07-60B	S07-60C	2044/163.3	S07-60F	S07-60G	S07-60H	Kolb-25
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba	626	787	1480	1050	935	87.2	181	53.1	41.2
Sr	291	557	1300	657	1850	1550	1170	558	711
Li	16.4	8.81	4.36	1.06	3.20	2.08	5.03	5.99	2.78
Rb	7.42	53.1	25.8	18.9	23.8	1.26	1.77	33.5	32.0
Cs	0.85	0.25	0.11	0.15	0.06	0.16	0.13	0.30	0.18
Zr	26.9	60.1	135.3	20.5	179	71.8	92.1	389	377
Hf	1.04	1.79	2.81	0.66	4.86	1.40	2.54	8.94	9.05
Nb	17.2	63.6	104	28.5	80.2	143	40.5	89.6	165
Ta	0.95	6.92	7.98	8.72	2.99	3.55	2.15	6.67	10.8
Y	7.26	4.26	5.44	1.59	13.3	25.5	14.2	63.2	47.6
La	27.9	27.5	46.4	22.9	144	190	148	66.2	81.4
Ce	49.5	59.1	90.1	34.3	254	316	260	135	175
Pr	5.31	5.80	10.0	3.13	25.1	30.0	27.4	17.3	21.3
Nd	17.7	16.9	29.2	8.67	78.5	79.4	81.6	64.3	83.7
Sm	2.99	3.03	5.56	1.41	8.75	14.0	15.0	16.9	16.7
Eu	0.99	0.84	1.58	0.50	2.65	3.65	2.48	5.50	5.19
Gd	2.37	2.68	4.70	1.20	10.4	14.1	11.1	18.0	14.4
Tb	0.34	0.21	0.39	0.09	0.99	1.16	0.86	2.37	2.18
Dy	1.45	0.96	1.69	0.36	3.55	6.14	3.57	13.9	11.6
Ho	0.28	0.17	0.28	0.06	0.56	1.04	0.57	2.64	2.05
Er	0.61	0.39	0.77	0.18	1.56	2.76	1.49	6.99	5.00
Tm	0.08	0.04	0.09	0.03	0.22	0.35	0.19	0.86	0.69
Yb	0.53	0.24	0.66	0.15	1.30	2.21	1.17	4.74	3.86
Lu	0.08	0.03	0.09	0.02	0.25	0.35	0.17	0.70	0.54

Примечание. Содержания элементов даны в ppm. GNS – биотит-олигоклазовый гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, ALBR – альбитит, WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, PXMR – клинопироксеновый апоийолитовый метасоматит, IJO – ийолит (* - порода внутренней части «ийолитового кольца»; ** - шорломитовый ийолит эндоконтакта).

В гранитогнейсах, являющихся протолитом для всех метасоматитов фенитового ореола, установлены умеренные концентрации элементов-примесей, не превышающие их средние содержания в веществе верхней части земной коры (Рис. 48А). Сравнение фенитизированных гнейсов с неизменными гнейсами показало, что при сходных значениях содержаний Sr, Ba, LREE наблюдается возрастание концентраций Rb и высоkozарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta), в то время как содержания остальных редких щелочных металлов (Li и Cs) и HREE уменьшаются. Переход к апогнейсовым фенитам фиксируется по увеличению содержаний Sr, Ba, Nb, Ta и LREE, концентрации которых в них выше, чем в среднем составе верхней части земной коры. Кроме того, фениты обогащены по отношению к фенитизированным гнейсам Zr, Hf, и HREE.

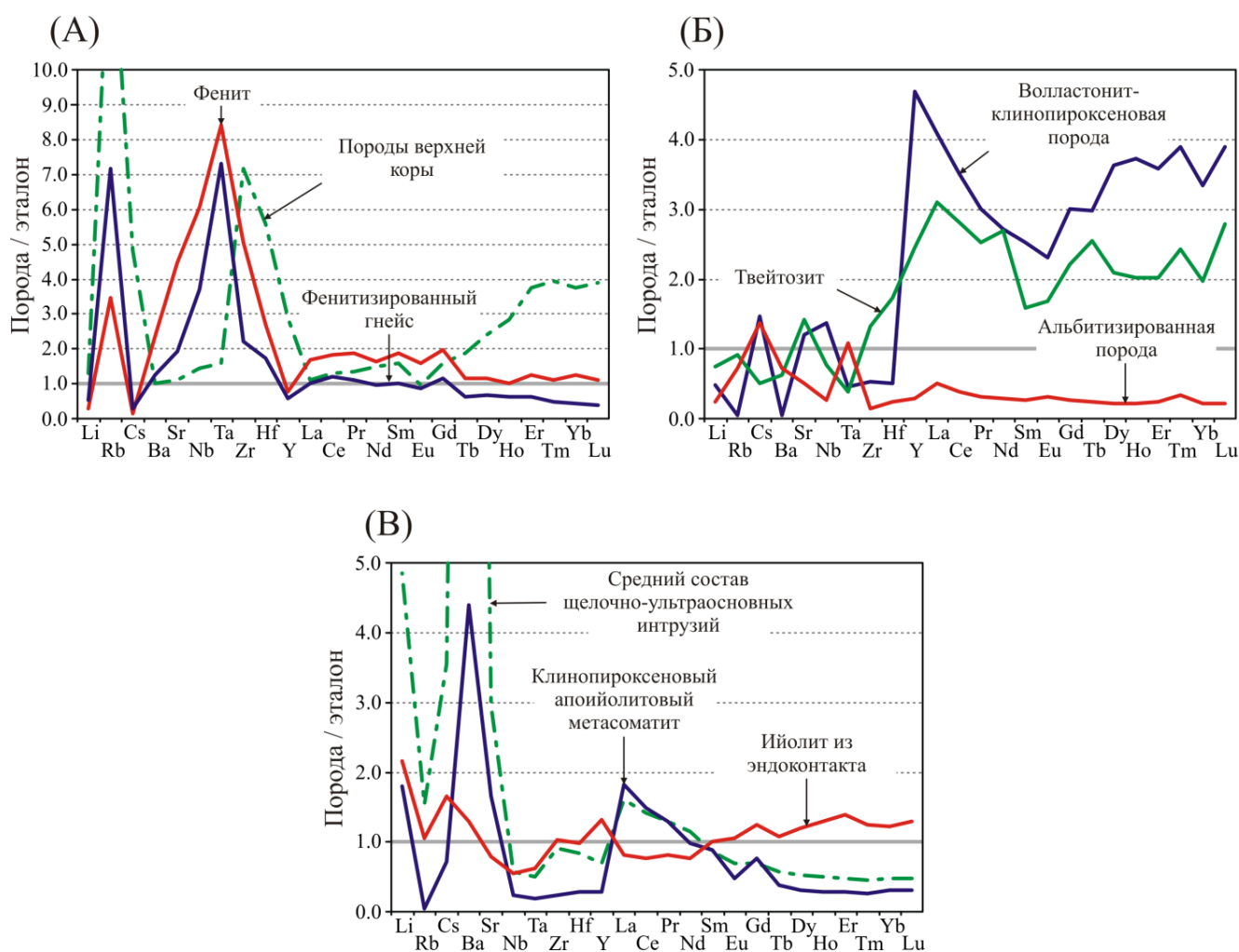


Рис. 48. Нормализованные составы элементов-примесей различных породных разновидностей контактового ореола массива Озерная Варака: **(А)** фенитизированных гнейсов и апогнейсовых фенитов, **(Б)** твейтозитов, альбитизированных и волластонит-клинопироксеновых пород, **(В)** шорломитовых ийолитов эндоконтакта и клинопироксеновых апоийолитовых метасоматитов. В качестве эталонов для нормализации использовались: **(А)** олигоклаз-биотитовый гнейс обрамления, **(Б)** апогнейсовый фенит и **(В)** ийолит внутренней части массива. Штрих-пунктирными линиями для сравнения на диаграмму **(А)** вынесены медианные значения содержаний исследовавшихся редких элементов в верхней части земной коры по работам (Taylor, McLennan, 1995; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003), а на диаграмму **(Б)** - средневзвешенный состав щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции (Arzamastsev et al., 2001).

По концентрациям редких элементов твейтозиты, альбитизированные и волластонит-клинопироксеновые породы целесообразно сравнивать с апогнейсовыми фенитами (Рис. 48А), которые являлись для перечисленных разновидностей метасоматитов протолитом. Процесс, в ходе которого сформировались альбитизированные породы, привел к выносу всех редких элементов за исключением Та, концентрация которого осталась на прежнем уровне, и Cs, которым эти породы по сравнению с фенитом даже несколько обогащены. Напротив, формирование волластонит-пироксеновых пород сопровождалось привнесением всего спектра REE, суммарное содержание которых достигает абсолютного максимума в 695 ppm среди всех проанализированных силикатных пород экзоконтакта массива. Еще одной своеобразной чертой данных пород является незначительное содержание Ва, концентрация которого, как и концентрация геохимически близкого ему К, в волластонит-пироксеновых породах на порядок ниже, чем в остальных силикатных породах экзоконтакта. Привлекает внимание контрастность в распределении Та и Nb между альбитизированными и волластонит-клинопироксеновыми породами. В альбититах установлен концентрационный пик Та при умеренном содержании Nb, а в волластонит-клинопироксеновых породах картина обратная (Таблица 31). Эта особенность отражена в различном соотношении Nb/Та, которое из всей выборки составов силикатных пород контактового ореола минимально для альбититов (3.3) и максимально для волластонит-клинопироксеновых пород (40.3). Твейтозиты по редкоэлементному составу близки волластонит-клинопироксеновым породам, однако не столь резко обогащены REE. Помимо того, твейтозиты характеризуются повышенными содержаниями Zr и Hf, которые среди всех исследовавшихся силикатных пород экзоконтакта массива достигают максимальных значений именно в данной породной разновидности (Таблица 31).

В ходе анализа распределения элементов-примесей в породах эндоконтакта массива в качестве эталона для сравнения был использован состав ийолита из внутренней части массива, не обладающего признаками воздействия наложенных процессов (Рис. 48В). Относительно средневзвешенного состава щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции (Arzamastsev *et al.*, 2001) данный ийолит обеднен крупноионными литофильными элементами и некоторыми легкими лантаноидами (La-Nd) и обогащен высокозарядными и остальными редкоземельными элементами (Y, Sm-Yb). График содержаний редких элементов в шорломитовых ийолитах из эндоконтакта, нормализованных к ийолиту массива, вытянулся вблизи единичной линии, что свидетельствует о сходстве концентраций большинства исследуемых элементов в породах внутренней и внешней частей интрузива. Нормализованный спектр распределения редких элементов приконтактных апоийолитовых клинопироксеновых метасоматитов по своему профилю подобен спектру средневзвешенного состава щелочно-ультраосновной серии Кольской щелочной провинции, однако характеризуется более низкими содержаниями LILE, HFSE и HREE. По концентрациям элементов перечисленных групп апоийолитовые метасоматиты уступают ийолитам как внутренней части, так и эндоконтакта массива.

Распределениями примесных компонентов альвикиты, сёвиты и феррокарбонатиты отличаются как от силикатных пород экзоконтакта, так и друг от друга (Таблица 32). Специфическими чертами альвикитов и сёвитов являются аномально высокие концентрации Sr

(1.1-1.3 мас.%) и REE (1500-2400 ppm). В феррокарбонатитах для данных элементов также установлены относительно высокие содержания, близкие к таковым, определенным в волластонит-клинопироксеновых породах и твейтозитах. С волластонит-клинопироксеновыми породами феррокарбонатиты сближают и наблюдающиеся незначительные концентрации Ba. Феррокарбонатиты занимают промежуточное положение между сёвитами и альвикитами по содержаниям HFSE и обеднены всем спектром REE относительно обеих разновидностей.

Таблица 32. Содержания редких элементов в представительных пробах карбонатитов и силикокарбонатитов контактового ореола массива Озерная Варака

Компоненты	ALV-Ia	ALV-Iб	SÖV	SÖV	FECB
	2048/263.3	2048/230.4	ЕК12-045П2	ЕК12-045П2	2048/232.6
	1	2	3	4	5
Li	4.26	6.41	1.60	1.42	36.0
Rb	11.4	1.02	2.41	1.23	36.8
Cs	0.22	0.07	0.06	0.07	0.57
Ba	672	750	557	582	60.5
Sr	13300	11200	11600	12200	1610
Pb	2.81	3.46	4.40	5.17	8.95
Nb	400	256	31.9	33.2	76.3
Ta	80.9	26.7	8.33	3.03	3.73
Zr	178	144	36.5	16.3	181
Hf	4.63	3.96	0.87	0.91	2.98
U	2.36	1.41	1.16	0.27	7.05
Th	11.1	18.2	1.10	0.67	7.49
Y	32.2	32.8	49.0	53.8	22.4
La	553	776	386	399	159
Ce	804	1150	693	713	256
Pr	75.1	101	69.0	71.6	24.5
Nd	215	279	215	224	76.1
Sm	24.0	28.6	26.9	26.9	9.35
Eu	6.70	7.58	7.77	7.67	2.79
Gd	27.8	36.0	30.9	31.9	10.8
Tb	2.44	2.98	3.01	3.28	1.11
Dy	8.27	9.77	12.6	12.7	4.52
Ho	1.08	1.46	1.91	1.86	0.74
Er	2.93	3.64	4.86	4.93	2.00
Tm	0.36	0.45	0.72	0.69	0.28
Yb	2.05	2.59	4.33	3.91	1.94
Lu	0.20	0.42	0.78	0.51	0.34

Примечание. Содержания элементов даны в ppm. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), SÖV – сёвит, FECB – феррокарбонатит.

Между собой кальцитовые карбонатиты обнаруживают различия в содержаниях высокозарядных элементов, на порядок более высоких в альвикитах-I и достигающих в них абсолютного максимума среди всех проанализированных пород экзоконтакта. Другой отличительной чертой является соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов. Так, в альвикитах-I отношение $LREE/HREE = 19.9 \div 23.9$, в то время как в сёвитах оно изменяется в узком диапазоне 11.8...12.0. Установленная геохимическая специфика разновидностей карбонатитов наглядно отображается в морфологии спектров распределения редких элементов на мультикомпонентной диаграмме (Рис. 49). Было проведено сравнение составов исследовавшихся сёвитов с медианными содержаниями редких элементов в обширной выборке сёвитов из различных регионов земного шара (Le Bas, 1999). В результате такого сравнения выяснилось, что сёвиты контактового ореола массива Озерная Варака обладают несколько более высокими, чем большинство аналогичных пород мира, концентрациями Ta, Sr и Hf и более низкими – Rb, U, Th, Nb, Ti, P (Рис. 50А). Различия между альвикитами Озерной Вараки и мировыми альвикитами гораздо более существенны. В ряде элементов величина содержаний в исследованных образцах превышает таковую в кальциокарбонатите C2 (медианном составе мирового альвикита) на порядок (Рис. 50Б). Повышенными концентрациями характеризуются Sr и ряд HFSE (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf), в то время как концентрации Ba, Pb, Th, U и REE ниже, чем в большинстве мировых альвикитов.

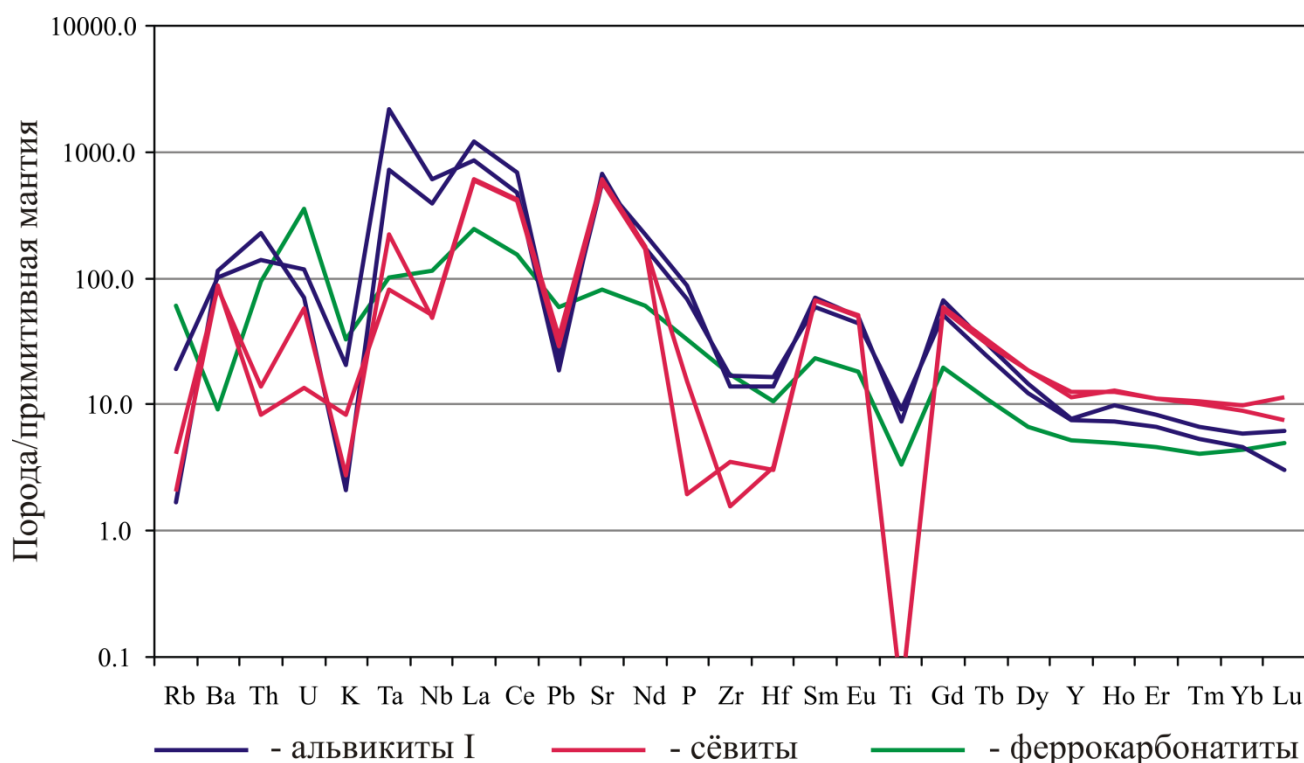


Рис. 49. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в карбонатитах и силикокарбонатитах контактового ореола массива Озерная Варака. В качестве эталона для нормализации использовался состав примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995).

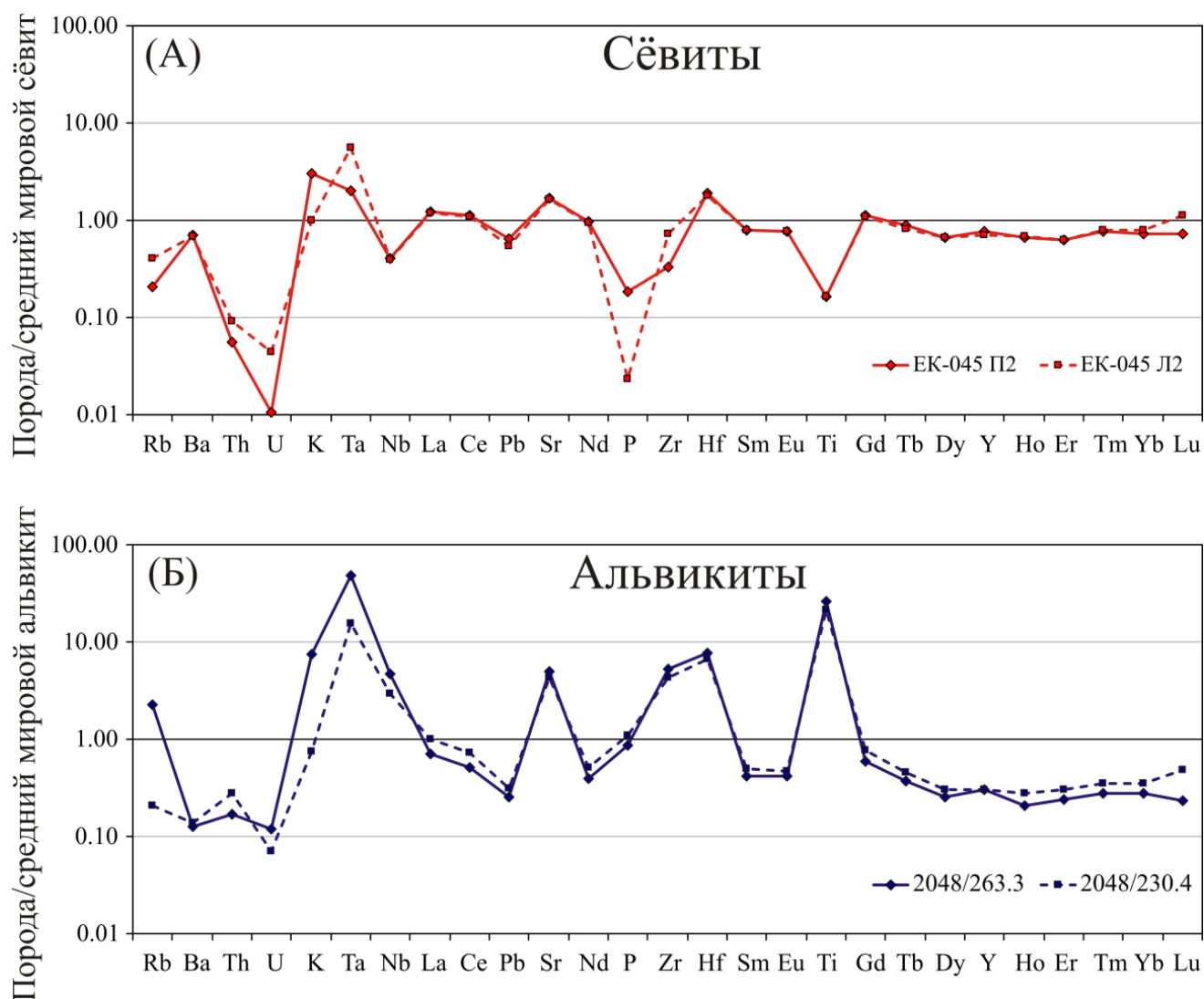


Рис. 50. Нормализованные составы элементов-примесей кальцитовых карбонатитов контактового ореола массива Озерная Варака: **(А)** сёвитов, **(Б)** альвикитов. В качестве эталонов для нормализации использовались содержания исследованных элементов в **(А)** кальциокарбонатите *C1* и **(Б)** кальциокарбонатите *C2*, где *C1* и *C2* – медианные составы мировых сёвита и альвикита соответственно (Le Bas, 1999).

Петрологический интерес представляет сравнение распределения редких элементов в двух типах генетически связанных пород – ийолитах и кальцитовых карбонатитах, формирование которых вызвало появление всего спектра исследуемых метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака. Согласно современным представлениям, как для щелочно-ультраосновных пород, так и для карбонатитов Кольской щелочной провинции в качестве гипотетической родоначальной магмы выступал расплав, сходный по составу с оливиновыми мельтейгит-порфирами и оливин-мелилитовыми меланефелинитами (Кухаренко и др., 1965; Ivanikov *et al.*, 1998; Arzamastsev *et al.*, 2001). Эти наиболее примитивные породы характеризуются следующими отношениями содержаний высоkozарядных элементов: $Nb/Ta = 18$, $Zr/Hf = 47$, $Zr/Nb = 2.1$ и $Zr/Ta = 39$ (Ivanikov *et al.*, 1998). По данным А.А. Арзамасцева с соавторами (2001) для средневзвешенного состава пород щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции определены отношения $Nb/Ta = 17$, $Zr/Hf = 46$, $Zr/Nb = 3.6$ и $Zr/Ta = 63$. Следовательно, формирование щелочно-ультраосновных магм сопровождалось их

обогащением HFSE⁴⁺ относительно HFSE⁵⁺ без фракционирования в парах геохимически сходных Zr и Hf, Nb и Ta. По рассматриваемым индикаторным отношениям ийолиты внутренней части массива Озерная Варака находятся между наиболее примитивными породами и средневзвешенным составом серии (Nb/Ta = 13÷15, Zr/Hf = 42÷44, Zr/Nb = 2.3÷4.3, Zr/Ta = 35÷58). С одной стороны это свидетельствует о едином пути магматической эволюции и низкой ступени дифференциации щелочно-ультраосновных магм, породивших ийолиты Озерной Вараки, а с другой – о том, что вынос вещества флюидными потоками не привел к значительному фракционированию высокозарядных элементов. Для среднего состава карбонатитов А.Р. Шахмурадян ([Chakhmouradian et al., 2006](#)) приводит следующие величины индикаторных отношений: Nb/Ta = 35, Zr/Hf = 60, Zr/Nb = 0.8 и Zr/Ta = 29. Таким образом, формирование карбонатитовых магм обычно сопровождается уменьшением содержаний HFSE⁴⁺ по отношению к HFSE⁵⁺ на фоне снижения концентраций тяжелых высокозарядных элементов (Ta и Hf) относительно легких (Nb и Zr). Однако для кальцитовых карбонатитов Озерной Вараки установлены специфические величины рассматриваемых отношений: Nb/Ta = 4÷11, Zr/Hf = 18÷42, Zr/Nb = 0.4÷1.1, Zr/Ta = 2÷5. Подобное геохимическое своеобразие кальцитовых карбонатитов, по всей видимости, связано с широкой распространенностью титанита, кристаллизация которого ведет к обогащению пород тяжелыми HFSE относительно легких ([Chakhmouradian et al., 2006](#)). Другим петрологически важным свойством альвикитов является установленная высокая концентрация HFSE, абсолютные содержания которых в данной породной разновидности выше, чем в ийолитах массива. Подобная обогащенность не достижима в ходе разделения несмесимых карбонатной и силикатной жидкостей и может являться результатом фракционной кристаллизации ([Veksler et al., 1989](#)).

Отдельно стоит остановиться на анализе распределения REE в породах контактового ореола. С одной стороны, большинство редкоземельных элементов характеризуется величинами ионных потенциалов⁴² близкими к трем, что определяет слабую растворимость их оксидов и гидроксидов и, как следствие, низкую миграционную способность в водном флюиде в ионной форме ([Крайнов, Шве́ц, 1992](#); [Rollinson, 1993](#)). В то же время, именно относительно высокий ионный потенциал в совокупности со спецификой электронной конфигурации атомов редкоземельных элементов, обусловленной присутствием вакантных «координационных» орбиталей, которые REE могут предоставлять в качестве акцепторов для образования ковалентных связей по донорно-акцепторному механизму, определяют их способность образовывать легкорастворимые комплексные соединения ([Дедов и др., 1996](#)). В составе таковых данные элементы обладают высокой миграционной способностью во флюидных фазах. Исследования показывают, что устойчивость комплексов REE, помимо анионного состава флюида, определяется *P-T* параметрами, а так же величинами *pH* и *Eh* и, кроме того, индивидуальна для каждого из них ([Haas et al., 1995](#)). Термодинамические расчеты, проведенные Дж. Р. Хаасом с соавторами для хлоридного модельного гидротермального раствора (1 моль Cl, ≤ 0.001 моль F, ≤ 0.01 моль S_T, ≤ 0.01 моль C_T) в диапазоне температур

⁴² Ионный потенциал (ρ) представляет собой отношение заряда иона (Z) к его ионному радиусу (r_i): $\rho = Z / r_i$ ([Крайнов, Шве́ц, 1992](#)).

500°-700°С и давлений 2 - 5 кБар, продемонстрировали, что собственно хлоридные комплексы лантаноидов (преимущественно – $[\text{LnCl}]^{2+}$) доминируют лишь в кислотной среде. Согласно расчетным данным, в нейтральных условиях во всем диапазоне указанных температур и давлений для лантана наиболее устойчивым (и, как следствие, распространенным) является другой катионный комплекс – дифторолантан $[\text{LaF}]^{2+}$, несмотря на ничтожность содержания в модельном растворе фтора. В щелочной среде превалирует анионный комплекс тетрагидроксолантанат $[\text{La}(\text{OH})_4]^-$. Преобладающие формы комплексных соединений самого тяжелого лантаноида (лютеция) те же, однако, при всех прочих равных условиях, моды распространенности смещены в сторону более низких значений водородного показателя, за счет чего уже в нейтральных условиях преобладает не $[\text{LuF}]^{2+}$, а $[\text{Lu}(\text{OH})_4]^-$. Однако, в той же работе отмечено, что при росте содержаний фтора в гидротермальном растворе поле устойчивости фторидных комплексов расширяется, а увеличение содержаний углерода и серы в ряде случаев приводит к тому, что доминирующими формами переноса становятся $[\text{LnCO}_3]^+$ и $[\text{LnSO}_4]^+$. Результаты термодинамического моделирования согласуются с выводами, сделанными на основе изучения природных систем, которые показали, что миграция REE осуществляется главным (но не единственным) образом посредством щелочных фторидных флюидов в виде комплексных ионов, образованных при участии лиганд F^- , PO_4^{3-} и CO_2^{2-} (Gieré, 1990; Rubin *et al.*, 1993). Исключение составляет европий в восстановленном состоянии Eu^{2+} , преобладающими формами которого в растворах по результатам термодинамического моделирования является $[\text{EuCl}_3]^-$ и $[\text{EuCl}_4]^{2-}$ (Haas *et al.*, 1995). Вероятно, это и определяет преимущественное накопление европия в подкисленном хлоридном растворе (Жариков, 2005), фиксация которого является одним из механизмов появления европиевого максимума.

Геохимическим индикатором переноса редкоземельных элементов в составе фторидных и карбонатных комплексов может служить специфическое явление, известное как «тетрад-эффект» (McLennan, 1994). Визуально он выражается как нарушение формы спектра распределения нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в виде слабых изгибов на нескольких диапазонах, которые именуются тетрадами. Таких тетрад четыре: I тетрада – La-Ce-Pr-Nd, II тетрада – Pm-Sm-Eu-Gd, III тетрада – Gd-Tb-Dy-Ho и IV – тетрада Er-Tm-Yb-Lu. Согласно С.М. МакЛеннэну, это коррелируется с величинами третьих ионных потенциалов лантаноидов (Рис. 51), вариации которых обусловлены заполненностью 4f-подуровня, и, как следствие, стабильностью их конфигурации.

Косвенным признаком, указывающим на присутствие тетрад-эффекта, может служить «излом» линии спектра в Gd, у которого 4f-подуровень полностью заполнен неспаренными электронами. В. Ирбером (1999) была рассмотрена связь тетрад-эффекта с устойчивостью комплексов лантаноидов, обусловленной взаимодействием 4f-электронов с валентными электронами лиганд. Интенсивность подобного взаимодействия определяется параметрами Рака, которые изменяются в зависимости от (а) числа электронов на 4f-подуровне и (б) типа лиганд в комплексе.

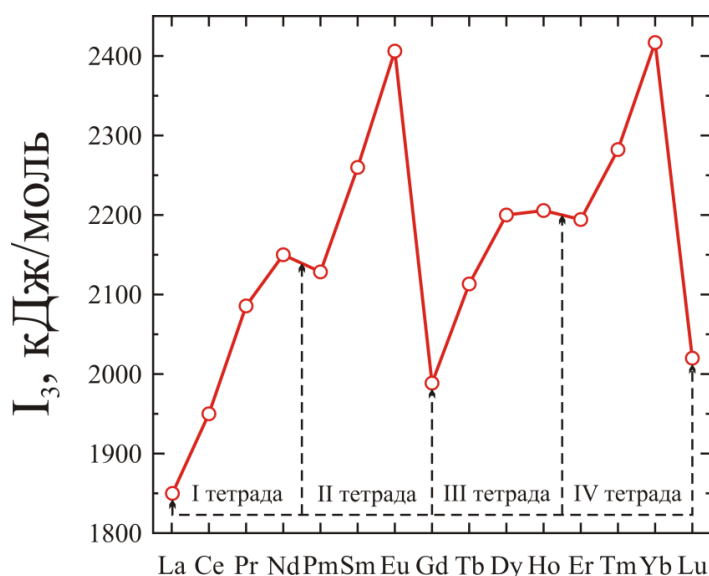


Рис. 51. Зависимость величин третьего потенциала ионизации (I_3), выраженного в кДж на моль вещества, от атомного номера лантаноидов (McLennan, 1994). На изображение стрелками вынесены положения наиболее стабильных состояний (пустого 4f-подуровня, а так же заполненного на четверть, на половину, на три четверти и полностью).

Согласно исследованиям, проведенным В. Ирбером, наиболее эффективным для появления тетрад-эффекта является комплексообразование с участием лиганд фтора. В работе (Irber, 1999) также предложен численный параметр t_i для оценки величины тетрад-эффекта в i -ой тетраде, уравнение для расчета которого в приведенном варианте (Monecke *et al.*, 2002) имеет вид:

$$t_i = \sqrt{\frac{X_{Bi} \times X_{Ci}}{X_{Ai} \times X_{Di}}}, \quad (7)$$

где X_{Bi} и X_{Ci} – хондрит-нормализованные содержания центральных лантаноидов тетрады, а X_{Ai} и X_{Di} – первого и последнего членов тетрады соответственно. Кроме того, рассчитывается общий тетрад-эффект, представляющий геометрическое среднее для индивидуальных значений t_i :

$$TE = \left(\prod_{i=1}^n t_i \right)^{1/n}. \quad (8)$$

В силу того, что содержания Ce и Eu во многом определяются окислительно-восстановительными условиями среды, а содержание Pm из-за его нестабильности ничтожно мало, обычно рассматриваются третья и четвертая тетрады, включающие в себя средние и тяжелые лантаноиды (Gd-Lu), а при отсутствии ярко выраженной цериевой аномалии – и первая тетрада (La-Nd). Величины t_i и TE могут принимать значения как больше, так и меньше единицы. В первом случае кривая распределения имеет изгибы, выпуклые в диапазонах тетрад, что получило название М-образный спектр (Masuda *et al.*, 1987), а во втором – вогнутые (W-образный спектр). С учётом аналитической погрешности ICP-MS тетрад-эффект считается значимым при отклонении от 1.0 более чем на 0.1 в ту или иную сторону. Т. Монеке с

соавторами (2002) в качестве параметра оценки выраженности тетрад-эффекта в i -ой тетраде предлагает относительное среднеквадратическое отклонение (T_i) хондрит-нормализованных концентраций центральных элементов данной тетрады (X_{Bi} и X_{Ci}) от прямой линии, которая соединяет хондрит-нормализованные содержания первого и последнего элементов тетрады (X_{Ai} и X_{Di} соответственно):

$$T_i = \sqrt{\frac{1}{2} \times \left(\left[\frac{X_{Bi}}{X_{Ai}^{2/3} \times X_{Di}^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{X_{Ci}}{X_{Ai}^{1/3} \times X_{Di}^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)}. \quad (9)$$

Если при логарифмическом масштабе оси значений хондрит-нормализованных содержаний все 4 элемента тетрады лежат на прямой линии, то T_i равно нулю, в то время как при T_i больше нуля кривая выпуклая либо вогнутая. Величина T_i согласно (Monecke *et al.*, 2002) принимается значимой при $T_i > 0.2$. Для оценки общего тетрад-эффекта для n тетрад рассчитывается усредненное значение:

$$T = \sqrt{\frac{1}{2 \times n} \times \sum_{i=1}^n \left(\left[\frac{X_{Bi}}{X_{Ai}^{2/3} \times X_{Di}^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{X_{Ci}}{X_{Ai}^{1/3} \times X_{Di}^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)} \quad (10)$$

Параметры T_i и T являются статистически более значимыми показателями, чем предложенные В. Ирбером t_i и TE , однако они не разграничивают М и W типы тетрад-эффекта.

Тетрад-эффект является примером геохимического фракционирования, неконтролируемого зарядом и ионным радиусом элементов, которое также известно как «не-CHARAC⁴³ режим» (Bau, 1996). В качестве свидетельства реализации подобного режима выступают также индикаторные отношения пар геохимически сходных элементов, такие как Y/No и Zr/Hf. Данные пары элементов характеризуются одинаковыми валентностями и сходными ионными радиусами: в октаэдрической координации Y(III), No(III), Zr(IV) и Hf(IV) имеют эффективные ионные радиусы 0.900, 0.901, 0.72 и 0.71 Å соответственно (Shannon, 1976). М. Бау определены следующие границы поля CHARAC: $24 < Y/No < 34$, $26 < Zr/Hf < 46$. Необходимо отметить, что данные границы выведены на основе изучения исключительно алюмосиликатных пород, в связи с чем их экстраполяцию на карбонатиты следует производить с должной осторожностью.

При анализе распределения редкоземельных элементов в породах контактового ореола массива Озерная Варака сравнивались как «классические» параметры, так и дополнительные (Таблица 33, Таблица 34). К первым относятся (а) морфология хондрит-нормализованных кривых распределения лантаноидов, (б) величины отношений La_{cn}/Yb_{cn} , La_{cn}/Gd_{cn} и Gd_{cn}/Lu_{cn} , отражающих соответственно степень общей фракционированности, фракционированности

⁴³ CHARAC – сокращение от CHArge-and-RAdius-Controlled. Термин «не-CHARAC» в интерпретации М. Бау (1996) означает не то, что эффекты от заряда и ионного радиуса незначительны, а то, что в дополнение к этим двум параметрам присутствуют и другие факторы, оказывающие интенсивное влияние на распределение редких элементов.

LREE и HREE, (в) общее содержание (ΣREE) и баланс содержаний легких и тяжелых редкоземельных элементов (LREE/HREE), а также (г) численную оценку величин цериевой (Ce/Ce^*) и европиевой (Eu/Eu^*) аномалий. Размер европиевой аномалии производился по формуле (Rollinson, 1993, стр. 135):

$$\text{Eu} / \text{Eu}^* = \text{Eu}_{cn} / \sqrt{Sm_{cn} \times Gd_{cn}}, \quad (11)$$

а цериевой (с учетом возможного присутствия тетрад-эффекта) путем интерполяции по величинам La_{cn} и Nd_{cn} (там же, стр. 140; Irber, 1999):

$$\text{Ce} / \text{Ce}^* = \text{Ce}_{cn} / \sqrt[3]{\text{La}_{cn}^2 \times \text{Nd}_{cn}}. \quad (12)$$

В качестве дополнительных параметров по каждому анализу для первой, третьей, четвертой тетрад были вычислены значения t_i и T_i , а для третьей и четвертой – и обобщенные показатели $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$. Помимо того, в Таблице 33 и Таблице 34 приведены индикаторные соотношения Y/Ho и Zr/Hf , позволяющие судить о связи фракционирования REE с «не-CHARAC режимом».

Визуальный анализ хондрит-нормализованных спектров распределения лантаноидов (Рис. 52) позволил выделить три морфотипа кривых:

- I) «примитивный» линейный;
- II) «гладкий вогнутый» слабо выгнутый вниз;
- III) «сложный», с «изломом» в Gd, линейный в диапазоне LREE (без учета Eu), U-образно изогнутый в области HREE.

Из пород контактового ореола «примитивным» спектром характеризуются лишь шорломитовые ийолиты эндоконтакта, по характеру распределения сходные с ийолитами внутренней части массива (Рис. 52). Данные разновидности пород имеют наименее фракционированный состав лантаноидов, причем для как цериевой, так и иттриевой групп (определенные для них значения $\text{La}_{cn}/\text{Yb}_{cn} = 9.4 \div 14.2$, $\text{La}_{cn}/\text{Gd}_{cn} = 3.1 \div 4.7$, $\text{Gd}_{cn}/\text{Lu}_{cn} = 3.2 \div 3.3$ – наименьшие для проанализированных образцов).

По общему содержанию REE ийолиты занимают промежуточное положение между щелочными метасоматитами экзоконтакта (фенитизированными гнейсами, фенитами, альбитизированными породами) и кальцитовыми карбонатитами (альвикитами, сёвитами), приближаясь по этому параметру к разнообразным базификатам (твейтозитах, волластонит-клинопироксеновым породам, апоийолитовым клинопироксеновым метасоматитам) и феррокарбонатитам. Специфика ийолитов заключается в балансе между легкими и тяжелыми редкоземельными элементами. Вторых всего лишь в 2.7-4.4 раза меньше, чем первых, в то время как в остальных изученных породах величина LREE/HREE варьирует от 8.0 до 26.0. У хондрит-нормализованных спектров лантаноидов ийолитов отсутствуют цериевая и европиевая аномалии ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.98 \div 1.02$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.96 \div 1.02$). Судя по всему, фракционирование элементов осуществлялось в режиме CHARAC, так как отношения $\text{Y}/\text{Ho} = 23.2 \div 23.9$ и $\text{Zr}/\text{Hf} = 41.7 \div 43.5$ соответствуют его диапазонам, а тетрад-эффекты не проявлены.

Таблица 33. Петрохимические параметры распределения редкоземельных элементов и индикаторы CHARAC-режима в представительных пробах алюмосиликатных пород контактового ореола массива Озерная Варака

Параметры	Экзоконтакт						Эндоконтакт		
	GNS*	FGNS	FEN	ALBR	TVTS	WPXR	PXMR	IJO**	IJO*
	Kolb-33	S07-60A	S07-60B	S07-60C	2044/163.3	S07-60F	S07-60G	S07-60H	Kolb-25
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Морфотип спектра	II	III	III	III	III	III	III	II	I
La_{cn}/Yb_{cn}	35.5	77.3	47.4	102.9	74.8	58.0	85.3	9.4	14.2
La_{cn}/Gd_{cn}	9.8	8.6	8.3	15.9	11.6	11.3	11.1	3.1	4.7
Gd_{cn}/Lu_{cn}	3.7	11.1	6.5	7.5	5.2	5.0	8.1	3.2	3.3
ΣREE	117	122	197	74.6	545	687	568	419	471
$\frac{LREE}{HREE}$	8.0	12.6	13.0	19.3	15.9	11.8	16.0	2.7	4.4
Ce/Ce*	0.99	1.21	1.08	0.99	1.03	1.06	1.02	0.98	1.02
Eu/Eu*	1.14	0.90	0.95	1.18	0.85	0.79	0.59	0.96	1.02
t_1	1.00	1.18	1.12	1.01	1.03	1.09	1.06	1.02	1.02
T_1	0.02	0.18	0.13	0.02	0.03	0.09	0.06	0.04	0.02
t_3	0.95	0.73	0.78	0.74	0.85	0.77	0.77	0.92	1.02
T_3	0.10	0.27	0.22	0.26	0.15	0.24	0.23	0.09	0.02
t_4	0.93	0.91	0.93	1.12	0.85	0.89	0.94	0.91	0.99
T_4	0.08	0.12	0.12	0.15	0.16	0.11	0.07	0.09	0.01
$TE_{3,4}$	0.94	0.82	0.85	0.91	0.85	0.83	0.85	0.92	1.01
$T_{3,4}$	0.09	0.21	0.18	0.21	0.15	0.19	0.17	0.09	0.02
Y/Ho	25.9	25.1	19.4	26.5	23.6	24.5	24.9	23.9	23.2
Zr/Hf	25.9	33.6	48.1	31.1	36.8	51.3	36.3	43.5	41.7

Примечание. GNS – биотит-олигоклазовый гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, ALBR – альбитит, WPXR – волластонит-клинопироксеновая порода, PXMR – клинопироксеновый апоийолитовый метасоматит, IJO – ийолит (* – порода внутренней части «ийолитового кольца»; ** – шорломитовый ийолит эндоконтакта).

Здесь и в Таблице 34 значение I в строке «Морфотип спектра» отвечает «примитивному», II – «гладкому вогнутому», III – «сложному» спектрам (пояснения в тексте); расчет параметров Ce/Ce*, Eu/Eu*, t_i , T_i , $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$ производился согласно уравнениям (12), (11), (7), (9), (8) и (10) соответственно.

Таблица 34. Петрохимические параметры распределения редкоземельных элементов и индикаторы CHARAC-режима в карбонатитах и силикокарбонатитах контактового ореола массива Озерная Варака

Параметры	ALV-Ia	ALV-Iб	SÖV	SÖV	FECB
	2048/263.3	2048/230.4	ЕК12-045Л2	ЕК12-045П2	2048/232.6
	1	2	3	4	5
Морфотип спектра	III	III	III	III	III
La_{cn}/Yb_{cn}	181.7	202.0	60.0	68.8	55.3
La_{cn}/Gd_{cn}	16.6	18.0	10.4	10.5	12.4
Gd_{cn}/Lu_{cn}	17.3	10.7	4.9	7.8	3.9
ΣREE	1760	2430	1510	1560	572
$\frac{LREE}{HREE}$	21.7	26.0	12.9	12.7	12.0
Ce/Ce*	0.95	1.00	1.04	1.04	0.98
Eu/Eu*	0.79	0.72	0.82	0.80	0.85
t_1	0.98	1.01	1.04	1.04	0.99
T_1	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01
t_3	0.90	0.82	0.88	0.93	0.88
T_3	0.10	0.18	0.12	0.08	0.13
t_4	1.12	0.87	0.91	1.04	0.89
T_4	0.15	0.13	0.10	0.04	0.11
$TE_{3,4}$	1.01	0.85	0.90	0.98	0.88
$T_{3,4}$	0.13	0.16	0.11	0.06	0.12
Y/Ho	29.9	22.5	25.7	28.9	30.3
Zr/Hf	38.4	36.4	42.0	17.9	60.7

Примечание. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортоклазовый), SÖV – сёвит, FECB – феррокарбонатит.

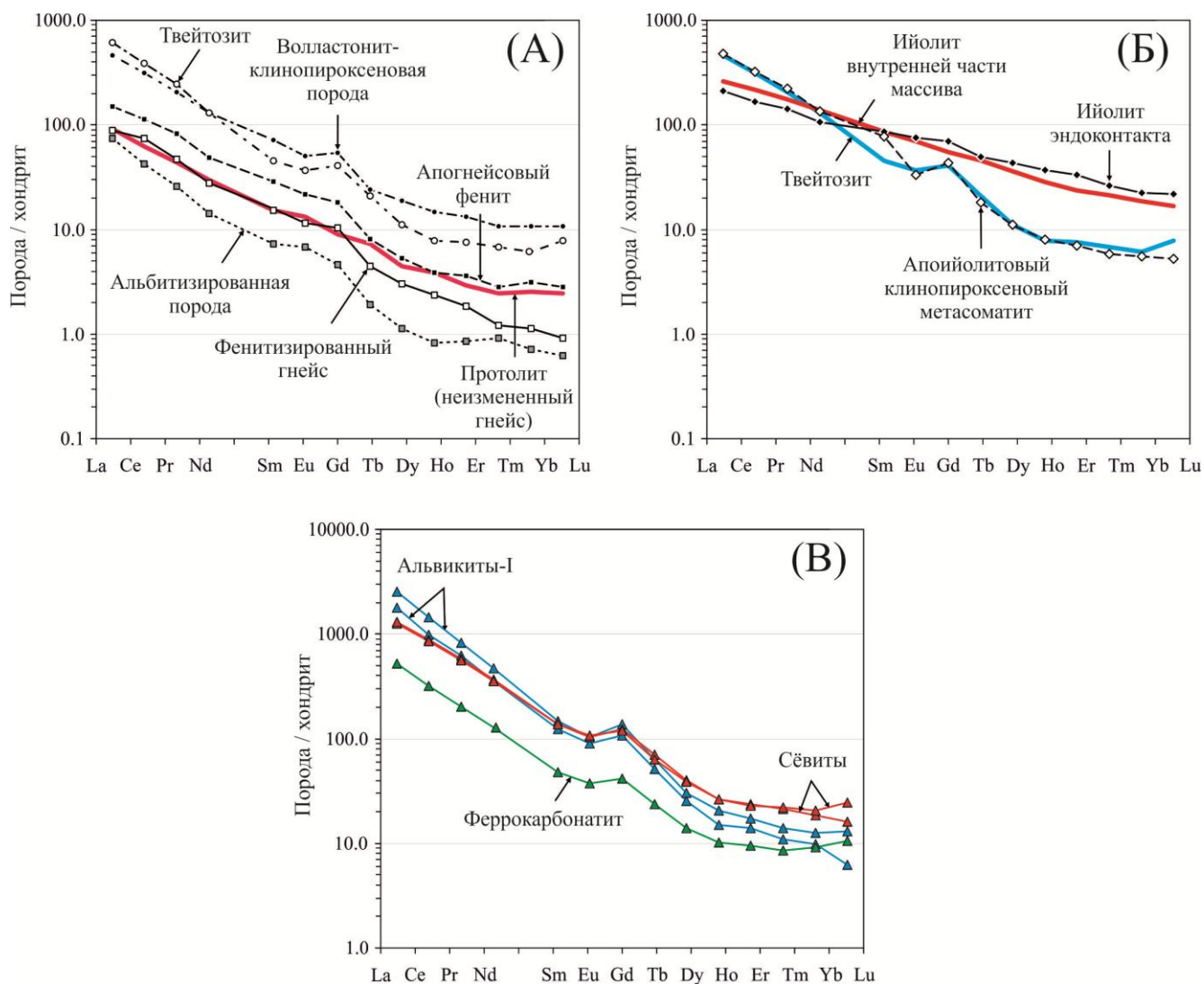


Рис. 52. Хондрит-нормализованные спектры распределения лантаноидов (А) метасоматитов экзоконтакта, (Б) пород интрузива и (В) карбонатов массива Озерная Варак. На диаграмме (А) для сравнения приведен состав гранито-гнейса (красная линия), на диаграмме (Б) – ийолита из внутренней части фойдолитового «кольца» и твейтозита (красная и синяя линии соответственно). Для нормирования использованы значения концентраций REE в усредненном хондрите CI (Boynton, 1984).

«Гладким спектром» характеризуются лишь неизменные олигоклаз-биотитовые гнейсы обрамления (Рис. 52). Хондрит-нормализованный спектр распределения породной разновидности имеет более крутой наклон, чем «ийолитовые» спектры ($La_{cn}/Yb_{cn} = 35.5$), что определяется фракционированностью лантаноидов цериевой группы ($La_{cn}/Gd_{cn} = 9.8$), так как отношение $Gd_{cn}/Lu_{cn} = 3.7$ близко к таковому в ийолитах. Присутствует слабо выраженный европиевый максимум ($Eu/Eu^* = 1.14$). Общее содержание REE в биотит-олигоклазовых гнейсах невелико (117 ppm). По данному показателю неизменным гнейсам уступают лишь альбитизированные породы. Баланс легких и тяжелых редкоземельных элементов в гнейсах обрамления также специфичен, что отражается в минимальном для пород экзоконтакта отношении $LREE/HREE = 8.0$. Вероятно, при формировании гранитогнейсов обрамления фракционирование элементов также осуществлялось в режиме CHARAC: $Y/No = 25.9$, $Zr/Hf = 25.9$, тетрад-эффекты не проявлены.

Кальцитовые карбонатиты, образование которых стало итогом фиксации вещества из третьего источника, вовлеченного в формирование пород контактового ореола, наряду со всеми типами исследовавшихся метасоматитов характеризуются морфологически сложными спектрами с «изломом» в Gd. При этом распределения редкоземельных элементов в альвикитах, сёвитах и феррокарбонатитах различны (Таблица 34). Альвикиты обладают наиболее фракционированным составом REE из всех исследованных пород массива Озерная Варака, причем как в общем, так и на диапазонах легких и тяжелых лантаноидов. Определенные для них величины $La_{cn}/Yb_{cn} = 182 \div 202$, $La_{cn}/Gd_{cn} = 16.6 \div 18.0$, $Gd_{cn}/Lu_{cn} = 10.7 \div 17.3$ являются, в противовес ийолитам, максимальными для проанализированных образцов. Установлена выраженная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.72 \div 0.79$) при отсутствии цериевой ($Ce/Ce^* = 0.95 \div 1.00$). Общее содержание редкоземельных элементов также максимально и составляет 1760-2430 ppm, причем в составе REE резко преобладают лантаноиды цериевой группы ($LREE/HREE = 21.7 \div 26.0$). Значения Y/Ho и Zr/Hf варьируют, причем для обр. 2048/230.4 (Таблица 34, анализ № 2) величина отношения Y/Ho = 22.5 выпадает за рамки поля CHARAC. Для этого же образца величины t_3 , t_4 и $TE_{3,4}$ отвечают слабовыраженному тетрад-эффекту W-типа, хотя вероятнее являются следствием специфического U-образного изгиба спектра в области HREE.

Сёвиты и феррокарбонатиты по большинству параметров близки друг другу. Они характеризуются менее дифференцированным относительно альвикитов составом лантаноидов ($La_{cn}/Yb_{cn} = 55.3 \div 68.8$, $La_{cn}/Gd_{cn} = 10.4 \div 12.4$, $Gd_{cn}/Lu_{cn} = 3.9 \div 7.8$). Наблюдается европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.80 \div 0.85$) при отсутствии цериевой аномалии ($Ce/Ce^* = 0.98 \div 1.05$). Для одного из образцов сёвитов и для феррокарбонатита установлены значения параметров t_3 , t_4 и $TE_{3,4}$ также отвечающих слабовыраженному тетрад-эффекту W-типа (Таблица 34, анализы №№ 3 и 5). Кроме того, для образца сёвитов ЕК12-045П2 установлена величина Zr/Hf отношения, меньшая нижней границы, а для образца феррокарбонатитов 2048/232.6 – большая верхней границы диапазона CHARAC (Таблица 34, анализы №№ 4 и 5). На фоне сходства перечисленных параметров распределения REE существенным различием является их общая концентрация при близких значениях отношения LREE/HREE (в сёвитах – $12.7 \div 12.9$, в феррокарбонатите – 12.0). Так, в сёвитах суммарное содержание REE составляет 1510-1560 ppm, в то время как в проанализированном феррокарбонатите – всего 570 ppm. При том, что в данных породах содержание пятиокси фосфора не превышает 0.3 мас. % (а для четырех из пяти проанализированных образцов сёвитов – 0.05 мас.%, см. Таблицу 18), основной объем редкоземельных элементов должен быть сконцентрирован в кальците. В связи с этим необходимо отметить, что сочетание значительных концентраций REE (свыше 1500 ppm) с отношением $La_{cn}/Yb_{cn} \approx 50 \div 70$, установленное для сёвитов, является типичным для кальцита карбонатитов, сформировавшегося после фракционной кристаллизации первичного фтор-апатита (Chakhmouradian *et al.*, 2015), которая привела к снижению La_{cn}/Yb_{cn} отношения для породы в целом (Xu *et al.*, 2010). В свою очередь это подтверждает заключение, сделанное на основе общегеологических предпосылок, о том, что альвикиты-I являются более ранними и, как следствие, в меньшей степени проэволюционировавшими по отношению к сёвитам.

Щелочные метасоматиты фойдолитового этапа становления комплекса (фенитизированные гнейсы и фениты) необходимо рассматривать в сравнении с их протолитом – неизмененным олигоклаз-биотитовым гнейсом. Рост интенсивности метасоматической переработки сопровождается незначительным увеличением суммарного содержания REE и ростом степени общей фракционированности за счет увеличения отношения Gd_{cn}/Lu_{cn} . При этом величина La_{cn}/Gd_{cn} в ряду «неизмененный гнейс – фенитизированный гнейс – фенит» даже уменьшается (9.8, 8.6 и 8.3 соответственно). Это выражается в том, что доля HREE по отношению к общему содержанию редкоземельных элементов закономерно снижается (в том же ряду величина LREE/HREE принимает значения 8.0, 12.6 и 13.0), что свидетельствует о снижении щелочности по мере удаления от источника флюида (ийолита) (Расс, 1972). В спектрах распределений REE ранних щелочных метасоматитов цериевая и европиевая аномалии либо проявлены слабо, либо отсутствуют ($Ce/Ce^* = 1.04 \div 1.21$, $Eu/Eu^* = 0.90 \div 0.95$). Интерес представляет снижение значений индикаторного соотношения Y/No при росте Zr/Hf, причем для фенитов обе величины выходят за границы поля CHARAC. При том, что $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$ указывают на вероятное присутствие тетрад-эффекта, в совокупности это может свидетельствовать о специфическом «не-CHARAC» режиме при формировании щелочных метасоматитов фойдолитового этапа.

Твейтозиты, альбитизированные и волластонит-клинопироксеновые породы, являющиеся апофенитовыми метасоматитами, различны по параметрам распределения REE. Так, альбитизированные породы, содержащие в себе минимальные концентрации редкоземельных элементов (75 ppm), характеризуются наиболее фракционированным из всех алюмосиликатных пород составом REE. Определенное для них значение отношения $La_{cn}/Yb_{cn} = 103$ уступает лишь таковому для альвикитов. Столь высокая величина связана, в первую очередь, с фракционированием в диапазоне LREE ($La_{cn}/Gd_{cn} = 15.9$), что также является максимальным значением для проанализированных алюмосиликатных пород. Вследствие этого величина отношения LREE/HREE относительно высока (19.3) и выделяется на общем фоне (большими значениями характеризуются, опять же, лишь альвикиты). В данных породах отсутствует цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = 0.99$), однако наблюдается слабый европиевый максимум ($Eu/Eu^* = 1.14$). Величины отношений $Y/No = 26.5$ и $Zr/Hf = 31.1$ находятся в рамках диапазона CHARAC. Несмотря на то, что параметры $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$ соответственно равны 0.91 и 0.21, могут свидетельствовать о фракционировании в результате тетрад-эффекта, своеобразии морфологии кривой распределения («выпуклость» в третьей и «вогнутость» в четвертой тетрадах) противоречит данному предположению.

Апофенитовые базификаты (волластонит-клинопироксеновые породы и твейтозиты), напротив, характеризуются повышенным относительно фенитов содержанием редкоземельных элементов (550-690 ppm). По подавляющему большинству рассматриваемых параметров (морфологии спектра, значениям отношений La_{cn}/Yb_{cn} , La_{cn}/Gd_{cn} , Gd_{cn}/Lu_{cn} , LREE/HREE, Ce/Ce^* и Eu/Eu^* , Y/No, величинам t_i , T_i , $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$) волластонит-клинопироксеновые породы обнаруживают разительное сходство с сёвитами и феррокарбонатитами. С последними волластонит-клинопироксеновые базификаты сближает и выходящая за границы поля CHARAC

величина Zr/Hf отношения, равная 51.3. Твейтозиты отличаются от волластонит-клинопироксеновых пород несколько более фракционированным составом REE ($La_{cn}/Yb_{cn} = 75$), вследствие чего возрастает доля LREE ($LREE/HREE = 15.9$), и более низким значением Zr/Hf отношения (36.8). Привлекает внимание практически полное тождество хондрит-нормализованных спектров распределения лантаноидов твейтозитов и апойиолитовых клинопироксеновых метасоматитов, комплементарных волластонит-клинопироксеновым породам (Рис. 52). Геохимическая конвергентность двух данных породных разновидностей проявляется в сходстве всех проанализированных параметров (Таблица 33).

Таким образом, при формировании пород контактового ореола массива Озерная Варака было вовлечено вещество из трех источников, разительно отличающихся по своим геохимическим характеристикам на уровне не только петрогенных, но и редких элементов: олигоклаз-биотитовых гранитогнейсов, являющихся протолитом для всех экзоконтактовых метасоматитов, а также щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм (или карботермального раствора?), послуживших источниками флюидных фаз. В гранитогнейсах установлены умеренные концентрации элементов-примесей, не превышающие их средние содержания в веществе верхней части земной коры. Относительно средневзвешенного состава щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции ийолиты массива обеднены крупноионными литофильными элементами и некоторыми легкими лантаноидами (La-Nd) и обогащены высокозарядными и остальными редкоземельными элементами (Y, Sm-Yb). Опираясь на величины ряда индикаторных отношений (Nb/Ta , Zr/Hf , Zr/Nb , Zr/Ta) можно заключить, что ийолиты как внутренней части массива Озерная Варака, так и его эндоконтакта находятся между наиболее примитивными породами щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции (оливиновыми мельтейгит-порфирами и оливин-мелилитовыми меланефелинитами) и её средневзвешенным составом. С одной стороны это свидетельствует о едином пути магматической эволюции и низкой степени дифференциации щелочно-ультраосновных магм, породивших ийолиты Озерной Вараки, а с другой – о том, что вынос вещества флюидными потоками не привел к значительному фракционированию высокозарядных элементов. О низкой степени дифференциации свидетельствуют и «примитивные» слабофракционированные хондрит-нормализованные спектры распределений лантаноидов в ийолитах внутренней части массива и шорломитовых ийолитах эндоконтакта, а отсутствие тетрад-эффектов и других признаков «не-CHARAC» режима, установленные для эндоконтактовых ийолитов, косвенно указывают на незначительность выноса REE флюидом из щелочно-ультраосновных магм на флюидолитовом этапе становления комплекса.

Кальцитовые карбонатиты, образование которых стало итогом фиксации вещества из третьего источника, вовлеченного в формирование пород контактового ореола, характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями Sr и REE, что отличает их от силикатных пород эндо- и экзоконтакта. Мало того, сёвиты контактового ореола массива Озерная Варака обладают несколько более высокими, чем большинство аналогичных пород мира, концентрациями тяжелых HFSE, а в альвикитах содержания всех высокозарядных

элементов существенно превышают таковые в кальциокарбонатите C2 (медианном составе мирового альвикита) и значительно выше, чем в ийолитах интрузива. Подобная обогащенность недостижима в ходе разделения несмесимых карбонатной и силикатной жидкостей и может являться результатом фракционной кристаллизации. Неординарные для карбонатитов величины отношений Nb/Ta, Zr/Hf, Zr/Nb и Zr/Ta, скорее всего, объясняются широкой распространенностью титанита, так как кристаллизация этого минерала, специфического для карбонатитов, ведет к насыщению пород тяжелыми HFSE относительно легких. Между собой кальцитовые карбонатиты обнаруживают различия в содержаниях высокозарядных элементов и балансе легких и тяжелых редкоземельных элементов. В процессе эволюции карбонатитового вещества оно, по всей видимости, обеднялось HFSE и обогащалось HREE относительно LREE.

Щелочной метасоматоз фойдолитового этапа сопровождался умеренным привносом большинства анализировавшихся редких элементов (Sr, Ba, HFSE, REE), содержания которых закономерно возрастают от фронтальной зоны метасоматической колонки (фенитизированных гнейсов) к тыловой (апогнейсовым фенитам). Снижение в том же ряду значений индикаторного соотношения Y/No при росте Zr/Hf вплоть до выхода за границы поля CHARAC и установленное влияние тетрад-эффекта W-типа на хондрит-нормализованные спектры лантаноидов фенитизированных гнейсов и фенитов могут свидетельствовать о специфическом «не-CHARAC» режиме при формировании щелочных метасоматитов фойдолитового этапа становления комплекса. В свою очередь, это позволяет предполагать перенос наименее подвижных редких элементов (HFSE и REE) во флюиде в составе комплексных соединений с лигандами F^- , PO_4^{3-} , CO_3^{2-} и др.

Формирование волластонит-пироксеновых пород сопровождалось привносом всего спектра REE. При этом по подавляющему большинству проанализированных параметров распределения редкоземельных элементов волластонит-клинопироксеновые породы обнаруживают разительное сходство с сёвитами. Своеобразной чертой данных пород является незначительное содержание бария, концентрация которого, как и концентрации геохимически близкого ему калия, в волластонит-пироксеновых породах на порядок ниже, чем в остальных силикатных породах экзоконтакта, а также фракционирование геохимически сходных ниобия и тантала с относительным обеднением последним. Апофенитовые твейтозиты по редкоэлементному составу близки к волластонит-клинопироксеновым породам, однако не столь резко обогащены REE, причем доля LREE в общем балансе несколько больше. Помимо того, твейтозиты характеризуются повышенными содержаниями Zr и Hf при более низком значении Zr/Hf отношения. Привлекает внимание геохимическая конвергентность твейтозитов и апоийолитовых клинопироксеновых метасоматитов, комплементарных волластонит-клинопироксеновым породам.

Для Sr и REE в апоальвикитовых феррокарбонатитах установлены относительно высокие содержания, близкие к таковым, определенным в волластонит-клинопироксеновых породах и твейтозитах. С волластонит-клинопироксеновыми породами феррокарбонатиты сближают и наблюдающиеся незначительные концентрации Ba. По содержаниям HFSE феррокарбонатиты занимают промежуточное положение между сёвитами и альвикитами и

заметно обеднены всем спектром REE относительно обеих разновидностей, хотя по параметрам распределения редкоземельных элементов феррокарбонатиты и сёвиты близки.

Процесс, в ходе которого образовались апофенитовые альбитизированные породы, привел к выносу всех редких элементов за исключением цезия, которым альбитизированные породы даже несколько обогащены по сравнению с фенитом, и тантала, концентрация которого осталась на прежнем уровне. Это вызвало фракционирование геохимически сходных Nb и Ta, индикатором чего является чрезвычайно низкое соотношение Nb/Ta. При том, что альбитизированные породы содержат в себе минимальные концентрации редкоземельных элементов из всей выборки составов пород контактового ореола, по параметрам распределения наиболее близкой к ним является породная разновидность, максимально обогащенная REE – альвикиты.

5.3. Количественная оценка привноса-выноса компонентов

Простое сопоставление содержаний компонентов неприменимо для оценки массопереноса, произошедшего в ходе метасоматического процесса, так как на результате сказывается изменение удельного веса и пористости в процессе метасоматического преобразования, вследствие чего эффект привноса-выноса компонентов может быть как существенно занижен, так и завышен. Для определения изменения массы петрогенных и малых элементов был использован так называемый изоконный анализ (Gresens, 1967; Grant, 1986). Эта «классическая» методика, наряду с количественной оценкой привноса-выноса петрогенных компонентов, дает возможность выявить ряд подвижности редких элементов и численные характеристики их массопереноса. При моделировании процессов замещения использовались следующие пары образцов:

А-1)	Ранний щелочной метасоматоз фойдолитового этапа (по «типичному» протолиту)	{	а. «типичный» олигоклаз-биотитовый гнейс (Kolb-33) ← ← фенитизированный «типичный» гнейс (S07-60A) ----- б. фенитизированный «типичный» гнейс (S07-60A) ← ← апогнейсовый фенит (S07-60B)
А-2)	Ранний щелочной метасоматоз фойдолитового этапа (по «железистому» протолиту)	{	а. «железистый» гнейс (2048/278.0) ← ← фенитизированный «железистый» гнейс (2048/270.0) ----- б. фенитизированный «железистый» гнейс (2048/270.0) ← ← апогнейсовый фенит (2048/230.8)
Б-1)	Базификация карбонатитового этапа (по породам с «типичными» протолитами)	{	а. фенит по «типичному» гнейсу (S07-60B) ← ← твейтозит (2044/163.3) ----- б. фенит по «типичному» гнейсу (S07-60B) ← ← волластонит-клинопироксеновая порода (S07-60F) ----- в. шорломитовый ийолит эндоконтакта (S07-60H) ← ← апоийолитовая клинопироксеновая порода (S07-60G)
Б-2)	Базификация карбонатитового этапа (по породе с «железистым» протолитом)	:	фенитизированный «железистый» гнейс (2048/270.0) ← ← неизменный твейтозит (2044/251.5)
Б-3)	Магматическое замещение при формировании косенинов	:	неизменный твейтозит (2044/251.5) ← ← альвикит-Ia (2048/263.3)

В-1)	Поздний щелочной (Na) метасоматоз	:	фенит по «типичному» гнейсу (S07-60B) ← ← альбитизированная порода (S07-60C)
В-2)	Кислотный метасоматоз по карбонатам при высокой активности Fe	:	альвикит-Іб (2048/230.4) ← ← феррокарбонатит (2048/232.6)
В-3)	Флогопитизация твейтозитов (К-Mg метасоматоз)	:	неизменный твейтозит (2044/251.5) ← ← флогопитизированный твейтозит (2048/265.0)

В данном списке пометка «типичный» отвечает анализу тех метасоматических процессов, которые протекали на западе и юго-востоке массива, в зоне распространения ординарных по своим петрохимическим характеристикам олигоклаз-биотитовых гранито-гнейсов обрамления. Эти модельные расчеты проводились как для петрогенных, так и для редких элементов. В свою очередь, отметка «железистый» соответствует количественным оценкам привноса-выноса для тех метасоматических процессов, в которые в качестве протолита были вовлечены гнейсы северо-восточного фланга комплекса, изначально обогащенные железом. О том, что данная геохимическая специфика не обусловлена выносом Fe из тыловых частей метасоматической колонки свидетельствует отсутствие каких бы то ни было петрографо-минералогических признаков флюидного воздействия. Для данных пород баланс масс проводился лишь по петрогенным компонентам.

Разбиение на блоки «Б» и «В» произведено условно (как будет показано далее, эти процессы являются сопряженными). Химические составы всех перечисленных образцов и обоснование отбора большинства из них приведены в разделах 5.1 и 5.2. Дополнительно были также рассмотрены параметры образования неизменных твейтозитов по фенитизированным гнейсам северо-западного фланга массива (Б-2), магматического замещения неизменных твейтозитов нефелиновыми альвикитами-Іа (Б-3), а также процесс изменения (флогопитизации) твейтозитов (В-3). Необходимость исследования данных преобразований была выявлена в ходе анализа петрохимических данных методом главных компонент (см. раздел 5.1). Для моделирования выбраны образцы твейтозитов из ближайших окрестностей косенита (нефелинового альвикита) 2048/263.3, максимально смещенные к положительному («неизменный») и отрицательному («измененный») полюсам фактора ΦII .

Использованная при расчетах методика изоконного анализа, основанная на соотношении объемов и содержаний компонентов между протолитом и измененной породой, была предложена Р.Л. Грезенсом (1967) и впоследствии модифицирована Дж.А. Грантом (1986).

В основу данной методики легло выражение, описывающее изменение массы компонентов протолита (ΔM_i):

$$\Delta M_i = \left[\left(M^A / M^O \right) \times C_i^A - C_i^O \right] \times M^O, \quad (13)$$

где M – массы и C_i – концентрации компонентов для протолита (O) и измененной породы (A) соответственно. При этом с целью упрощения вычислений, M^O обычно принимается за 100 г. Изменение концентраций определяется соотношением

$$C_i^O = M^O / M^A \times (C_i^O + \Delta C_i), \quad (14)$$

которое для инертных компонентов приобретает вид:

$$C_i^A = (M^O / M^A) \times C_i^O. \quad (15)$$

На диаграмме в координатах $C^O - C^A$ точки содержаний инертных компонентов будут располагаться на линии «нулевой мобильности», начинающейся в начале координат ($C^O = 0$, $C^A = 0$), с наклоном M^O / M^A . Такая линия получила название «изокона» ([Glossary of geology, 1974](#)). Для моделирования процессов замещения использовался метод изоконных диаграмм, реализованный в электронном варианте ([Coelho, 2006](#)). Данное программное обеспечение позволяет осуществить оценку привноса-выноса компонентов также и относительно линий постоянства масс ($C^A = C^O$, наклон = 1) и объема [$C^A = (\rho^A / \rho^O) \times C^O$, где ρ – плотности протолита (O) и измененной породы (A) соответственно]. Плотности образцов определялись по методике, изложенной в работе ([Петрофизика, 1992](#)).

Используя уравнение (13) и вычисленное значение отношения M^O / M^A для любого компонента, можно определить как абсолютные значения привноса-выноса ($\Delta M_i / M^O$), так и изменение массы компонента относительно его массы в протолите ($\Delta M_i / M_i^O$):

$$\Delta M_i / M^O = (M^A / M^O) \times C_i^A - C_i^O \quad (16)$$

$$\Delta M_i / M_i^O = (M^A / M^O) \times C_i^A / C_i^O - 1. \quad (17)$$

Относительную подвижность компонентов в ходе метасоматического преобразования в большей степени отражает отношение $\Delta M_i / M_i^O$ ([Coelho, 2006](#)).

Далее будут рассмотрены обобщенные данные о миграции исследованных элементов в контактовом ореоле массива Озерная Варака в ходе метасоматических преобразований, происходивших на различных этапах становления комплекса. Численные параметры, полученные в результате расчетов, приведены в [Таблице 35](#).

При моделировании процесса образования метасоматитов фронтальной части метасоматической колонки (фенитизированных гнейсов) по «типичному» биотит-олигоклазовому гнейсу в качестве инертных компонентов были приняты Al_2O_3 , K_2O и CaO . Данный выбор основывался на том, что при сходных плотностях эдукта и продукта преобразования (2.74 и 2.63 г/см³ соответственно) для данных компонентов определены незначительные различия в их концентрациях, причем содержания в фенитизированном гнейсе закономерно чуть выше, чем в неизмененном. Как следствие, в данной модели изокон практически совпадает с положением линии постоянства объема, так как расчетное изменение объема составило всего лишь +0.13 %.

Таблица 35. Результат расчета привноса-выноса компонентов в породы контактовой зоны массива Озерная Варака на основании изоконного анализа (Coelho, 2006)

Компо- ненты	А – 1а		А – 1б		Б – 1а		Б – 1б	
	Kolb-33*(2.74)		S07-60A (2.63)		S07-60B (2.68)		S07-60B (2.68)	
	S07-60A**(2.63)		S07-60B (2.68)		2044/163.3 (2.91)		S07-60F (3.12)	
	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$
SiO ₂	-4.58	-0.06	-8.52	-0.12	-1.77	-0.03	-9.48	-0.15
TiO ₂	-0.16	-0.44	0.10	0.45	0.26	0.85	-0.15	-0.50
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.26	0.08	-6.05	-0.38	-14.74	-0.92
FeO _{сум}	-0.72	-0.30	1.86	1.04	6.36	1.77	2.47	0.69
MnO	-0.03	-0.52	0.08	2.70	0.30	2.65	0.33	2.92
MgO	-0.30	-0.41	0.82	1.83	1.53	1.22	1.79	1.42
CaO	-0.28	-0.11	2.69	1.18	8.20	1.67	36.28	7.40
Na ₂ O	1.50	0.33	1.82	0.29	-1.66	-0.21	-6.79	-0.84
K ₂ O	0.19	0.09	0.43	0.18	-0.36	-0.13	-2.68	-0.96
P ₂ O ₅	-0.05	-0.41	0.21	2.56	0.55	1.91	2.26	7.85
C(CO ₂)	-0.10	—	0.73	—	2.26	3.10	3.71	5.08
Cl	-0.004	-0.34	0.000	0.02	0.000	-0.03	0.014	1.52
F	-0.023	-0.39	-0.008	-0.20	0.037	1.23	0.161	5.38
Ba	132	0.21	738	0.92	-478	-0.31	-1417	-0.93
Sr	248	0.84	790	1.39	724	0.54	514	0.38
Li	-8.06	-0.48	-4.47	-0.50	-0.91	-0.20	-1.99	-0.44
Rb	44.3	5.88	-27.4	-0.51	0.02	0.00	-25.0	-0.94
Cs	-0.62	-0.72	-0.14	-0.55	-0.05	-0.41	0.08	0.69
Zr	31.4	1.15	79.5	1.29	60.7	0.44	-53.1	-0.38
Hf	0.68	0.64	1.11	0.61	2.54	0.88	-1.21	-0.42
Nb	44.6	2.56	42.8	0.66	-16.9	-0.16	64.7	0.61
Ta	5.80	6.02	1.24	0.18	-4.86	-0.59	-3.95	-0.48
Y	-3.22	-0.44	1.31	0.30	9.25	1.66	24.9	4.46
La	-1.46	-0.05	20.3	0.72	113	2.37	180	3.76
Ce	7.46	0.15	33.4	0.55	191	2.06	285	3.09
Pr	0.28	0.05	4.49	0.76	17.7	1.73	25.6	2.49
Nd	-1.50	-0.08	13.2	0.76	57.6	1.92	65.0	2.17
Sm	-0.08	-0.03	2.70	0.87	4.05	0.71	11.0	1.93
Eu	-0.19	-0.19	0.79	0.92	1.33	0.82	2.74	1.69
Gd	0.21	0.09	2.16	0.79	6.77	1.40	12.0	2.49
Tb	-0.14	-0.41	0.18	0.84	0.71	1.83	1.00	2.56
Dy	-0.54	-0.37	0.77	0.78	2.24	1.30	5.62	3.26
Ho	-0.12	-0.43	0.12	0.68	0.34	1.17	0.96	3.32
Er	-0.24	-0.38	0.39	0.99	0.96	1.23	2.52	3.23
Tm	-0.04	-0.50	0.05	1.28	0.15	1.67	0.33	3.55
Yb	-0.30	-0.56	0.44	1.80	0.77	1.14	1.97	2.90
Lu	-0.05	-0.58	0.06	2.01	0.19	2.03	0.33	3.55
MC	-4.56		1.48		9.65		13.17	
VC	0.13		—		—		—	
IP	Al ₂ O ₃ CaO K ₂ O		V = const		V = const		V = const	

Примечание. $\Delta M_i/M^O$ – баланс масс по отношению к массе протолита (г/100 г для петрогенных компонентов, мг/1000 г для редких элементов); $\Delta M_i/M_i^O$ – баланс масс по отношению к массе каждого элемента в протолите; MC – изменение массы протолита в %; VC – изменение объема протолита в %; IP – инертные компоненты; V = const – оценка привноса-выноса компонентов при постоянстве объема.

* Составы протолитов, ** составы продуктов метасоматической переработки, в скобках указаны плотности соответствующих образцов (г/см³). При расчете не учитывались S и H₂O, все Fe рассматривалось в форме FeO. Содержания компонентов нормировались к 100 %, плотности и концентрации редких элементов домножались на соответствующий коэффициент пропорциональности.

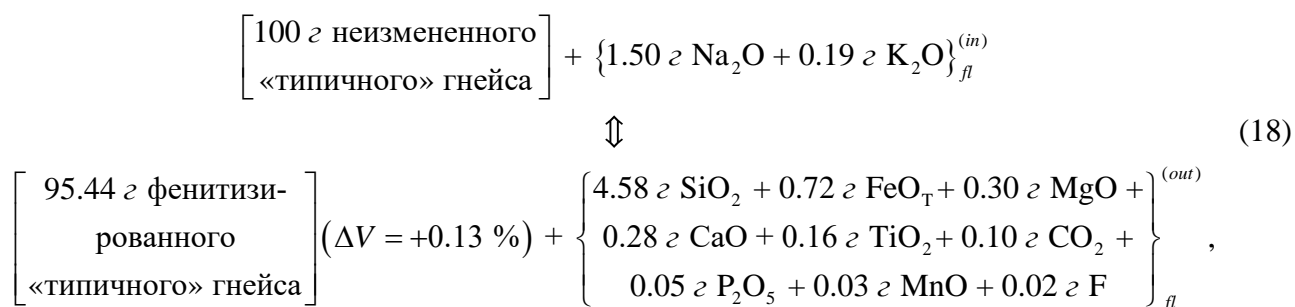
Таблица 35. (Продолжение)

Компо- ненты	Б – 1 σ		В – 1		В – 2	
	S07-60H (3.03)		S07-60B (2.68)		2048/230.4 (2.99)	
	S07-60G (3.24)		S07-60C (2.64)		2048/232.6 (2.77)	
	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$
SiO ₂	8.04	0.19	2.32	0.04	9.91	0.38
TiO ₂	-1.59	-0.63	-0.30	-0.97	-0.87	-0.58
Al ₂ O ₃	-13.20	-0.87	2.32	0.15	6.92	4.25
FeO _{сум}	4.79	0.48	-2.50	-0.70	4.80	0.56
MnO	0.23	0.88	-0.08	-0.73	0.11	0.47
MgO	4.76	1.57	-0.87	-0.69	-0.39	-0.09
CaO	9.45	0.64	-3.06	-0.62	-29.65	-0.77
Na ₂ O	-5.32	-0.66	1.02	0.13	-0.89	-0.86
K ₂ O	-2.16	-0.98	-0.18	-0.07	0.82	13.51
P ₂ O ₅	1.39	1.44	-0.22	-0.75	-1.18	-0.65
C(CO ₂)	0.78	0.91	-0.72	-0.99	0.82	0.05
Cl	—	—	0.00	-0.02	0.01	0.94
F	0.085	0.82	-0.022	-0.74	-0.06	-0.35
Ba	146	2.65	-458	-0.30	-706	-0.93
Sr	718	1.24	-675	-0.50	-9870	-0.87
Li	-0.63	-0.10	-3.41	-0.76	27.4	4.20
Rb	-32.7	-0.94	-7.40	-0.28	33.6	32.43
Cs	-0.17	-0.54	0.04	0.34	0.47	6.56
Zr	-301	-0.75	-118	-0.85	24.1	0.16
Hf	-6.45	-0.70	-2.22	-0.77	-1.22	-0.30
Nb	-48.0	-0.52	-77.5	-0.73	-188	-0.72
Ta	-4.53	-0.66	0.63	0.08	-23.6	-0.87
Y	-49.7	-0.76	-3.98	-0.71	-12.3	-0.37
La	95.4	1.39	-24.5	-0.51	-639	-0.81
Ce	148	1.06	-57.8	-0.63	-928	-0.79
Pr	12.4	0.69	-7.11	-0.69	-79.6	-0.78
Nd	23.8	0.36	-21.2	-0.71	-212	-0.75
Sm	-0.89	-0.05	-4.29	-0.75	-20.3	-0.70
Eu	-2.95	-0.52	-1.12	-0.69	-5.08	-0.66
Gd	-6.35	-0.34	-3.62	-0.75	-26.4	-0.72
Tb	-1.50	-0.61	-0.30	-0.77	-1.99	-0.66
Dy	-10.4	-0.73	-1.36	-0.79	-5.68	-0.57
Ho	-2.10	-0.77	-0.23	-0.79	-0.79	-0.53
Er	-5.59	-0.77	-0.60	-0.77	-1.82	-0.49
Tm	-0.68	-0.76	-0.06	-0.67	-0.19	-0.42
Yb	-3.62	-0.74	-0.53	-0.78	-0.81	-0.31
Lu	-0.54	-0.74	-0.07	-0.78	-0.11	-0.25
MC	7.26		-2.29		-9.66	
VC	V = const		V = const		V = const	

Таблица 35. (Продолжение)

Компоненты	А – 2а		А – 2б		Б – 2		Б – 3		В – 3	
	2048/278.0 (2.66)		2048/270.0 (2.69)		2048/270.0 (2.69)		2048/251.5 (3.12)		2048/251.5 (3.12)	
	2048/270.0 (2.69)		2048/230.8 (2.69)		2048/251.5 (3.12)		2048/263.3 (2.96)		2048/265.0 (3.14)	
	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$
SiO ₂	1.80	0.03	-5.53	-0.09	-13.86	-0.21	-17.04	-0.38	-0.50	-0.01
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.05	1.80	4.57	-0.13	-0.07	-0.32	-0.17
Al ₂ O ₃	0.63	0.05	0.51	0.04	-6.79	-0.46	-0.03	0.00	2.35	0.34
FeO _{сум}	-2.22	-0.35	0.31	0.08	7.34	1.77	-4.17	-0.42	0.57	0.06
MnO	-0.01	-0.12	0.07	1.00	0.26	3.62	-0.13	-0.46	-0.11	-0.39
MgO	-0.27	-0.20	0.09	0.08	4.89	4.48	-3.62	-0.69	5.81	1.11
CaO	-1.38	-0.24	1.33	0.30	20.40	4.58	12.88	0.59	-5.26	-0.24
Na ₂ O	1.42	0.29	2.12	0.34	-2.27	-0.37	-0.61	-0.18	0.15	0.04
K ₂ O	1.45	1.00	-1.41	-0.49	-1.97	-0.68	-0.24	-0.29	1.12	1.38
P ₂ O ₅	-0.10	-0.38	0.13	0.81	0.79	4.87	0.55	0.66	-0.56	-0.68
C(CO ₂)	-0.55	-0.42	1.58	2.14	3.89	5.28	7.66	1.90	-2.84	-0.70
Cl	-0.013	-0.46	-0.009	-0.60	-0.006	-0.39	0.007	0.90	0.022	2.77
F	-0.032	-0.39	0.004	0.07	0.139	2.84	-0.028	-0.17	-0.009	-0.06
MC	0.74		-0.78		14.63		-4.89		0.43	
VC	V = const		V = const		V = const		V = const		V = const	

На уровне петрогенных компонентов рассматриваемое метасоматическое преобразование может быть записано в виде схематической реакции:



то есть процесс протекал в изохорических условиях при незначительной потере массы в первую очередь за счет выноса кремнезема на фоне относительно небольшого привноса щелочей. Исходя из приведенной реакции суммарный привнос петрогенных компонентов, предложенный П. Крестеном (Kresten, 1988) в качестве химического показателя фенитизации (*index of fenitization*, F.I.⁴⁴), составил лишь 1.69 %, что отвечает низкой ступени фенитизации и согласуется с результатами петрографического изучения.

Как было отмечено, степень мобильности компонента в ходе метасоматоза в первую очередь определяет не абсолютная величина привноса-выноса, а изменение его массы в продукте воздействия относительно массы в эдукте. В связи с этим наглядное представление о степени подвижности элементов при формировании фенитизированных гнейсов дает ранжированная гистограмма значений величин $\Delta M_i / M_i^O$ (Рис. 53). Для упрощения восприятия данного типа диаграмм на Рис. 53 и далее все элементы были условно разделены на 5 групп (указаны фоном) с формальными границами: (1) активно привнесенные элементы с $\Delta M_i / M_i^O$ свыше 100 %; (2) умеренно привнесенные элементы ($\Delta M_i / M_i^O$ попадает в диапазон +15...+100 %); (3) малоподвижные элементы ($\Delta M_i / M_i^O$ от +15 % до -15 %); (4) умеренно вынесенные элементы ($\Delta M_i / M_i^O = -15 \dots -50 \%$); (5) активно вынесенные элементы с $\Delta M_i / M_i^O$ ниже -50 %.

Анализ данной диаграммы показал, что при образовании «типичных» для комплекса фенитизированных гнейсов наибольшей мобильностью характеризовались, с одной стороны, Na, высокочargedные и большинство крупноионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba), а с другой – Mg, Fe, Mn, P, галогены, Li, Cs и HREE. Первая группа элементов привносилась, вторая – выносилась, в то время как Si, LREE и компоненты, изначально принятые в качестве инертных (Al, K, Ca), являлись малоподвижными.

⁴⁴ При расчете индекса фенитизации П. Крестеном учитывался суммарный привнос без учета таких компонентов, как CO₂, H₂O, F и Cl (Kresten, 1988).

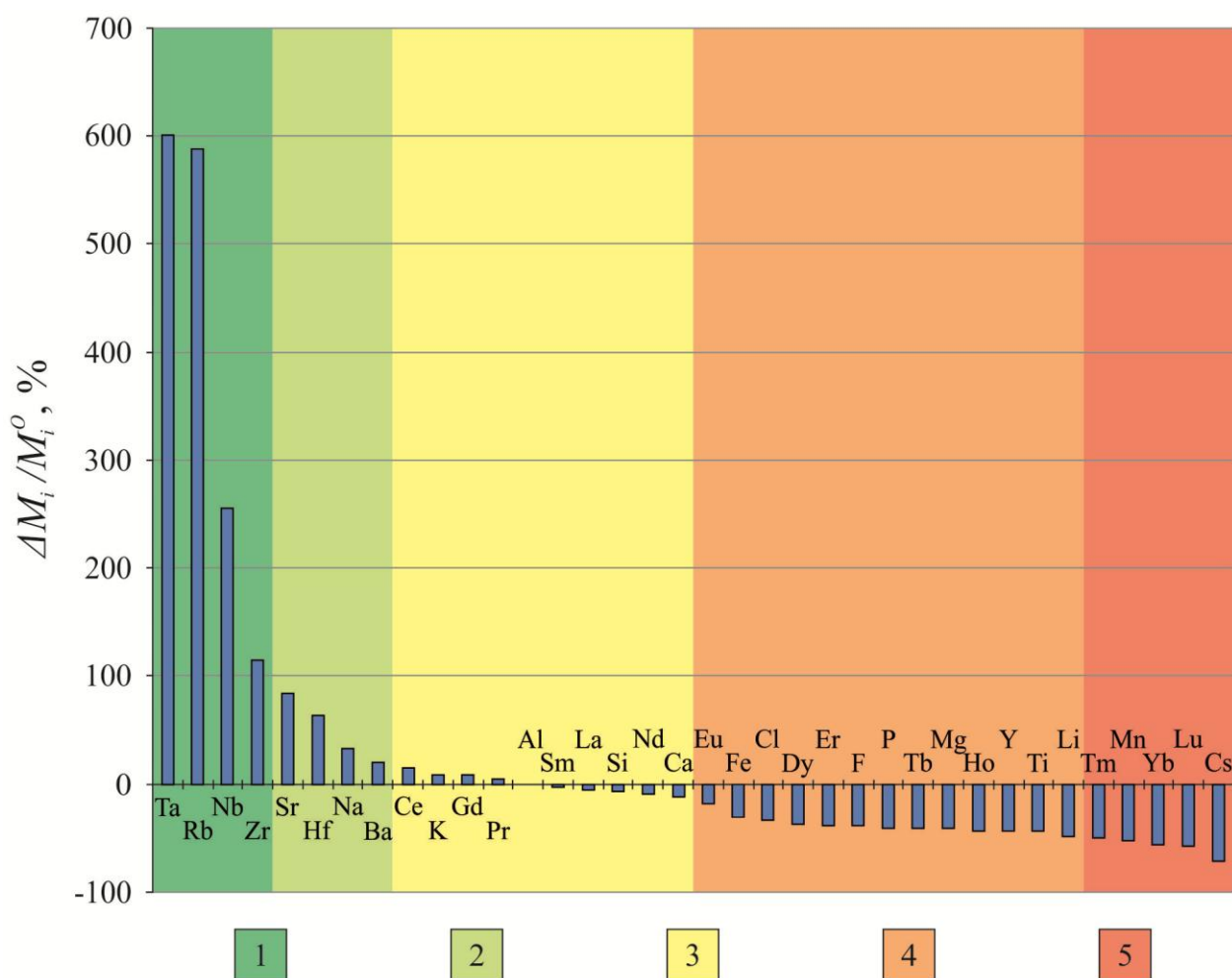
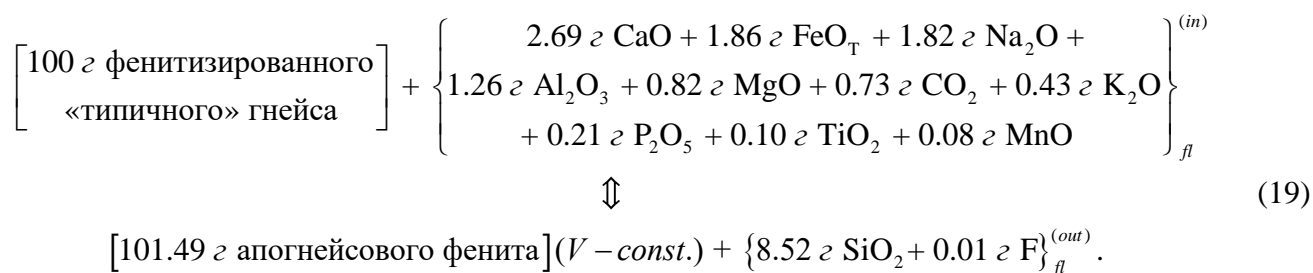


Рис. 53. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) для модели образования фенитизированного гнейса по «типичному» неизмененному биотит-олигоклазовому гнейсу. Степень подвижности компонентов: 1 – активно приносились; 2 – умеренно приносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

При моделировании процесса замещения фронтальной зоны колонки фенитизации «типичного» гнейса тыловой расчет осуществлялся для условия постоянного объема, что является характерным для внутренних интенсивно переработанных зон при инфильтрационном метасоматозе (Метасоматизм ..., 1998, стр. 70). Схематическая реакция замещения «типичного» фенитизированного гнейса «типичным» апогнейсовым клинопироксен-полевошпатовым фенитом в изохорических условиях может быть записана следующим образом:



Для анализируемого образца величина F.I., рассчитанная относительно неизмененного гнейса, составила 9.02, что, согласно (Kresten, 1988), отвечает средней степени фенитизации.

Исходя из приведенной реакции (19) можно заключить, что формирование апогнейсовых фенитов сопровождалось, в первую очередь, фиксацией Ca, Fe и Mg при несколько меньшем привносе щелочей и глинозема, протекавшем на фоне интенсивной десиликфикации. Накопление Ca, CO₂ и, возможно, Sr, по всей видимости, является результатом сопутствующей карбонатизации, которая может быть следствием интенсивного выноса кремнезема при фенитизации и формирования пустот (в первую очередь – за счет выщелачивания кварца), заполняемых новообразованным кальцитом. В то же время фиксация Fe и Mg происходила преимущественно в силикатной фазе (клинопироксене).

На Рис. 54 приведены результаты оценки изменения масс компонентов в фените по отношению к их массам в фенитизированном гнейсе. Можно заключить, что формирование фенитов происходило в условиях подвижности подавляющего большинства компонентов. Так, незначительное относительное изменение массы (при высоких абсолютных величинах привноса-выноса) было определено только для кремнезема и глинозема, а так же для галогенов.

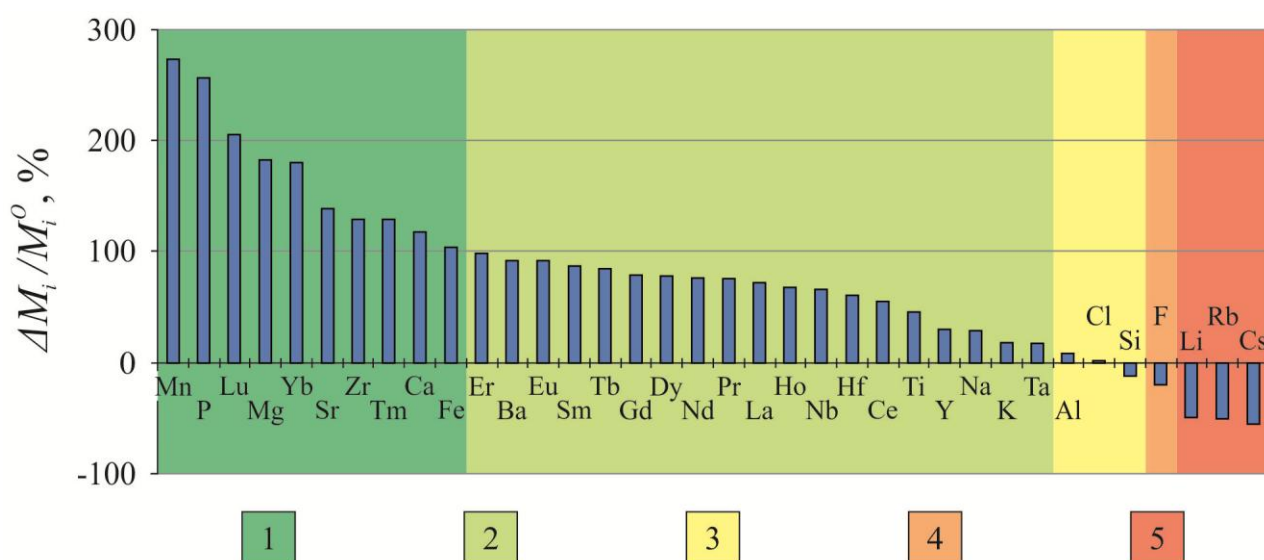


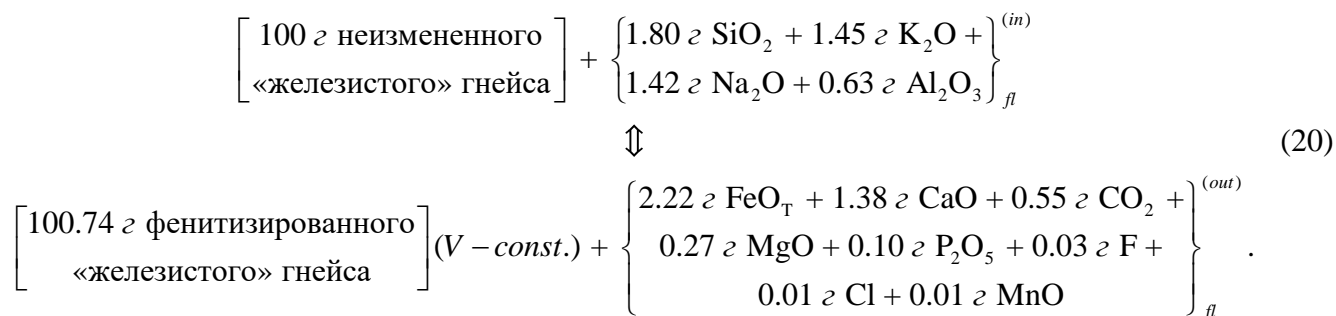
Рис. 54. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) для модели образования фенита по «типичному» фенитизированному гнейсу. Степень подвижности компонентов: 1 – активно привносились; 2 – умеренно привносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

Из всех прочих проанализированных компонентов выносились лишь редкие щелочные элементы (Li, Rb, Cs), а остальные – привносились. При этом для HFSE и REE наблюдающаяся картина резко отличная, чем в ранее рассмотренной модели формирования фенитизированных гнейсов: высокочargedные и легкие редкоземельные элементы характеризуются умеренной мобильностью, а наиболее тяжелые редкие земли интенсивно накапливались. Это указывает на то, что фениты были проницаемы для HFSE, в то время как для HREE и (в меньшей степени) LREE зона фенитов служила геохимическим барьером.

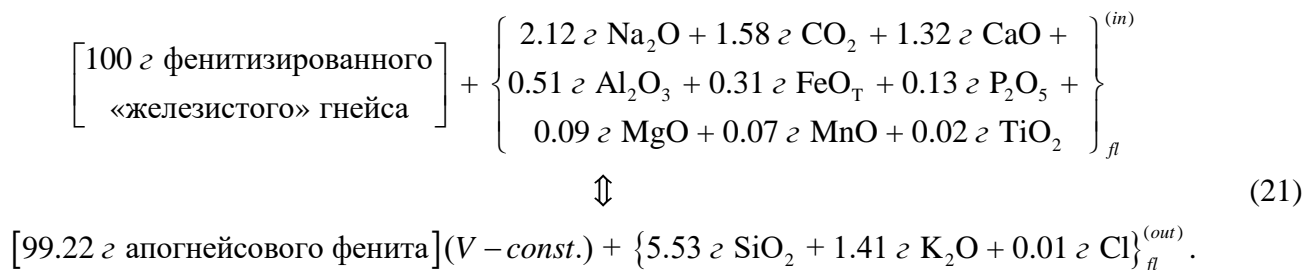
По отношению к неизменным гнейсам обрамления фениты характеризуются заметным ($\Delta M_i/M_i^0$ от +57 до +84 %) привносом редкоземельных элементов лишь легкой части спектра, в то время как для тяжелых $\Delta M_i/M_i^0 < +23$ %, что указывает на их низкую мобильность. Исключение составляют гадолиний ($\Delta M_i/M_i^0 = +94$ %) и иттрий, который даже

несколько выносился из гнейсов ($\Delta M_i/M_i^0 = -27\%$). Последнее в совокупности с инертным поведением голмия согласуется с указанным ранее снижением Y/No отношения в метасоматической колонке фенитизации (см. [Таблицу 33](#)).

Для сравнения стоит привести результаты количественной оценки привноса-выноса компонентов при образовании фенитизированных пород северо-восточного фланга массива. Напомню, что здесь локально представлены своеобразные гнейсы, относительно обедненные Si и обогащенные Ca, Mg и Fe. Схематическая реакция замещения в изохорических условиях такого гнейса метасоматитом фронтальной зоны колонки фенитизации (фенитизированным гнейсом) может быть записана следующим образом:



Формирование фенитов тыловой части колонки при постоянстве объема для данного участка описывается реакцией:



Попарное сравнение уравнений (18) и (20), (19) и (21) позволяет выявить общее свойство процесса раннего щелочного метасоматоза, не зависящее от геохимической специфики гнейса-протолита. Так, можно заключить, что инициирующий флюид, отделившийся от щелочно-ультраосновной магмы, помимо щелочей был также обогащен двухвалентными основаниями (Ca, Fe, Mg), дальность переноса которых ограничивалась тыловой зоной колонки фенитизации. Одновременный активный привнос Na, K, Al, Ca, Fe и Mg при высоких абсолютных значениях выноса кремнезема (т.е. резкое изменение концентраций большинства петрогенных компонентов) и вызвало координальную перестройку пород на минеральном уровне.

В то же время «отработанный» флюид после участия в образовании фенитов был все еще богат щелочами, но не прочими петрогенными компонентами, избыток которых фиксировался в тыловой зоне колонки. Кремнезем в процессе преобразования кислых «типичных» гнейсов продолжал переходить во флюидную фазу, однако при воздействии на средний железистый гнейс происходило осаждение этого компонента. В случае фенитизации «типичных» гнейсов зона сброса вынесенного кремнезема была удалена на большее расстояние

от контакта, представляя собой участки прожилкового окварцевания среди гнейсов, не несущих на себе признаков наложенного щелочного метасоматоза.

Исходя из расчетов, воздействие «отработанного» флюида происходило в условиях малой подвижности большинства петрогенных компонентов, на что указывают низкие величины отношений $\Delta M_i / M_i^O$. Вследствие этого даже на небольшом расстоянии от контакта основной объем пород слагают пусть и измененные, но минералы протолита. Основной объем двухвалентных оснований (Ca, Fe, Mg), высвободившихся при раскислении плагиоклаза и растворении биотита, захватывался *in situ* в темноцветных минералах, однако, согласно проведенному моделированию, часть указанных компонентов была вынесена и, вероятнее всего, осаждена в составе минералогически пестрого набора гидротермалитов (например, эгиринитов или слюдитов). Как было указано ранее, активно привносимыми компонентами являлись именно щелочи, входившие в состав новообразованных щелочных полевых шпатов, а также щелочного амфибола и эгиринового компонента в клинопироксене.

Исходя из современной классификации метасоматических пород, принятой в России (Петрографический кодекс, 2009), колонка фенитизации массива Озерная Варака включает в себя (1) зону преимущественного накопления двухвалентных оснований (базификации) на фоне высокой активности щелочей, задаваемой специфическим составом метасоматизирующего флюида (представлена полевошпат-клинопироксеновыми фенитами); (2) зону собственно щелочного метасоматоза (сложена фенитизированными гнейсами); (3) зону кислотного воздействия (участки прожилкового окварцевания среди неизмененных гнейсов). Таким образом, в пределах контактового ореола массива присутствует естественная сопряженная триада продуктов метасоматического воздействия.

Результаты, полученные для метасоматитов по «типичным» гнейсам, позволяют произвести грубую оценку первичного состава ультраосновной магмы, кристаллизация которой привела к образованию ийолитов массива. Для этого следует ввести ряд допущений и упрощений.

Во-первых, предположим, что массив на некоторую конечную глубину имеет то же внутреннее строение, что и на нынешнем эрозионном срезе. По меньшей мере, до полукилометра это так, что подтверждено результатами бурения (Мамонтов и др., 1996), свидетельствующими о субвертикальности большинства вынесенных на карту (см. Рис. 3А) геологических границ и цилиндрической форме интрузива. Стоит отметить, что это справедливо и для фенитов и фенитизированных гнейсов.

Во-вторых, необходимо принять, что для пород фенитового ореола источником флюидной фазы стал именно этот конечный объем магматической камеры, а не ее корневая часть (глубинный магматический очаг?), из которой флюид поступал путем инфильтрации вдоль контакта интрузива. Справедливость этого допущения будет доказана ниже (см. раздел 5.4).

Последнее, третье, допущение касается гомогенности состава ийолитов. Сопоставление анализа ийолита Kolb-25 (см. Таблицу 17), в дальнейшем использованного для проведения расчетов, с составами других проб фойдолитов массива Озерная Варака

(Афанасьев, 1939; А.А. Арзамасцев – неопубликованные данные) показало минимальные различия в концентрациях по крайней мере на уровне петрогенных компонентов. Более того, данный образец характеризуется составом, чрезвычайно близким к среднему химическому составу ийолитов щелочно-ультраосновной формации региона (Кухаренко и др., 1971, Таблица 16 на стр. 103), отличаясь от последнего лишь несколько меньшим содержанием MgO . Таким образом, фойдолиты Озерной Вараки (а, следовательно, и родоначальные для них магмы) в первом приближении можно рассматривать в качестве относительно однородных пород, типичных для девонской Кольской щелочной провинции в целом.

Что касается упрощений, то главным образом они касаются геометрии комплекса и объемов пород, представленных в его структуре. Как уже упоминалось, магматическая камера вблизи современного эрозионного среза представляет собой тело, близкое к цилиндрическому, сечение которого хорошо аппроксимируется кругом (см. Рис. 3А), что облегчает подсчет площадей выхода как магматических, так и метасоматических пород. При этом учитывалось, что ийолиты слагают около 60 % объема магматических образований интрузива. В силу того, что специфические железистые гнейсы представлены локально (только на северо-восточном фланге массива), их присутствие не принималось в расчет. По имеющимся наблюдениям, мощность ореола фенитизации составляет около 250 метров, причем собственно фениты слагают узкую зону шириной не более 15 метров, примыкающую к контакту (см. Рис. 3Б). Эти значения позволяют оценить объемы интересующих разновидностей пород в слое заданной мощности. Так, в метровом слое-срезе присутствует около 0.47 млн. m^3 ийолитов, 0.05 млн. m^3 фенитов и 0.93 млн. m^3 фенитизированных гнейсов. При вычислениях для них принимались плотности, равные 2960 kg/m^3 , 2680 kg/m^3 и 2630 kg/m^3 соответственно (исходя из результатов измерения плотностей образцов).

Для проведения оценки исходного состава магм и масштабов массопереноса потребовалось также принять несколько упрощений, затрагивающих геохимическую сторону модели. Первое связано с допущением, что компоненты, для которых по результатам масс-баланса не было установлено привноса, не содержались во флюидной фазе и не выносились из магматической камеры, что, очевидно, не в полной мере соответствует действительности. Второе упрощение касается принятия предположения о том, что метасоматическое перераспределение элементов происходило в объеме, ограниченном видимыми проявлениями метасоматической переработки, то есть – без сколь либо значительной диссипации вещества за рамки этого контура. И, наконец, третье упрощение связано с отсутствием учета того количества вещества, потерянного магмой, которое переместилось не за пределы интрузива, а «вовнутрь» него, производя метасоматическое воздействие на щелочные ультрамафиты первой фазы внедрения, слагающие центральную часть комплекса. Все эти геохимические упрощения заведомо занижают оценку масштабов флюидного массопереноса из щелочно-ультраосновного расплава, заполнявшего магматическую камеру. Однако автор смеет полагать, что итоги произведенного моделирования отражают основные геохимические тенденции интересующего процесса на качественном уровне.

Вычисление содержаний компонентов в исходной щелочно-ультраосновной магме (до удаления части компонентов с флюидной фазой) из-за невозможности оценки потери ею CO_2 и H_2O производилось без учета последних, для чего все прочие компоненты нормировались к 100 %. В связи с этим определение концентрации каждого компонента производилось по формуле:

$$C_i^{\text{MAGM}} = \frac{100 \times \left(C_i^{\text{IJO}} + \frac{\Delta_i^{\text{FGNS}} \times V^{\text{FGNS}} \times \rho^{\text{FGNS}} + \Delta_i^{\text{FEN}} \times V^{\text{FEN}} \times \rho^{\text{FEN}}}{V^{\text{IJO}} \times \rho^{\text{IJO}}} \right)}{\sum_{i=1}^N \left(C_i^{\text{IJO}} + \frac{\Delta_i^{\text{FGNS}} \times V^{\text{FGNS}} \times \rho^{\text{FGNS}} + \Delta_i^{\text{FEN}} \times V^{\text{FEN}} \times \rho^{\text{FEN}}}{V^{\text{IJO}} \times \rho^{\text{IJO}}} \right)} \text{ (мас. \%)},$$

где C_i – концентрация i -ого компонента, Δ_i – количественная оценка привноса данного компонента относительно неизмененного гнейса (итог масс-баланса), V – объем породы, ρ – ее плотность, а верхний индекс указывает на принадлежность к соответствующему типу пород (FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, IJO – ийолит, MAGM – исходная магма). После подстановки в данную формулу соответствующих значений для петрогенных элементов были получены результаты, приведенные в Таблице 36. Согласно произведенным вычислениям, из исходной магмы было вынесено 29 % Na_2O и 15 % K_2O от их первоначальных содержаний (для прочих петрогенных компонентов расчетные потери не превышают 1-2 %). В прочем, и «реконструированная» модельная исходная магма по своему химизму мало отличается от среднего ийолита Кольской щелочной провинции (Кухаренко и др., 1971), попадая в рамки вариаций химических составов для данного типа пород (Arzamastsev et al., 2001).

Таблица 36. Сопоставление модельного состава исходной щелочно-ультраосновной магмы, родоначальной для фойдолитов массива Озерная Варака, и продукта ее кристаллизации

Магма	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
До	42.7	2.1	16.1	8.7	0.2	3.2	13.4	10.0	2.5	1.1
После	44.4	2.2	16.6	8.9	0.2	3.3	13.7	7.4	2.2	1.1
Потери	0.0	0.0	0.7	1.1	2.0	1.4	1.5	29.0	15.4	1.2

Примечание. Строка «До» - содержания компонентов (мас. %) в магме до потери вещества с флюидной фазой, строка «После» - они же в ийолите (продукте кристаллизации, образовавшемся после отделения флюида). Все данные нормированы к 100 %, концентрации CO_2 и H_2O не учитывались. Строка «Потери» - доля вынесенной массы компонента от его массы в модельной исходной магме (%).

Более примечательными представляются результаты моделирования для редких элементов. Так, наибольшими потерями характеризуются некоторые крупноионные литофильные (88 % Ba, 70 % Rb, 43 % Sr) и высокозарядные (50 % Ta, 34 % Nb, 15 % Zr, 13 % Hf) элементы. При этом для вынесенных HFSE наблюдаются закономерные различия в их распределениях по зонам метасоматической колонки как между парами геохимически сходных Nb-Ta и Zr-Hf, так и между легким и тяжелым членом каждой пары.

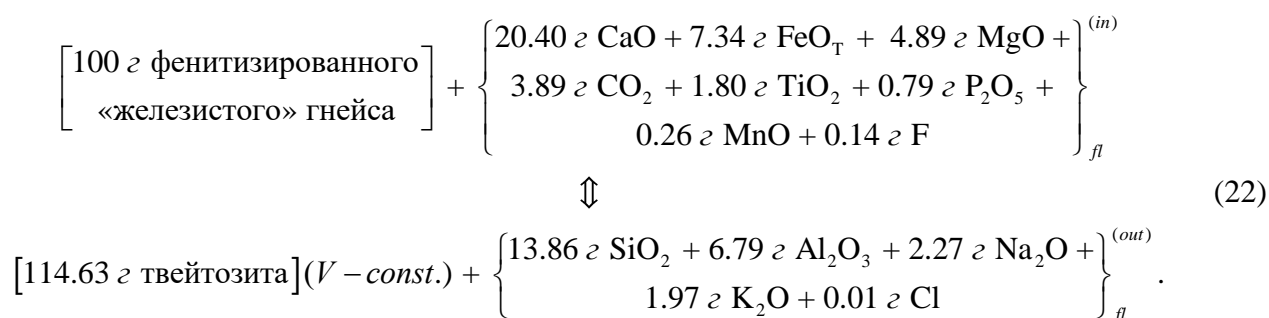
Расчеты показали, что в зоне фенитов сконцентрировалось 15 % вынесенного циркония, 12 % – гафния, 9 % – нибия и 6 % – тантала. То, что фениты слагают около 5 % объема фенитового ореола, позволяет сделать заключение, что Nb-Ta транспортировались

флюидом через зону фенитов транзитно, в то время как для Zr-Hf зона фенитов оказалась менее проницаемой и данные компоненты частично осаждались.

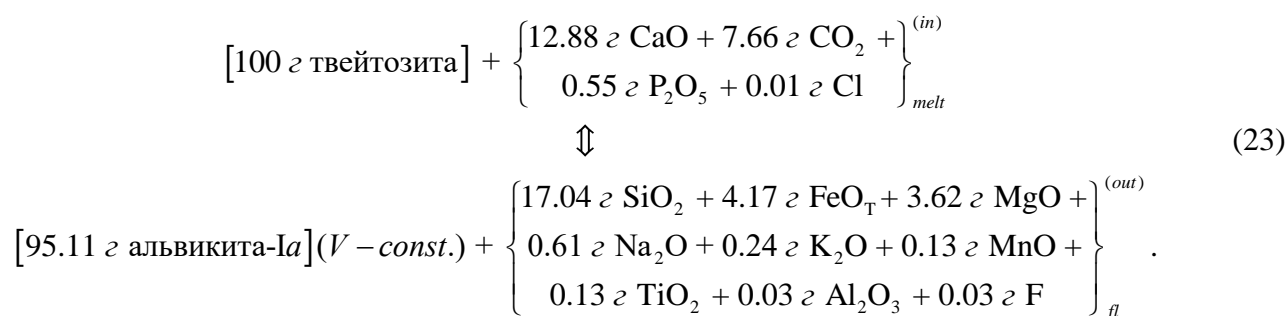
На этом фоне прочие редкоземельные элементы в ходе отделения флюидной фазы, по всей видимости, оставались в щелочно-ультраосновной магме, так как для остальных LREE оценки выноса составляют 1÷4 %, а для HREE не превышают 0.3 %. Исходя из специфичности геохимического поведения Се относительно прочих REE и его сходстве с поведением HFSE можно заключить, что церий экстрагировался из расплава и мигрировал в обрамляющие породы в виде Ce^{4+} . Переход в окисленную форму, вероятно, определялся высоким окислительным потенциалом щелочного раствора.

Интерес представляет то, что доли вынесенных из расплава HFSE и Се, зафиксированные в зонах фенитов и фенитизированных гнейсов, коррелируют с величинами ионных потенциалов этих элементов ($\text{Ce}^{4+} < \text{Zr}^{4+} < \text{Hf}^{4+} < \text{Nb}^{5+} \leq \text{Ta}^{5+}$). Это свидетельствует о том, что привнос вещества в породы обрамления происходил в рамках CHARAC-режима. Этому кажущемуся противоречию с результатами анализа распределения редких элементов, приведенными в разделе 5.2, легко находится объяснение, если обратиться к тому, в каких пропорциях компоненты из исходной магмы выносились. Судя по всему, именно процесс разделения указанных элементов в системе флюид – расплав сопровождался нарушением указанного режима, в связи с чем вещество, содержащееся в отделявшейся флюидной фазе, уже несло в себе соответствующие индикаторы, впоследствии переданные продуктам метасоматической переработки.

Перейдем к оценке масштабов массопереноса в ходе карбонатитового процесса. В первую очередь рассмотрим параметры привноса-выноса компонентов при формировании базификатов (твейтозитов) из контактовых зон ранних кальцитовых карбонатитов. В районе наиболее широкого развития альвикитов-I изначальным субстратом для всех геологических образований послужили «железистые» гнейсы. Для наименее измененного (исходя из величины значения ΦII) твейтозита схематическая реакция его образования по фенитизированному «железистому» гнейсу имеет вид:



Наиболее вероятным механизмом образования эндоконтактовых силикокарбонатных зон в телах ранних высокотемпературных карбонатитов является последовательная смена предворяющей базификации магматическим замещением. В ходе последнего происходила ассимиляция твейтозита, вызвавшая модификацию геохимических характеристик расплава, и, в конечном итоге, определившая своеобразие минеральных составов альвикитов-I:



Таким образом, магматическое замещение осуществлялось путем привноса типичных компонентов кальцитовых карбонатитов (CaO, CO₂ и P₂O₅).

Для рассмотрения целостной картины магмато-метасоматического взаимодействия карбонатитового вещества с фенитизированными гнейсами произведем сопоставление сопряженных реакций (22) и (23). Ожидаемо и на этапе предваряющей флюидной переработки и при магматическом замещении происходило накопление CaO, CO₂ и P₂O₅, что указывает на обогащенность данными компонентами не только самого карбонатитового расплава, но и равновесной с ним флюидной фазы.

В противоположность указанной группе компонентов щелочи, кремнезем и глинозем активно выносились из зоны взаимодействия, однако динамика выноса была различной. Интенсивность потери кремнезема при образовании твейтозитов ниже, чем при замещении твейтозитов кальцитовой магмой, в то время как для Na₂O, K₂O и, в особенности, для Al₂O₃ картина обратная. При этом глинозем при магматическом замещении проявлял себя в качестве инертного компонента.

Подобную картину можно объяснить с позиции смены минеральных парагенезисов. При формировании твейтозитов вынос кремнезема, глинозема и щелочей определялся реакциями растворения всего объема кварца и значительного – щелочных полевых шпатов, однако существенная часть SiO₂ фиксировалась в новообразованных пироксенах. В ходе же магматического замещения оставшийся объем полевых шпатов прореагировал с кальцитом, что привело к образованию нефелина, волластонита и флюидной фазы⁴⁵. Кристаллизация нефелина в столь своеобразной для данного минерала карбонатной среде определило его специфическую обогащенность анортитовым миналом. В реакцию с кальцитом вступила лишь часть кремнезема, мобилизованного из полевых шпатов, в то время как остальной его объем был вынесен с флюидной фазой. Щелочи также частично отделялись во флюид, однако высвобождаемый совместно с ними алюминий полностью сохранялся в продукте магматического замещения, входя помимо нефелина в клинопироксен с повышенным содержанием жадеитового минала (до 2.4 мас.% Al₂O₃) и титанит специфического состава (1.3÷1.4 мас.% Al₂O₃).

⁴⁵ Стоит отметить, что данный набор продуктов отвечает полученному экспериментально в результате высокотемпературного воздействия на смесь из 45-55 мас.% альбита, 20-30 мас.% кальцита и 25 мас.% H₂O (Watkinson, Wyllie, 1969).

Бóльший интерес представляет поведение Fe, Mg, Mn. Данные элементы приносились флюидом, осаждались в базификатах, однако при магматическом замещении подвергались ремобилизации и выносу. В первую очередь это указывает на то, что вышеозначенные элементы разделялись строго в пользу флюидной фазы. Кроме того, описанный механизм подразумевает многократное пульсационное поступление в обрамляющие породы новых порций Fe, Mg, Mn. При этом состав отделявшейся от расплава флюидной фазы должен был динамично изменяться. Это подтверждается присутствием тонкой осцилляторной зональности в мощных каймах клинопироксенов из твейтозитов, окружающих ксеноморфные ядра «фенитового» пироксена. Последние, вероятно, и послужили центрами кристаллизации (Рис. 22г).

Титан при базификации вел себя аналогично двухвалентным основаниям, активно приносясь флюидом в твейтозиты. Однако в ходе магматического замещения Ti (подобно алюминию) был инертен, фиксируясь в титаните. В то же время в ряде проб альвикитов-I значительный объем титана содержится в андрадите (меланите), морфология зерен которого и его микроструктурные взаимоотношения с прочими минеральными фазами указывают на метасоматическую природу (Рис. 29б).

Для определения химизма преобразований, обусловивших формирование автосоматической минеральной ассоциации силикокарбонатита (в которую входит и указанный гранат), химический состав породы был пересчитан по атомно-объемному методу с учетом составов слагающих минералов (Казицын, Рудник, 1968). В $10\,000\text{ \AA}^3$ исследуемого альвикита-Ia присутствует (в молекулярно-объемных единицах; там же, стр. 151):

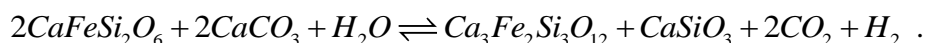
$$5.105Cal + 3.842Wo + 1.107Cpx[Di_{0.46}Hd_{0.41}Ae_{0.13}] + 0.980Nph[Ne_{0.76}Ks_{0.14}An_{0.06}Q_{0.04}] + 0.573Anr + 0.389Po + 0.360Ttn + 0.118Ap. \quad (24)$$

что отвечает петрографическому облику породы

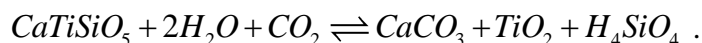
$$31.3\text{ об.}\% Cal + 25.5\text{ об.}\% Wo + 17.9\text{ об.}\% Nph + 12.4\text{ об.}\% Cpx + 5.1\text{ об.}\% Anr + 3.3\text{ об.}\% Ttn + 3.1\text{ об.}\% Ap + 1.4\text{ об.}\% Po. \quad (25)$$

Нормативные объемные содержания минеральных фаз близки таковым в модальном составе породы, определенном по стандартной петрографической методике (точечным методом с применением планиметрической сетки по 1000 и более точкам; Кочурова, 1977, стр. 86-87), результаты применения которой приведены в Таблице 2. Это подтверждает корректность проведенного пересчета.

Исходя из наблюдающейся минеральной ассоциации породы, наиболее вероятным механизмом образования андрадита является реакция, предложенная в работе (Bunr, 1971) и принимающая в присутствии водной флюидной фазы вид:

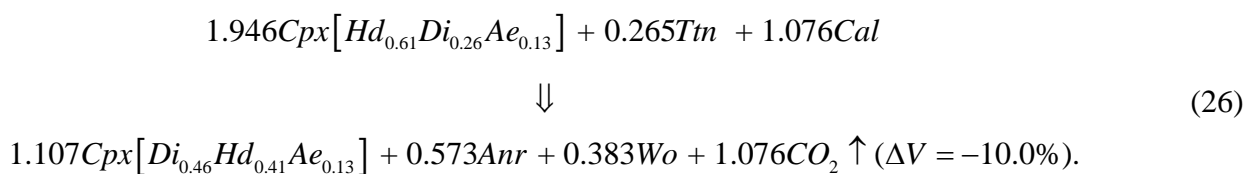


Эта реакция инициирует еще одно химическое преобразование, часто наблюдающееся в карбонатитах и ведущее к образованию на месте титанита вторичного кальцита и титан-содержащих минералов (Chakhmouradian, 2004):



Пример реализации данной реакции можно непосредственно наблюдать в феррокарбонатитах Озерной Вараки, в которых по титаниту развиваются полные рутил-кварц-карбонатные псевдоморфозы, сохраняющие специфический «титанитовый» облик (Рис. 55). В анрадит-содержащих разновидностях альвикитов титан, высвободившийся в результате разложения титанита, не обособливался в виде собственной фазы, а входил в состав граната, что и определило химическую специфику последнего.

Предполагая, что автометасоматоз не сопровождался привнесением-выносом компонентов, а происходил в условиях системы, открытой только для летучих, а также учитывая модальные составы минеральных фаз, определенные методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа, химическая реакция образования минералов автометасоматического парагенезиса принимает вид:



«Реконструированный» таким образом состав геденбергита оказался более железистым, чем это определено для клинопироксенов из твейтозитов, что согласуется с оценками пропорций выноса железа и магния, полученными на основе масс-баланса.

В левой части уравнения (26) присутствует сразу три реагирующих фазы, в связи с чем подобное преобразование могло происходить лишь при условии активного участия флюидной фазы, осуществлявшей транспорт вещества между реагировавшими минералами по межзерновому пространству. Этому способствовало то, что протекание подобной реакции должно было сопровождаться существенным отрицательным объемным эффектом (уменьшение объема -10.0 % от исходного), что, с одной стороны, позволило «освободить место» для новообразованного граната, а с другой – создало зону локальной трещиноватости («разуплотнения») вокруг растущих кристаллов андрадита. В то же время при удалении от центров кристаллизации эта трещиноватость должна была быстро сходить на нет, так как общее

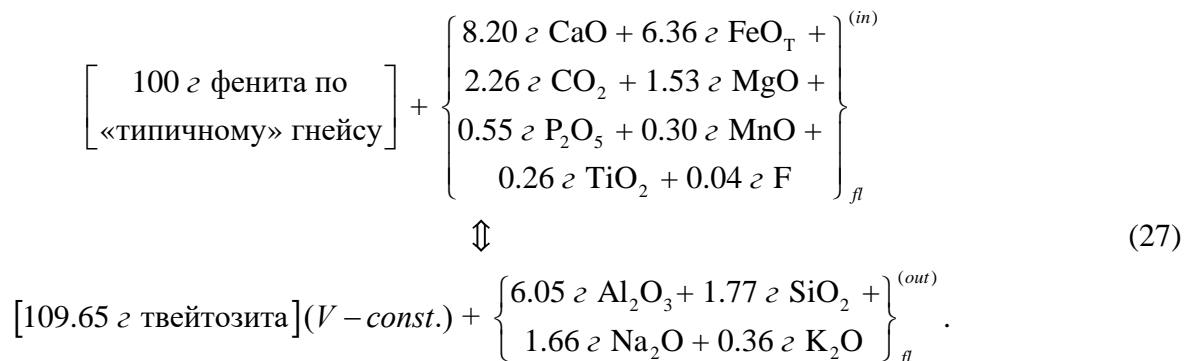


Рис. 55. Рутил-кварц-карбонатные псевдоморфозы по титаниту, феррокарбонатит. Отраженный свет, при одном никеле.

изменение объема пренебрежимо мало ($\Delta V = -2.2\%$). Это связано с тем, что в химическое преобразование (26) было задействовано относительно немного вещества, так как исходя из (25) продукты реакции составляют всего 20 об. % альвикитов-Ia. Такой результат полностью согласуется с присутствием вокруг андрадитовых обособлений системы прожилок, выполненных гранатом (Рис. 29a). При этом мощность этих прожилок уменьшается вплоть до нитевидной на периферии зоны трещиноватости, где гранат зачастую слагает тончайшие пленки вокруг прочих минеральных фаз.

Таким образом, до начала аутометасоматического процесса титанит являлся одним из породообразующих фаз альвикитов-I. Действительно, в безгранатых разновидностях рассматриваемых пород присутствуют шпидеры, чрезвычайно богатые данным минералом. Специфические условия кристаллизации титанита (отсутствие каких-либо конкурирующих минералов-концентраторов HFSE; повышенная активность глинозема, задаваемая сопутствующим растворением щелочных полевых шпатов; высокие концентрации железа во флюидной фазе) определили специфику его состава – одновременную обогащенность Nb, Al и Fe. Кроме того, экспериментальным путем было доказано (Lucassen *et al.*, 2010), что вхождение алюминия в структуру титанита во многом зависит от содержания в среде минералообразования фтора – компонента, которым ранние кальцитовые карбонатиты заметно обогащены.

В пределах юго-западного фланга массива вблизи от альвикитов-II базификации подверглись фениты по «типичным» гнейсам. Схематическая реакция образования твейтозита в этом случае принимает вид:



Сравнение данной реакции с уравнением (22) позволяет заключить, что процесс формирования твейтозитов, по меньшей мере, на уровне петрогенных компонентов носил сходный характер на всех участках фенитового ореола, независимо от состава протолита.

Привлекает внимание, что при формировании твейтозитов вблизи от альвикитов-II в фениты приносилось количество двуокиси титана хоть и меньшее, чем при базификации «железистых» гнейсов, но все же превосходящее содержание TiO_2 в материнском альвиките (см. Таблицу 18, анализ № 5), что является еще одним указанием на то, что титан, в первую очередь, распределялся в пользу флюида. Аналогичный вывод об активном переходе во флюидную фазу можно сделать и по поводу марганца, которым карбонатитовый расплав был обогащен. Это, вероятно, и определило его повышенные содержания в клинопироксенах «карбонатитового» тренда как собственно из твейтозитов (см. Таблицу 6, анализы № 2, 4), так и

из прочих алюмосиликатных метасоматитов контактового ореола (см. [Таблицу 5](#), анализы, отнесенные к генерации Aeg-Aug-2).

Редкоземельные элементы (как легкие, так и тяжелые) с различной интенсивностью привносились в твейтозиты, активно фракционируя ([Рис. 56](#)).

Крупноионные литофильные элементы разделились на две ассиметричные группы. Первая включает компоненты, которые содержались в карбонатитовом расплаве в дефиците по отношению к вмещающим фенитам. К таковым относятся K, Ba, Rb и Cs. В процессе базификации происходила нивелировка их концентраций за счет выноса из фенитов, в результате чего содержания перечисленных элементов в твейтозитах занимают промежуточные положения между фенитами и карбонатитами. Аналогично вел себя и литий.

Особняком стоит еще один LIL-элемент – стронций, которым кальцитовые расплавы были чрезвычайно богаты. Согласно проведенным расчетам, привнос Sr в твейтозит составил всего 54 % от первоначального содержания в фените. В то же время, судя по тому, что стронцием существенно обогащены минералы «карбонатитового» параненезиса (см. [раздел 4.13](#)), данный элемент далеко не полностью фиксировался в зоне твейтозитов.

Что касается редких высокозарядных элементов, то они также не проявили геохимического единообразия. Так, для близких по своим свойствам титану Zr и Hf обнаруживается их заметный привнос в твейтозиты, в то время как ниобием и танталом, судя по всему, были обеднены как сам карбонатный расплав, родоначальный для поздних кальцитовых карбонатитов, так и равновесный с ним флюид.

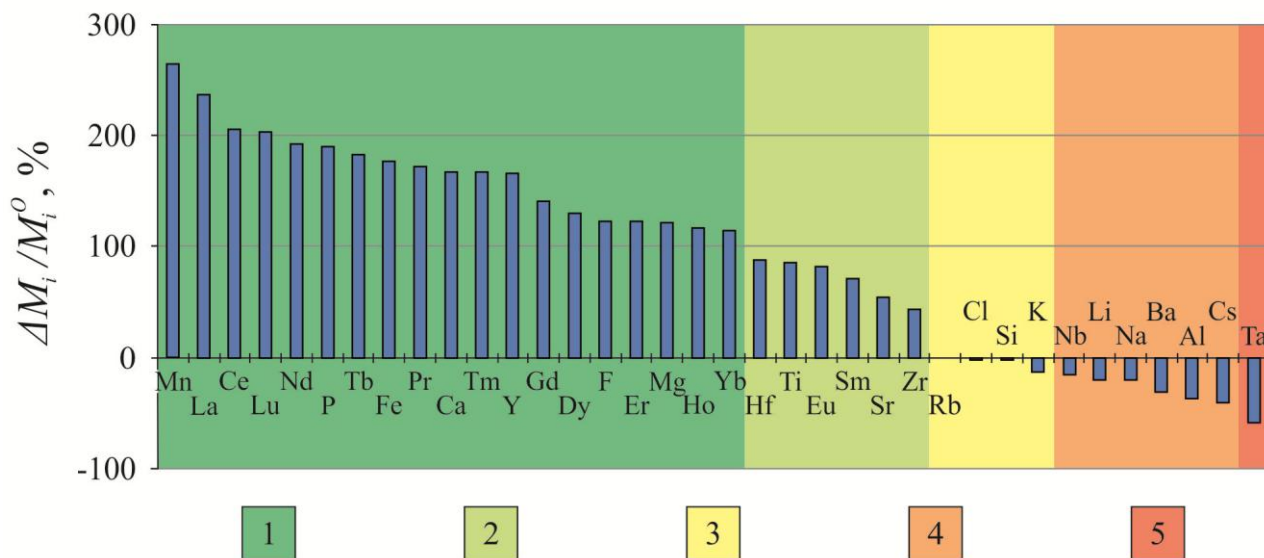
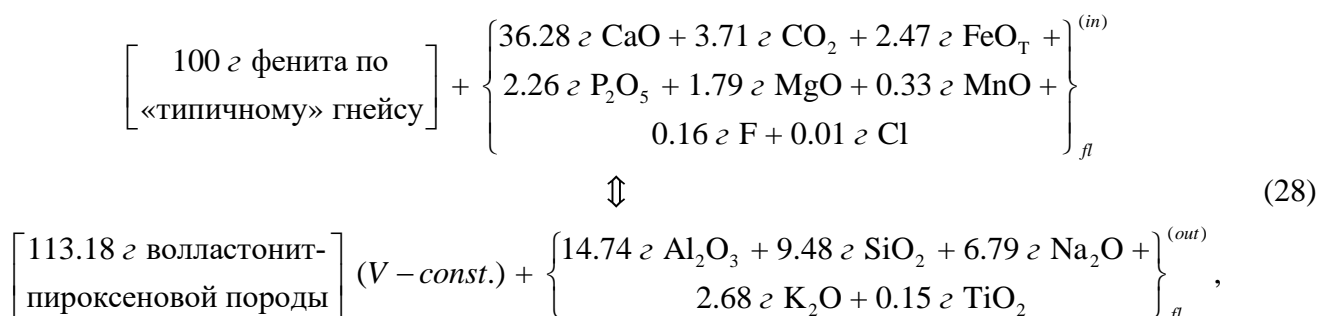
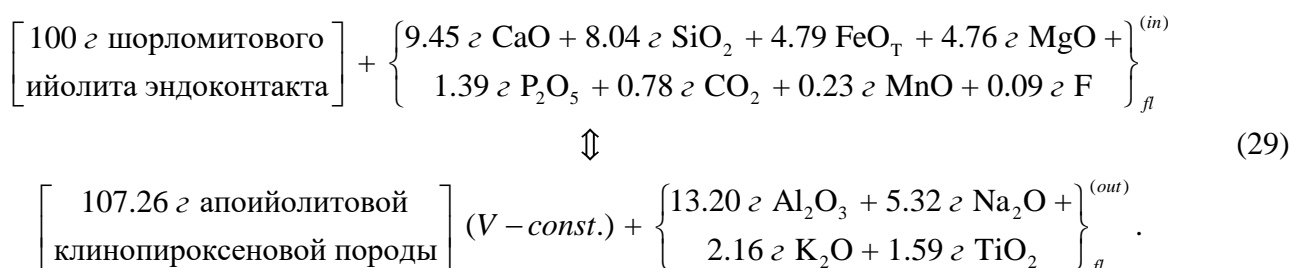


Рис. 56. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i / M_i^0$) для модели образования твейтозита путем замещения фенита по «типичному» гнейсу. Степень подвижности компонентов: 1 – активно привносились; 2 – умеренно привносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

По своим геохимическим параметрами образования с твейтозитами сходны волластонит-клинопироксеновые породы, сформировавшиеся при основном метасоматозе по «типичным» гнейсам (но вне контактовых ореолов карбонатитов!):



а также комплементарные им клинопироксеновые метасоматиты, протолитом для которых послужили шорломитовые ийолиты эндоконтакта:



Необходимо напомнить, что эти породные разновидности представляют собой две метасоматические фации (апофенитовую и апоийолитовую), сформировавшиеся в результате воздействия единого флюида. Именно разница в химизме протолитов определяет установленное поведение Si. В результате того, что протолит апоийолитовых метасоматитов был более основным, чем у апофенитовых, в первые кремнезем привносился, а из вторых – выносился. По остальным петрогенным компонентам модели метасоматического образования обеих породных разновидностей в общих чертах сходны с моделью формирования твейтозитов, отличаясь направлением миграции титана. Более высокие абсолютные величины выноса Ti, установленные для апоийолитовых метасоматитов, также определяются спецификой их протолита, изначально более титанистого. Между собой апофенитовые и апоийолитовые базификаты различаются по тому, в каких пропорциях привносились Ca, Mg и Fe, что и определило их принадлежность к двум подотрядам основных метасоматитов (соответственно – к кальциевому и к магнезиально-железистому).

В конечном итоге оказанное флюидное воздействие привело к стиранию исходных петрохимических различий протолитов и сближению составов базификатов по породам эндо- и экзоконтакта (см. Рис. 41). Подобное нивелирование химизма проявлено и на уровне редких элементов (см. Таблицу 31, Таблицу 33), что, в силу контрастности их распределений в фенитах экзоконтакта и шорломитовых ийолитов эндоконтакта, потребовало существенного и, подчас, разнонаправленного перераспределения LILE, HFSE и REE (Рис. 57). Установленное сближение составов указывает на интенсивность метасоматической переработки, продукты которой отражают особенности флюидной фазы, а не протолитов.

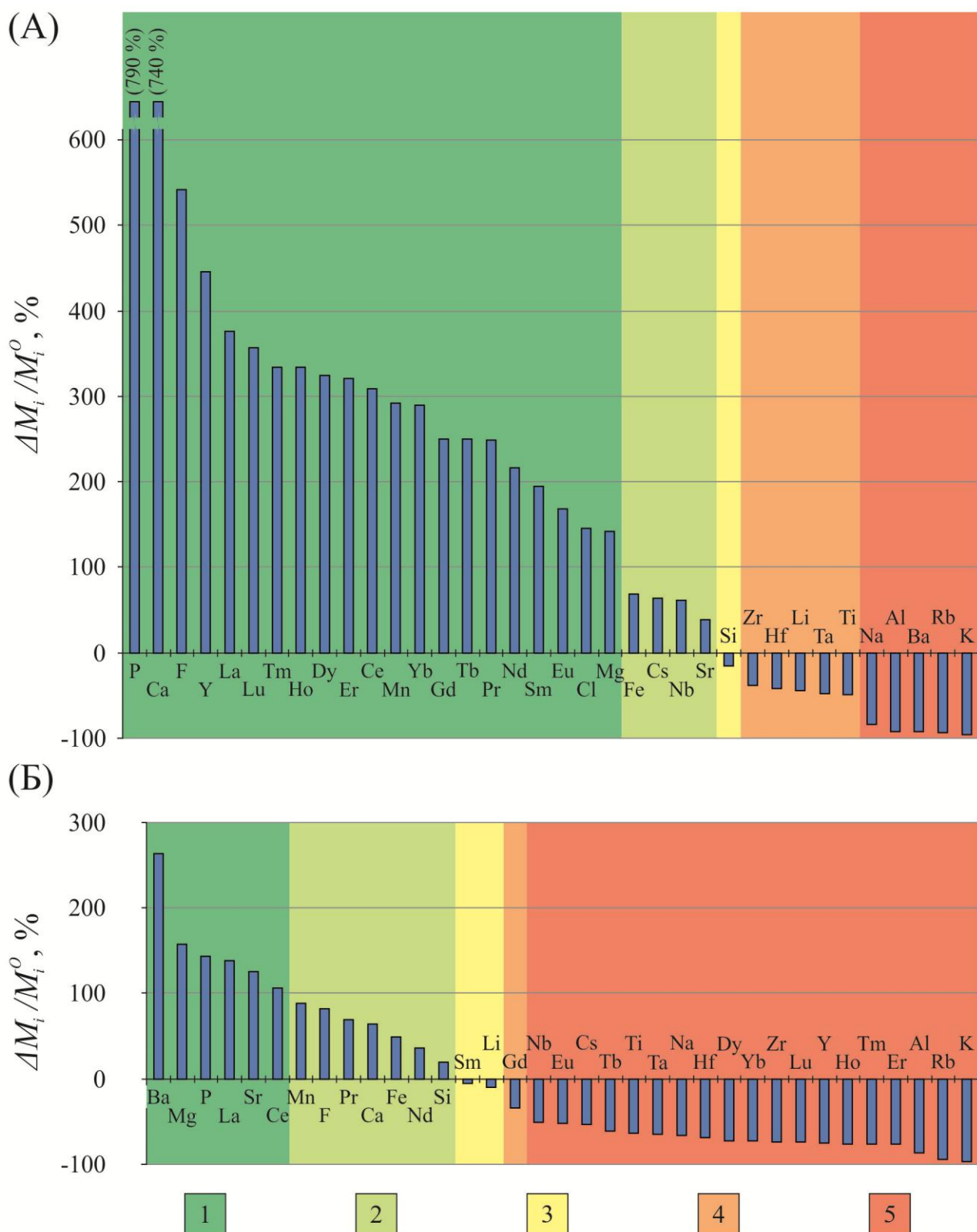


Рис. 57. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i / M_i^0$) для моделей образования **(А)** волластонит-клинопироксеновой породы по «типичному» апогнейсовому фениту и **(Б)** апофилитового клинопироксенового метасоматита по шорломитовому ийолиту эндоконтакта. Степень подвижности компонентов: 1 – активно приносились; 2 – умеренно приносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

Судя по всему, данный флюид нес в себе существенный объем редкоземельных элементов, причем содержащиеся в нем REE были фракционированы. Об этом свидетельствует баланс масс, выполненный для модели апоийолитового метасоматита, протолит которого характеризовался линейным пологим спектром распределения ($La_{cn}/Yb_{cn} = 9.4$). В то же время селективный привнос-вынос редкоземельных элементов (привнос LREE и вынос HREE) привел к росту La_{cn}/Yb_{cn} отношения до 85.3

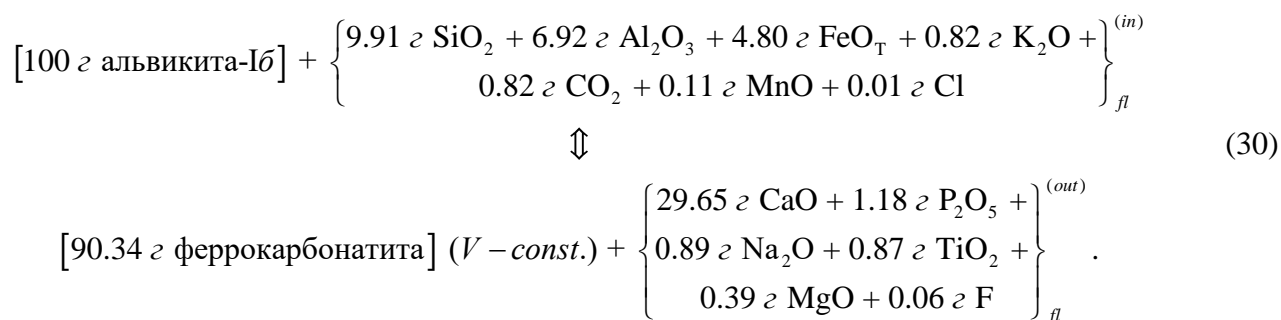
Высокозарядные элементы в целом вели себя сходно с титаном, то есть они выносились как из апофенитовых, так и из апоийолитовых метасоматитов, что указывает на недосыщенность по отношению к ним флюида.

За вычетом Sr и Ba редкие крупноионные литофильные элементы (так же как и калий – единственный из LILE представитель петрогенных компонент) активно выносились при образовании обеих рассматриваемых разновидностей пород. Стронций, которым воздействовавший флюид был насыщен, напротив, привносился. Барий, так же как и кремний, накапливался в изначально бедных этим компонентом ийолиты и выносился из относительно богатых Ba фенитов.

Устойчивой чертой всех рассмотренных процессов базификации является уже отмеченный ранее привнос марганца, что позволяет рассматривать данный элемент в качестве еще одного (наряду со стронцием) индикатора карбонатитового процесса как на петрохимическом, так и на минералогическом уровне. Кроме того, основной метасоматоз, инициированный раствором из карбонатитового источника, сопровождался значительным привносом фосфора, который, исходя из результатов моделирования, интенсивно отделялся из расплава во флюидную фазу. Выводы о значимости Mn и P в качестве «карбонатитовых меток» полностью согласуются с результатами факторного анализа (см. Рис. 46А).

Рассмотрение процессов флюидной переработки пород контактового ореола массива Озерная Варака не будет полным без анализа привноса-выноса компонентов при образовании метасоматитов, наиболее поздних по общегеологическим предпосылкам, – феррокарбонатитов альбитизированных пород, а также флогопитизированных твейтозитов.

Исходя из имеющихся наблюдений, феррокарбонатиты являются продуктом замещения ранних альвикитов-I. Для моделирования был выбран типичный по своим петрографо-минералогическим и геохимическим характеристикам образец феррокарбонатита и неизмененный альвикит-Iб из его ближайшего окружения. Рассматриваемое метасоматическое преобразование происходило по схеме:



Как следует из этой реакции, а так же из рассчитанных величин $\Delta M_i/M_i^0$ (Рис. 58), в ходе процесса замещения альвикита интенсивно привносились железо и, в меньшей степени, марганец, а также выносился кальций при инертном поведении магния, что и обеспечило преобразование кальцитового карбонатита в феррокарбонатит. Важным представляется то, что в процессе образования феррокарбонатитов набор прочих привнесенных компонентов (Si, Al, K, Li, Rb, Cs) соответствуют тому веществу, которое было мобилизовано «отработанным» флюидом из фенитизированных пород при их базификации. При этом формирование феррокарбонатитов сопровождалось активным выносом Na, P, HFSE (включая титан), REE (цериевой группы интенсивней, чем иттриевой), Ba и Sr.

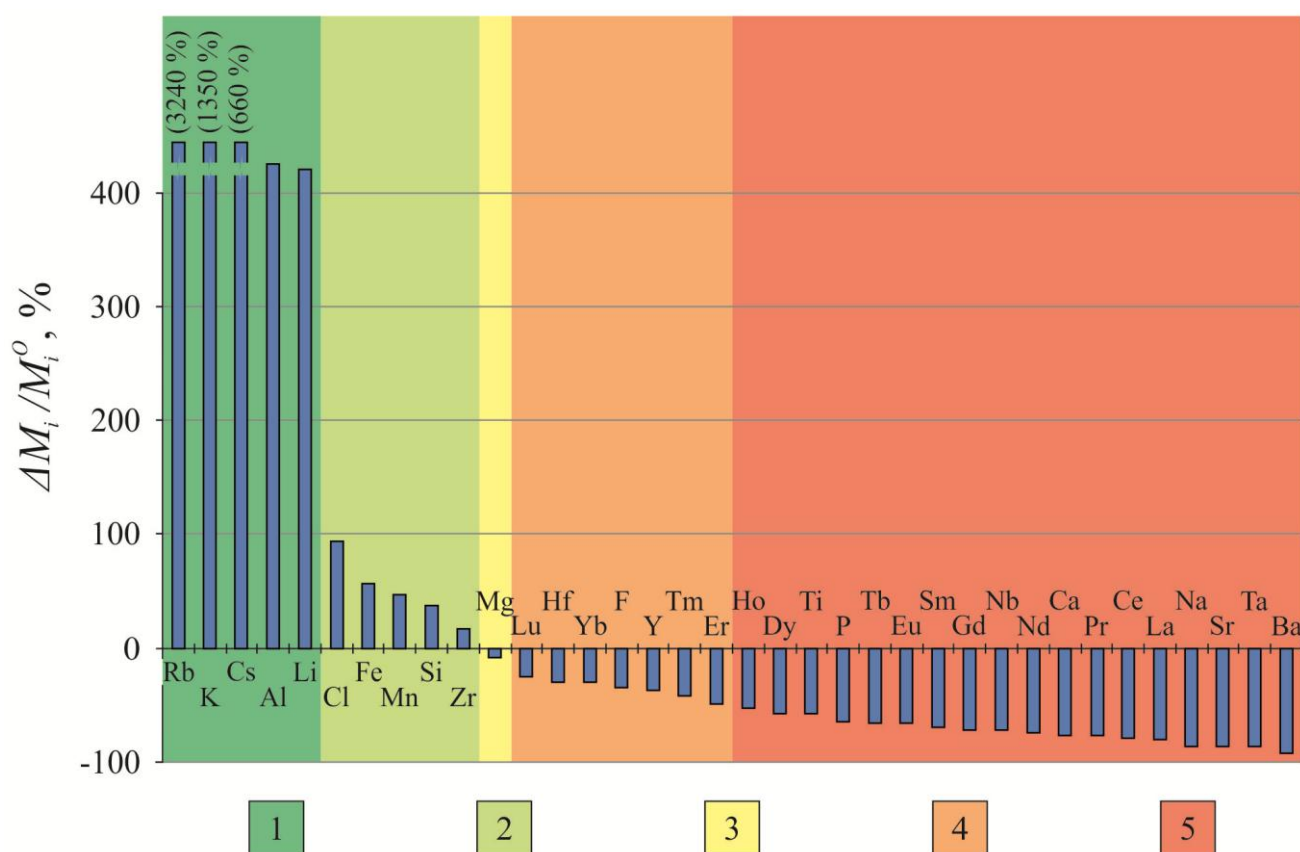
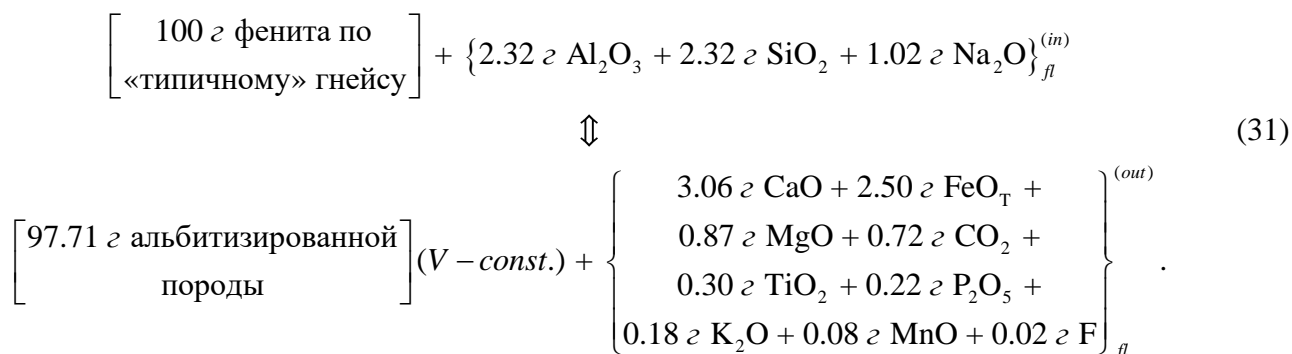


Рис. 58. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) для модели образования феррокарбонатита по альвикиту-Іб. Степень подвижности компонентов: 1 – активно привносились; 2 – умеренно привносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

Как было показано в предыдущих разделах, альбитизированные породы представляют собой метасоматиты, сформировавшиеся по фенитам и фенитизированным гнейсам фойдолитового этапа становления комплекса. Данные образования пространственно связаны с базификатами: в обрамлении карбонатитов они составляют фронтальные зоны метасоматических колонок (Рис. 12), а вблизи волластонит-клинопироксеновых пород формируют узкие участки замещения в примыкающих фенитах (Рис. 3Б).

Схематическая реакция метасоматического преобразования для альбитизированных пород, ассоциирующих с волластонит-клинопироксеновыми породами, указывает на то, что в ходе данного процесса большинство петрогенных и редких компонентов из эдукта выносилось:



Из данной реакции следует, что при образовании альбитизированных пород изначально щелочной протолит (апогнейсовый фенит) дополнительно привносился натрий, что указывает на ультращелочной состав воздействовавшего флюида. Вместе с тем данные породы, так же как и феррокарбонатиты, при формировании обогащались кремнеземом и глиноземом. По всей видимости, данные компоненты вместе со щелочами были ремобилизованы во флюидную фазу, вызвавшую базификацию и продолжившую инфильтроваться в окружающее пространство. Высокая вероятность этого сценария подтверждена результатами проведенного дискриминантного анализа (см. Рис. 42 и выводы в разделе 5.1).

Геохимическая близость процесса альбитизации с моделью образования феррокарбонатитов проявлена как на уровне петрогенных, так и редких элементов (Рис. 59), что может указывать на общность петрогенетических процессов, вызвавших их образование. Так, при низкой подвижности редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) из альбитизированных пород интенсивно выносились P, Sr, Ba, все HFSE (включая Ti), а также REE, однако характер выноса последних был иным (более активно мигрировали LREE). Последнее обстоятельство отражается в значениях величин La_{cn}/Yb_{cn} : если при формировании феррокарбонатитов оно по отношению к эдукту снизилось с 202 до 55.3, то для альбитизированных метасоматитов это отношение выросло от 47.4 до 103 (см. Таблицу 33).

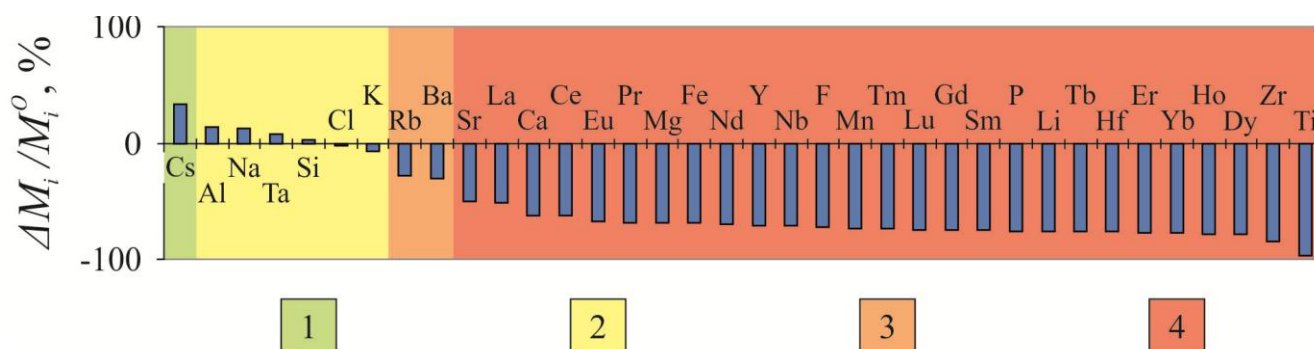
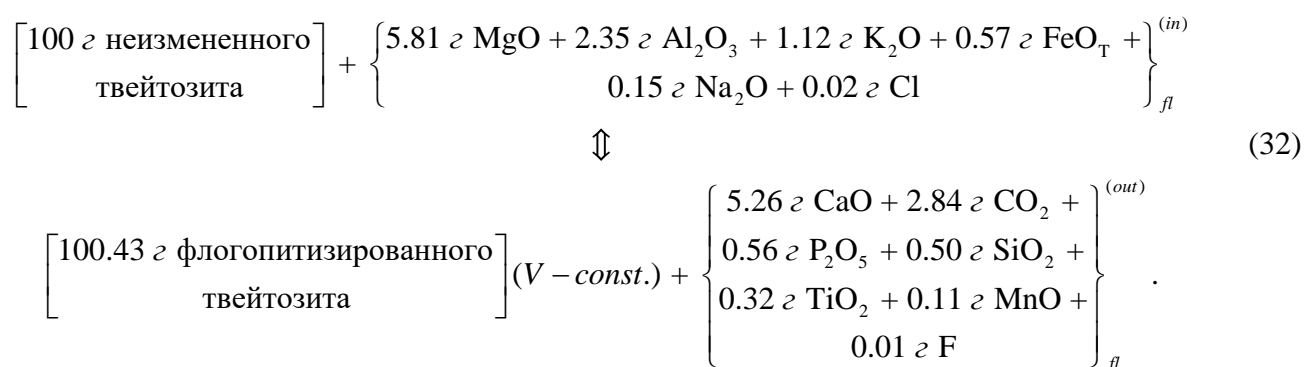


Рис. 59. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) для модели образования альбитизированной породы по фениту. Степень подвижности компонентов: 1 – умеренно привносился; 2 – малоподвижные компоненты; 3 – умеренно выносился; 4 – активно выносился.

Различен и тип щелочности. В альбитизированных породах накапливался натрий и выносился калий, что свидетельствует о воздействии высокотемпературного ($> 500^{\circ}\text{C}$) водного флюида, бедного CO_2 (Rubie, Gunter, 1983). В противоположность этому, в феррокарбонаты привносился калий, а натрий, напротив, экстрагировался и выносился воздействовавшей флюидной фазой. Это может объясняться либо снижением температурного режима ($< 400^{\circ}\text{--}450^{\circ}\text{C}$) при существенно водном составе флюида, либо метасоматической переработкой углекислотным флюидом при температуре свыше 600°C (там же). Во втором случае изменение состава раствора может быть объяснено буферным влиянием замещаемого карбонатитового вещества.

В заключение рассмотрим химизм процесса ослюденения твейтозитов, выявленный по итогам статистической обработки петрохимических данных. Преобразование неизмененного твейтозита во флогопитизированный принимает вид:



Сопоставление результатов расчета масс-баланса с характеристиками фактора ΦII (см. раздел 5.1, Рис. 45) подтверждают корректность выводов, сделанных по итогам применения метода главных компонент:

– если формирование твейтозитов несет в себе однозначные признаки процесса карбонатитового этапа, выраженные в активной карбонатизации и апатитизации преобразуемых фенитизированных пород [см. (22) и (27)], а так же в накоплении таких индикаторных компонентов карбонатитового процесса, как Sr и Mn, то наложенная на твейтозиты флогопитизация является процессом, затушевывающим перечисленные признаки.

Этот вывод может иметь практическую значимость ввиду потенциальной промышленной апатитоносности твейтозитов (Данилин и др., 1982; Бочаров, 2008). Возможность его экстраполяции на другие щелочно-ультраосновные комплексы, несущие в себе (в отличие от массива Озерной Вараки) фосфатную рудную нагрузку, несомненно, требует отдельного изучения.

В качестве обобщения результатов, представленных в настоящем разделе, рассмотрим направленность миграции отдельных элементов и их групп в ходе различных метасоматических процессов, суммарное воздействие которых и определило современный облик пород контактового ореола.

Практически на всех этапах становления комплекса из вмещающих пород интенсивно выносился **кремний**, что обусловлено недосыщенностью по отношению к данному элементу источников флюидной фазы (карбонатитовых и щелочно-ультраосновных расплавов) при кислых (в большинстве случаев) составах протолитов. Исключение составляют локально протекавшие процессы образования феррокарбонатитов, альбитизация фенитов и фенитизация «железистых» гнейсов. Во всех указанных случаях привнос кремнезема происходил в протолиты, относительно не богатые SiO_2 (средние по составу «железистые» гнейсы и фениты, кальцитовые силикокарбонатиты), что обеспечило достаточную для осаждения разность химических потенциалов. При этом источником привноса кремнезема послужило вещество самих пород контактового обрамления, ремобилизованное в ходе сопряженных процессов базификации (включая образование клинопироксен-полевошпатовых фенитов по «железистому» протолиту). Наибольшими масштабами выноса кремния характеризовался щелочной метасоматоз фойдолитового этапа. В ходе этого процесса зоной кислотного преобразования (сброса вынесенного кремнезема) служили неизменные гнейсы вне фенитового ореола, не несущие на себе признаков щелочного воздействия. В связи с этим в данных породах широко распространены участки прожилкового окварцевания.

Другой кислотный компонент, **алюминий**, был менее мобильным. Глинозем активно привносился лишь в незначительный объем пород тыловой зоны колонки фенитизации, фиксируясь в апогнейсовых фенитах. При формировании фронтальной зоны фенитизации, породы которой (фенитизированные гнейсы) составляют основную часть контактового ореола, алюминий вел себя инертно. Процессы базификации карбонатитового этапа сопровождались выносом глинозема. Ремобилизованный подобным образом алюминий (так же как и кремний) впоследствии был вовлечен в образование «посткарбонатитовых» метасоматитов – альбитизированных пород, феррокарбонатитов, флогопитизированных твейтозитов.

Железо и магний выступали в качестве активных агентов базификации, которые фиксировались в непосредственной близости к источникам вещества (щелочно-ультраосновным магмам и карбонатитовым расплавам). При этом в ходе карбонатитообразования оба компонента разделялись строго в пользу отделяемой флюидной фазы. «Посткарбонатитовые» преобразования вели к фракционированию Mg и Fe: при альбитизации они активно выносились из изменяемых пород, образование феррокарбонатитов сопровождалось привносом железа при инертном поведении магния, в то время как флогопитизация происходила при высокой активности магния и низкой – железа.

Кальций играл ведущую роль в метасоматических процессах карбонатитового этапа, активно накапливаясь в продуктах базификации. В ходе раннего щелочного метасоматоза основной объем Ca (также как и Mg, Fe, Al), отделившегося с флюидом от щелочно-ультраосновной магмы, был зафиксирован в узкой зоне фенитов, непосредственно примыкающей к контакту с интрузивом. При формировании всех исследованных разновидностей «посткарбонатитовых» метасоматитов кальций интенсивно выносился из преобразуемых пород. Все это в полной мере относится и к геохимически сходному с кальцием **стронцию**, а также к **фосфору** и **марганцу**, что позволяет рассматривать данную группу

элементов (Ca, Sr, Mn, P) в качестве индикаторов метасоматоза, индуцированного карбонатитовым процессом.

Натрий и, в меньшей степени, **калий** являлись единственными петрогенными компонентами, активно экстрагируемыми флюидом из щелочно-ультраосновной магмы. Их привнос определил минералого-геохимическое преобразование пород не только в тыловой, но и во фронтальной частях метасоматической колонки фенитизации. В то же время метасоматоз карбонатитового этапа был сопряжен с выносом щелочных компонентов из сферы метасоматического преобразования, причем калий зачастую терялся интенсивней натрия, так как для последнего в качестве одной из фаз-носителей выступал клинопироксен, образовавшийся в процессах основного метасоматоза или, по меньшей мере, устойчивый к ним. Крайним случаем практически полной потери щелочей и глинозема служит пример волластонит-пироксеновых пород, в ходе формирования которых волластонит избирательно замещал щелочные полевые шпаты. При образовании твейтозитов существенная доля щелочей все же сохранялась, что может быть объяснено присутствием в воздействовавшем карбонатитовом флюиде карбонатов Na и K. В дальнейшем ремобилизованные из зон базификации щелочные компоненты фиксировались в продуктах «посткарбонатитового» метасоматоза, то есть вели себя аналогично описанным выше Si и Al.

Миграция **бария** в большинстве случаев имела ту же направленность, что и у геохимически близкого к нему калия. В ходе раннего щелочного метасоматоза оба компонента привносились, а при базификации и позднем щелочном метасоматозе – выносились, однако интенсивность массопереноса была во всех случаях для бария в разы выше, чем для калия. Это свидетельствует о высокой подвижности рассматриваемого элемента в широком спектре геохимических обстановок. Разделение Ba и K было установлено для двух процессов. При образовании феррокарбонатитов барий вместе со стронцием (и кальцием!) выносились. Потери обоих компонентов составили около 90 %. В то же время калий и прочие одновалентные LIL-элементы активтивно накапливались в продукте метасоматической переработки. Таким образом, в ходе образования феррокарбонатитов барий проявлял сродство с щелочноземельными металлами, а не с щелочными LILE. При формировании апоийолитовых клинопироксеновых базификатов наблюдается противоположная картина (калий выносился, барий привносился), однако в этом случае установленное разделение является лишь следствием специфического состава протолита (шорломитового ийолита), чрезвычайно бедного Ba. Интересная картина наблюдается в волластонит-клинопироксеновых породах, в которых барий и калий конкурировали за оставшийся глинозем, результатом чего стало появление специфической генерации анортоклаза, резко обогащенного Ba. Итог этой конкурентной борьбы отражен и в результатах баланса масс (вынос K составил 96 %, а Ba – 93 % от первоначальных содержаний).

Редкие щелочные металлы (Li, Rb, Cs) проявляли единство геохимического поведения лишь при базификации (включая процесс формирования пород тыловой зоны колонки фенитизации) и образовании феррокарбонатитов. В первом случае вся группа элементов выносилась, во втором – очень активно накапливалась в продукте переработки (феррокарбонатите). В ходе остальных рассмотренных процессов наиболее простой в

объяснении является направленность миграции рубидия, которая аналогична поведению калия. Причина этого кроется в близости ионных радиусов данных элементов, в результате чего Rb мог эффективно замещать K в типичных породообразующих минералах пород экзоконтакта, например – в калиевом полевом шпате. В противовес рубидию изоморфная смесимость цезия и калия не является полной, так как разница в ионных радиусах Cs и K не удовлетворяет правилу Гольдшмита. Это объясняет отсутствие связи в поведении K и Rb с одной стороны и Cs – с другой. Мало того, в ряде процессов (фенитизации гнейсов, альбитизации гранитов) Cs и Rb были антагонистами (привнос первого сопровождался выносом второго и наоборот).

Титан и прочие **высокозарядные элементы** (Zr, Hf, Nb, Ta) так же разделялись в большинстве рассмотренных процессов. При щелочном метасоматозе титан практически не переходил из щелочно-ультраосновного расплава во флюид. На это указывает инертность данного компонента при фенитизации как «типичных», так и «железистых» гнейсов [см. реакции (18), (19), (20), (21)]. В то же время именно титанит выступает в качестве основного концентратора редких высокозарядных элементов, которые, в отличие от титана, интенсивно выносились из интрузива в контактовый ореол. Это свидетельствует об активной перекристаллизацию титанита в ходе фенитизации, а также появлении его новой генерации, образовавшейся за счет компонентов, высвободившихся при разложении минералов протолита *in situ* (Ca – из раскислявшегося и замещавшегося альбит-калишпатовыми агрегатами олигоклаза, Ti – из титанистого биотита, Si – из кварца). Структурным признаком этого процесса служит присутствие в фенитах и фенитизированных гнейсах кумулобластовых скоплений, сложенных титанитом и клинопироксенами. Произведенные расчеты показали, что с флюидной фазой из расплава было вынесено порядка 50 % содержавшегося в нем тантала, около трети – ниобия и 15 % циркония и гафния.

В процессе кристаллизации карбонатитов титан преимущественно переходил во флюидную фазу, что может объясняться щелочным водно-углекислотным составом последней (Крайнов, Швец, 1992). Именно такой флюид способен эффективно экстрагировать и переносить элементы-комплексобразователи (например, HFSE и REE). В то же время дальность переноса титана и редких высокозарядных элементов ограничивалась базификатами ближайшего окружения (твейтозитами), которые, по всей видимости, стали геохимическим барьером для указанной группы компонентов. Это объясняет причину их дефицита в волластонит-клинопироксеновых породах – кальцитовых базификатах, разобщенных с карбонатитовым источником. В ходе «посткарбонатитовых» преобразований (альбитизации и образования феррокарбонатитов) все HFSE активно выносились из пород, подвергшихся метасоматической переработке.

Редкоземельные элементы на фойдолитовом этапе становления комплекса были малоподвижными и при отделении флюида от щелочно-ультраосновной магмы преимущественно оставались в расплаве. Исключение составляет церий, для которого был определен заметный привнос в фенитизированные породы, причем существенный его объем фиксировался в узкой полосе фенитов тыловой зоны метасоматической колонки. Исходя из специфичности геохимического поведения Ce относительно прочих REE и его сходстве с

поведением HFSE можно заключить, что церий экстрагировался из расплава и мигрировал в обрамляющие породы в виде Ce^{4+} . Переход в окисленную форму, вероятно, определялся высоким окислительным потенциалом щелочного раствора. При базификации карбонатитового этапа редкоземельные элементы напротив очень активно мигрировали в обрамляющие породы с флюидом. Процессы «постмагматического» метасоматоза сопровождались выносом всего спектра REE, причем при альбитизации более активно терялись редкоземельные элементы иттриевой группы, а при образовании феррокарбонатитов – цериевой.

5.4. Изотопные индикаторы постфенитовых процессов, протекавших в контактовом ореоле массива

К настоящему времени особенности поведения различных изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U-Pb) в ходе формирования фенитов и фенитизированных гнейсов, обрамляющих интрузив Озерной Вараки, уже подробно рассмотрены в работах В.М. Саватенкова с соавторами (Саватенков и др., 1995; Саватенков и др., 2004). Опираясь на эти данные, а так же на результаты оригинального исследования изотопных характеристик пород карбонатитового этапа становления комплекса из контактового ореола массива, была предпринята попытка уточнить ряд нюансов петрогенеза последних, итоги которой изложены в настоящем разделе.

Для определения параметров взаимодействия карбонатитового расплава с фенитизированными породами были проанализированы Rb-Sr и Sm-Nd изотопные систематики валовых проб различных разновидностей карбонатитов, установленных в пределах комплекса (Таблица 37). Первоочередная задача состояла в определении исходного изотопного состава карбонатитового вещества, не затронутого процессами ассимиляции коровой компоненты. Предполагается, что таковое должно характеризоваться наименее радиогенным составом стронция и наиболее радиогенным – неодима. Данным условиям соответствуют изотопные составы сёвитов, для которых на отсутствие контаминации косвенно указывает изотопная гомогенность кислорода и углерода (Таблица 38), соответствующих по изотопному составу первично магматическим карбонатитам (Deines, 1989), а также отмеченные ранее химическая однородность (см. Таблицу 18 и Таблицу 31) и минимальная примесь силикатного материала.

Сравнивая изотопные характеристики проанализированных проб сёвитов с результатами исследования ийолитов внутренней части массива, приведенными в работах (Kramm *et al.*, 1993; Саватенков и др., 2004), можно заключить, что по изотопному составу стронция сёвиты схожи с ийолитами массива [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$ для сёвитов $0.7032 \div 0.7042$, а для ийолитов $0.7034 \div 0.7036$], незначительно отличаясь от них менее радиогенным составом неодима [$\epsilon^{369}_{\text{CHUR}}(\text{Nd}) +2.6 \dots +2.7$ и $+3.3$ для сёвитов и ийолитов соответственно]. Таким образом, родоначальные для пород комплекса щелочно-ультраосновные и карбонатитовые магмы имели близкий изотопный состав стронция и неодима, однако резко отличались по содержаниям данных компонентов. Об этом свидетельствуют результаты простого сопоставления распределений редких элементов в продуктах их кристаллизации – ийолитах и сёвитах (см. Таблицу 31 и Таблицу 32). Если дополнительно учитывать, что карбонатитовый расплав интенсивней терял Sr и REE с флюидной фазой, чем алюмосиликатный щелочно-ультраосновной (см. раздел 5.3), то изначально разница в концентрациях была еще выше.

Необходимо отметить, что образец сёвита EK12-045J12, для которого установлен относительно более радиогенный состав стронция, отобран из краевой части маломощного (не более 40 сантиметров) тела, в то время как EK12-045П2 представляет собой образец из внутренней части дайки мощностью около трех метров. В связи с этим увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по всей видимости, является результатом воздействия со стороны вмещающих пород, причем данное воздействие не оказало влияния на Sm-Nd изотопную систему.

Таблица 37. Изотопные характеристики пород карбонатитового этапа (карбонатитов и твейтозита) из контактового ореола массива Озерная Варака, а так же некоторых минералов, составляющих твейтозит

Проба	Порода	Объект изучения	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (измерен.)	Ошибка (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$	$\varepsilon^{369}_{\text{UR}}(\text{Sr})$
2048/263.3	ALV-Ia	WR	11.4	13287	0.002479	0.70439	19	0.70438	4.34
2048/230.4	ALV-Iб	WR	1.02	11190	0.000264	0.70468	18	0.70468	8.63
EK12-045Л2	SÖV	WR	2.42	11640	0.000600	0.70416	18	0.70416	1.21
EK12-045П2	SÖV	WR	1.24	12167	0.000294	0.70322	17	0.70322	-12.1
2048/232.6	FECB	WR	36.8	1613	0.065969	0.70711	17	0.70676	38.2
2044/163.3	TVTS	WR	22.2	2052	0.030564	0.70504	16	0.70488	11.5
2044/163.3	TVTS	Cal	0.220	15740	0.000039	0.70366	14	0.70366	-5.84
2044/163.3	TVTS	Phl	271	173	4.4248	0.75462	11	0.73067	388
2044/163.3	TVTS	Ap	1.35	9449	0.000403	0.70404	16	0.70404	-0.47
2044/163.3	TVTS	Ttn	1.42	903	0.004436	0.70424	12	0.70422	4.34
Проба	Порода	Объект изучения	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (измерен.)	Ошибка (2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)}$	$\varepsilon^{369}_{\text{CHUR}}(\text{Nd})$
2048/263.3	ALV-Ia	WR	24.2	202	0.072474	0.512372	7	0.512197	0.66
2048/230.4	ALV-Iб	WR	29.5	263	0.067760	0.512326	7	0.512162	-0.01
EK12-045Л2	SÖV	WR	27.4	206	0.080503	0.512493	5	0.512298	2.65
EK12-045П2	SÖV	WR	28.5	213	0.080903	0.512492	6	0.512296	2.61
2048/232.6	FECB	WR	9.59	75.9	0.076440	0.512392	5	0.512207	0.87
2044/163.3	TVTS	WR	8.80	75.7	0.070291	0.512350	9	0.512180	0.34
2044/163.3	TVTS	Cal	21.1	152	0.084230	0.512463	6	0.512259	1.89
2044/163.3	TVTS	Phl	0.86	7.14	0.072791	0.512546	9	0.512370	4.05
2044/163.3	TVTS	Cpx	3.08	19.5	0.095357	0.512558	6	0.512328	3.22

Примечание. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), SÖV – сёвит, FECB – феррокарбонатит, TVTS - твейтозит. WR в столбце «Объект изучения» отвечает валовой пробе породы, прочие аббревиатуры – монофракциям соответствующих минералов. Параметры, необходимые для расчета величин ε на предполагаемый момент формирования пород (константы распада ^{87}Rb и ^{147}Sm , изотопные характеристики резервуаров CHUR и UR), взяты из работы (Фоп, 1989).

Таблица 38. Изотопные составы углерода и кислорода в карбонатах из карбонатитов контактового ореола массива Озерная Варака

Образец	Порода	$\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW, ‰	$\delta^{13}\text{C}$ PDB, ‰
2048/263.3	ALV-Ia	9.4	-6.3
2048/230.4	ALV-Iб	9.2	-5.2
2048/245.5	ALV-Iб	9.3	-5.1
2044/153.6	ALV-II	8.0	-3.8
2044/137.0	ALV-II	8.3	-3.8
2044/129.2	ALV-II	9.7	-4.2
2044/121.6	ALV-II	8.5	-4.0
EK12-045JI2	SÖV	7.4	-3.8
EK12-045JI3	SÖV	7.5	-3.7
EK12-045PI1	SÖV	7.6	-3.7
EK12-045PI2	SÖV	7.7	-3.8
EK12-045PI3	SÖV	7.8	-3.8
2048/232.6	FECB	16.6	-0.3

Примечание. Содержания элементов даны в ppm. ALV-Ia – альвикит-Ia (нефелиновый), ALV-Iб – альвикит-Iб (анортотлазовый), ALV-II – альвикит-II, SÖV – сёвит, FECB – феррокарбонатит.

По этой причине в качестве изотопно-геохимических параметров «карбонатитового» компонента смешения при проведении изотопного моделирования нами были использованы характеристики образца EK12-045PI2.

Вторым компонентом, участвовавшим в образовании альвикитов-I, являлись ассимилированные фенитизированные породы. Согласно материалам В.М. Саватенкова с соавторами (2004), содержания Sr в измеренных пробах фенитизированных гнейсов массива Озерная Варака варьируют от 255 до 494 ppm при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении, рассчитанном на предполагаемый момент формирования пород 369 млн. лет (Kramm *et al.*, 1993), равном 0.7146 ± 0.0288 , а концентрация Nd колеблется в диапазоне от 16.3 до 21.4 ppm при $\epsilon^{369}_{\text{CHUR}}(\text{Nd}) = -4.3 \dots -32.2$. Эта неоднородность, по всей видимости, является следствием изотопной гетерогенности материнских архейских гнейсов и различной доли новообразованного вещества.

В первую очередь рассмотрим случай «механического» смешения в закрытой системе. Если исследуемая порода M рассматривается в качестве продукта подобного бинарного смешения компонентов A и B , отличных по своему изотопному составу, то ее изотопные характеристики должны удовлетворять уравнению вида (Langmuir *et al.*, 1978; Фоп, 1989)

$$a \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M + b \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M + c \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M + d = 0, \quad (33)$$

где

$$a = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_B \text{Nd}_B \text{Sr}_A - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_A \text{Nd}_A \text{Sr}_B, \quad (34)$$

$$b = \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \text{Nd}_B \text{Sr}_A, \quad (35)$$

$$c = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A - \left(\frac{^{87}\text{Nd}}{^{86}\text{Nd}} \right)_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B, \quad (36)$$

$$d = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A. \quad (37)$$

Кривизна линии (38) в координатах изотопных отношений стронция и неодима определяется величиной коэффициента b , то есть концентрациями стронция и неодима в компонентах смешения. Данная линия является гиперболой, переходящей в прямую лишь в частном случае (при $b = 0$). Если изотопный состав смеси M удовлетворяет уравнению (33), то доля по массе f компонента A в данной смеси может быть вычислена путем решения уравнения:

$$f_A = \frac{\text{Sr}_B \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M \right]}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Sr}_A + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \text{Sr}_B} \quad (38)$$

или аналогичного уравнения для неодима (Фоп, 1989).

По причине неопределенности с изотопным составом «фенитового» компонента, вызванного его неоднородностью, результатом моделирования стала не единственная кривая, а секториальное поле, ограниченное частными гиперболами смешения (Рис. 60). Примечательно, что линии, соединяющие точки гипербол, отвечающие равным значениям f , проходят субпараллельно оси $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$ (Рис. 60Б). Другими словами, независимо от того, какой фенитизированный гнейс рассматривался в качестве конечного члена, конкретному значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$ во всех моделях смешения отвечают сходные значения f . В связи с этим представляется целесообразным производить оценку f путем решения уравнения (43) именно относительно Sr.

Как показало проведенное исследование, проанализированные пробы альвикитов имеют более радиогенный изотопный состав стронция [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} = 0.7044 \div 0.7047$] и менее радиогенный – неодима [$\varepsilon^{369}_{\text{CHUR}}(\text{Nd}) = 0.0 \dots +0.7$], чем в сёвитах. На корреляционной диаграмме в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)}$ это выражается в смещении фигуративных точек альвикитов в сторону изотопного состава фенитизированных гнейсов (Рис. 60), что подтверждает предположение об их формировании за счет контаминации карбонатитовой магмы силикатным веществом вмещающих пород.

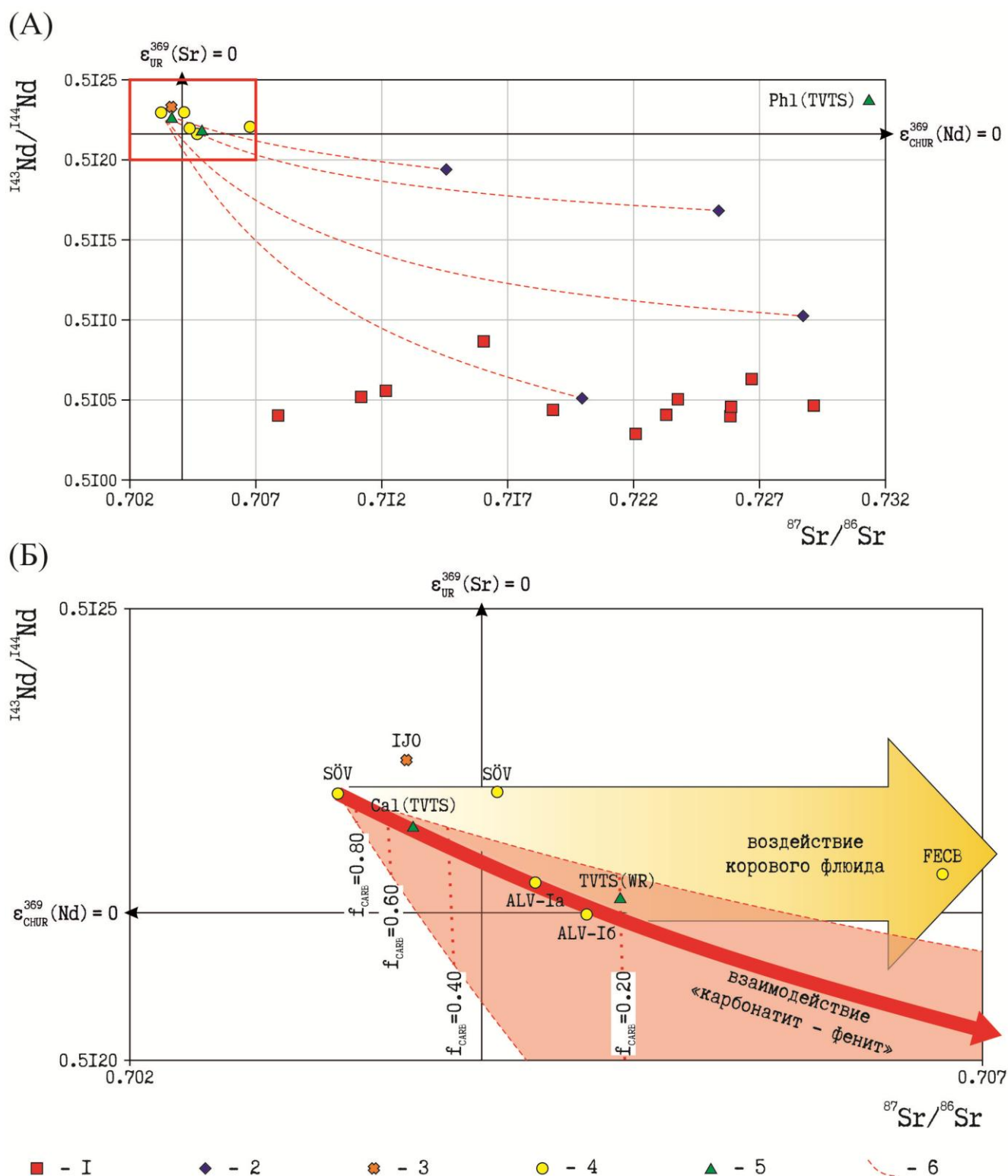


Рис. 60. (А) Положение фигуративных точек пород контактового ореола массива Озерная Варака на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)}$ (все данные пересчитаны на предполагаемый момент образования – 369 млн. лет). На рисунке (Б) – детализированный участок вблизи концентрирования точек карбонатитов, выделенный на рисунке (А) красным прямоугольником. Условные обозначения: 1 – неизменные гнейсы обрамления; 2 – фенитизированные породы (фениты, фенитизированные гнейсы); 3 – ийолит внутренней части массива по; 4 – карбонатиты; 5 – твейтозит (составы как валовой пробы, так и некоторых породообразующих минералов); 6 – частные гиперболы смешения. Составы неизменных и фенитизированных гнейсов, а так же ийолита взяты из работы (Саватенков и др., 2004).

Точки составов альвикитов легли непосредственно на гиперболу смешения между выбранным сёвитом и фенитизированным гнейсом 10 из работы (Саватенков и др., 2004), характеризующимся следующими изотопно-геохимическими параметрами: $Sr = 255$ ppm при $^{87}Sr/^{86}Sr_{(369)} = 0.72539$, $Nd = 16.3$ ppm при $\epsilon^{369}_{CHUR}(Nd) = -9.3$ [$^{143}Nd/^{144}Nd_{(369)} = 0.511685$]. Уравнение (33), которому удовлетворяют точки данной гиперболы, с учетом результатов подстановки в формулы (34)-(37) заданных параметров конечных членов, приобретает вид:

$$-73653 \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} \right)_M + 144007 \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} \right)_M \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_M - 100064 \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_M + 51177 = 0. \quad (39)$$

Данная кривая на Рис. 60Б обозначена в виде красной стрелки «взаимодействие карбонатит – фенит».

Согласно уравнению (38) альвикит-Ia может представлять собой смесь 72 мас.% фенитизированного гнейса и 28 мас.% карбонатита. В то же время, в подобной смеси должно содержаться 3590 ppm Sr и 71 ppm Nd, что примерно в 3 раза меньше, чем было установлено в образце. Иными словами, 100 г альвикита-Ia может быть продуктом взаимодействия 208 г фенитизированного гнейса и 79 г карбонатитовой магмы с заданными изотопными характеристиками при фиксации лишь 35 % массы смеси (но всего заключенного в ней Sr и Nd!) в раскристаллизованном веществе. Для альвикита-Iб, содержащего согласно модельным расчетам 77 мас.% фенитизированного гнейса, аналогичные расчеты приводят к еще более внушительным результатам: в 100 г породы сосредоточен стронций и неодим из смеси 303 г фенитизированного гнейса и 80 г карбонатитовой магмы.

Данные оценки являются минимальными и соответствуют протеканию процесса в условиях закрытости системы относительно как стронция, так и неодима (их полной фиксации в альвикитах). В то же время, установленный привнос Sr и Nd в твейтозиты свидетельствует об активном флюидном перераспределении данных элементов в породы обрамления, в связи с чем в модели «механического» смешения массы прореагировавших компонентов должны были быть даже выше означенных.

Изотопно-геохимическое своеобразие ранних кальцитовых карбонатитов наглядно отображается на диаграммах в координатах Sr (ppm) – $^{87}Sr/^{86}Sr_{(369)}$ и Nd (ppm) – $^{143}Nd/^{144}Nd_{(369)}$ (Рис. 61). На приведенных иллюстрациях составы альвикитов-I далеко отстоят от гипербол «простого» смешения. В то же время фигуративные точки состава проанализированного твейтозита расположились непосредственно на этих кривых. Мало того, величины f (доля карбонатитового компонента), рассчитанные для твейтозита по уравнению (38) относительно и стронция и неодима, близки результатам количественной оценки привноса-выноса компонентов (27): $f_{Sr} = 21$ %, $f_{Nd} = 25$ %, доля привнесенного вещества, исходя из масс-баланса, - 16 %. В то же время приведенные ранее расчеты показали, что процесс образования твейтозитов сопровождался существенным выносом вещества (9÷22 г на 100 г продукта). Подобные изотопно-геохимические характеристики твейтозита могут указывать на то, что коэффициенты разделения D^{Sr} и D^{Nd} между флюидной фазой и расплавом были близки между собой.

Подробно рассмотрим процесс формирования наиболее высокотемпературной нефелин-волластонитовой разновидности ранних кальцитовых карбонатитов – косенитов (альвикитов-Ia). С одной стороны, проблема их происхождения рассматривалась многими исследователями (Morogan, Woolley, 1988; Cooper, Reid, 1998; Hode Vuorinen, Skelton, 2004; Skelton *et al.*, 2007), с другой – именно для этих пород имеется наиболее полная петрологическая информация, включающая температурный режим кристаллизации.

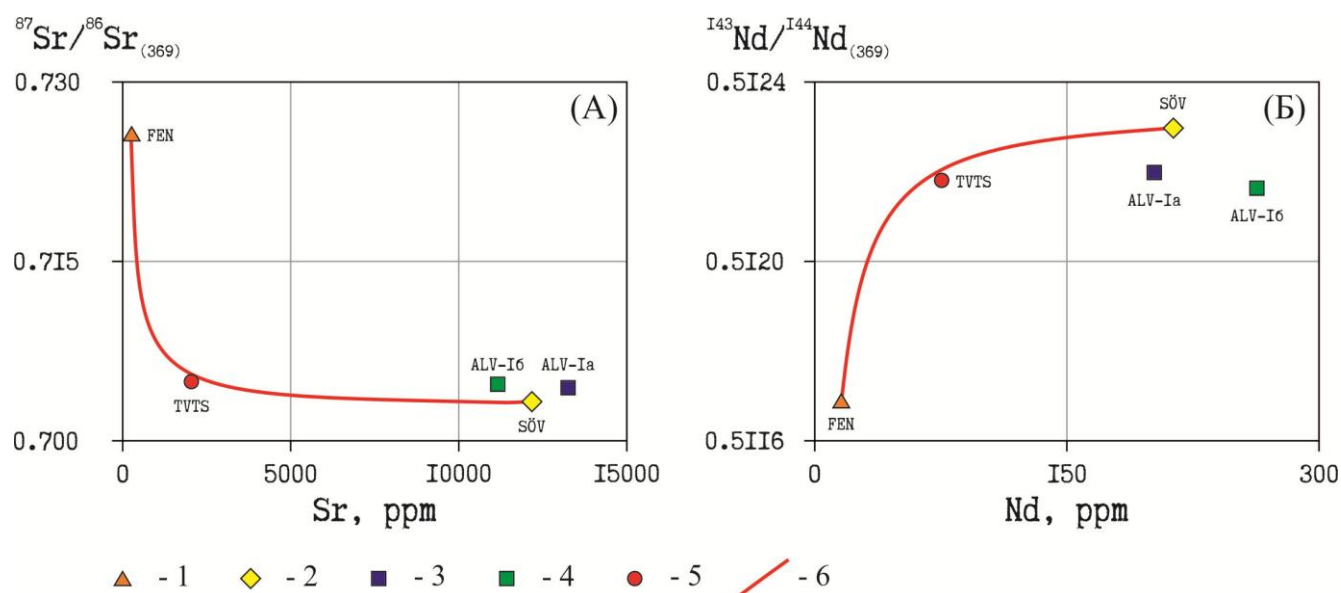


Рис. 61. Положение фигуративных точек пород контактового ореола массива Озерная Варака на диаграммах в координатах (А) Sr (ppm) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$ и (Б) Nd (ppm) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)}$ (все данные пересчитаны на предполагаемый момент образования – 369 млн. лет). Условные обозначения: 1 – фенит из работы (Саватенков и др., 2004), выбранный в качестве модельного крайнего члена смешения (пояснения в тексте); 2 – сёвит; 3 – альвикит-Ia (косенит); 4 – альвикит-Iб; 5 – твейтозит; 6 – гипербола смешения.

Исходя из имеющихся геологических предпосылок для массива Озерной Вараки, предлагается следующая петрологическая модель образования косенитов, объясняющая причину «дрейфа» фигуративных точек составов альвикитов от линий «механического» смешения (Рис. 61) и отмеченное несоответствие концентраций Sr и Nd в модельных смесях с измеренными в образцах. Предполагается, что данная разновидность ранних кальцитовых карбонатитов произошла в результате многоэтапного реакционного взаимодействия фенитизированных пород и примитивной кальцитовой магмы, близкой по своим изотопно-геохимическим параметрам веществу сёвитов. На предваряющем этапе отделявшаяся от расплава флюидная фаза мигрировала по трещинным системам, вынося из расплава Fe, Mg и Ca. Воздействие этого флюида привело к модификации вмещающих пород, в силу чего магматическому замещению подвергались уже твейтозиты. На пике магматизма (при температурах около 900 °C и выше) миграция карбонатитового расплава по тем же трещинным системам сопровождалась магматическим замещением твейтозитов. Этот процесс сопровождался перекристаллизацией силикатного вещества, за счет чего кальцитовый расплав динамично обогащался коровой компонентой.

Подтверждением значимости трещинных систем при транспортировке флюида, инициировавшего основной метасоматоз, служат результаты изучения еще одного тонкого индикатора петрогенеза – изотопного состава гелия. В качестве объекта изучения были выбраны волластонит-клинопироксеновые породы, представляющие собой кальциевые базификаты, слагающие протяженную (более 100 м по простиранию) зону мощностью несколько метров на юго-западном фланге массива. Структурно данные породы приурочены непосредственно к контакту интрузива и вмещающих гнейсов, к моменту образования волластонит-пироксеновых метасоматитов уже преобразованных в фениты. Имеющиеся петрографо-минералогические и геохимические данные позволяют рассматривать в качестве наиболее вероятного механизма образования данной породной разновидности избирательное замещение волластонитом щелочных полевых шпатов фенитов. Сам факт наличия базификатов, пространственно разобщенных с карбонатитами, указывает на опережающий характер основного метасоматоза по отношению к каронатитообразованию в целом и к магматическому замещению алюмосиликатных пород карбонатным расплавом – в частности. При этом принадлежность рассматриваемых метасоматитов к кальциевому, а не к магнезиально-железистому подотряду, к которому относятся типичные твейтозиты, может являться следствием роста активности кальция во флюиде, разогреваемом термальным полем интрузива (Кольцов, 2010).

Для определения степени контаминации коровым веществом растворов, воздействовавших на различных этапах метасоматического процесса, был исследован изотопный состав гелия, захваченного флюидными включениями минералов при их кристаллизации. В качестве первичного материала послужили монофракции эгирин-авгита и волластонита. Необходимо напомнить, что на основании результатов изучения петрографо-минералогических характеристик пород эгирин-авгит из волластонит-клинопироксеновых метасоматитов был отнесен к раннему щелочному («фенитовому»), а волластонит – к «карбонатитовому» парагенезису (см. раздел 4.13).

Газ из монофракций минералов извлекался по методике (Икорский, Каменский, 1998) посредством дробления образцов в вакууме. Подобный способ вскрытия пробы ведет к экстракции газов из газовой-жидких включений, в то время как большая часть радиогенного гелия, накопившегося в минералах за время их существования, остается заключенной в раздробленном материале. В оставшемся после анализа веществе измерялись содержания главных продуцентов ^4He – U и Th, а также Li (при ядерных реакциях на ^6Li образуется ^3He), которые оказались чрезвычайно низкими, а значит вклад радиогенного гелия не мог значительно исказить первичный изотопный состав захваченного газа. Изотопные составы и содержания He, полученные в результате измерений, приведены в Таблице 39. Оценка содержания мантийного гелия (He_m) выполнена по формуле:

$$He_m (\%) = \frac{(^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{измер.}} - ^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{кора}})}{^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{мантия}}} \times 100,$$

при значении $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{кора}} = (0.5 \div 5) \times 10^{-8}$, $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{мантия}} = 1.2 \times 10^{-5}$ (Прасолов, 1990). Для сравнения приведен изотопный состав гелия из керна карбонатита, проба OV-18 (Толстихин и др., 1999), отобранный также в пределах юго-западного экзоконтакта интрузива, но на 100 м глубже западного детального разреза (см. Рис. 3). Газ флюидных включений проб карбонатита и волластонита схож как по содержаниям, так и по изотопному составу. В обоих случаях He_m не превышает 10 %, что отражает высокую степень контаминации коровым веществом. Величины отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в клинопироксене на порядок выше, чем в волластоните, причем значение $He_m = 49$ % свидетельствует о существенном вкладе мантийной компоненты.

Таблица 39. Изотопный состав и содержание гелия во флюидных включениях и содержания U, Th и Li в раздробленном материале из проанализированных минеральных фракций эгирин-авгита (Aeg-Aug₁), волластонита (Wo) и валовой пробы карбонатита (OV-18)

Проба	^4He , 10^{-6} см ³ /г	$^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-8}	He_m , %	U, ppm	Th, ppm	Li, ppm
Aeg-Aug ₁	10.0-10.9	591-594	49	0.2	14.4	4.3
Wo	0.42-0.96	45-52	3-4	0.1	0.99	0.6
OV-18*	0.29	105	9	—	—	—

Примечание. Приведены только максимальные значения измеренных содержаний U, Th и Li.

* Из работы (Толстихин и др., 1999). Образец из керна скважины № 2044 (2044/121).

Полученные результаты могут быть проинтерпретированы следующим образом. Во-первых, эгирин-авгит и волластонит, слагающие волластонит-клинопироксеновые метасоматиты, кристаллизовались в различных средах минералообразования, что подтверждает сделанный ранее вывод об их принадлежности к отдельным парагенезисам. Во-вторых, механизмы транспортировки флюидов, родоначальных для данных минералов, также различались. Надкритический раствор, вызвавший фенитизацию, поступал непосредственно из магматического резервуара, что и определило высокое содержание «мантийного» гелия в газе включений клинопироксена. Флюид, вызвавший базификацию приконтактной зоны, (а впоследствии — и карбонатитовый расплав) транспортировался из корневой части магматической системы по системам трещин и зонам дробления, что и фиксируется в контаминации состава гелия волластонита коровой компонентой.

Приведенная выше петрологическая схема взаимодействия в первом приближении может быть рассмотрена в рамках изотопно-геохимической модели AFC (*wallrock assimilation and fractional crystallization*), в «классическом» виде описывающей процесс, в ходе которого ассимиляции сопутствует фракционная кристаллизация (DePaolo, 1981). В согласии с данной моделью изотопный состав контаминированного продукта, так же, как и в случае механической смеси, задается составами первичного магматического вещества и ассимилированной породы, однако концентрации компонентов определяются их разделением в системе гибридная магма — продукты фракционной кристаллизации при удалении последних из сферы взаимодействия в

виде кумулуса. Отличие рассматриваемого магматического замещения от модели AFC формально и заключается в том, что продукты кристаллизации (силикатные минералы) не удалялись из сферы реакции, а сам расплав покидал их, продолжая мигрировать по трещинам. Помимо того, в качестве своеобразного продукта «фракционной кристаллизации» дополнительно выступал флюид.

При расчетах была использована модель AFC в ее «классической» модификации, предложенной Д.Дж. ДеПаоло (1981). Математической основой данной модели служат уравнения:

$$C_m = C_m^0 F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{z} (1 - F^{-z}), \quad (40)$$

$$E_m = E_m^0 + (E_a - E_m^0) \left(1 - \frac{C_m^0 F^{-z}}{C_m} \right), \quad (41)$$

при $z = (r + D^i - 1)/(r - 1)$, где

- C_m^0, C_m, C_a и E_m^0, E_m, E_a – концентрация компонента и его изотопный состав в первичной магме («сёвите»), гибридном веществе и ассимилянте соответственно;
- $F = M_m/M_m^0$ – отношение массы гибридного вещества к массе первичного расплава;
- $r = \dot{M}_a/\dot{M}_c$ – отношение скорости ассимиляции к скорости выведения продуктов взаимодействия («кумулуса») из гибридного расплава;
- D^i – валовый коэффициент разделения в системе «отделяемые продукты взаимодействия – расплав» для компонента i .

Преобразование уравнений (40) и (41) приводит к равенствам:

$$F^{-z} = \frac{(r + D^i - 1)C_m - rC_a}{(r + D^i - 1)C_m^0 - rC_a}, \quad (42)$$

$$F^{-z} = \frac{(1 - \lambda)C_m}{C_m^0}, \text{ где } \lambda = \frac{E_m - E_m^0}{E_a - E_m^0}. \quad (43)$$

Приравняв правые части данных уравнений, получаем формулу зависимости величины D^i от параметра r :

$$D^i = -r \left(1 + \frac{C_a C_m (1 - \lambda) - C_a C_m^0}{C_m^0 C_m \lambda} \right) + 1, \quad (44)$$

которая позволяет выразить z через r и изотопно-геохимические параметры конечных членов взаимодействия и анализируемого образца. В свою очередь, это дает возможность по уравнению (42) или (43) установить значение F , что представляет собой решение прямой задачи подобного моделирования. В рассматриваемом случае больший интерес представляет решение обратной задачи, заключающейся в определении величин D^i .

Исходя из реакции (23) и учитывая потерю массы кальцита в ходе автометасоматоза [см. (24) и (26)], можно заключить, что в одном «акте» образования косенита лишь 3 мол.% CaO расплава фиксировалось в силикатном веществе, то есть карбонатитовый расплав, по сути, являлся лишь катализатором процесса и проводником для агрессивной флюидной фазы. На фоне этого в альвикитах-I для исследованных стабильных элементов установлен значительный изотопный сдвиг относительно их составов в сёвитах (см. Таблицу 38), объяснение которого требует отдельного рассмотрения. Приведенные ниже построения касаются в первую очередь углерода из кальцита карбонатитов, так как изотопный состав кислорода мог модифицироваться по разнообразным причинам, объяснение которых является темой отдельного исследования, выходящего за рамки настоящей работы. В то же время единственным источником углерода являлась карбонатитовая магма, так как ассимилируемое вещество чрезвычайно бедно этим элементом.

Предложенная модель предполагает ограниченность объема карбонатитового расплава, вовлеченного во взаимодействие, и образование в ходе процесса углерод-содержащей фазы (CO₂) *in situ*, удаляемой из сферы реакции. Это аналогично процессу дистилляции, к которой применим закон рэлеевского истощения источника (Rayleigh, 1896). В терминах изотопных составов данный закон имеет вид (Hoefs, 2015):

$$\frac{R_t}{R_0} = f^{\alpha-1} \quad (45)$$

где R_0 и R_t – изотопные составы источника до начала «истощения» и в момент t , α – значение коэффициента разделения изотопов между продуктом реакции и источником, а f – доля вещества в источнике, сохранившаяся к моменту t . Для изотопных составов углерода, представленных в виде величин $\delta^{13}\text{C}$, уравнение (45) преобращается в вид:

$$f = \sqrt[\alpha-1]{\frac{\delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)_t + 10^3}{\delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)_0 + 10^3}} \quad (46)$$

Величина коэффициента фракционирования α решающим образом зависит от температуры, при которой происходит разделение вещества между двумя фазами (Hoefs, 2015). Т. Чако с соавторами изучили термодинамическое разделение изотопов углерода в системе⁴⁶ CO₂ – CaCO₃ для широкого интервала температур с шагом в 25° (Chacko *et al.*, 1991, Table 7). Если основываться на этих данных, то в интересующей системе связь между коэффициентом разделения α для углерода (обозначим его как α') и температурой в диапазоне от 250°C до 1200°C может быть удовлетворительно описана уравнением полинома третьего порядка:

⁴⁶ Строго говоря, Т. Чако с соавторами исследовали фракционирование между углекислым газом и кальцитом, в то время как нас интересует система «CO₂ – карбонатитовый расплав». Однако немногочисленные данные для этой системы указывают на то, что между кальцитом и материнским расплавом заметного фракционирования не происходит, по крайней мере, в высокотемпературном диапазоне, близком к условиям образования ранних кальцитовых карбонатитов. Так, согласно экспериментальным данным (Mattey *et al.*, 1990), при 1300°C величина $\Delta^{13}\text{C}$ (PDB) между изотопными составами равновесных флюида и карбонатного расплава составляет около 2 ‰, а вычисленная исходя из уравнения (47) – 1.8 ‰, т.е. они совпадают в пределах ошибки.

$$10^3 \ln \alpha'(CO_2 - CaCO_3) = 0.1761x^3 - 1.7701x^2 + 4.6475x + 0.1741 \text{ при } R^2=0.9930, \quad (47)$$

где $x = 10^6 T^{\circ-2}$ (K°), а R^2 – величина достоверности аппроксимации.

Стоит также указать, что в системе $CO_2 - CaCO_3$ коэффициент разделения для кислорода (α'') связан с температурой через уравнение (исходя из тех же эмпирических данных):

$$10^3 \ln \alpha''(CO_2 - CaCO_3) = 0.0880x^3 - 0.9263x^2 + 4.7442x + 0.1496 \text{ при } R^2=0.9964. \quad (48)$$

При температурах $900^\circ \dots 1000^\circ$ (условия кристаллизации косенинов) $\alpha' = 1.0024 \div 1.0027$. Подстановка в уравнение (46) этих значений, а также изотопных характеристик углерода в начальный момент времени (3.7 ‰...3.8 ‰) и к моменту кристаллизации рассматриваемого косенита (6.3 ‰) дает узкий диапазон f от 0.34 до 0.40.

Основываясь на этих результатах можно заключить, что, несмотря на незначительность фиксации вещества карбонатной магмы в силикатах ранних альвикитов, к моменту образования анализируемого образца косенита первичный кальцитовый расплав уже утратил большую часть своей массы за счет отделения углерода с CO_2 , что и вызвало установленный изотопный сдвиг. Необходимо отметить, что присутствие подобного изотопного эффекта не является специфической чертой косенинов Озерной Вараки. Так, А. Скелтоном с соавторами ([Skelton et al., 2007](#)) в районе массива Альнэ были детально исследованы вариации изотопных составов углерода и кислорода в пределах зоны взаимодействия гнейсов и крупной (мощностью несколько десятков метров) дайки кальцитовых карбонатитов. Минералогическая зональность контактовых пород данного объекта в точности совпадает с наблюдающейся у жил альвикитов-Ia при значительно большей масштабности результатов воздействия. Авторами было определено, что для «чистых» кальцитовых карбонатитов дайки величина $\delta^{13}C$ (PDB) варьирует от -4.1 ‰ до -5.0 ‰, а у 12 из 14 проб изотопные составы попали в узкий диапазон -4.3 ‰...-4.6 ‰. Для 10 проанализированных образцов волластонит-содержащих пород эндоконтакта разброс значений $\delta^{13}C$ (PDB) значительно шире, причем нижняя граница отвечает составам «чистых» карбонатитов (-4.3 ‰), в то время как верхняя достигает значения -7.1 ‰.

Рассматриваемая модель согласуется с распределением фигуративных точек карбонатитов на диаграмме в координатах $\delta^{18}O$ (V-SMOW) – $\delta^{13}C$ (PDB) (Рис. 62). «Облегчение» изотопного состава углерода относительно «мантийных» сёвитов, определенное для альвикитов-I, является результатом участия их родоночальных расплавов в магматическом замещении обрамляющих пород, сопровождавшемся образованием CO_2 . Отделение последнего и вызвало установленный изотопный сдвиг за счет механизма релеевской дистилляции. В связи с этим является закономерным большее смещение фигуративных точек альвикитов- Ia чем Ib. При образовании последних не происходило преобразование щелочных полевых шпатов в нефелин, а значит высвобождалось меньшее количество свободного кремнезема и, как следствие, реакция $Cs + Qz \rightleftharpoons Wo + CO_2$ шла менее интенсивно. В то же время альвикиты-II, несущие в себе «мантийную» изотопную метку сёвитов, отличаются от таковых более тяжелым

составом кислорода. Как уже упоминалось, возможных причин множество, включая (1) захват кислорода с ассимилируемым силикатным материалом; (2) фракционирование в системе $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ и релеевское истощение при отделении существенно водного флюида; (3) взаимодействие со среднетемпературным коровым флюидом, бедным CO_2 . Интерес представляет то, что в ряду, отвечающему термальной эволюции кальцитового расплава (альвикит-Ia > альвикит-Iб > альвикит-II) интенсивность влияния процесса (процессов?), вызвавшего изотопный сдвиг по кислороду, снижается. Таким образом, изменение изотопного состава и кислорода, и углерода в группе кальцитовых карбонатов отвечают единому специфическому тренду («чем меньше $\delta^{13}\text{C}$, тем больше $\delta^{18}\text{O}$ »), смещение вдоль которого от «сёвитовых» значений контролируется температурным режимом образования образца.

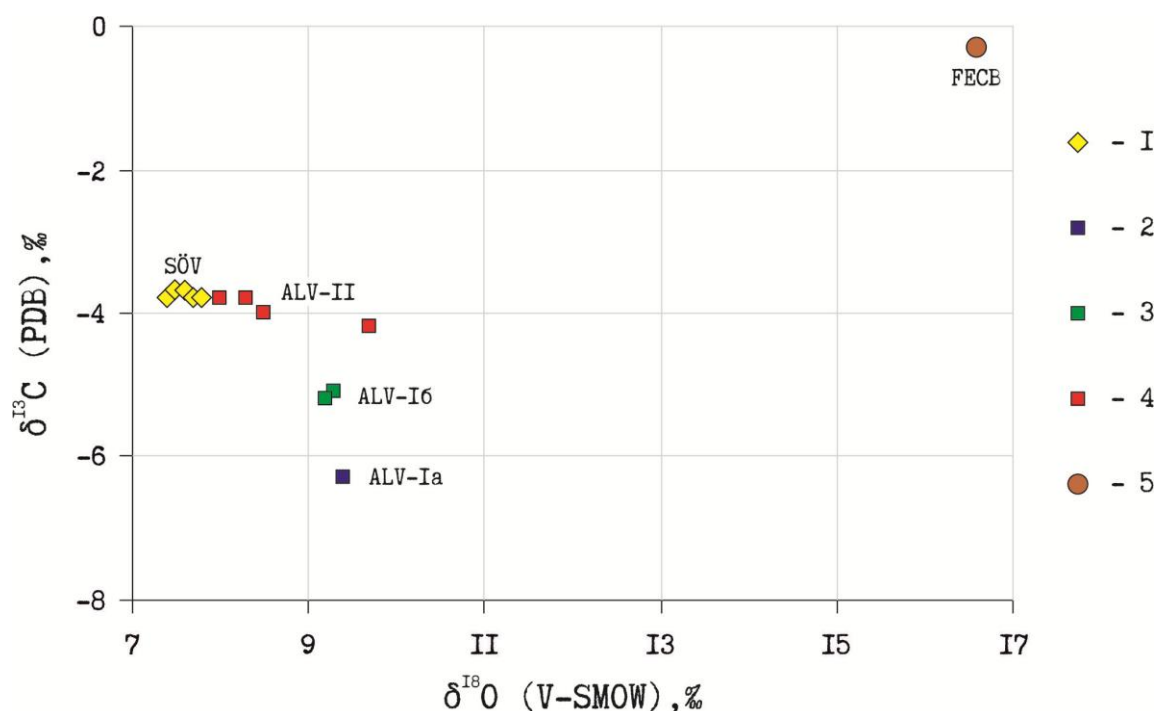


Рис. 62. Положение фигуративных точек карбонатов из различных разновидностей карбонатов контактового ореола массива Озерная Варака на диаграмме рассеяния в координатах $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) – $\delta^{13}\text{C}$ (PDB). Условные обозначения: 1 – сёвит; 2 – альвикит-Ia (косенит); 3 – альвикит-Iб; 4 – альвикит-II; 5 – феррокарбонатит.

Особняком расположилась фигуративная точка феррокарбонатита. Образование в ходе метасоматического воздействия карбонатного вещества с подобными изотопными характеристиками возможно и за счет воздействия углекислотной флюидной фазы непосредственно из сёвитового источника, однако лишь в узком диапазоне температур, близком к $500\text{ }^\circ\text{C}$ ⁴⁷. При термальном режиме $400\text{ }^\circ\text{C} - 600\text{ }^\circ\text{C}$, отвечающем предполагаемым условиям кристаллизации сёвитов, равновесный с расплавом флюид должен был иметь состав $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = $0.0 \pm 0.1\text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) = $+13.6 \pm 1.2\text{ ‰}$. Столь невысокая разница в изотопных составах углерода между таким флюидом и продуктом воздействия (феррокарбонатитом) при

⁴⁷ Именно в таком температурном режиме наблюдается максимальная величина изотопного смещения, так как именно в этой области значений T° функция (47) достигает экстремума ($\alpha'=1.0038$).

значительно более легком составе эдукта (альвикита-I) указывает на то, что метасоматическое преобразование могло совершиться лишь при чрезвычайно высоких значениях соотношения флюид/порода. Более реалистичным представляется сценарий, согласно которому первично «сёвитовый» флюид по пути перемещения к эдукту интенсивно терял массу за счет кристаллизации из него карбонатов, что должно было сопровождаться прогрессивным «облегчением» изотопного состава (данный процесс имеет эффект, противоположный рассмотренному ранее для релеевской дистилляции).

Вернемся к модели AFC. Исходя из реакции (23) фиксация в силикатном веществе 3 мол.% CaO из карбонатного расплава отвечает потере 0.91 г CaCO₃ на 100 г прореагировавшего твейтозита. Это позволяет оценить величину отношения скорости ассимиляции к скорости выведения продуктов взаимодействия из гибридного расплава (r) в 0.99. При этом F (отношение массы гибридного вещества к массе первичного расплава) соответствует доле вещества, определенной на основании изучения изотопной систематики углерода (0.4). Для построения модели AFC недостающими остаются лишь *a priori* не известные изотопно-геохимические характеристики асимилированного вещества (C_a и E_a). Путем преобразования уравнений (40) и (41) величины C_a и E_a могут быть представлены в общем виде как функции от D^i :

$$C_a = \frac{(C_m - C_m^0 F^{(r+D^i-1)/(1-r)})(r + D^i - 1)}{r - r F^{(r+D^i-1)/(1-r)}}, \quad (49)$$

$$E_a = \frac{C_m E_m - C_m^0 E_m^0}{C_m - C_m^0 F^{(r+D^i-1)/(1-r)}} + E_m^0. \quad (50)$$

Ранее было показано, что фигуративные точки твейтозитов принадлежат кривым «простого» смешения карбонатитовой и фенитовой компонент. При заданных значениях C_m^0 , E_m^0 , C_m , E_m , r и F искомые C_a и E_a будут отвечать точкам пересечения гипербол смешения с графиками функций (50) для Sr и Nd (Рис. 63). «Реставрированный» подобным образом ассимилянт имеет следующие характеристики: Sr = 3490 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} = 0.704377$ при $D^{\text{Sr}} = 0.27$; Nd = 73.5, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)} = 0.512197$ при $D^{\text{Nd}} = 0.37$. Примечательно, что подстановка этих значений в уравнение (38) дает величину f (долю карбонатитового компонента), равную полученной в результате количественной оценки привноса-выноса компонентов (22): $f_{\text{Sr}} = 27.5\%$, $f_{\text{Nd}} = 28.2\%$, доля привнесенного вещества исходя из масс-баланса 28.3 %. Необходимо напомнить, что подобное соответствие было ранее определено и для проанализированного твейтозита, что подтверждает правомерность рассмотрения данной породной разновидности в качестве эдукта при магматическом замещении, продуктом которого являются альвикиты-I.

Полученные результаты являются устойчивым решением относительно r , то есть даже очень существенно изменение r практически не сказывается на D^{Sr} и D^{Nd} . Например, при $r = 0.90$ указанные кривые пересекаются при $D^{\text{Sr}} = 0.32$ и $D^{\text{Nd}} = 0.38$ (координаты точек пересечения Sr = 3290 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} = 0.704538$; Nd = 62.6, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)} = 0.512188$).

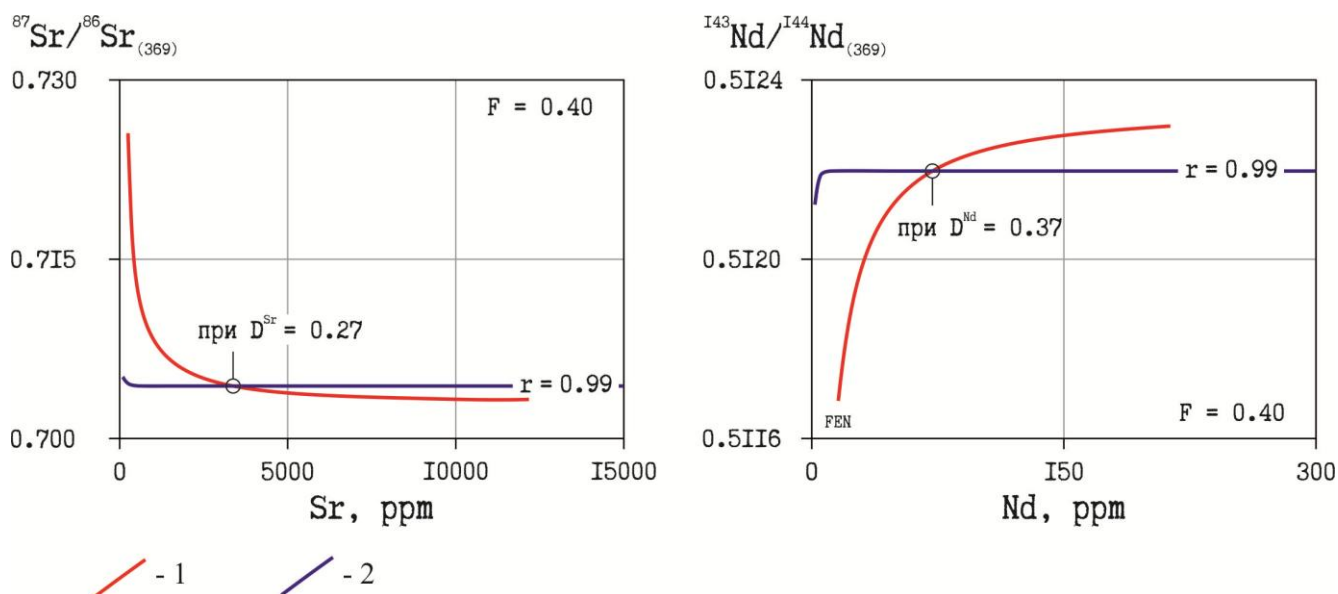


Рис. 63. Реконструкция изотопно-геохимических параметров вещества, ассимилированного при образовании косенинов (пояснения в тексте). Условные обозначения: 1 – линия смешения карбонатитового и фенитового компонентов; 2 – график функции (50) при заданных параметрах модели ($F = 0.40$, $r = 0.99$).

Следовательно, даже если оценка масштабов фиксации вещества карбонатитового расплава в новообразованных силикатных фазах является по каким-то причинам заниженной, это не оказывает влияния на конечный результат. Конечный вариант модели AFC в графическом виде представлен на Рис. 64А,Б.

Произведем анализ полученных величин D^i . В рассматриваемой модели этот параметр представляет собой валовый коэффициент разделения между продуктами реакционного взаимодействия с одной стороны и кальцитовым расплавом – с другой. В качестве продуктов выступают как новообразованные силикатные минералы, так и вещество, отделившееся с флюидной фазой. Оценка коэффициентов разделения между силикатным материалом и фосфатно-карбонатом возможна из анализа распределения рассматриваемых компонентов в самих альвизитах-I. Простой подсчет показывает, что практически весь стронций и неодим пород сосредоточен в кальците и апатите, то есть для данных элементов коэффициенты разделения между силикатным и карбонатитовым веществом $\ll 1$. Это хорошо согласуется с имеющимися экспериментальными данными по разделению редких элементов, приведенными в работах (Veksler *et al.*, 1989; Klemme *et al.*, 1995; Law *et al.*, 2000; Расс, Шмулович, 2015).

Таким образом, основной вклад в значения D^i внесло разделение в системе «флюид – карбонатитовый расплав». Так как масса выносимого с флюидом вещества составляла около 25 % от массы всех продуктов взаимодействия, значения коэффициентов разделения в этой системе для обоих компонентов были достаточно высоки (возможно ≥ 1). Если эта флюидная фаза имела углекислотный состав, то продуктами ее кристаллизации с учетом состава выносимого вещества могли бы стать своеобразные редкоземельные феррокарбонаты, резко обогащенные стронцием и редкоземельными элементами, присутствие каковых установлено во многих карбонатитовых комплексах Кольской щелочной провинции (Zaitsev *et al.*, 2014).

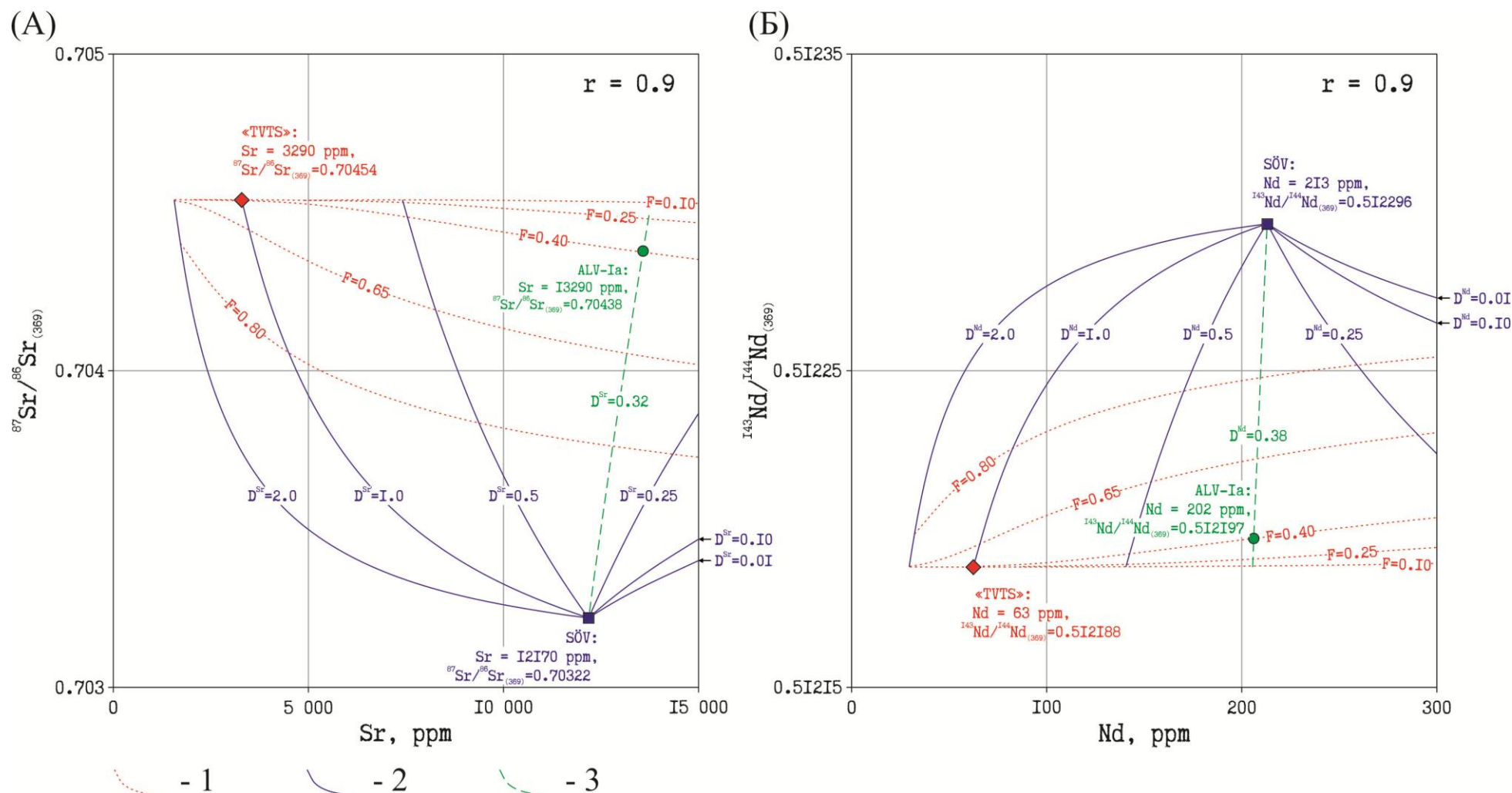


Рис. 64. Модель AFC в координатах (А) Sr (ppm) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и (Б) Nd (ppm) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при $r = 0.9$. На диаграммы вынесены изотопно-геохимические параметры предполагаемого первичного карбонатитового вещества (SÖV), «реконструированного» ассимилированного вещества («TVTS») и косенита (ALV-Ia). Условные обозначения: 1 – линии равных значений F (0.10; 0.25; 0.40; 0.65; 0.80); 2 – линии равных значений D^i (0.01; 0.10; 0.25; 0.5; 1.0; 2.0); 3 – место фигуративных точек продуктов взаимодействия при D^i , рассчитанном по уравнению (44) для заданных параметров модели, в диапазоне F от 0.01 до 1.00.

Коснемся изотопно-геохимической специфики «посткарбонатитовых» процессов. Фигуративная точка изотопного состава феррокарбонатита легла вне рассчитанного поля смешения, ограниченного частными гиперболами, и попала в «запрещенный» I квадрант диаграммы рассеяния в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(369)}$ (см. Рис. 60Б). Сопоставляя изотопный состав феррокарбонатита с составом альвикита-Іб, который послужил для него эдуктом, можно заключить, изменение альвикита-Іб стало результатом воздействия, не затронувшего Sm-Nd изотопную систему, однако повлекшего привнос радиогенного стронция. Подобное специфическое смещение изотопных составов вдоль оси $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)}$, сопровождающееся переходом фигуративных точек продуктов взаимодействия из II квадранта в I, установлено, например, для океанических базальтов, претерпевших переработку под воздействием морских вод (Фор, 1989). Причиной этого своеобразного сдвига изотопных характеристик является чрезвычайно высокое Sr/Nd отношения в одном из компонентов взаимодействия (океанической воде). По всей видимости, и в ходе «посткарбонатитовых» процессов воздействовавшие флюидные фазы также характеризовались высокими Sr/Nd отношениями.

Генетическая информация о подобных флюидах содержится в изотопном составе биотита из твейтозитов, образование которого, как показало ранее проведенное исследование, является следствием метасоматического преобразования пород, последовавшего вслед за основной стадией карбонатитогенеза. Этот минерал содержит неодим даже несколько более радиогенный, чем сёвиты и ийолиты массива [$\epsilon^{369}\text{CHUR}(\text{Nd}) = +4.0$] при аномально радиогенном стронции. Последний имеет изотопный состав $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(369)} = 0.7307$, соответствующий $\epsilon^{369}\text{UR}(\text{Sr}) = +378$ (!), что даже выше чем в неизмененных архейских гнейсах, вмещающих массив (см. Рис. 60А).

Это позволяет сделать вывод о том, что на заключительной стадии формирования карбонатитов комплекса в метасоматические преобразования пород был вовлечен коровый флюид, равновесный с архейскими гнейсами обрамления. Данный гидротермальный раствор, не способный в силу примитивности анионного состава эффективно экстрагировать и переносить REE, был относительно обогащен стронцием, что в совокупности и определило высокое Sr/Nd отношение во флюидной фазе. В таком случае специфический изотопный состав Sr биотита может указывать на повышенное относительно гнейсов Rb/Sr отношение в этом коровом флюиде и длительность его существования в породах.

Таким образом, можем кратко обобщить основные результаты исследований, представленных в настоящем разделе.

Контактовое взаимодействие кальцитовой карбонатитовой магмы и фенитизированных пород обрамления интрузива имело полистадийный характер. Предваряющими являлись процессы основного метасоматоза, инициированные флюидной фазой, отделившейся от карбонатитовой магмы при декомпрессии, сопровождавшей подъем последней. Миграция данного флюида и «догоняющего» его расплава (чрезвычайно

подвижного в силу своей низкой вязкости) осуществлялась из корневой части магматической системы по системам трещин и зонам дробления, что подтверждается изотопными характеристиками Ne в газе из флюидных включений новообразованных минералов. Результатом этого «предваряющего» воздействия стало появление разнообразных базификатов, богатых Ca, Fe, Mg. При этом изотопно-геохимические характеристики твейтозитов указывают на то, что коэффициенты разделения D^{Sr} и D^{Nd} между родоначальной для них флюидной фазой и расплавом были близки между собой.

Согласно проведенным исследованиям именно твейтозиты подвергались магматическому замещению на термальном пике карбонатитообразования (при температурах около 900 °C и выше). Этот процесс сопровождался перекристаллизацией ассимилируемого силикатного вещества, за счет чего кальцитовый расплав динамично обогащался коровой компонентой, а также терял CO₂, образованный *in situ* реакционным путем. Свидетельством данного взаимодействия является установленное для альвикитов-I «облегчения» изотопного состава углерода, вызванное реализацией механизма релеевского истощения источника. В свете подобного объяснения представляется закономерной установленная большая величина изотопного «сдвига» у альвикитов-Ia, чем у Ib. Это объясняется тем, что при формировании последних не происходило преобразование щелочных полевых шпатов в нефелин. Значит, высвобождалось меньшее количество свободного кремнезема и, как следствие, реакция $Cs + Qz \rightleftharpoons Wo + CO_2$ шла менее интенсивно.

Для стронция и неодима коэффициенты разделения между силикатным и карбонатитовым веществом были $\ll 1$, что вело к концентрированию в фосфатно-карбонатном расплаве и Sr, и Nd. Подтверждением этого служит, например, специфический состав кальцита из косенита с аномально высоким для карбонатов комплексом содержанием стронцианитового минала (5.23 мас.% SrO).

В то же время модельные расчеты показали, что в ходе взаимодействия «карбонатитовый расплав – твейтозит» образовывалась дополнительная фаза, богатая железом, магнием, кремнеземом и, в меньшей степени, щелочами. Исходя из имеющихся изотопных данных можно предполагать, что для стронция и неодима сродство с данной фазой было даже выше, чем с кальцитовым расплавом. В таком случае если эта флюидная фаза имела углекислотный состав, то с учетом состава выносимого вещества продуктами ее кристаллизации могли бы стать своеобразные магнезиально-железистые карбонатиты гидротермально-метасоматического генезиса, резко обогащенные стронцием и редкоземельными элементами, присутствие каковых установлено во многих карбонатитовых комплексах Мира.

Оценка привноса-выноса компонентов показала, что углекислотная флюидная фаза, воздействие которой на альвикиты-I вызвало образование изученных феррокарбонатитов, несла в себе железо, кремнезем и щелочи, однако, вопреки ожиданиям, была относительно бедна стронцием и REE. Вполне вероятно, что данные породы представляют собой результат воздействия той же «гипотетической» дополнительной фазы, однако претерпевшей глубокую эволюцию и уже утратившую интересные компоненты путем кристаллизации карбонатов

стронция и редких земель. Подтверждение этой гипотезы требует тщательного исследования феррокарбонатитов массива с привлечением дополнительных объемов фактического материала.

Изотопный состав углерода феррокарбонатитов подтверждает предположение об остаточной природе их родоначального флюида. В то же время образование феррокарбонатитов сопровождалось активным участием корового флюида, равновесного с архейскими гнейсами обрамления и характеризующегося чрезвычайно высоким Sr/Nd отношением. Влияние этого метасоматического агента прослеживается в увеличении значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ без воздействия на Sm-Nd изотопную систему. Подобная флюидная фаза участвовала и в биотитизации твейтозитов, но в ходе этого процесса приносилось не железо, а магний. В таком случае вовлечение на завершающих этапах карбонатитогенеза в метасоматическую переработку водного корового флюида могло «включать» дополнительные механизмы дифференциации вещества при условии гетерофазности системы, например – переход магния в водный раствор, вызвавший биотитизацию, при коцентрировании железа в углекислотной фазе, оказавшей воздействие на кальцитовые карбонатиты.

Глава 6. СРАВНЕНИЕ ФЕНИТОВ *SENSU STRICTO* С КОНТАКТОВЫМИ ПОРОДАМИ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИН–СИЕНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Сопоставление результатов проведенных исследований с данными по зонам контактового взаимодействия Хибинского и Ловозерского агпаитовых массивов ([Арзамасцев и др., 2011](#)) выявило ряд существенных различий:

- 1) Диспропорция размеров фенитовых ореолов. Ширина зон контактового взаимодействия гигантских массивов Хибин и Ловозера составляет первые десятки метров, в то время как аналогичные зоны вокруг щелочно-ультраосновных комплексов по масштабам часто сопоставимы с размерами самих интрузий;
- 2) В отличие от щелочно-ультраосновных массивов, у которых в приконтактовом флюиде преобладают H_2O и CO_2 , экзоконтактовые породы агпаитовых массивов обогащены фтором. В фенитизированных породах Ловозерского массива присутствует флюорит, а содержания F достигают 0.58 – 0.70 мас.%;
- 3) Различная степень подвижности HFSE и REE в процессах контактового взаимодействия щелочно-ультраосновных и агпаитовых магм с гнейсами обрамления. Проведенный расчет баланса масс показал, что при близких концентрациях данных компонентов в «протолитах», значения абсолютного привноса-выноса ($\Delta M_i / M^0$) для моделей формирования фенитов агпаитовых комплексов в 3 – 10 раз превышают аналогичные оценки для фенитов щелочно-ультраосновного массива Озерная Варака.

Сходные результаты были получены и в итоге оригинального исследования пород северо-восточного фланга массива Ковдор ([Рис. 65](#)), при изучении которых был использован тот же спектр геохимических методик, что и для метасоматитов Озерной Вараки. Географически участок проведенных работ расположен на северо-восточном склоне хребта Могу-Вид и помимо фрагмента Ковдорского интрузива и обрамляющих его образований включает массив-сателлит – Малый Ковдор ([Рис. 66](#)) ([Волотовская, 1957](#); [Кухаренко и др., 1965](#); [Козырева, Филатова, 1974](#)).

В пределах данного разреза гнейсы чупинской свиты беломорского комплекса были метасоматически изменены под воздействием флюидов из двух источников. Первым были щелочно-ультраосновные расплавы, образовавшие фойдолиты Большого Ковдора, вторым – агпаитовые магмы, при раскристаллизации которых сформировались фойдолиты и нефелиновые сиениты массива Малый Ковдор.

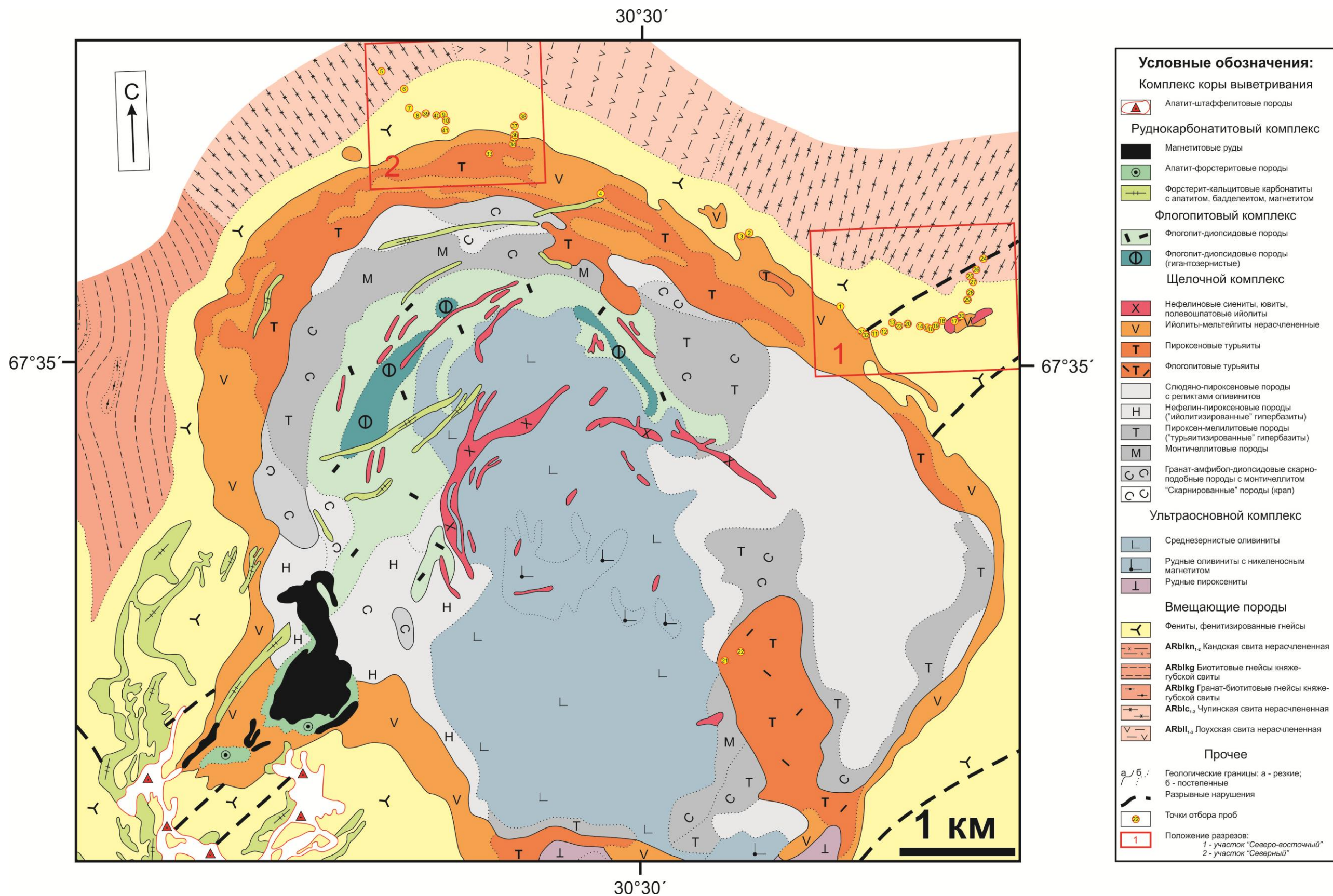


Рис. 65. Геологическая карта центральной и северной частей Ковдорского массива [по данным МГРЭ и работы (Афанасьев, 2011)]

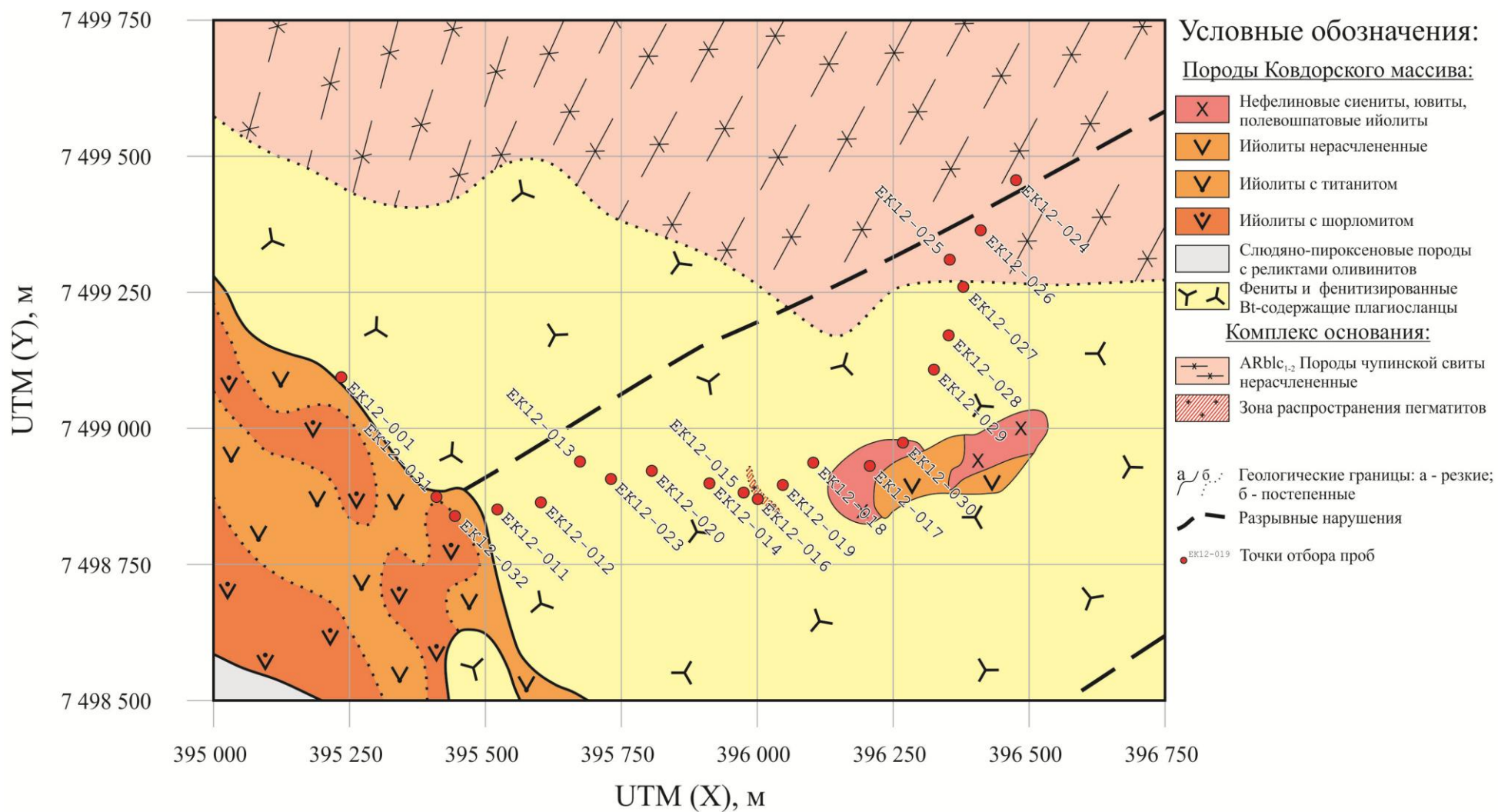


Рис. 66. Схема отбора проб на северо-восточном фланге Ковдорского массива. Геологическая основа: данные МГРЭ и работа (Афанасьев, 2011). Положение детального участка на геологической карте Ковдорского комплекса приведено на Рис. 65.

Приведу краткие минералого-петрографическую и петрохимическую характеристики основных породных разновидностей участка.

Эндоконтактовые фойдолиты Большого Ковдора в описываемом разрезе представлены меланократовыми титанитовыми мельтейгитами темного зеленого цвета с массивной текстурой и плитчатой отдельностью. Структура данных пород неравномерномелкозернистая гипидиоморфная, что обусловлено более низкой степенью идиоморфизма кристаллов нефелина по отношению к клинопироксену (Рис. 67а,б). Клинопироксен, слагающий более 60-70 об.% породы, представлен субидиоморфными короткопризматическими или изометричными зернами диопсидового состава. Нефелин относительно клинопироксена занимает интерстиционное положение и отчетливо ассоциирует с округлыми и шестоватыми кристаллами акцессорного апатита.

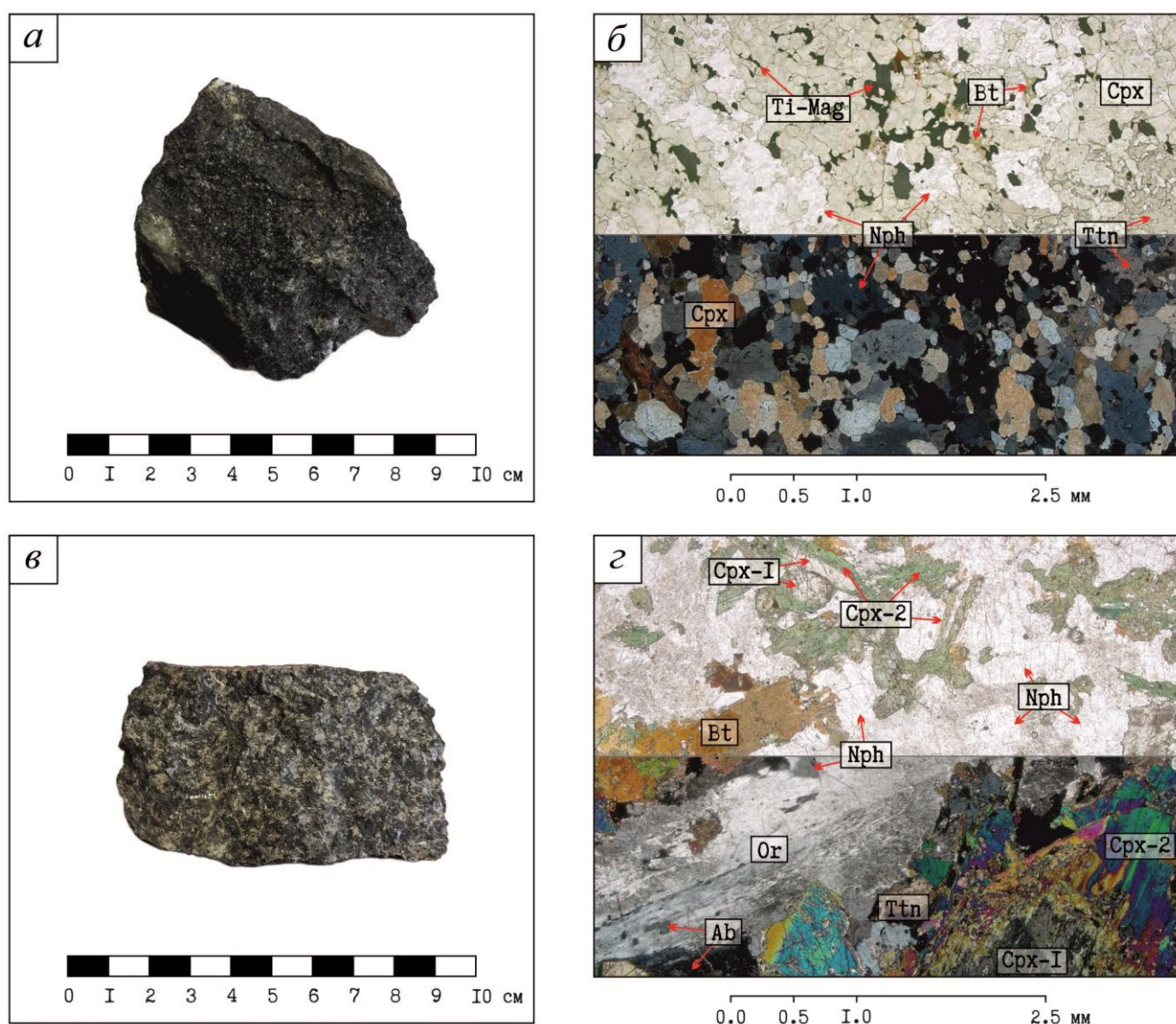


Рис. 67. (а, в) Общий вид и (б, г) микроструктурные особенности типичных разновидностей магматитов северо-восточного фланга массива Ковдор: а, б – мельтейгит эндоконтакта Большого Ковдора (обр. ЕК12-031); в, г – пойкилитовый ювит Малого Ковдора (обр. ЕК12-017). На изображениях (б, г) верхняя часть поля снята с одним никодем, нижняя – в скрещенных николях.

Степень сохранности нефелина высока (изменения проявлены лишь в некоторой «замутненности», типичных вторичных минералов не наблюдается). Титанит, присутствующий в породообразующих количествах, раскристаллизован в обособлениях двух морфотипов. Это либо идиоморфные мелкие индивиды, рассеянные равномерно без отчетливой связи с лейко- и меланократовыми составляющими породы, либо «амебовидные» сегрегации зерен, заполняющие обширные участки в интерстиционном пространстве клинопироксена. В качестве второстепенного минерала выступает титаномagnetит, ксеноморфные кристаллы которого также локализуются в интерстициях зерен диопсида и зачастую пойкилитово их включают. Вблизи титаномagnetита во многих случаях наблюдаются мельчайшие лейсты зеленовато-коричневого биотита, общее содержание которого не превышает 1 об. %.

Петрохимические характеристики данных пород, представленные в [Таблице 40](#), обычны для мельтейгитов ([Петрографический кодекс..., 2009](#)). Различия между ними и ийолитами Озерной Вараки согласуются с разницей в минеральных составах: меньшие содержания щелочей при относительно повышенных концентрациях окисей магния и кальция связаны с пропорциями, в которых присутствуют нефелин и диопсидовый клинопироксен.

Внешний вид, текстурно-структурные характеристики и минеральный состав нефелиновых сиенитов, слагающих согласно Н.А. Волотовской ([1957](#)) основной объем интрузива Малый Ковдор, разительно отличаются от таковых у рассмотренных фойдолитов. Это – мезократовые зеленовато-серые породы, характеризующиеся массивной либо трахитоидной текстурой и неравномерносреднезернистой пойкилитовой гипидиоморфной⁴⁸ структурой ([Рис. 67в,г](#)). Лейко- и меланократовые минералы представлены в пропорции 2:1. Наибольшая степень идиоморфизма присуща нефелину (15-20 об. %), прямоугольные зерна которого пойкилитово включаются в относительно более крупные кристаллы клинопироксена диопсид-геденбергитового ряда и ортоклаз-микропертита. Последнее обстоятельство придает структуре рассматриваемых нефелиновых сиенитов облик рихторитов. Степень сохранности нефелина высокая, лишь в единичных случаях наблюдается его замещение (объемное или по спайности) содалитом и канкринитом.

Клинопироксен представлен в двух генерациях (общее содержание 25-30 об. %). Первая, по составу отвечающая ряду диопсида-геденбергита, слагает относительно крупные порфиновые вкрапленники удлиненнопризматические формы с ярко выраженными гранями бипирамиды по степени идиоморфизма уступающие лишь нефелину. Вторая генерация, представленная эгирином, формирует каймы вокруг клинопироксена первой генерации (а зачастую – и обособленные блоки во внутренних частях вкрапленников, образовавшиеся, по всей видимости, путем замещения по спайности), а также индивидуальные шестоватые зерна либо кристаллы характерного «эгиринового» удлиненно-гексагонального облика. Типичным является резорбция клинопироксена мелкочешуйчатым красновато-коричневым биотитом и ксеноморфным щелочным амфиболом вплоть до появления полных гомоосевых псевдоморфоз.

⁴⁸ Но не агапитовая, так как хотя у клинопироксена степень идиоморфизма и ниже, чем у нефелина, но отчетливо выше, чем у ортоклаза.

Таблица 40. Химический состав представительных проб основных разновидностей пород северо-восточного фланга массива Ковдор

Компоненты	EK12-011	EK12-025	EK12-029A	EK12-031	EK12-017
	GNS	FGNS	FEN	MEL	JUV
SiO ₂	68.90	66.07	60.08	45.92	50.38
TiO ₂	0.36	0.35	0.47	1.40	0.97
Al ₂ O ₃	13.97	15.62	13.98	12.03	15.57
Fe ₂ O ₃	0.37	0.51	2.76	3.23	5.33
FeO	2.58	2.64	1.86	4.16	2.69
MnO	0.05	0.05	0.13	0.14	0.18
MgO	0.84	1.08	2.47	7.10	3.40
CaO	3.46	3.10	4.91	16.06	5.19
Na ₂ O	6.30	7.74	6.57	6.02	9.67
K ₂ O	1.54	1.35	4.55	1.79	3.29
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.15	1.05	0.54
CO ₂	н/п	0.49	1.26	н/п	0.60
S _T	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Cl	0.010	0.009	0.017	0.020	0.250
F	0.061	0.032	0.060	0.077	0.320
H ₂ O ⁺	0.80	0.62	0.41	0.96	1.32
H ₂ O ⁻	0.13	0.19	0.16	0.22	0.29
Сумма	99.49	99.96	99.87	100.20	100.01
K _{агп.}	0.86	0.91	1.13	0.98	1.25
Na/K	6.2	8.7	2.2	5.1	4.5
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0.89	0.85	0.43	0.59	0.36
Mg/(Mg+Fe)	0.34	0.38	0.50	0.64	0.45

Примечание. Содержания компонентов приведены в мас.%, н/п – ниже предела обнаружения. GNS – минимально измененный гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, MEL – мельтейгит, JUV – ювит.

Калиевый полевой шпат, представленный ортоклаз-микропертитом, наблюдается в виде крупных субидiomорфных удлинённо-таблитчатых кристаллов с простыми двойниками. Как уже упоминалось, данная фаза менее идиоморфная, чем клинопироксен (по крайней мере – по отношению к порфировым вкрапленникам Quad-состава) и нефелин, хадакристаллы которого присутствуют во многих зернах ортоклаза. В качестве вторичной фазы, развивающейся по калиевому полевому шпату, выступает «шахматный» альбит, слагающий пертиты замещения, ксеноморфные массы вокруг «изъеденных» контуров ортоклазовых зерен или (в редких случаях) рассекающий таковые удлинёнными индивидами. Типичным аксессуаром является титанит, субидiomорфные ромбические кристаллы которого приурочены к меланократовым участкам породы.

По минералогическим и геохимическим характеристикам данные породы представляют собой переходную разновидность между щелочными габброидами (малиньитами) и собственно нефелиновыми сиенитами (ювитами). Установленные для них значения коэффициента агпаитности превышают единицу ($K_{\text{агп.}} = 1.25$). От мельтейгитов эндоконтакта Большого Ковдора рассмотренные ювиты отличаются помимо прочего пониженной магнезиальностью и преобладанием окисного железа над закисным (Таблица 40). Как и для агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера, одной из петрохимических особенностей ювитов Малого Ковдора является их относительная обогащенность фтором (0.32 мас.% по сравнению с 0.08 мас.% в фойдолитах Большого Ковдора).

Основной объем метасоматитов контактового ореола, так же как и в экзоконтакте массива Озерная Варака, слагают в различной мере фенитизированные биотитовые гнейсы (Рис. 68). В большинстве случаев признаки фенитизации те же, что и у фенитизированных гнейсов Озерной Вараки – присутствие участков коррозии, выполненных новообразованными минералами, появление клинопироксеновых оторочек вокруг кварцевых зерен, «помутнение» микроклина, раскисление плагиоклаза и его замещение с краев кристаллов альбит-калишпатовыми агрегатами, выделяющимися при петрографическом исследовании своей «чистотой». Очень характерным является растворение биотита с формированием на границе с кварцем сложных зональных альбит-калишпат-клинопироксеновых образований, аналогичных ранее приведенным на Рис. 20а.

Структурный контроль степени фенитизации в пределах изученного разреза проявлен более ярко, чем в контактовом ореоле Озерной Вараки. Так, наименее измененные породы неожиданно были обнаружены в точке наблюдения ЕК12-011, расположенной в непосредственной близости от контакта. В образцах из этой точки опробования установлено не более 5 об.% новообразованных минералов (клинопироксена, альбита, калиевого полевого шпата). При этом реликтовые плагиоклаз и микроклин протолита характеризуются превосходной степенью сохранности, хотя биотит частично перекристаллизован с образованием второй мелколейстовой генерации (Рис. 68а,б).

В то же время образцы из точек наблюдения, расположенных максимально далеко от контакта, претерпили относительно интенсивное метасоматическое преобразование (Рис. 68в,г), что, вероятней всего, является следствием глубокого проникновения фенитизирующего флюида по крупным разломам, ориентированным ортогонально к поверхности контакта фойдолитов и обрамляющих гнейсов (см. Рис. 66). Влияние дизъюнктивных нарушений прослеживается на макро- и микроструктурном уровнях во множестве признаков наложенного дислокационного метаморфизма: брекчировании и катаклазе пород; широком распространении трещин отрыва, выполненных новообразованными минералами фенитового парагенезиса; наличии деформационных двойников в зернах плагиоклаза, кинкбанд в биотите и плагиоклазе и др. Проявленность указанных признаков коррелирует с интенсивностью фенитизации.

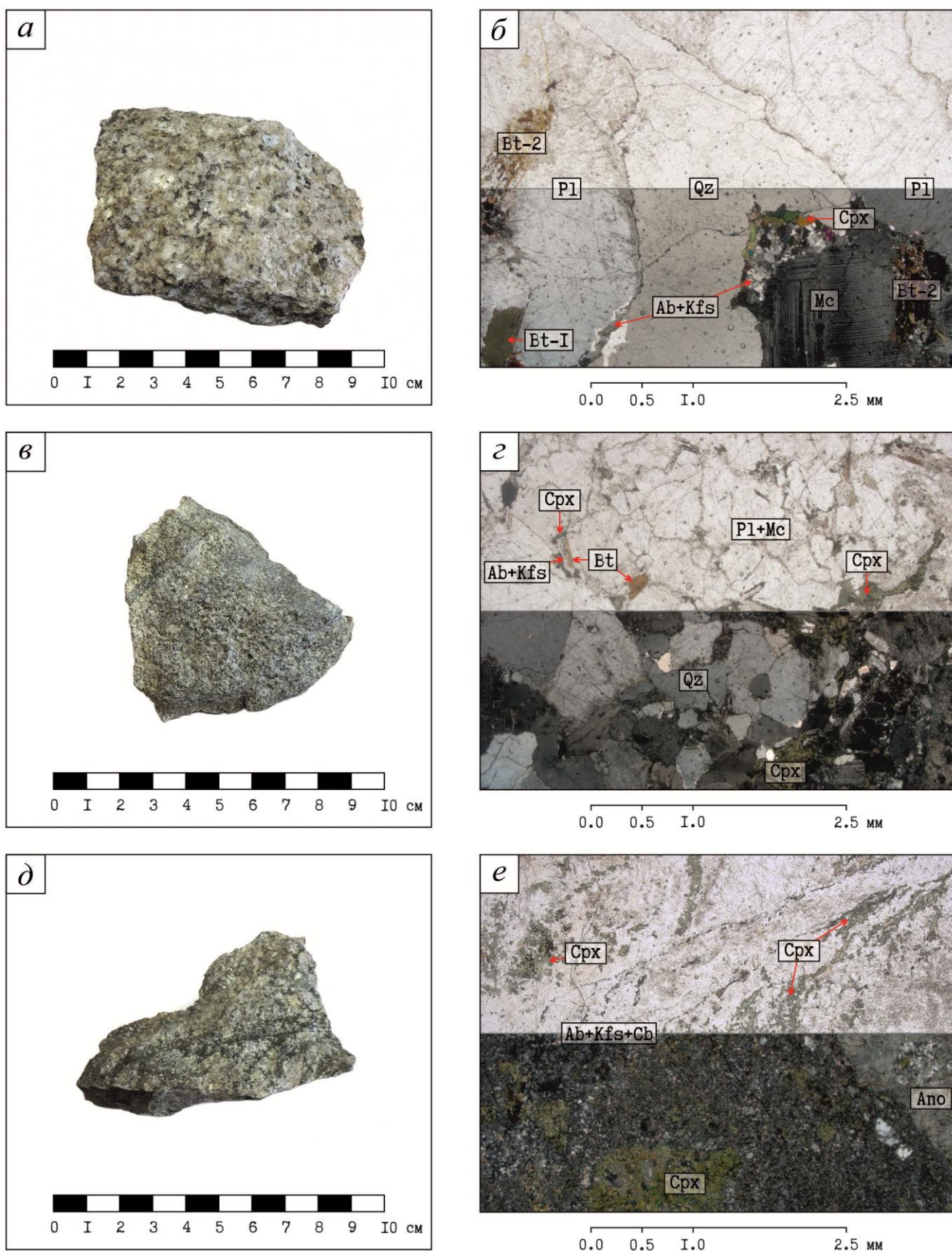


Рис. 68. (а, в, д) Общий вид и (б, г, е) микроструктурные особенности образцов пород, послуживших для количественной оценки привноса-выноса компонентов: а, б – гнейс с минимальными признаками фенитизации (обр. ЕК12-011); в, г – фенитизированный гнейс (обр. ЕК12-025); д, е – фенит из обрамления Малого Ковдора (обр. ЕК12-029А). На изображениях (б, г, е) верхняя часть поля снята с одним николем, нижняя – в скрещенных николях.

Структура контактового ореола осложнена присутствием вокруг массива Малый Ковдор кольцевой зоны специфических фенитов (Рис. 68*d,e*). В данных фенитах на фоне микрогранобластовой основной ткани, сложенной альбитом, К-полевым шпатом и карбонатом, выделяются относительно крупные порфиробласты К-На полевого шпата (анортотекста?) и эгирин-авгитовые прожилки и гломеробластовые сегрегации неправильной формы, рассеянные в породе неравномерно.

Геохимические свойства проб, выбранных для модельных расчетов, закономерно изменяются в ряду «наименее измененный гнейс (обр. ЕК12-011) → фенитизированный гнейс (обр. ЕК12-025) → фенит из обрамления Малого Ковдора (обр. ЕК12-029А)». Так, увеличение интенсивности фенитизации сопровождается снижением магнезиальности и концентрации кремнезема, ростом общего содержания щелочей, величины коэффициента агпаитности и доли железа в окисной форме. Однако фениты из обрамления Малого Ковдора несут в себе и черты, выбивающиеся из общей «геохимической логики» процесса, ранее установленной при изучении фенитов Озерной Вараки. К таковым можно отнести переход от натриевого типа щелочности к натрий-калиевому и чрезвычайно высокие значения коэффициента агпаитности. В то же время подобные свойства были определены А.А. Арзамасцевым с соавторами (2011) для фенитов из контактовых зон агпаитовых нефелинситовых комплексов Хибин и Ловозера.

В совокупности это позволяет сделать вывод о том, что протолитом для изученных фенитов послужили гнейсы, переработанные в процессе динамометаморфизма, предшествовавшего и/или сопровождавшего внедрение интрузии Малого Ковдора. Эти породы были фенитизированы под действием растворов из магм, родоначальных для фойдитов Большого Ковдора. В то же время источником флюида для преобразования фенитизированных разностей в полевошпат-клинопироксеновые фениты послужили уже агпаитовые магмы.

Все рассмотренные породы резко отличаются друг от друга по распределению редких элементов (Таблица 41, Рис. 69, Таблица 42). Наиболее фракционированный состав редкоземельных элементов определен для ювита Малого Ковдора ($La_{cn}/Yb_{cn} = 88.9$, $La_{cn}/Gd_{cn} = 20.2$, $Gd_{cn}/Lu_{cn} = 4.0$). Хондрит-нормализованный спектр данной разновидности пород морфологически сложен (Рис. 69*Б*): линейный в диапазоне REE цериевой группы и U-образно выгнутый в области REE иттриевой группы с «изломом» в Gd. Цериевая аномалия не выражена ($Ce/Ce^* = 0.96$), а европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.83$) скорее свидетельствует не о дефиците европия, а связан с повышенным содержанием гадолиния. Необходимо отметить, что сходными кривыми распределения характеризуются приконтактные луявриты Ловозера (Арзамасцев и др., 2011, Рис. 6). Характер спектра во второй, третьей и четвертой тетрадах, «излом» в Gd, значимая величина $TE_{3,4}$ при пониженной величине Y/No отношения, выходящей за границы CHARAC, может указывать на специфику магматической дифференциации в условиях флюидонасыщенной среды, приведшей к образованию агпаитовых магм, родоначальных для пород Малого Ковдора.

Таблица 41. Содержания редких элементов в представительных пробах основных разновидностей пород северо-восточного фланга массива Ковдор

Компоненты	EK12-011	EK12-025	EK12-029A	EK12-031	EK12-017
	GNS	FGNS	FEN	MEL	JUV
Li	27.1	26.7	25.9	6.43	61.2
Rb	35.0	28.9	105	40.2	79.7
Cs	1.23	0.675	0.890	0.443	1.68
Ba	398	383	1505	41.5	1530
Sr	318	460	446	656	1557
Pb	4.43	12.0	7.52	6.76	14.7
V	40.0	60.1	142	199	166
Nb	7.37	71.8	183	н/а	232
Ta	1.03	4.36	20.2	9.45	5.41
Zr	35.8	80.8	109	174	166
Hf	1.49	2.19	3.29	4.74	4.69
U	0.381	0.327	0.534	0.685	0.818
Th	2.36	5.48	17.2	5.22	5.97
Y	16.6	5.91	14.3	15.1	16.0
La	16.6	8.71	45.2	50.9	244
Ce	34.4	16.8	83.7	105	315
Pr	4.38	1.90	9.61	12.1	26.4
Nd	16.7	6.26	32.6	46.6	65.5
Sm	3.93	1.59	6.51	6.98	7.02
Eu	1.29	0.675	2.28	2.13	2.28
Gd	4.20	1.46	5.94	7.10	10.1
Tb	0.594	0.196	0.757	0.826	0.907
Dy	3.43	1.21	3.80	3.57	3.65
Ho	0.671	0.233	0.644	0.520	0.688
Er	1.88	0.661	1.71	1.32	1.90
Tm	0.304	0.084	0.258	0.196	0.264
Yb	2.03	0.519	1.49	1.25	1.85
Lu	0.348	0.076	0.213	0.228	0.311

Примечание. Содержания элементов даны в ppm, н/а – не анализировалось. GNS – минимально измененный гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, MEL – мельтейгит, JUV – ювит.

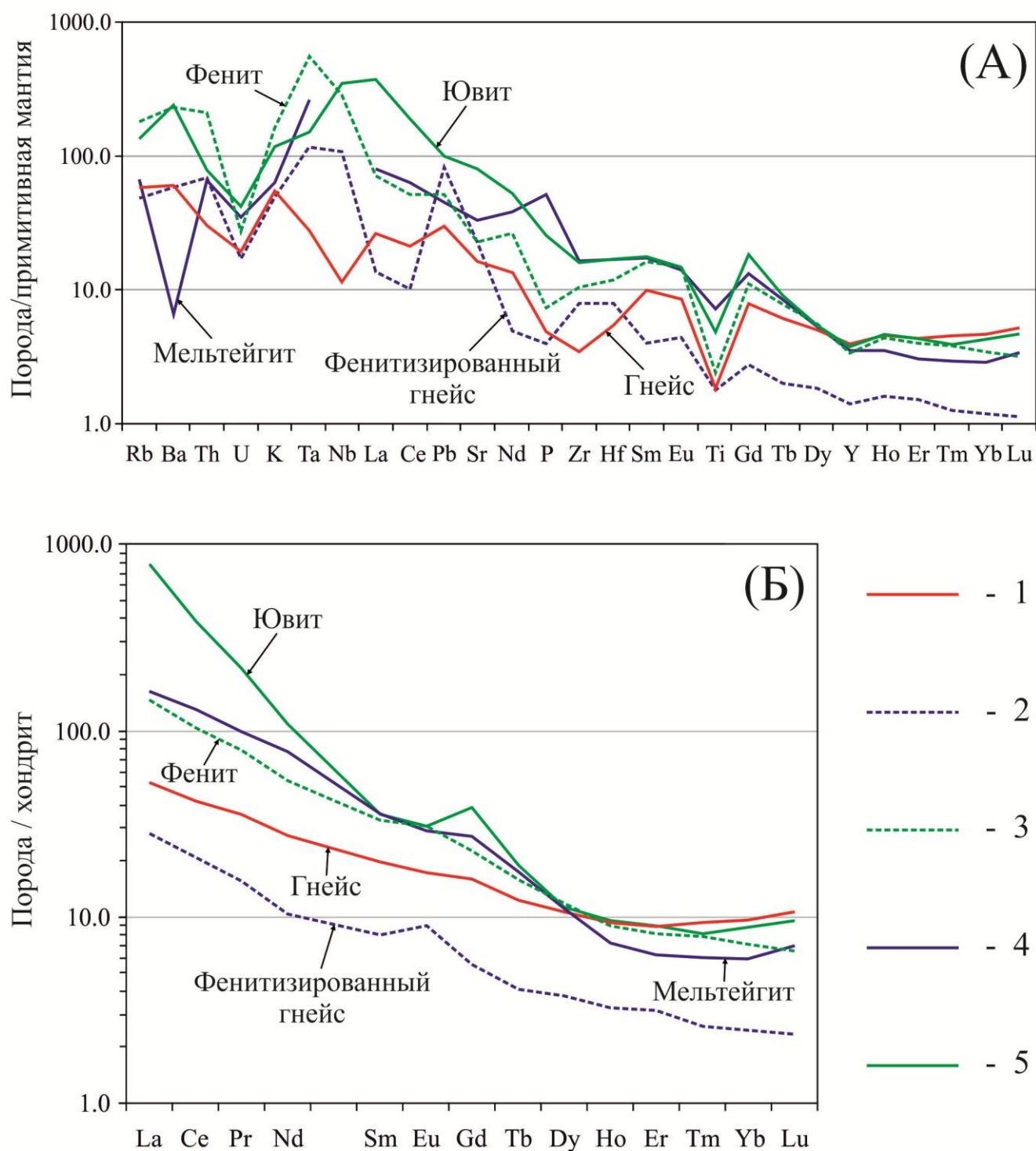


Рис. 69. (А) Спайдер-диаграмма распределения редких элементов и (Б) хондрит-нормализованные спектры распределения лантаноидов для представительных проб наиболее распространенных пород северо-западного фланга массива Ковдор. В качестве эталонов для нормализации использовались составы примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995) и значения концентраций REE в усредненном хондрите CI (Boynnton, 1984). Условные обозначения: 1 – гнейс с минимальными признаками наложенного воздействия; 2 – типичный фенитизированный гнейс; 3 – фенит из обрамления агнаитового нефелинсиенитового комплекса Малый Ковдор; 4 – мельтейгит из эндоконтакта фойдолитового кольца массива Большой Ковдор; 5 – пойкилитовый ювит из Малого Ковдора.

Таблица 42. Петрохимические параметры распределения редкоземельных элементов и индикаторы CHARAC-режима в породах северо-восточного фланга массива Ковдор

Параметры	EK12-011	EK12-025	EK12-029A	EK12-031	EK12-017
	GNS	FGNS	FEN	MEL	JUV
Морфотип спектра	II	VI	VI	III	III
La_{cn}/Yb_{cn}	5.5	11.3	20.5	27.5	88.9
La_{cn}/Gd_{cn}	3.3	5.0	6.4	6.0	20.2
Gd_{cn}/Lu_{cn}	1.5	2.4	3.5	3.9	4.0
ΣREE	107	46	209	254	696
$\frac{LREE}{HREE}$	2.6	3.5	6.2	7.4	18.5
Ce/Ce*	0.99	1.03	0.99	1.02	0.96
Eu/Eu*	0.97	1.35	1.12	0.93	0.83
t_1	1.01	1.05	1.01	1.01	0.99
T_1	0.03	0.06	0.03	0.01	0.04
t_3	0.94	0.92	0.96	0.99	0.76
T_3	0.06	0.09	0.04	0.01	0.24
t_4	0.97	0.93	1.03	0.90	0.91
T_4	0.03	0.07	0.03	0.10	0.10
$TE_{3,4}$	0.95	0.93	0.99	0.94	0.83
$T_{3,4}$	0.05	0.08	0.04	0.07	0.18
Y/Ho	24.7	25.4	22.2	29.0	23.3
Zr/Hf	24.0	36.9	33.1	36.7	35.4

Примечание. GNS – минимально измененный гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, MEL – мельтейгит, JUV – ювит. Значение II в строке «Морфотип спектра» отвечает «гладкому вогнутому», III – «сложному», IV – «гладкому вогнутому с европиевым максимумом» спектрам (см. раздел 5.2 и пояснения в настоящем разделе); расчет параметров Ce/Ce*, Eu/Eu*, t_i , T_i , $TE_{3,4}$ и $T_{3,4}$ производился согласно уравнениям (12), (11), (7), (9), (8) и (10) соответственно (см. раздел 5.2).

Морфология графика хондрит-нормализованных значений эндоконтактового мельтейгита Большого Ковдора близка к морфологии спектра ювита, однако легкие редкоземельные элементы менее фракционированы ($La_{cn}/Gd_{cn} = 6.0$), что сказывается и на общем показателе фракционированности $La_{cn}/Yb_{cn} = 27.5$. Менее дифференцированы REE и на отрезке Sm-Gd при Ce/Ce* = 1.02 и Eu/Eu* = 0.93, в силу чего кривая распределения практически прямолинейна во всем диапазоне La-Gd.

Сравнивая спектры распределения редких элементов мельтейгита Большого Ковдора и ювита Малого Ковдора на спайдер-диаграмме (Рис. 69А) при учете абсолютных значений их содержаний (Таблица 41) и плотностей пород ($\rho_{MEL} = 3.12 \div 3.14$ г/см³, $\rho_{JUV} = 2.76 \div 2.82$ г/см³) можно заключить, что магматическая дифференциация вела к обогащению дериватов

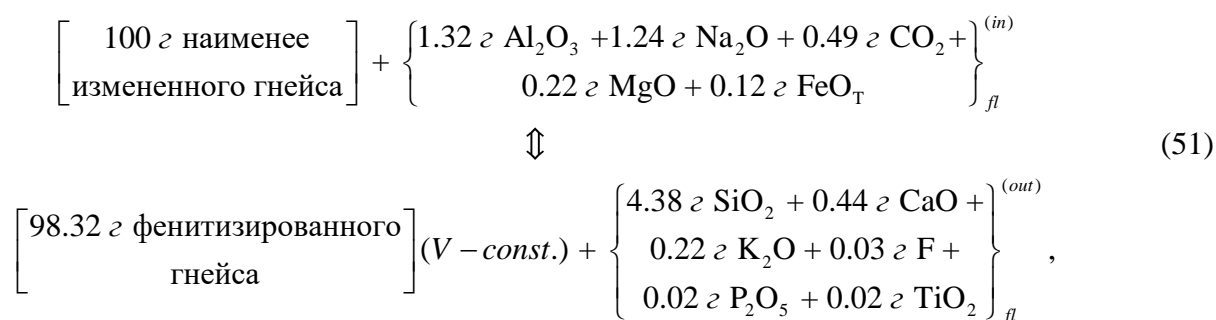
(агпайтовых магм) практически всеми несовместимыми элементами за исключением HFSE, иттрия и фосфора.

Из образований контактового ореола наиболее примитивный хондрит-нормализованный спектр ожидаемо установлен для наименее измененного гнейса (Рис. 69Б). Его кривая имеет ту же «гладкую вогнутую» форму, что и спектр олигоклаз-биотитового гнейса Озерной Вараки при еще более пологом наклоне графика, причем величины отношений $La_{cn}/Yb_{cn} = 5.5$, $La_{cn}/Gd_{cn} = 3.3$, $Gd_{cn}/Lu_{cn} = 1.5$ являются минимальными из всех проанализированных проб. Цериевая и европиевая аномалии не проявлены ($Ce/Ce^* = 0.99$, $Eu/Eu^* = 0.97$).

Спектры распределений REE фенитизированных пород своеобразны: при той же «гладкой вогнутой» форме в них наблюдаются четко выраженные европиевые максимумы ($Eu/Eu^* = 1.12 \div 1.35$), что может свидетельствовать о влиянии концентрации хлора во флюидной фазе. Рост интенсивности фенитизации проявляется в возрастании всех параметров, отражающих степень фракционированности (La_{cn}/Yb_{cn} , La_{cn}/Gd_{cn} , Gd_{cn}/Lu_{cn}), а так же росте доли легких лантаноидов в общем балансе REE. Редкоэлементная специфика фенитов из обрамления Малого Ковдора выражается в низком значении Y/Но, аналогичном таковому в ювите.

Для количественной оценки привноса-выноса петрогенных и малых компонентов в контактовые образования северо-восточного фланга Ковдора была использована та же методика изоконного анализа, что и для фенитизированных пород Озерной Вараки (Gresens, 1967; Grant, 1986). Результаты проведенного моделирования представлены в Таблице 43.

Исходя из произведенных расчетов реакция метасоматического образования фенитизированного гнейса на уровне петрогенных компонентов может быть записана в схематическом виде:



то есть индекс F.I. составляет всего 3.4, что отвечает низкой ступени фенитизации (Kresten, 1988) и согласуется с минералого-петрографическими характеристиками породы. Таким образом фенитизированные гнейсы Ковдора, так же как и аналогичные породы Озерной Вараки, представляют собой породы зоны щелочного метасоматоза с преобладающим выносом компонентов (в первую очередь – кремнезема). Сходство между фенитизированными гнейсами двух комплексов проявлено и на уровне редких элементов (Рис. 53 и Рис. 70А). В обоих случаях HFSE активно привносились (причем Nb-Ta интенсивней, чем Zr-Hf), а REE - выносились (HREE в большей степени, чем LREE).

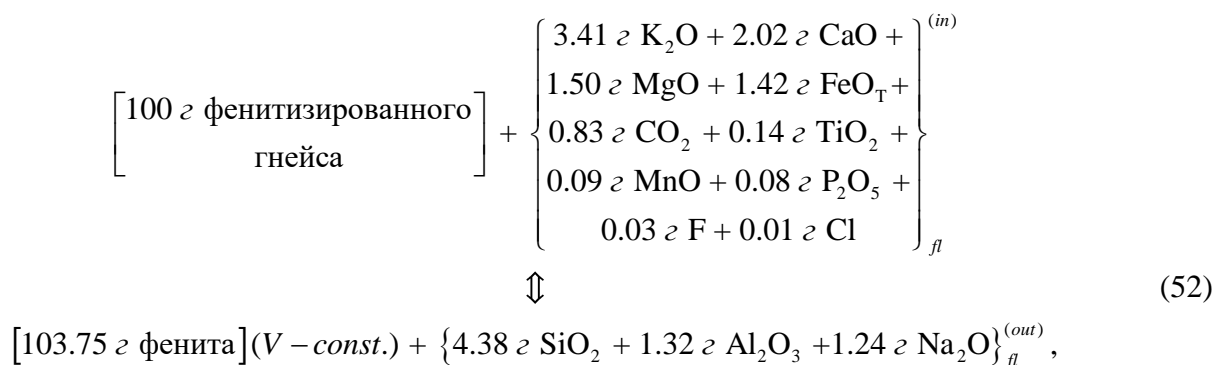
Таблица 43. Результат расчета привноса-выноса компонентов в породы контактовой зоны на северо-восточном фланге массива Ковдор по итогам изоконного анализа (Coelho, 2006)

Компоненты	ЕК12-011* (2.67)		ЕК12-025 (2.61)	
	ЕК12-025** (2.61)		ЕК12-029А (2.71)	
	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$	$\Delta M_i/M^O$	$\Delta M_i/M_i^O$
SiO ₂	-4.38	-0.06	-3.72	-0.06
TiO ₂	-0.02	-0.05	0.14	0.40
Al ₂ O ₃	1.32	0.09	-1.12	-0.07
FeO _{сум}	0.12	0.04	1.42	0.46
MnO	0.00	-0.04	0.09	1.72
MgO	0.22	0.26	1.50	1.38
CaO	-0.44	-0.12	2.02	0.65
Na ₂ O	1.29	0.20	-0.93	-0.12
K ₂ O	-0.22	-0.14	3.41	2.50
P ₂ O ₅	-0.02	-0.22	0.08	0.95
C(CO ₂)	0.49	—	0.83	1.67
Cl	0.00	-0.12	0.01	0.96
F	-0.03	-0.49	0.03	0.98
Ba	-23.9	-0.06	1191	3.08
Sr	134	0.41	3.10	0.01
Li	-1.01	-0.04	0.19	0.01
Rb	-6.85	-0.19	80.9	2.77
Cs	-0.58	-0.46	0.25	0.37
Zr	43.8	1.21	32.7	0.40
Hf	0.66	0.44	1.24	0.56
Nb	63.8	8.52	119	1.65
Ta	3.28	3.14	16.8	3.81
Y	-11.0	-0.65	9.02	1.51
La	-8.21	-0.49	38.6	4.39
Ce	-18.2	-0.52	70.8	4.17
Pr	-2.56	-0.58	8.15	4.25
Nd	-10.7	-0.63	27.8	4.41
Sm	-2.41	-0.61	5.22	3.25
Eu	-0.64	-0.49	1.71	2.51
Gd	-2.82	-0.66	4.75	3.22
Tb	-0.41	-0.68	0.60	3.01
Dy	-2.28	-0.66	2.76	2.26
Ho	-0.45	-0.66	0.44	1.87
Er	-1.25	-0.66	1.13	1.69
Tm	-0.23	-0.73	0.19	2.19
Yb	-1.55	-0.75	1.04	1.98
Lu	-0.28	-0.79	0.15	1.90
MC	-1.68		3.75	
VC	V = const		V = const	

Примечание. $\Delta M_i/M^O$ – баланс масс по отношению к массе протолита (г/100 г для петрогенных компонентов, мг/1000 г для редких элементов); $\Delta M_i/M_i^O$ – баланс масс по отношению к массе каждого элемента в протолите; MC – изменение массы протолита в %; VC – изменение объема протолита в %; V = const – оценка привноса-выноса компонентов для изохорических условий.

* Составы протолитов, ** составы продуктов метасоматической переработки, в скобках указаны плотности соответствующих образцов (г/см³). При расчете не учитывались S и H₂O, все железо рассматривалось в форме FeO. Содержания компонентов нормировались к 100 %, плотности и концентрации редких элементов домножались на соответствующий коэффициент пропорциональности.

Процесс образования фенитов Малого Ковдора можно рассматривать как базификацию на фоне высокой активности щелочей, однако из щелочных металлов ведущую роль играл калий:



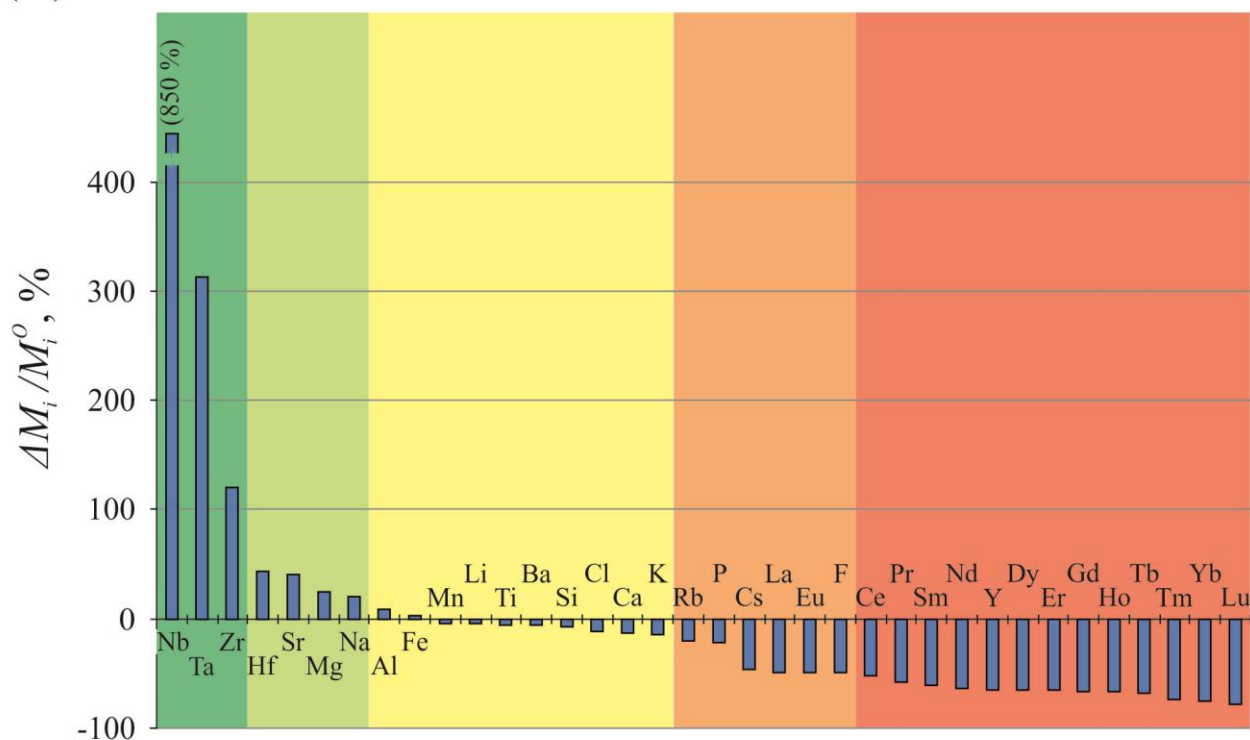
а не натрия, как на Озерной Вараке [см. реакции (19) и (21)], что делает рассматриваемый процесс потенциально рудоносным в отношении REE и HFSE (Владыкин, 2013). Кроме того интенсивно накапливались и геохимически близкие калию барий и рубидий.

Метасоматическое преобразование (52) сопровождалось преимущественным привносом компонентов, что проявлено в высоком значении индекса фенитизации ($F.I. = 8.7$, рассчитан относительно гнейса) и наглядно отображается на гистограмме изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) (Рис. 70Б).

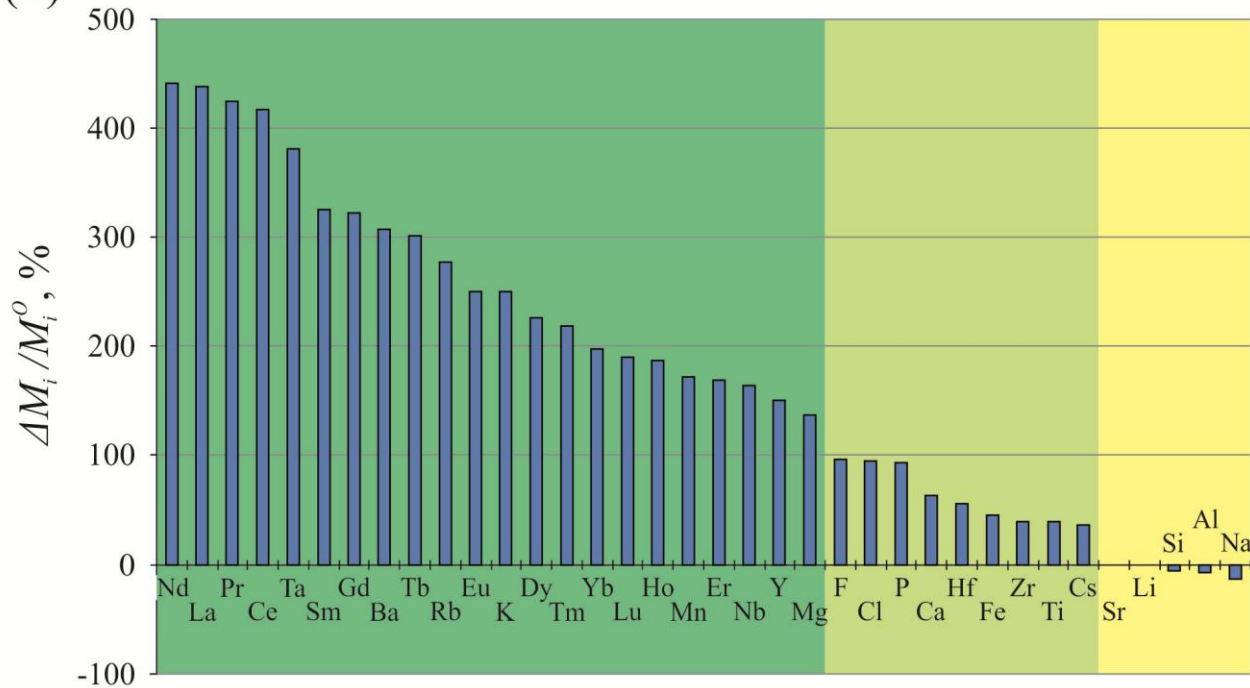
Несмотря на то, что ювиты Малого Ковдора по содержаниям HFSE и REE уступают и ийолитам Озерной Варакы (см. Таблицу 31, Таблицу 40) и приконтактовым сиенитам Хибин и Ловозера (Арзамасцев и др., 2011), модельные расчеты показали, что как абсолютные, так и относительные значения привноса HFSE и REE при формировании фенитов в обрамлении Малого Ковдора существенно превышают те же величины для фенитов щелочно-ультраосновного комплекса Озерной Варакы. При этом по абсолютным значениям привноса Nb, Ta и REE фениты Малого Ковдора аналогичны фенитам Хибин и Ловозера.

Возможным объяснением природы данных фактов является различие состава агентов фенитизации для щелочно-ультраосновных и агпаитовых сиенитовых комплексов. Декомпрессия, сопровождающая процесс внедрения щелочных магм, способствовала отделению значительного объема флюидной фазы с самых ранних стадий становления щелочных комплексов (Когарко, Рябчиков, 1978). В то же время растворимость воды и прочих летучих компонентов в значительной мере зависит от химического состава магматического расплава и возрастает по мере увеличения его щелочности (Когарко, 1977). В связи с этим растворимость воды в щелочно-ультраосновных расплавах существенно ниже, чем в агпаитовых, за счет чего обособление фенитизирующего раствора в щелочно-ультраосновных комплексах происходило на более высокотемпературном этапе при повышенной за счет термического разуплотнения флюидопроницаемости пород обрамления. Поскольку коэффициент распределения фтора в системе «флюид – щелочной расплав» значительно ниже единицы (Когарко, Кригман, 1981), фенитизирующий раствор щелочно-ультраосновных комплексов был обеднен этим компонентом наряду с прочими летучими (CO_2 , Cl, S).

(A)



(Б)



1

2

3

4

5

Рис. 70. Рассчитанное изменение масс компонентов относительно их масс в протолите ($\Delta M_i/M_i^0$) для моделей (А) фенитизации гнейса из контактового ореола фойдолитов Большого Ковдора и (Б) образования по фенитизированному гнейсу фенита в обрамлении агпайтового нефелинсиенитового комплекса Малый Ковдор. Степень подвижности компонентов: 1 – активно приносились; 2 – умеренно приносились; 3 – малоподвижные компоненты; 4 – умеренно выносились; 5 – активно выносились.

Как установлено, именно участие фтора во многом определяет степень мобильности таких малоподвижных компонентов, как редкоземельные элементы (Граменицкий и др., 2005), что и объясняет их слабый привнос в процессе формирования фенитов щелочно-ультраосновных комплексов.

В ходе становления агпаитовых плутонов отделение метасоматизирующего флюида происходило иначе. Незначительность масштабов переработки пород обрамления, вероятно, связана с высокой растворимостью воды в агпаитовых расплавах (Когарко, 1977), что препятствовало отделению парогазовой фазы. Кроме того, в ходе кристаллизации водосодержащих агпаитовых магм становится возможен переход от силикатного расплава к остаточному концентрированному рассолу, способному эффективно экстрагировать редкоземельные металлы (Когарко, 1977; Граменицкий и др., 2005).

По всей видимости, формирование ореола фенитизации вокруг агпаитовых нефелинсиенитовых массивов происходило на позднемагматическом этапе эволюции комплексов под воздействием гетерофазного флюида, состоящего из собственно гидротермального водного раствора и высокоплотного фторидного рассола. Подтверждением этого является возраст цирконов из зоны экзоконтактовых метасоматитов Ловозера, показывающий, что их формирование происходило на несколько миллионов лет позднее главной фазы становления агпаитовых сиенитов (Арзамасцев и др., 2007). В том массиве генерация флюидной фазы происходила не во всем объеме магматической камеры, а в узкой эндоконтактовой зоне шириной до 200 м. Отделение флюида привело к изменению вещественного состава пород данной зоны, резко отличных от нефелиновых сиенитов внутренних частей комплекса, что наглядно показывает сопоставление хондрит-нормализованных спектров распределений REE (Арзамасцев и др., 2011).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе изучения метасоматических образований фенитового ореола массива Озерная Варака выявлено три этапа гидротермально-метасоматического воздействия. Основной объем обрамляющего массив контактового ореола составляют синмагматические щелочные метасоматиты, сформировавшиеся на фойдолитовом этапе становления комплекса. Установлено, что признаки многостадийной метасоматической переработки пород контактового ореола выражены как на минералогическом, так и на геохимическом уровнях.

Выделено несколько разновозрастных парагенетических ассоциаций, при этом «сквозные» минералы (клинопироксен, щелочные полевые шпаты, апатит, титанит), отнесенные к различным парагенетическим ассоциациям, обладают специфическими типохимическими особенностями. В качестве критерия принадлежности к разновозрастным парагенезисам пород контактовых зон щелочно-ультраосновных комплексов предложен ряд новых, основанных на анализе концентраций Ba и Sr в щелочных полевых шпатах, Sr и REE – в апатите, а также величин Fe/Al отношения и содержания примесных компонентов (Fe, Al, Na, Nb, Zr, REE) в титаните.

Несмотря на малую распространенность карбонатитов в пределах массива Озерная Варака, минералы основной («карбонатитовой») парагенетической ассоциации в тех или иных количествах наблюдаются практически во всех исследованных образцах, что свидетельствует о высокой значимости карбонатитового процесса в формировании современного облика пород фенитового ореола. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что в собственно гидротермально-метасоматических образованиях карбонатитового этапа заключена лишь незначительная часть вещества, привнесенного в контактовый ореол растворами из карбонатитового источника. Анализ вариаций химизма минералов позволил установить как инфильтрационные, так и диффузионные метасоматические преобразования.

Изотопный состав гелия во флюидных включениях, захваченных минералами раннего щелочного и основного парагенезисов, свидетельствует о смене источника флюида с ийолитового на карбонатитовый одновременно со сменой путей миграции метасоматизирующих растворов. Отделение флюидной фазы на раннем щелочном этапе метасоматической переработки произошло непосредственно из магматической камеры, заполненной щелочно-ультраосновным расплавом, в то время как «карбонатитовый» флюид транспортировался по трещинным системам и зонам дробления из корневой части магматической системы, что привело к контаминации состава благородных газов коровой компонентой.

Вывод о влиянии на породы контактового ореола нескольких наложенных друг на друга метасоматических процессов был подтвержден результатами исследования петрохимических данных. Установлено, что при переходе от одной разновидности алюмосиликатных пород экзоконтакта к другой происходит скачкообразное изменение петрохимических характеристик. По содержанию глинозема щелочные метасоматиты фойдолитового этапа, включая их эдукт (гранито-гнейсы), отделяются от метасоматитов

карбонатитового этапа, а по концентрации оксида натрия гранито-гнейсы и сформировавшиеся по ним щелочные метасоматиты фойдолитового этапа разбиваются на три группы, отвечающих зонам колонки фенитизации. При возрастании интенсивности метасоматической переработки, содержание Na_2O дискретно возрастает. Твейтозиты обеднены относительно ранних щелочных метасоматитов и Na_2O , и Al_2O_3 , а альбитизированные породы – обогащены, что свидетельствует об их выносе из ранних щелочных метасоматитов и переотложении в зоне вторичного ощелачивания (альбитизации). Комплексирование метода главных компонент и дискриминантного анализа позволило выделить три процесса (фактора), максимально повлиявших на изменение состава исследованных пород: метасоматоз карбонатитового этапа, наложенные посткарбонатитовые изменения твейтозитов и метасоматоз фойдолитового этапа. Характер распределения фигуративных точек сёвитов на факторных плоскостях увязывается с представлением об их магматическом или карботермалитовом происхождении. Распределение фигуративных точек альвикитов согласуется с моделью формирования данного типа пород за счет ассимиляции карбонатитовым расплавом в ходе магматического замещения фенитов.

Как показал анализ распределения редких элементов (в первую очередь – LILE, HFSE, REE), йолиты массива обеднены крупноионными литофильными элементами и некоторыми легкими лантаноидами (La-Nd) и обогащены высокочargedными и остальными редкоземельными элементами (Y, Sm-Yb). По этим параметрам они находятся между наиболее примитивными породами щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции (оливиновыми мельтейгит-порфирами и оливин-мелилитовыми меланефелинитами) и её средневзвешенным составом, что свидетельствует, с одной стороны, о едином пути магматической эволюции и низкой ступенью дифференциации щелочно-ультраосновных магм, породивших йолиты Озерной Вараки, а с другой – о том, что вынос вещества флюидными потоками не привел к значительному фракционированию высокочargedных элементов. О низкой степени дифференциации свидетельствуют и распределения лантаноидов. Отсутствие же тетрад-эффектов и других признаков «не CHARAC» режима указывают на незначительность выноса REE флюидом из щелочно-ультраосновных магм на фойдолитовом этапе становления комплекса.

Кальцитовые карбонатиты (сёвиты и альвикиты) характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями Sr и REE, что отличает их от всех разновидностей силикатных пород эндо- и экзоконтакта. Неординарные для карбонатитов величины отношений Nb/Ta, Zr/Hf, Zr/Nb и Zr/Ta объясняются широкой распространенностью титанита, так как кристаллизация этого минерала, специфического для карбонатитов, ведет к насыщению пород тяжелыми HFSE относительно легких. В свою очередь, присутствие титанита в ранних альвикитах является еще одним указанием на ассимиляцию карбонатным расплавом силикатного вещества из пород обрамления.

Щелочной метасоматоз фойдолитового этапа сопровождался умеренным привнесением Sr, Ba, HFSE и REE, содержания которых закономерно возрастают от фронтальной зоны метасоматической колонки (фенитизированных гнейсов) к тыловой (апогнейсовым фенитам). Значения индикаторного соотношения Y/No при росте Zr/Hf и установленное влияние тетрад-эффекта W-типа на хондрит-нормализованные спектры лантаноидов фенитизированных

гнейсов и фенитов могут интерпретироваться как результат специфического «не-CHARAC» режима при формировании щелочных метасоматитов фойдолитового этапа становления комплекса. В свою очередь, это позволяет предполагать перенос наименее подвижных редких элементов (HFSE и REE) во флюиде в составе комплексных соединений с лигандами F^- , PO_4^{3-} , CO_2^{2-} и др.

При базификации карбонатитового этапа, вызвавшей образование волластонит-пироксеновых пород, в породы контактового ореола происходил привнос всего спектра REE. Своеобразной чертой волластонит-клинопироксеновых пород является незначительное содержание бария, а также фракционирование геохимически сходных Nb и Ta с относительным обеднением последним. Апофенитовые твейтозиты по редкоэлементному составу близки к волластонит-клинопироксеновым породам, однако не столь резко обогащены REE. Помимо того, твейтозиты характеризуются повышенными содержаниями Zr и Hf при более низком значении Zr/Hf отношения.

По содержанию Sr и REE апоальвикитовые феррокарбонатиты близки к волластонит-клинопироксеновым породам и твейтозитам, что является еще одним свидетельством их образования в результате процессов, наложенных на кальцитовые карбонатиты. С волластонит-клинопироксеновыми породами феррокарбонатиты сближают и наблюдающиеся незначительные концентрации Ba. По содержаниям HFSE феррокарбонатиты занимают промежуточное положение между сёвитами и альвикитами.

Процесс, в ходе которого образовались апофенитовые альбитизированные породы, привел к выносу всех редких элементов за исключением Cs, которым альбитизированные породы даже несколько обогащены по сравнению с фенитом, и Ta, концентрация которого осталась на прежнем уровне, что вызвало фракционирование геохимически сходных Nb и Ta.

Приведенные результаты были подтверждены моделированием процессов метасоматоза с помощью методики масс-баланса, что позволило дополнительно оценить масштабы привноса-выноса как петрогенных, так и редких элементов.

Исходя из изотопных составов Sr и Nd твейтозитов является простой «механической» смесью данных компонентов фенитизированного гнейса и сёвита, представляющего собой наименее контаминированное карбонатитовое вещество. Магматическое замещение твейтозитов на термальном пике карбонатитообразования (при температурах около 900 С и выше) сопровождалось перекристаллизацией ассимилируемого силикатного вещества, за счет чего кальцитовый расплав динамично обогащался коровой компонентой, а также терял CO_2 , образованный *in situ* реакционным путем. Углекислотная флюидная фаза, ответственная за формирование феррокарбонатитов, несла в себе железо, кремнезем и щелочи, но была относительно бедна стронцием и REE. Изотопные характеристики углерода карбонатов исследованных феррокарбонатитов позволяют предположить, что они представляют собой результат воздействия той же углекислотной фазы, однако претерпевшей глубокую эволюцию, в ходе которой при кристаллизации карбонатов стронция и редких земель был утрачен ряд компонент.

Сопоставление результатов проведенных исследований с данными по зонам контактового взаимодействия Хибинского и Ловозерского апатитовых массивов, а также северо-восточного фланга массива Ковдор выявило ряд существенных различий по размеру фенитовых ореолов, а также по степени подвижности HFSE и REE в процессах контактового взаимодействия щелочно-ультраосновных и апатитовых магм с гнейсами обрамления. При этом, несмотря на то, что ювиты Малого Ковдора по содержаниям HFSE и REE уступают и ийолитами Озерной Вараки и приконтактовым сиенитам Хибин и Ловозера, модельные расчеты показали, что значения привноса HFSE и REE при формировании фенитов в обрамлении Малого Ковдора существенно превышают те же величины для фенитов щелочно-ультраосновного комплекса Озерной Вараки. Однако вне зоны воздействия растворов из апатитового источника фенитизированные породы Большого Ковдора по параметрам привноса-выноса петрогенных и редких компонентов чрезвычайно близки сходным образованиям Озерной Вараки. В свете имеющихся геологических данных это позволяет предполагать разницу в составах фенитизирующих агентов и объемах флюидных фаз, отделившихся от щелочно-ультраосновных и апатитовых магм, родоначальных для рассмотренных комплексов.

В качестве перспективного направления дальнейшей разработки тематики настоящего исследования автор может назвать изучение процессов, реализуемых при формировании пород зон эндоконтактов щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Проблема петрогенезиса данных образований является более обширной, чем рассмотренная в настоящей работе, так как дополнительно охватывает широкий круг вопросов магматической петрологии, и представляется хоть и трудоемкой, но захватывающей. Расшифровка механизмов образования эндоконтактовых пород может дать ценную информацию о влиянии отделения флюидной фазы на физико-химические параметры родоначального расплава, что в свою очередь позволит получить более полное понимание того, как происходит формирование щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в целом. В ходе исследования в рамках работы возник ряд вопросов различного масштаба, требующих дополнительного изучения с применением более обширного спектра методов либо проверки на других объектах: каков механизм вхождения избыточного кальция в состав «фенитового» эгирин-авгита, универсален ли выявленный антагонизм апатитоносности базификатов карбонатитового этапа и наложенной флогопитизации, а также существует ли связь между процессами магматического замещения, воздействием флюидов относительно поздних карбонатитовых магм на более ранние карбонатиты и образованием феррокарбонатитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян, С.А. Прикладная статистика: Исследование зависимостей: Справочное издание / С.А. Айвазян, И.С. Енюков, Л.Д. Мешалкин / под ред. С.А. Айвазяна. – М.: Финансы и статистика, 1985. – 487 с.
2. Акименко, М.И. Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, агпаитовая дайка в Кандалакшском районе / М.И. Акименко, Л.Н. Когарко, Н.В. Сорохтина, Н.Н. Кононкова, В.П. Мамонтов // Доклады АН. – 2014. – Т. 458. – № 2. – С. 193-197. – DOI: [10.7868/S0869565214260156](https://doi.org/10.7868/S0869565214260156)
3. Анфилов, В.Н. Силикатные расплавы / В.Н. Анфилов, В.Н. Быков, А.А. Осипов. – М.: Наука, 2005. – 357 с.
4. Арзамасцев, А.А. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия / А.А. Арзамасцев, Л.В. Арзамасцева, Б.В. Беляцкий // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 3. – С. 316-336.
5. Арзамасцев, А.А. Палеозойские дайковые серии в Кольской щелочной провинции: возраст и характеристика мантийных источников / А.А. Арзамасцев, А.В. Травин, Б.В. Беляцкий, Л.В. Арзамасцева // Доклады АН. – 2003. – Т. 391. – № 6. – С. 804-808.
6. Арзамасцев, А.А. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS / А.А. Арзамасцев, Ф. Беа, Л.В. Арзамасцева, П. Монтеро // Геохимия. – 2005. – № 1. – С. 80-95.
7. Арзамасцев, А.А. Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar данные / А.А. Арзамасцев, Л.В. Арзамасцева, А.В. Травин, Б.В. Беляцкий, А.М. Шаматрина, А.В. Антонов, А.Н. Ларионов, Н.В. Родионов, С.А. Сергеев // Доклады АН. – 2007. – Т. 413. – № 5. – С. 666-670. – DOI: [10.1134/S1028334X07030257](https://doi.org/10.1134/S1028334X07030257) (для англ. версии)
8. Арзамасцев, А.А. Плюм-литосферное взаимодействие в условиях древнего сублитосферного мантийного кила: пример Кольской щелочной провинции / А.А. Арзамасцев, В.Н. Глазнев // Доклады АН. – 2008. – Т. 419. – № 4. – С. 515-518. – DOI: [10.1134/S1028334X08030069](https://doi.org/10.1134/S1028334X08030069) (для англ. версии)
9. Арзамасцев, А.А. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / А.А. Арзамасцев, Ж.А. Федотов, Л.В. Арзамасцева. – СПб.: Наука, 2009а. – 383 с.
10. Арзамасцев, А.А. Элементы примеси в минералах как индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных дайковых серий: LA-ICP-MS данные по магматическим провинциям северо-восточной Феноскандинавии и Германии / А.А. Арзамасцев, Л.В. Арзамасцева, Ф. Беа, П. Монтеро // Петрология. – 2009б. – Т. 17. – № 1. – С. 51-78. – DOI: [10.1134/S0869591109010032](https://doi.org/10.1134/S0869591109010032) (для англ. версии)

11. *Арзамасцев, А.А.* Контактное взаимодействие агапитовых магм с гнейсами фундамента: на примере Хибинского и Ловозерского массивов / А.А. Арзамасцев, Л.В. Арзамасцева, Г.П. Зарайский // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 2. – С. 109-133. – DOI: [10.1134/S0869591111020032](https://doi.org/10.1134/S0869591111020032) (для англ. версии)
12. *Афанасьев, Б.В.* Минеральные ресурсы щёлочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова / Б.В. Афанасьев. – СПб: Изд-во «Роза ветров», 2011. – 224 с.
13. *Афанасьев, В.А.* Щелочные породы Озёрной вараки Хабозёрского района / В.А. Афанасьев // Доклады АН СССР. – 1939. – Т. 25. – № 6. – С. 510-514.
14. *Афанасьев, В.А.* Щелочные породы Хабозерского района (Юго-западная часть Кольского полуострова) / В.А. Афанасьев // Производительные силы Кольского полуострова. Том I / под общ. ред. А.Е. Ферсмана. – М.-Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1940. – С. 129-135.
15. *Афифи, А.* Статистический анализ: Подход с использованием ЭВМ / А. Афифи, С. Эйзен. – Пер. с англ. – М.: Мир, 1982. – 488 с.
16. *Бардина, Н.Ю.* Фениты: систематика, условия формирования и значение для корового магмаобразования / Н.Ю. Бардина, В.С. Попов // Записки ВМО. – 1994. – Т. 123. – № 6. – С. 1-19.
17. *Белонин, М.Д.* Факторный анализ в геологии / М.Д. Белонин, В.А. Голубева, Г.Т. Скублов. – М.: Недра, 1982. – 269 с.
18. *Бочаров, В.Л.* Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского карбонатитового месторождения КМА / В.Л. Бочаров // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2008. – № 1. – С. 94-103.
19. *Булах, А.Г.* Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов / А.Г. Булах, В.В. Иванников. – Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1984. – 244 с.
20. *Булах, А.Г.* Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии / А.Г. Булах, В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарев. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1995. – 260 с.
21. *Буссен, И.В.* Геология Ловозерских тундр / И.В. Буссен, А.С. Сахаров – Л.: Наука, 1967. – 125 с.
22. *Буссен, И.В.* Петрология Ловозерского щелочного массива / И.В. Буссен, А.С. Сахаров – Л.: Наука, 1972. – 296 с.
23. *Владыкин, Н.В.* Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) / Н.В. Владыкин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 4. – С. 545-568. – DOI: [10.1016/j.rgg.2013.03.005](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.03.005) (для англ. версии)
24. *Волотовская, Н.А.* Щелочной комплекс Малого массива / Н.А. Волотовская // Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. Петрография. – 1957. – Выпуск 21 (Петрографический сборник № 2). – С. 22-38.
25. *Галахов, А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива / Галахов А.В. – Л.: Наука, 1975. – 255 с.
26. Геологический словарь. В двух томах. Том 1. А–М / отв. ред. К.Н. Паффенгольц. - 2-е изд., исправленное. – М.: Недра, 1978. – 487 с.

27. Геологический словарь. В трех томах. Том 2. К–П / гл. ред. О.В. Петров. – 3-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 480 с.
28. Геологический словарь. В трех томах. Том 3. Р–Я / гл. ред. О.В. Петров. – 3-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 440 с.
29. *Герасимовский, В.И.* Геохимия Ловозерского щелочного массива / В.И. Герасимовский, В.П. Волков, Л.Н. Когарко, А.И. Поляков, Т.В. Сапрыкина, Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1966. – 396 с.
30. *Горстка, В.Н.* Контактная зона Хибинского щелочного массива / В.Н. Горстка. – Л.: Наука, 1971. – 98 с.
31. *Граменицкий, Е.Н.* Экспериментальная и техническая петрология / Е.Н. Граменицкий, А.Р. Котельников, А.М. Батанова, Т.И. Щекина, П.Ю. Плечов. – М.: Научный Мир, 2000. – 416 с.
32. *Граменицкий, Е.Н.* Фазовые отношения во фторсодержащей гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование) / Е.Н. Граменицкий, Т.И. Щекина, В.Н. Девятова. – М.: ГЕОС, 2005. – 188 с.
33. *Граменицкий, Е.Н.* Петрология метасоматических пород: Учебное пособие / Е.Н. Граменицкий. – М.: ИНФРА-М, 2012. – 221 с.
34. *Данилин, Е.Л.* Фосфатоносные коры выветривания и фосфориты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных – щелочных пород. Проект: Фосфориты / Е.Л. Данилин, Ю.Н. Занин, А.М. Вахрамеев, Л.Г. Гилянская, Л.М. Кривошукская, В.Н. Столповская, А.Г. Замирайлова // Труды Института геологии и геофизики (Академия наук СССР, Сибирское отделение). – 1982. – Выпуск 489. – С. 1-75.
35. *Дворкин, В.И.* Метрология и обеспечение качества количественного химического анализа / В.И. Дворкин. – М.: Химия, 2001. – 263 с.
36. *Дедов, А.Г.* Строение и свойства координационных (комплексных) соединений: Учебное пособие / А.Г. Дедов, О.Г. Болдырева, Л.Г. Огнева, А.С. Локтева. – М.: ГАНГ, 1996. – 60 с.
37. *Дир, У.А.* Породообразующие минералы. Том 2. Цепочечные силикаты / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: «Мир», 1965. – 407 с.
38. *Дир, У.А.* Породообразующие минералы. Том 3. Листовые силикаты / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: «Мир», 1966. – 319 с.
39. *Дудкин, О.Б.* Минеральные ассоциации комплекса щелочных пород массива Озерная Варака / О.Б. Дудкин, А.В. Савицкий, Г.В. Кулешов // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова / под ред. И.В. Белькова. – Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1980. – С. 126-140.
40. *Евдокимов, М.Д.* Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова (минеральные ассоциации и геохимические особенности) / М.Д. Евдокимов; под ред. А.А. Кухаренко. – Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1982. – 248 с.
41. *Елисеев, Н.А.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибинских тундр / Н.А. Елисеев, И.С. Ожинский, Е.Н. Володин // Труды Ленинградского

- геологического управления. – 1939. – Выпуск 19. – С. 1-68.
42. *Елисеев, Н.А.* Ловозерский плутон и его месторождения (Материалы лаборатории геологии докембрия, выпуск 1)/ Н.А. Елисеев, Э.Е. Федоров. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – 307 с.
43. *Ефремова, С.В.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие / С.В. Ефремова, К.Г. Стафеев – М.: Недра, 1985. – 511 с.
44. *Жариков, В.А.* Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов / В.А. Жариков // Доклады АН СССР. – 1966. – Т. 170. – № 2. – С. 425-428.
45. *Жариков, В.А.* Основы физической геохимии: Учебник для студентов вузов / В.А. Жариков. – М.: Издательство МГУ, 2005. – 656 с.
46. *Жданов, В.В.* Метасоматиты, опыт изучения и картирования / В.В. Жданов. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. – 56 с.
47. *Зайцев, А.Н.* Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори (Восточная Африка): автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук: 25.00.05 / Зайцев Анатолий Николаевич. – СПб., 2010. – 40 с.
48. *Зак, С.И.* Хибинский щелочной массив / С.И. Зак, Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, А.Л. Арманд, А.С. Михеичев, И.А. Петерсилье. – Л.: Недра, 1972. – 176 с.
49. *Иберла, К.* Факторный анализ / К. Иберла. – Пер. с нем. – М.: Статистика, 1980. – 398 с.
50. *Иванова, Т.Н.* Ийолит-уртиты Хибинского массива / Т.Н. Иванова, О.Б. Дудкин, Л.В. Козырева, К.И. Поляков. – Л.: Наука, 1970. – 179 с.
51. *Ивенсен, Ю.П.* О щелочных породах Ковдозерского района на Кольском полуострове / Ю.П. Ивенсен // Доклады АН СССР. – 1941. – Т. 30. – № 4. – С. 335-337.
52. *Икорский, С.В.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов / С.В. Икорский, И.Л. Каменский // Тезисы докладов XV Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А. П. Виноградова, ГЕОХИ РАН, Москва, 24-17 ноября 1998 г. – М.: ГЕОХИ РАН, 1998. – С. 115.
53. *Йёреског, К.Г.* Геологический факторный анализ / К.Г. Йёреског, Д.И. Клован, Р.А. Реймент. – Пер. с англ. – Л.: Недра, 1980. – 223 с.
54. *Казицын, Ю.К.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород / Ю.К. Казицын, В.А. Рудник. – М.: Недра, 1968. – 364 с.
55. *Капустин, Ю.Л.* Минералогия карбонатитов / Ю.Л. Капустин. – М.: Наука, 1971. – 288 с.
56. *Капустин, Ю.Л.* О совместном плавлении карбонатитов и фенитов в обжиговых печах и генезис пород карбонатитовых комплексов / Ю.Л. Капустин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1990. – № 4. – С. 59-66.
57. Карта минеральных фаций метаморфических пород Восточной части Балтийского щита [Карты]:[карта геологического содержания] / авт.: О.А. Беляев, С.А. Бушмин, А.С. Воинов и др.; гл. ред. В.А. Глебовицкий. – 1:1 500 000. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1991
58. *Ким, Дж.-О.* Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Дж.-О. Ким,

- Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка, М.С. Олдендерфер, Р.К. Блэшфилд. – Пер. с англ. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.
59. *Кириченко, Л.А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове (Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, выпуск 9) / Л.А. Кириченко. – Л.: Недра, 1970. – 112 с.
 60. *Кольцов, А.Б.* Гидротермальное минералообразование в термобарогradientных полях / А.Б. Кольцов // Геохимия. – 2010. – № 11. – С. 1169-1184. DOI: [10.1134/S0016702910110042](https://doi.org/10.1134/S0016702910110042) (для англ. версии)
 61. *Когарко, Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм / Л.Н. Когарко. – М.: Наука, 1977. – 293 с.
 62. *Когарко, Л.Н.* Летучие компоненты в магматических процессах / Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчиков // Геохимия. – 1978. – № 9. – С. 1293-1321.
 63. *Когарко, Л.Н.* Фтор в силикатных расплавах и магмах / Л.Н. Когарко, Л.Д. Кригман. – М.: Наука, 1981. – 128 с.
 64. *Козырева, Л.В.* Породообразующие минералы массива Малый Ковдор / Л.В. Козырева, Р.А. Филатова // Щелочные породы Кольского полуострова / под ред. Т.Н. Ивановой. – Л.: Наука, 1974. – С.104-111.
 65. *Корчак, Ю.А.* Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.05 / Корчак Юлия Александровна. – Апатиты, 2008. – 328 с.
 66. *Костов, И.* Минералогия / И. Костов. – М.: Мир, 1971. – 584 с.
 67. *Кочурова, Р.Н.* Основы практической петрографии / Р.Н. Кочурова. – СПб: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. – 176 с.
 68. *Крайнов, С.Р.* Гидрохимия: Учебник для вузов / С.Р. Крайнов, В.М. Швец. – М.: Недра, 1992. – 463 с.
 69. *Куплетский, Б.М.* Петрографический очерк Хибинских Тундр / Б.М. Куплетский / Хибинские и Ловозерские тундры. Том 2. Физико-географический очерк. Петрография. Месторождения (Труды Института по Изучению Севера. Выпуск 39) / под ред. А.Е. Ферсмана. – М.: [б. и.], 1928. – Глава 3. – С. 76-202.
 70. *Кухаренко, А.А.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, А.Г. Булах, Э.А. Багдасаров, О.М. Римская-Корсакова, Е.И. Нефедов, Г.А. Ильинский, А.С. Сергеев, Н.Б. Абакумова. – М.: Недра, 1965. – 772 с.
 71. *Кухаренко, А.А.* Металлогенические особенности щелочной формации восточной части Балтийского щита / А.А. Кухаренко, А.Г. Буллах, Г.А. Ильинский, Н.Ф. Шинкарев, М.П. Орлова / под общ. ред. А.А. Кухаренко // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. – 1971. – Т. 72. – Выпуск № 2. – С. 1-275.
 72. *Лохов, К.И.* Масс-спектрометрическое исследование летучих в породах экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии / К.И. Лохов, И.М. Морозова, Л.К. Левский // Изотопная геохимия и космохимия. Сб. науч. тр. / под ред. Ю.А. Шуколюкова. –

- М.: Наука, 1990. – С. 177-190.
73. Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). Том 1. Часть 1 / гл. ред. О. А. Богатилов. – М.: Наука, 1983. – 368 с.
74. *Мамонтов, В.П.* Отчет о поисковых работах на комплексные апатитовые руды на массивах Хабозерской группы (Озерная Варакка и Салмагора) в 1989-96 г.г. / В.П. Мамонтов, С.В. Мысов, Т.Ф. Цымбал. – Апатиты: ОАО «Мурманская ГРЭ», 1996. – 634 с.
75. *Маракушев, А.А.* Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы / А.А. Маракушев, А.В. Бобров, Н.Н. Перцев, А.Н. Феногенов. – М.: Научный мир, 2000. – 316 с.
76. *Марин, Ю.Б.* Метасоматические формации и их рудоносность: Учебное пособие / Ю.Б. Марин. – Л.: Ленинградский горный ин-т, 1989. – 96 с.
77. *Маркова, Е.В.* Рандомизация и статистический вывод / Е.В. Маркова, А.А. Маслак. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 208 с.
78. *Мартынов, Е.В.* Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений. Учебное пособие для студентов направления 130100 "Геология и разведка полезных ископаемых" / Е.В. Мартынов. – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2011. – 136 с.
79. Метасоматизм и метасоматические породы / под общ. ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.
80. Минералы. Справочник. Том III. Выпуск 2. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров / под общ. ред. Ф.В. Чухрова. – М.: Наука, 1981. – 616 с.
81. *Мудрук, С.В.* Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01 / Мудрук Сергей Владимирович. – Апатиты, 2014. – 18 с.
82. *Наследов, А.* SPSS 19: профессиональный статистический анализ данных / А. Наследов. – СПб.: Питер, 2011. – 400 с.
83. Петрографический Кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / гл. ред. О.А. Богатилов, О.В. Петров, А.Ф. Морозов – 3-е изд., исправл. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
84. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований / под ред. А.А. Молчанова, Н.Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 256 с.
85. *Пожарицкая, Л.К.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири / Л.К. Пожарицкая, В.С. Самойлов. – М.: Наука, 1972. – 266 с.
86. *Пожиленко, В.И.* Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. – 359 с.
87. *Попов, А.С.* К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова / А.С. Попов // Доклады Академии наук СССР. – 1967. – Т. 174. – № 1. – С. 172-176.

88. *Прасолов, Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов / Э.М. Прасолов. – Л.: Недра, 1990. – 284 с.
89. *Препарата, Ф.* Вычислительная геометрия. Введение / Ф. Препарата, М. Шеймос. – Пер. с англ. – М.: Мир, 1989 – 478 с.
90. *Пятенко, И.К.* Геохимические особенности Контозерского палеовулкана на Кольском полуострове / И.К. Пятенко, Е.Д. Осокин // Геохимия. – 1988. – № 5. – С. 723-737.
91. *Пятенко, И.К.* О находке карбонатитовых лав и пирокластитов в палеозойской осадочно-вулканогенной толще района Контозера на Кольском полуострове / И.К. Пятенко, Л.Г. Сапрыкина // Доклады Академии наук СССР. – 1976. – Т. 229. – № 4. – С. 963-966.
92. *Расс, И.Т.* Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии / И.Т. Расс // Геохимия. – 1972. – № 1. – С. 89-99.
93. *Расс, И.Т.* Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы / И.Т. Расс, С.С. Абрамов, В.А. Утенков, В.М. Козловский, Д.И. Корпечков // Геохимия. – 2006. – № 7. – С. 692-711. – DOI: [10.1134/S0016702906070020](https://doi.org/10.1134/S0016702906070020) (для англ. версии)
94. *Расс, И.Т.* Распределение редких элементов между щелочным фосфатно-карбонатным расплавом и кристаллизующимися минералами / И.Т. Расс, К.И. Шмулович // Тезисы Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2015), ГЕОХИ РАН, Москва, 21-22 апреля 2015 г. – М.: ГЕОХИ РАН, 2015. – С. 108.
95. *Ризванова, Н.Г.* Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей / Н.Г. Ризванова, О.А. Левченков, Е.С. Богомолов, И.М. Морозова, Л.К. Левский // Геохимия. – 1994. – № 7. – С. 1076-1087.
96. *Родионов, Д.А.* Справочник по математическим методам в геологии / Д.А. Родионов, Р.И. Коган, В.А. Голубева, Б.И. Смирнов, С.В. Сиротинская. – М.: Недра, 1987. – 335 с.
97. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1981. – 423 с.
98. *Рухлов, А.С.* Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.08 / Рухлов Алексей Сергеевич. – СПб., 1999. – 21 с.
99. *Саватенков, В.М.* Изучение поведения Rb–Sr- системы в приконтактной зоне интрузий Озерная Варака / В.М. Саватенков, И.М. Морозова, Э.П. Кутявин // Геохимия. – 1995. – № 5. – С. 687-696.
100. *Саватенков, В.М.* Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) / В.М. Саватенков, И.М. Морозова, Л.К. Левский // Геохимия. – 2004. – № 10. – С. 1027-1049.
101. *Самойлов, В.С.* Геохимия карбонатитов / В.С. Самойлов. – М.: Наука, 1984. – 190 с.

102. *Саранчина, Г.М.* Породообразующие минералы (методика определения кристалло-оптических констант, характеристика минералов) / Г.М. Саранчина. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2000. – 156 с.
103. *Сергеев, А.С.* Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород / А.С. Сергеев. – Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1967. – 164с.
104. *Соколов, С.В.* Температуры образования и температурные фации карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов / С.В. Соколов // Геохимия. – 1996. – № 1. – С. 15-21.
105. Справочник по прикладной статистике. В двух томах. Том 2. / под ред. Э. Ллойда, У. Ледермана, С.А. Айвазяна, Ю.Н. Тюрина. – Пер. с англ. – М.: Финансы и статистика, 1990. – 526 с.
106. *Тихоненков, И.П.* Контактные породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкоземельной минерализации / И.П. Тихоненков, Р.П. Тихоненкова // Труды Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов и минералов. – 1960. – Выпуск № 4. – С. 185-202.
107. *Тихоненкова, Р.П.* Редкометальные метасоматиты щелочных массивов / Р.П. Тихоненкова, Е.Д. Осокин, А.А. Гонзеев, Е.М. Еськова, А.Ф. Ефимов, Г.Н. Мухитдинов / под ред. Л.С. Бородина. – М.: Наука, 1967. – 196 с.
108. *Толстихин, И.Н.* Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных – карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов / И.Н. Толстихин, И.Л. Каменский, Б. Марти, В.А. Нивин, В.Р. Ветрин, Е.Г. Балаганская, С.В. Икорский, М.А. Ганнибал, Ю.М. Кирнарский, Д. Вейсс, А. Верхулст, Д. Демаффе. – Препринт. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. – 97 с.
109. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / О.А. Беляев, С.А. Бушмин, О.И. Володичев, В.А. Глебовицкий, В.М. Клейн, Л.В. Кулешевич, В.П. Петров, В.В. Северин; отв. ред. В.А. Глебовицкий. – Л.: Наука, 1990. – 144 с.
110. *Фомина, Е.Н.* «Дайка К.О.Кратца»: минералогия, петрография, геохимия / Е.Н. Фомина, Н.Н. Козлов, Е.Н. Козлов // Сборник материалов XXV Молодежной конференции, посвященной 100-летию члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца, ИГГД РАН, Санкт-Петербург, 13-15 октября 2014 г. – СПб.: Изд-во «Любавич», 2014. – С. 254-259.
111. *Фор, Г.* Основы изотопной геологии / Г. Фор. – Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
112. *Халафян, А.А.* STATISTICA 6. Статистический анализ данных / А.А. Халафян — Учебник. 3-е изд. – М: ООО «Бином-Пресс», 2007. – 512 с.
113. *Чащин, В.В.* Минеральные парагенезисы и условия образования роговиков зоны экзоконтакта Хибинского щелочного плутона (Кольский полуостров, Россия) / В.В. Чащин // Геохимия. – 2007. – № 1. – С. 19-37. – DOI: [10.1134/S0016702907010028](https://doi.org/10.1134/S0016702907010028) (для англ. версии)
114. *Чернышева, Е.А.* Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования (на примере массивов Восточной Сибири) / Е.А. Чернышева. – Новосибирск: Наука, 1981. – 152 с.

115. *Шлюкова, З.В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива / З.В. Шлюкова. – М.: Наука, 1986. – 97 с.
116. *Шур, М.Ю.* Петрография: Руководство к практическим занятиям: Учебное пособие / М.Ю. Шур. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 99 с.
117. Щелочные породы / под ред. Х. Сёренсена. – Пер. с англ. – М.: Мир, 1976. – 400 с.
118. Электронный учебник по статистике. StatSoft® [Электронный ресурс] – URL: <http://www.statsoft.ru/home/textbook/default.htm> – (дата обращения 12.02.2016).
119. *Akasaka, M.* ^{57}Fe mössbauer study of clinopyroxenes in the join $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ - $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ / M. Akasaka // Physics and Chemistry of Minerals. – 1983. – Vol. 9. – № 5. – P. 205-211. – DOI: [10.1007/BF00311956](https://doi.org/10.1007/BF00311956)
120. *Amthauer, G.* Mixed valence of iron in minerals with cation clusters / G. Amthauer, G.R. Rossman // Physics and Chemistry of Minerals. – 1984. – Vol. 11. – № 1. – P. 37-51. – DOI: [10.1007/BF00309374](https://doi.org/10.1007/BF00309374)
121. *Andersen, T.* Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway / T. Andersen / Lithos. – 1988. – Vol. 22. – № 2. – P. 99-112. – DOI: [10.1016/0024-4937\(88\)90019-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90019-9)
122. *Andersen, T.* Carbonatite – related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications / T. Andersen // Mineralogical Magazine. – 1989. – Vol. 53. – № 372. – P. 395-414. – DOI: [10.1180/minmag.1989.053.372.01](https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.01)
123. *Anthony, J.W.* Handbook of Mineralogy [Электронный ресурс] / J.W. Anthony, R.A. Bideaux, K.W. Bladh, M.C. Nichols. – Chantilly, VA (USA): Mineralogical Society of America, 2001. – URL: <http://www.handbookofmineralogy.org> – (дата обращения 12.02.2016).
124. *Appleyard, E.C.* Fenitization: An example of the problems of characterizing mass transfer and volume changes / E.C. Appleyard, A.R. Woolley // Chemical Geology. – 1979. – V. 26. – № 1-2. – P. 1-15. – DOI: [10.1016/0009-2541\(79\)90026-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(79)90026-3)
125. *Armbruster, T.* Crystal chemistry of Ti-bearing andradites / T. Armbruster, J. Birrer, E. Libowitzky, A. Beran // European Journal of Mineralogy. – 1998. – Vol. 10. – № 5. – P. 907-921. – DOI: [10.1127/ejm/10/5/0907](https://doi.org/10.1127/ejm/10/5/0907)
126. *Arzamastsev, A.A.* Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia / A.A. Arzamastsev, B.V. Belyatsky, L.V. Arzamastseva / Lithos. – 2000. – Vol. 51. – № 1-2. – P. 27-46. – DOI: [10.1016/S0024-4937\(99\)00073-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00073-0)
127. *Arzamastsev, A.A.* Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions / A.A. Arzamastsev, F. Bea, V.N. Glaznev, L.V. Arzamastseva, P. Montero // Russian Journal of Earth Sciences. – 2001. – V. 3. – № 1. – P. 1-32. – DOI: [10.2205/2001ES000054](https://doi.org/10.2205/2001ES000054)
128. *Arzamastsev, A.A.* U–Pb Geochronology and Sr–Nd Isotopic Systematics of Minerals from the Ultrabasic-Alkaline Massifs of the Kola Province / A.A. Arzamastsev, Fu-Yuan Wu // Petrology. – 2014. – Vol. 22. – № 5. – P. 462-479. – DOI: [10.1134/S0869591114050026](https://doi.org/10.1134/S0869591114050026)
129. *Baker, B.H.* The alkaline igneous complex at Jombo / B.H. Baker // Geological Survey of Kenya, Report. – 1953. – № 24. – P. 32-48.

130. *Baldock, J.W.* Potassic Fenitization, Trachytes and Agglomerates at the Bukusu Carbonatite Complex, Uganda / J.W. Baldock // Overseas Geology and Mineral Resources. – 1973. – № 42. – P. 1-24.
131. *Barker, D.S.* Calculated silica activities in carbonatite liquids / D.S. Barker // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2001. – Vol. 141. – № 6. – P. 704-709. – DOI: [10.1007/s004100100281](https://doi.org/10.1007/s004100100281)
132. *Barth, T.F.W.* Oxygen in rocks, a basis for petrographic calculations / T.F.W. Barth // The Journal of Geology. – 1948. – V. 56. – № 1. – P. 50-60. – URL: <http://www.jstor.org/stable/30070617> – (дата обращения 12.02.2016).
133. *Bau, M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect / M. Bau // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1996. – V. 123. – № 3. – P. 323-333. – DOI: [10.1007/s004100050159](https://doi.org/10.1007/s004100050159)
134. *de Béthune, P.* Carbonatites in Kivu / P. de Béthune, A. Meyer // Nature. – 1957. – V. 179. – № 4553. – P. 270-271. – DOI: [10.1038/179270b0](https://doi.org/10.1038/179270b0)
135. *Blancher, S.B.* Evolution of nepheline from mafic to highly differentiated members of the alkaline series: the Messum complex, Namibia / S.B. Blancher, P. D'Arco, M. Fonteilles, M.-L. Pascal // Mineralogical Magazine. – 2010. – Vol. 74. – № 3. – P. 415-432. – DOI: [10.1180/minmag.2010.074.3.415](https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.3.415)
136. *Bowen, N.L.* The Composition of Nephelinite / N.L. Bowen // American Journal of Science, Series 4. – 1912. – Vol. 33. – № 193. – P. 49-54. – DOI: [10.2475/ajs.s4-33.193.49](https://doi.org/10.2475/ajs.s4-33.193.49)
137. *Boynton, W.V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / W.V. Boynton // Rare earth element geochemistry / ed. by P. Henderson. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – Chapter 3. – P. 63-114.
138. *Brögger, W.C.* Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen / W.C. Brögger // Skrifter udgit av Videnskapsselskapet i Kristiania. I. Matematisk-naturvidenskabelig klasse. – 1921. – № 9. – P. 1-408.
139. *Bulakh, A.G.* Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province / A.G. Bulakh, V.V. Ivanikov, M.P. Orlova // Mineralogical Society Series. Volume 10. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the key example of the Kola alkaline province / ed. by F. Wall, A.N. Zaitsev. – London: The Geological Society of Great Britain & Ireland, 2004. – Chapter 1. – P. 1-44.
140. *Bunr, D.M.* Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O / D.M. Bunr // Carnegie Institute of Washington. Year Book. – 1971. – № 70. – P. 178-184. – URL: <https://ia700807.us.archive.org/5/items/yearbookcarne70197071carn/yearbookcarne70197071carn.pdf> (дата обращения - 22.03.2016)
141. *Buzatu, A.* The Raman study of single-chain silicates / A. Buzatu, N. Buzgar // Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza” din Iași. Geologie. – 2010. – Vol. LVI. – № 1. – P. 107-125. – URL: [http://geology.uaic.ro/auig/articole/2010_no1/1_L08-Buzatu - pag XX-XX.pdf](http://geology.uaic.ro/auig/articole/2010_no1/1_L08-Buzatu_-_pag_XX-XX.pdf) – (дата обращения 12.02.2016).

142. *Cattell, R.B.* The Scree Test For The Number Of Factors / R.B. Cattell // *Multivariate Behavioral Research*. – 1966. – Vol. 1. – № 2. – P. 245-276. – DOI: [10.1207/s15327906mbr0102_10](https://doi.org/10.1207/s15327906mbr0102_10)
143. *Cawthorn, R.G.* The Recalculation of Pyroxene End-Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses / R.G. Cawthorn, K.D. Collerson // *American Mineralogist*. – 1974. – Vol. 59. – № 11-12. – P. 1203-1208. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM59/AM59_1203.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
144. *Chacko, T.* Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite / T. Chacko, T.K. Mayeda, R.N. Clayton, J.R. Goldsmith // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – V. 55. – № 10. – P. 2867-2882. – DOI: [10.1016/0016-7037\(91\)90452-B](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90452-B)
145. *Chakhmouradian, A.R.* Crystal chemistry and paragenesis of compositionally unique (Al-, Fe-, Nb-, and Zr-rich) titanite from Afrikanda, Russia / A.R. Chakhmouradian // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89. – № 11-12. – P. 1752-1762. – DOI: [10.2138/am-2004-11-1222](https://doi.org/10.2138/am-2004-11-1222)
146. *Chakhmouradian, A.R.* High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites / A.R. Chakhmouradian // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 235. – № 1-2. – P. 138-160. – DOI: [10.1016/j.chemgeo.2006.06.008](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.008)
147. *Chakhmouradian, A.R.* Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. II. Trace-element variations // A.R. Chakhmouradian, E.P. Reguir, C. Couëslan, P. Yang // *Mineralogy and Petrology*. – 2015. – DOI: [10.1007/s00710-015-0392-4](https://doi.org/10.1007/s00710-015-0392-4) (in press)
148. *Coelho, J.* GEOISO–A Windows™ program to calculate and plot the mass balances and the volume changes occurred in a wide variety of geologic processes / J. Coelho // *Computers Geosciences*. – 2006. – V. 32. – № 9. – P. 1523-1528. – DOI: [10.1016/j.cageo.2006.01.008](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.008)
149. *Cooper, A.F.* Carbonatites and Fenitization Associated with a Lamprophyric Dike-Swarm Intrusive into Schists of the New Zealand Geosyncline / A.F. Cooper // *Geological Society of America, Bulletin*. – 1971. – Vol. 82. – № 5. – P. 1327-1340. – DOI: [10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1327:CAFAWA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1327:CAFAWA]2.0.CO;2)
150. *Cooper, A.F.* The System Na₂CO₃–K₂CO₃–CaCO₃ at 1 Kilobar and Its Significance in Carbonatite Petrogenesis / A.F. Cooper, J. Gittins, O.F. Tuttle // *American Journal of Science*. – 1975. – Vol. 275. – № 5. – P. 534-560. – DOI: [10.2475/ajs.275.5.534](https://doi.org/10.2475/ajs.275.5.534)
151. *Cooper, A.F.* Lithium in carbonatites - consequence of an enriched mantle source? / A.F. Cooper, L.A. Paterson, D.L. Reid // *Mineralogical Magazine*. – 1995. – Vol. 59. – № 396. – P. 401-408. – DOI: [10.1180/minmag.1995.059.396.03](https://doi.org/10.1180/minmag.1995.059.396.03)
152. *Cooper, A.F.* Nepheline Sövites as Parental Magmas in Carbonatite Complexes: Evidence from Dicker Willem, Southwest Namibia / A.F. Cooper, D.L. Reid // *Journal of Petrology* – 1998. – Vol. 39. – № 11-12. – P. 2123-2136. – DOI: [10.1093/petroj/39.11-12.2123](https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2123)
153. *Cooper, A.F.* The association of potassic trachytes and carbonatites at the Dicker Willem Complex, southwest Namibia: coexisting, immiscible, but not cogenetic magmas / A.F. Cooper, D.L. Reid // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – Vol. 139. – № 5. – P. 570-

583. – DOI: [10.1007/s004100000157](https://doi.org/10.1007/s004100000157)
154. *Cross, W.* A Quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks / W. Cross, J.P. Iddings, L.V. Pirsson, H.S. Washington // *The Journal of Geology*. – 1902. – V. 10. – № 6. – P. 555-690. – URL: <http://www.jstor.org/stable/30060535> – (дата обращения 12.02.2016).
155. *Currie, K.L.* A Study of Potash Fenitization around the Brent Crater, Ontario,—A Paleozoic Alkaline Complex / K.L. Currie // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1971. – Vol. 8. – № 5. – P. 481-497. – DOI: [10.1139/e71-052](https://doi.org/10.1139/e71-052)
156. *Currie, K.L.* A study of fenitization in mafic rocks, with special reference to the Callander Bay complex / K.L. Currie, J. Ferguson // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1972. – V. 9. – № 10. – P. 1254-1261. – DOI: [10.1139/e72-109](https://doi.org/10.1139/e72-109)
157. *Davies, K.A.* The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda / K.A. Davies // *Economic Geology*. – 1947. – V. 42. – № 2. – P. 137-146. – DOI: [10.2113/gsecongeo.42.2.137](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.42.2.137)
158. *Dawson, J.B.* Reactivity of the cations in carbonate magmas / J.B. Dawson // *Proceedings of the Geological Association of Canada*. – 1964. – № 15. – P. 103-113.
159. *Dawson, J.B.* Trace element distribution between coexisting perovskite, apatite and titanite from Oldoinyo Lengai, Tanzania / J.B. Dawson, J.V. Smith, I.M. Steele // *Chemical Geology*. – 1994. – Vol. 117. – № 1-4. – P. 285-290. – DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)90132-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90132-5)
160. *De Maesschalck, R.* The Mahalanobis distance / R. De Maesschalck, D. Jouan-Rimbaud, D.L. Massart // *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*. – 2000. – Vol. 50. – № 1. – P. 1-18. – DOI: [10.1016/S0169-7439\(99\)00047-7](https://doi.org/10.1016/S0169-7439(99)00047-7)
161. *De la Roche, H.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature / H. De la Roche, J. Leterrier, P. Grandclaude, M. Marchal // *Chemical Geology*. – 1980. – V. 29. – № 1-4. – P. 183-210. – DOI: [10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
162. *Deans, T.* Metasomatic Feldspar Rocks (Potash Fenites) associated with the Fluorite Deposits and Carbonatites of Amba Dongar, Gujarat, India / T. Deans, R.N. Sukheswala, S.F. Sethna, S.G. Viladkar // *Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science*. – 1972. – № 81. – P. 1-9.
163. *Deines, P.* Stable isotope variations in carbonatites / P. Deines // *Carbonatites: Genesis and Evolution* / ed. by K. Bell. – London: Unwin Hyman, 1989. – P. 301-359.
164. *Della Ventura, G.* Zr- and LREE-rich titanite from Tre Croci, Vico Volcanic complex (Latium, Italy) / G. Della Ventura, F. Bellatreccia, C.T. Williams // *Mineralogical Magazine*. – 1999. – Vol. 63. – № 1. – P. 123-130. – DOI: [10.1180/002646199548240](https://doi.org/10.1180/002646199548240)
165. *DePaolo, D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization / D.J. DePaolo // *Lithos*. – 1981. – Vol. 53. – № 2. – P. 189-202. – DOI: [10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
166. *Dixey, F.* The Chilwa Series of Southern Nyasaland; a group of alkaline and other intrusive and extrusive rocks and associated limestones / F. Dixey, W.C. Smith, C.B. Bisset // *Geological Survey Department of Nyasaland Protectorate, Bulletin*. – 1937. – № 5. – P. 1-85.

167. *Donnay, G.* Nepheline solid solutions / G. Donnay, J.F. Schairer, J.D.H. Donnay // Mineralogical Magazine. – 1959. – Vol. 32. – № 245. – P. 93-109. – DOI: [10.1180/minmag.1959.32.245.02](https://doi.org/10.1180/minmag.1959.32.245.02)
168. *Downes, H.* Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review / H. Downes, E. Balaganskaya, A. Beard, R. Liferovich, D. Demaiffe // Lithos. – 2005. – Vol. 85. – № 1-4. – P. 48-75. – DOI: [10.1016/j.lithos.2005.03.020](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020)
169. *Downs, R.T.* The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals [Электронный ресурс]/ R.T. Downs // Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan. – 2006. – P. 117. – URL: www.rruff.info – (дата обращения 12.02.2016).
170. *Drüppel, K.* Fenitizing Processes Induced by Ferrocarbonatite Magmatism at Swartbooisdrif, NW Namibia / K. Drüppel, J. Hoefs, M. Okrusch // Journal of Petrology. – 2005. – V. 46. – № 2. – P. 377-406. – DOI: [10.1093/petrology/egh081](https://doi.org/10.1093/petrology/egh081)
171. *Dymek, R.F.* Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland / R.F. Dymek // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – № 9-10. – P. 880-899. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM68/AM68_880.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
172. *von Eckermann, H.* The alkaline district of Alnö Island (Alnö alkalina område) / H. von Eckermann // Sveriges Geologiska Undersökning. Series Ca - Avhandlingar och uppsatser. – 1948. – № 36. – P. 1-176.
173. *Edgar, A.D.* On the Use of the Term ‘Agpaitic’/ A.D. Edgar // Mineralogical Magazine. – 1974. – Vol. 39. – № 306. – P. 729-730. – DOI: [10.1180/minmag.1974.039.306.18](https://doi.org/10.1180/minmag.1974.039.306.18)
174. *Ferguson, J.* Evidence of Liquid Immiscibility in Alkaline Ultrabasic Dikes at Callander Bay, Ontario / J. Ferguson, K.L. Currie // Journal of Petrology. – 1971. – V. 12. – № 3. – P. 561-585. – DOI: [10.1093/petrology/12.3.561](https://doi.org/10.1093/petrology/12.3.561)
175. *Fick, L.J.* Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite / L.J. Fick, C. van der Heyde // Economic Geology. – 1959. – V. 54. – № 5. – P. 842-872. – DOI: [10.2113/gsecongeo.54.5.842](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.5.842)
176. *Fleet, M.E.* Rock Forming Minerals. Volume 3A. Micas. 2nd edition / M.E. Fleet, R.A. Howie; ed. by W.A. Deer, R.A. Howie and J. Zussman. – London: The Geological Society of London, 2003. – 758 p.
177. *Gevers, T.W.* Vermiculite at Loolekop, Palabora, North East Transvaal / T.W. Gevers // Geological Society of South Africa, Transactions. – 1949. – № 51. – P. 133-173.
178. *Gieré, R.* Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy) / R. Gieré // Terra Nova. – 1990. – V. 2. – № 1. – P. 60-67. – DOI: [10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x)
179. *Gittins, J.* Phlogopitization of pyroxenite; its bearing on the composition of carbonatite magmas / J. Gittins, C.R. Allen, A.F. Cooper // Geological Magazine. – 1975. – V. 112. – № 5. – P. 503-507. – DOI: [10.1017/S0016756800046227](https://doi.org/10.1017/S0016756800046227)
180. Glossary of geology / ed. by M. Gary, R.Jr. McAfee, C.L. Wolf. – Washington, D.C.: American

- Geological Institute, 1974. – 805 p.
181. *Goldschmidt, V.M.* Über die metasomatischen Prozesse in Silikatgesteinen / V.M. Goldschmidt // Die Naturwissenschaften. – 1922. – V. 10. – № 7. – P. 145-152. – DOI: [10.1007/BF01564878](https://doi.org/10.1007/BF01564878)
 182. *Grant, J.A.* The isocon diagram – A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration / J.A. Grant // Economic Geology. – 1986. – V. 81. – № 8. – P. 1976-1982. – DOI: [10.2113/gsecongeo.81.8.1976](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976)
 183. *Gresens, R.L.* Composition – volume relationships of metasomatism / R.L. Gresens // Chemical Geology. – 1967. – V. 2. – № 1. – P. 47-55. – DOI: [10.1016/0009-2541\(67\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(67)90004-6)
 184. *Grew, E.S.* Nomenclature of the garnet supergroup / E.S. Grew, A.J. Locock, S.J. Mills, I.O. Galuskina, E.V. Galuskin, U. Hålenius / American Mineralogist. – 2013. – Vol. 98. – № 4. – P. 785-811. – DOI: [10.2138/am.2013.4201](https://doi.org/10.2138/am.2013.4201)
 185. *Griffith, W.P.* Raman Studies on Rock-forming Minerals. Part I. Orthosilicates and Cyclosilicates / W.P. Griffith / Journal of the Chemical Society. Section A: Inorganic, Physical, and Theoretical Chemistry. – 1969. – Part I. – P. 1372-1377. – DOI: [10.1039/J19690001372](https://doi.org/10.1039/J19690001372)
 186. *Gustafson, W.I.* The Stability of Andradite, Hedenbergite, and Related Minerals in the System Ca–Fe–Si–O–H / W.I. Gustafson // Journal of Petrology – 1974. – Vol. 15. – № 3. – P. 455-496. – DOI: [10.1093/petrology/15.3.455](https://doi.org/10.1093/petrology/15.3.455)
 187. *Haas, J.R.* Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures / J.R. Haas, E.L. Shock, D.C. Sassani // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – V. 59. – № 21. – P. 4329-4350. – DOI: [10.1016/0016-7037\(95\)00314-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00314-P)
 188. *Hackman, V.* Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo / V. Hackman // Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. – 1900. – № 11. – P. 1-47. – URL: http://tupa.gtk.fi/julkaisu/bulletin/bt_011.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
 189. *Hamilton, D.L.* Nepheline solid solution in the system NaAlSiO₄–KAlSiO₄–SiO₂ / D.L. Hamilton, W.S. MacKenzie // Journal of Petrology. – 1960. – Vol. 1. – № 1. – P. 56-72. – DOI: [10.1093/petrology/1.1.56](https://doi.org/10.1093/petrology/1.1.56)
 190. *Hawthorne, F.C.* Nomenclature of the amphibole supergroup / F.C. Hawthorne, R. Oberti, G.E. Harlow, R.F. Martin, J.C. Schumacher, M.D. Welch // American Mineralogist. – 2012. – Vol. 97. – № 11-12. – P. 2031-2048. – DOI: [10.2138/am.2012.4276](https://doi.org/10.2138/am.2012.4276)
 191. *Heinrich, E.Wm.* Metasomatic Potash Feldspar Rocks associated with Igneous Alkaline Complexes / E.Wm. Heinrich, D.G. Moore Jr. // The Canadian Mineralogist. – 1970. – Vol. 10. – № 3. – P. 571-584. – URL: <http://www.canmin.org/content/10/3/571.full.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
 192. *Henmi, C.* The 3T, 4T and 5T polytypes of wollastonite from Kushiro, Hiroshima Prefecture, Japan / C. Henmi, A. Kawahara, K. Henmi, I. Kusachi, Y. Takeuchi // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – № 1-2. – P. 156-163. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM68/AM68_156.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
 193. *Hode Vuorinen, J.* Origin of silicate minerals in carbonatites from Alnö Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation / J. Hode Vuorinen, A.D.L. Skelton // Terra

- Nova. – 2004. – Vol. 16. – № 4. – P. 210-215. - DOI: [10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x)
194. *Hode Vuorinen, J.* Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alnö Island, Sweden / J. Hode Vuorinen, U. Hålenius, M.J. Whitehouse, J. Mansfeld, A.D.L. Skelton // *Lithos.* – 2005a. – Vol. 81. – № 1-4. – P. 55-77. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.09.021](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.021)
 195. *Hode Vuorinen, J.* Nb-, Zr- and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: Crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator / J. Hode Vuorinen, U. Hålenius // *Lithos.* – 2005b. – Vol. 83. – № 1-2. – P. 128-142. – DOI: [10.1016/j.lithos.2005.01.008](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.008)
 196. *Hoefs, J.* Stable Isotope Geochemistry / J. Hoefs. – 7th ed. – Berlin: Springer, 2015. – 402 p. – DOI: [10.1007/978-3-319-19716-6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-19716-6)
 197. *Högbom, A.G.* Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö / A.G. Högbom // *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar.* – 1895. – Band 17. – Häfte 1. – № 163. – P. 100-160.
 198. *Huang, E.* Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes / E. Huang, C.H. Chen, T. Huang, E.H. Lin, J. Xu // *American Mineralogist.* – 2000. – Vol. 85. – № 3-4. – P. 473-479. – DOI: [10.2138/am-2000-0408](https://doi.org/10.2138/am-2000-0408)
 199. *Irber, W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites / W. Irber // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1999. – V. 63. – № 3-4. – P. 489-508. – DOI: [10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)
 200. *Ito, J.* Silicate apatites and oxyapatites / J. Ito // *American Mineralogist.* – 1968. – Vol. 53. – № 5-6. – P. 890-907. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM53/AM53_890.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
 201. *Ivanikov, V.V.* Magmatic evolution of the melilitite–carbonatite–nephelinite dike series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia) / V.V. Ivanikov, A.S. Rukhlov, K. Bell // *Journal of Petrology.* – 1998. – V. 39. – № 11-12. – P. 2043-2059. – DOI: [10.1093/petro/39.11-12.2043](https://doi.org/10.1093/petro/39.11-12.2043)
 202. *Ivanyuk, G.Yu.* Kovdor / G.Yu. Ivanyuk, V.N. Yakovenchuk, Ya.A. Pakhomovsky. – Apatity: Laplandia Minerals, 2002. – 326 p.
 203. *Jan, M.Q.* Mineralogy of a carbonatite – related fenite in Lower Swat, Northern Pakistan / M.Q. Jan, I. Ahmad, J.A. DiPietro // *Geological Bulletin of the University of Peshawar.* – 1999. – Vol. 32. – P. 71-75. – URL: <http://nceg.upesh.edu.pk/GeologicalBulletin/Vol-32-1999/Vol-32-1999-Paper8.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
 204. *Kaiser, H.F.* The application of electronic computers to factor analysis. H.F. Kaiser // *Educational and Psychological Measurement.* – 1960. – Vol. 20. – № 1. – P. 141-151. – DOI: [10.1177/001316446002000116](https://doi.org/10.1177/001316446002000116)
 205. *King, B.C.* Petrogenesis of the Alkaline Igneous Rock Suites of the Volcanic and Intrusive Centres of Eastern Uganda / B.C. King // *Journal of Petrology.* – 1965. – V. 6. – № 1. – P. 67-100. – DOI: [10.1093/petrology/6.1.67](https://doi.org/10.1093/petrology/6.1.67)
 206. *Kjarsgaard, B.A.* Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa / B.A. Kjarsgaard // *Journal of Petrology* – 1998. – Vol. 39. – № 11-12 – P. 2061-2075. – DOI: [10.1093/petro/39.11-12.2061](https://doi.org/10.1093/petro/39.11-12.2061)

207. *Klemme, S.* Experimentally Determined Trace and Minor Element Partitioning between Clinopyroxene and Carbonatite Melt under Upper-Mantle Conditions / S. Klemme, S.R. van der Laan, S.F. Foley, D. Gunther // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – V. 133. – № 3-4. – P. 439-448. – DOI: [10.1016/0012-821X\(95\)00098-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00098-W)
208. *Kogarko, L.N.* Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part Two: Former USSR / L.N. Kogarko, V.A. Konova, M.P. Orlova, A.R. Woolley. – London: Chapman & Hall, 1995. – 226 p.
209. *Kowallis, B.J.* Compositional variations in titanite / B.J. Kowallis, E.H. Christiansen, D.T. Griffen // *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. – 1997. – Vol. 29. – № 6. – P. A-402.
210. *Kramm, U.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism / U. Kramm, L.N. Kogarko, V.A. Kononova, H. Vartiainen // *Lithos*. – 1993. – Vol. 30. – № 1. – P. 33-44. – DOI: [10.1016/0024-4937\(93\)90004-V](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90004-V)
211. *Kramm, U.* Isotope evidence for ijolite formation by fenitization: Sr–Nd data of ijolites of the type locality Iivaara, Finland / U. Kramm // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1994. – Vol. 115. – № 3. – P. 279-286. – DOI: [10.1007/BF00310767](https://doi.org/10.1007/BF00310767)
212. *Kramm, U.* Nd and Sr Isotope Signatures of Fenites from Oldoinyo Lengai, Tanzania, and the Genetic Relationships between Nephelinites, Phonolites and Carbonatites / U. Kramm, S. Sindern // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – № 11-12. – P. 1997-2004. – DOI: [10.1093/petroj/39.11-12.1997](https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1997)
213. *Kresten, P.* Carbonatite Nomenclature / P. Kresten // *Geologische Rundschau*. – 1983. – Vol. 72. – № 1. – P. 389-395. – DOI: [10.1007/BF01765916](https://doi.org/10.1007/BF01765916)
214. *Kresten, P.* Fenitization at the Fen complex, southern Norway / P. Kresten, V. Morogan // *Lithos*. – 1986. – Vol. 19. – № 1. – P. 27-42. – DOI: [10.1016/0024-4937\(86\)90013-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(86)90013-7)
215. *Kresten, P.* The chemistry of fenitization: Examples from Fen, Norway / P. Kresten // *Chemical Geology*. – 1988. – V. 68. – № 3-4. – P. 329-349. – DOI: [10.1016/0009-2541\(88\)90030-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90030-7)
216. *Langmuir, Ch.H.* A general mixing equation with applications to Icelandic basalts / Ch.H. Langmuir, R.D. Vocke Jr., G.N. Hanson, S.R. Hart // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1978. – V. 37. – № 3. – P. 380-392. – DOI: [10.1016/0012-821X\(78\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90053-5)
217. *Larsen, L.M.* Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar Igneous Province, South Greenland / L.M. Larsen // *Lithos*. – 1979. – Vol. 12. – № 4. – P. 303-315. – DOI: [10.1016/0024-4937\(79\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90022-7)
218. *Law, K.* Trace element partitioning between wollastonite and silicate-carbonate melt / K. Law, J. Blundy, B. Wood, K. Ragnarsdottir // *Mineralogical Magazine*. – 2000. – Vol. 64. – № 4. – P. 651-661. – DOI: [10.1180/002646100549670](https://doi.org/10.1180/002646100549670)
219. *Le Bas, M.J.* Carbonatite-Nephelinite Volcanism: an African Case History / M.J. Le Bas. – New York: John Wiley & Sons, 1977. – 347 p.
220. *Le Bas, M.J.* Carbonatite Magmas / M.J. Le Bas // *Mineralogical Magazine*. – 1981. – Vol. 44. – № 334. – P. 133-140. – DOI: [10.1180/minmag.1981.044.334.02](https://doi.org/10.1180/minmag.1981.044.334.02)

221. *Le Bas, M.J.* Carbonatite Dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China / M.J. Le Bas, J. Keller, Tao Kejie, F. Wall, C.T. Williams, Zhang Peishan // *Mineralogy and Petrology*. – 1992. – Vol. 46. – № 3. – P. 195-228. – DOI: [10.1007/BF01164647](https://doi.org/10.1007/BF01164647)
222. *Le Bas, M.J.* Sovite and alvikite: two chemically distinct calciocarbonatites C1 and C2 / M.J. Le Bas // *South African Journal of Geology*. – 1999. – V. 102. – № 2. – P. 109-121.
223. *Le Bas, M.J.* Fenites associated with carbonatites / M.J. Le Bas // *The Canadian Mineralogist*. – 2008. – Vol. 46. – № 4. – P. 915-932. – DOI: [10.3749/canmin.46.4.915](https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.915)
224. *Le Maitre, R.W.* Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition / R.W. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lameyre, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, A.R. Woolley; ed. by R.W. Le Maitre. – Cambridge: Cambridge University Press, 2002. – 256 p.
225. *Leake, B.E.* Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names / B.E. Leake, A.R. Woolley, C.E.S. Arps, W.D. Birch, M.C. Gilbert, J.D. Grice, F.C. Hawthorne, A. Kato, H.J. Kisch, V.G. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J.A. Mandarino, W.V. Maresch, E.H. Nickel, N.M.S. Rock, J.C. Schumacher, D.C. Smith, N.C.N. Stephenson, L. Ungaretti, E.J.W. Whittaker, G. Youzhi // *The Canadian Mineralogist*. – 1997. – Vol. 35. – № 1. – P. 219-246. – URL: <http://www.canmin.org/content/35/1/219.full.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
226. *Lehijärvi, M.* The alkaline district of Iivaara, Kuusamo, Finland / M. Lehijärvi // *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*. – 1960. – № 185. – P. 1-62. – URL: http://tupa.gtk.fi/julkaisu/bulletin/bt_185.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
227. *Lucassen, F.* Ti-Al zoning of experimentally grown titanite in the system CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-NaCl-H₂O-(F); evidence for small-scale fluid heterogeneity / F. Lucassen, G. Franz, D. Rhede, R. Wirth // *American Mineralogist*. – 2010. – V. 90. – № 10. – P. 1365-1378. – DOI: [10.2138/am.2010.3518](https://doi.org/10.2138/am.2010.3518)
228. *Mahalanobis, P.C.* On the generalised distance in statistics / P.C. Mahalanobis // *Proceedings of the National Institute of Science of India*. – 1936. – Vol. 2. – № 2. – P. 49-55.
229. *Martin, R.F.* An Investigation of Rare Earth Mobility: Fenitized Quartzites, Borralan Complex, N.W. Scotland / R.F. Martin, J.E. Whitley, A.R. Woolley // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – Vol. 66. – № 1. – P. 69-73. – DOI: [10.1007/BF00376086](https://doi.org/10.1007/BF00376086)
230. *Martin, R.F.* A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment / R.F. Martin // *Lithos*. – 2006. – Vol. 91. – № 1-4. – P. 125-136. – DOI: [10.1016/j.lithos.2006.03.012](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012)
231. *Masuda, A.* Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types, W and M / A. Masuda, O. Kawakami, Y. Dohmoto, T. Takenaka // *Geochemical Journal*. – 1987. – V. 21. – № 3. – P. 119-124. URL: <http://www.terrapub.co.jp/journals/GJ/pdf/2103/21030119.PDF> – (дата обращения 12.02.2016).
232. *Mattey, D.P.* Carbon isotopic fractionation between CO₂ vapor, silicate and carbonate melts: an

- experimental study to 30 kbar / D.P. Matthey, W.R. Taylor, D.H. Green, C.T. Pillinger // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1990. – Vol. 104. – № 4. – P. 492-505. – DOI: [10.1007/BF01575626](https://doi.org/10.1007/BF01575626)
233. *Mayer, I.* Rare earth substituted fluoride-phosphate apatites / I. Mayer, R.S. Roth, W.E. Brown // Journal of Solid State Chemistry. – 1974. – Vol. 11. – № 1. – P. 33-37. – DOI: [10.1016/0022-4596\(74\)90143-1](https://doi.org/10.1016/0022-4596(74)90143-1)
 234. *McDonough, W.F.* Composition of the Earth / W.F. McDonough, S.-s. Sun // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – № 3-4. – P. 223-253. – DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
 235. *McKie, D.* Fenitization / D. McKie // Carbonitites / ed. by O.F. Tuttle, J. Gittins. – New York: John Wiley & Sons, 1966. – P. 261-294.
 236. *McLemore, V.T.* Geology and geochemistry of Ordovician carbonatite dikes in the Lemitar Mountains, Socorro County, New Mexico / V.T. McLemore // New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Open-File Report. – 1982. – № 158. – P. 1-104.
 237. *McLemore, V.T.* Mineralogy and geochemistry of altered rocks associated with Lemitar carbonatites, central New Mexico, U.S.A. / V.T. McLemore, P. Modreski // Lithos. – 1990. – Vol. 26. – № 1-2. – P. 99-113. – DOI: [10.1016/0024-4937\(90\)90042-Y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90042-Y)
 238. *McLennan, S.M.* Rare earth element geochemistry and the “tetrad” effect / S.M. McLennan // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1994. – V. 58. – № 9. – P. 2025-2033. – DOI: [10.1016/0016-7037\(94\)90282-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90282-8)
 239. *Mennell, F.P.* Ring structures with carbonate cores in Southern Rhodesia / F.P. Mennell // Geological Magazine. – 1946. – V. 83. – № 3. – P. 137-140. – DOI: [10.1017/S001675680008328X](https://doi.org/10.1017/S001675680008328X)
 240. *Mian, I.* Sodic amphiboles in fenites from the Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan / I. Mian, M.J. Le Bas // Mineralogical Magazine. – 1986. – Vol. 50. – № 356. – P. 187-197. – DOI: [10.1180/minmag.1986.050.356.01](https://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.01)
 241. *Mian, I.* The biotite–phlogopite series in fenites from the Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan / I. Mian, M.J. Le Bas // Mineralogical Magazine. – 1987. – Vol. 51. – № 361. – P. 397-408. – DOI: [10.1180/minmag.1987.051.361.06](https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.06)
 242. *Mian, I.* Feldspar solid solution series in fenites from Loe Shilman carbonatite complex, NW Pakistan / I. Mian, M.J. Le Bas // University of Peshawar, Geological Bulletin. – 1988. – Vol. 21. – P. 71-83. – URL: <http://nceg.uop.edu.pk/GeologicalBulletin/Vol-21-1988/Vol-21-1988-Paper6.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
 243. *Middlemost, E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system / E.A.K. Middlemost // Earth-Science Reviews. – 1994. – V. 37. – № 3-4. – P. 215-224. – DOI: [10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
 244. *Mitchell, R.H.* Carbonatites and carbonatites and carbonatites / R.H. Mitchell // The Canadian Mineralogist. – 2005. – Vol. 43. – № 6. – P. 2049-2068. – DOI: [10.2113/gscanmin.43.6.2049](https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049)
 245. *Mitrofanov, F.P.* The World’s Oldest Anorogenic Alkali Granitic Magmatism in the Keivy Structure on the Baltic Shield / F.P. Mitrofanov, D.R. Zozulya, T.B. Bayanova, N.V. Levkovich // Doklady Earth Sciences. – 2000. – Vol. 374. – № 7. – P. 1145-1148.

246. *Miyashiro, A.* Nepheline Syenites and Associated Alkalic Rocks of the Fukushima-zan District, Korea / A. Miyashiro, T. Miyashiro // Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. Section 2. Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics. – 1956. – V. 10. – № 1. – P. 1-64.
247. *Monecke, T.* Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits / T. Monecke, U. Kempe, J. Monecke, M. Sala, D. Wolf // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2002. – V. 66. – № 7. – P. 1185-1196. – DOI: [10.1016/S0016-7037\(01\)00849-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00849-3)
248. *Morimoto, N.* Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto // The Canadian Mineralogist. – 1989. – Vol. 27. – № 1. – P. 143-156. – URL: <http://www.canmin.org/content/27/1/143.full.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
249. *Morogan, V.* Fenitization in the Alnö Complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis / V. Morogan, A.R. Woolley // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1988. – Vol. 100. – № 2. – P. 169-182. – DOI: [10.1007/BF00373583](https://doi.org/10.1007/BF00373583)
250. *Morogan, V.* Mass transfer and REE mobility during fenitization at Alnö, Sweden / V. Morogan // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1989. – Vol. 103. – № 1. – P. 25-34. – DOI: [10.1007/BF00371362](https://doi.org/10.1007/BF00371362)
251. *Morogan, V.* Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization / V. Morogan // Terra Nova. – 1994. – Vol. 6. – № 2. – P. 166-176. - DOI: [10.1111/j.1365-3121.1994.tb00650.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00650.x)
252. *Oberti, R.* The crystal-chemistry of high-aluminium titanites / R. Oberti, D.C. Smith, G. Rossi, F. Caucia // European Journal of Mineralogy. – 1991. – Vol. 3. – № 5. – P. 777-792. – DOI: [10.1127/ejm/3/5/0777](https://doi.org/10.1127/ejm/3/5/0777)
253. *Ozima, M.* Noble Gas Geochemistry / M. Ozima, F.A. Podosek. – 2nd ed. – Cambridge: Cambridge University Press, 2004. – 302 p.
254. *Pan, Y.* Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors / Y. Pan, M.E. Fleet // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Volume 48. Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance / ed. by M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes. – Chantilly, VA (USA): Mineralogical Society of America, 2002. – Chapter 2. – P. 13-49. – DOI: [10.2138/rmg.2002.48.2](https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.2)
255. *Parsons, G.E.* Niobium-Bearing Complexes East of Lake Superior / G.E. Parsons // Ontario Department of Mines, Geological Report. – 1961. – № 3. – P. 1-73.
256. *Pasero, M.* Nomenclature of the apatite supergroup minerals / M. Pasero, A.R. Kampf, C. Ferraris, I.V. Pekov, J. Rakovan, T.J. White // European Journal of Mineralogy. – 2010. – Vol. 22. – № 2. – P. 163-179. – DOI: [10.1127/0935-1221/2010/0022-2022](https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2022)
257. *Pearson, J.M.* Mineralogy and geochemistry of fenitized alkaline ultrabasic sills of the Gifford Creek Complex, Gascoyne Province, Western Australia / J.M. Pearson, W.R. Taylor // The Canadian Mineralogist. – 1996. – Vol. 34. – № 2. – P. 201-219. – URL: <http://www.canmin.org/content/34/2/201.full.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
258. *Piilonen, P.C.* The crystal chemistry of aegirine from Mont Saint-Hilaire, Quebec / P.C. Piilonen, A.M. McDonald, A.E. Lalonde // The Canadian Mineralogist. – 1998. – Vol. 36. – № 3. – P. 779-791. – URL: <http://www.canmin.org/content/36/3/779.full.pdf> – (дата

обращения 12.02.2016).

259. *Preston, R.F.* Fluid compositions in equilibrium with silica-undersaturated magmas in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: clues to the composition of fenitizing fluids / R.F. Preston, G. Stevens, T.S. McCarthy // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – Vol. 144. – № 5. – P. 559-569. – DOI: [10.1007/s00410-002-0414-1](https://doi.org/10.1007/s00410-002-0414-1)
260. *Rae, D.A.* Metasomatism in the North Qôroq Centre, South Greenland: Apatite Chemistry and Rare-Earth Element Transport / D.A. Rae, I.M. Coulson, A.D. Chambers // *Mineralogical Magazine*. – 1996. – Vol. 60. – № 398. – P. 207-220. – DOI: [10.1180/minmag.1996.060.398.14](https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.398.14)
261. *Ramsay, W.* Das Nephelinsyenitgabiet auf der Halbinsel Kola / W. Ramsay, V. Hackman // *Fennia*. – 1894. – Vol. 11. – № 2. – P. 1-225.
262. *Rancourt, D.G.* Mechanisms and Crystal Chemistry of Oxidation in Annite: Resolving the Hydrogen-Loss and Vacancy Reactions / D.G. Rancourt, P.H.J. Mercier, D.J. Cherniak, S. Desgreniers, H. Kodama, J.-L. Robert, E. Murad // *Clays and Clay Minerals*. – 2001. – Vol. 49. – № 6. – P. 455-491. – DOI: [10.1346/CCMN.2001.0490601](https://doi.org/10.1346/CCMN.2001.0490601)
263. *Ranløv, J.* Compositional zoning in hydrothermal aegirine from fenites in the Proterozoic Gardar Province, South Greenland / J. Ranløv, R.F. Dymek // *European Journal of Mineralogy*. – 1991. – Vol. 3. – № 5. – P. 837-853. – DOI: [10.1127/ejm/3/5/0837](https://doi.org/10.1127/ejm/3/5/0837)
264. *Rao, C.R.* An asymptotic expansion of the distribution of Wilk's criterion / C.R. Rao // *Bulletin of the International Statistical Institute*. – 1951. – Vol. 33. – № 2. – P. 177-181.
265. *Rayleigh, J.W.S.* Theoretical Considerations respecting the Separation of Gases by Diffusion and similar Processes / J.W.S. Rayleigh // *Philosophical Magazine. Series 5*. – 1896. – V. 42. – № 259. – P. 493-498. – DOI: [10.1080/14786449608620944](https://doi.org/10.1080/14786449608620944)
266. *Rencher, A.C.* Methods of multivariate analysis / A.C. Rencher. – 2nd ed. – N.-Y.: John Wiley & Sons, 2002. – 738 p.
267. *Richet, P.* High-temperature X-ray diffraction and Raman spectroscopy of diopside and pseudowollastonite / P. Richet, B.O. Mysen, J. Ingrin // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 1998. – Vol. 25. – № 6. – P. 401-414. – DOI: [10.1007/s002690050130](https://doi.org/10.1007/s002690050130)
268. *Rieder, M.* Nomenclature of the micas / M. Rieder, G. Cavazzini, Y.S. D'yakonov, V.A. Frank-Kamenetskii, G. Gottardi, S. Guggenheim, P.V. Koval', G. Müller, A.M.R. Neiva, E.W. Radoslovich, J.-L. Robert, F.P. Sassi, H. Takeda, Z. Weiss, D.R. Wones // *The Canadian Mineralogist*. – 1998. – Vol. 36. – № 3. – P. 905-912. – URL: <http://www.canmin.org/content/36/3/905.full.pdf> – (дата обращения 12.02.2016).
269. *Rock, N.M.S.* Fenitization around the Monchique alkaline complex, Portugal / N.M.S. Rock // *Lithos*. – 1976. – Vol. 9. – № 4. – P. 263-279. – DOI: [10.1016/0024-4937\(76\)90018-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(76)90018-9)
270. *Rollinson, H.R.* Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation / H.R. Rollinson. – Harlow (Essex, UK): Longman Group UK Ltd, 1993. – 352 p.
271. *Rønbo, J.G.* Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications / J.G. Rønbo // *American Mineralogist*. – 1989. – Vol. 74. – № 7-8. – P. 896-901. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM74/AM74_896.pdf – (дата обращения 12.02.2016).

272. *Rossi, G.* The crystal structure of a K-poor Ca-rich silicate with the nepheline framework and crystal-chemical relationships in the compositional space $(K,Na,Ca,\square)_8(Al,Si)_{16}O_{32}$ / G. Rossi, R. Oberti, D.C. Smith // *European Journal of Mineralogy*. – 1989. – Vol. 1. – № 1. – P. 59-70. – DOI: [10.1127/ejm/01/1/0059](https://doi.org/10.1127/ejm/01/1/0059)
273. *Rubie, D.C.* Mass transfer and volume change during alkali metasomatism at Kisingiri, Western Kenya / D.C. Rubie // *Lithos*. – 1982. – Vol. 15. – № 2. – P. 99-109. – DOI: [10.1016/0024-4937\(82\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90003-2)
274. *Rubie, D.C.* The role of speciation in alkaline igneous fluids during fenite metasomatism / D.C. Rubie, W.D. Gunter // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – Vol. 82. – № 2-3. – P. 165-175. – DOI: [10.1007/BF01166611](https://doi.org/10.1007/BF01166611)
275. *Rubin, J.N.* The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration / J.N. Rubin, C.D. Henry, J.G. Price // *Chemical Geology*. – 1993. – V. 110. – № 1-3. – P. 29-47. – DOI: [10.1016/0009-2541\(93\)90246-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90246-F)
276. *Rudnick, R.L.* The Composition of the Continental Crust / R.L. Rudnick, S. Gao // *Treatise on Geochemistry*. Volume 3. The Crust / ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian. – Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. – P. 1-64. – DOI: [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4)
277. *Sage, R.P.* Literature Review of Alkaline Rocks-Carbonatites / R.P. Sage // *Ontario Geological Survey, Open File Report*. – 1983. – № 5436. – P. 1-277.
278. *Shannon, R.D.* Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides / R.D. Shannon // *Acta Crystallographica. Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography*. – 1976. – V. 32. – № 5. – P. 751-767. – DOI: [10.1107/S0567739476001551](https://doi.org/10.1107/S0567739476001551)
279. *Shearer, C.K.* Sector-zoned aegirine from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland: implications for trace element behaviour in pyroxene / C.K. Shearer, L.M. Larsen // *American Mineralogist*. – 1994. – Vol. 79. – № 3-4. – P. 340-352. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM79/AM79_340.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
280. *Siemiatkowska, K.M.* Fenitization of Mississagi Quartzite, Sudbury Area, Ontario / K.M. Siemiatkowska, R.F. Martin // *Geological Society of America, Bulletin*. – 1975. – Vol. 86. – № 8. – P. 1109-1122. – DOI: [10.1130/0016-7606\(1975\)86<1109:FOMQSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1109:FOMQSA>2.0.CO;2)
281. *Sindern, S.* Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles: a case study from the Iivaara alkaline complex, Finland / S. Sindern, U. Kramm // *Lithos*. – 2000. – Vol. 51. – № 1-2. – P. 75-93. – DOI: [10.1016/S0024-4937\(99\)00075-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00075-4)
282. *Skelton, A.* Fluid-rock interaction at a carbonatite-gneiss contact, Alnö, Sweden / A. Skelton, J. Hode Vuorinen, F. Arghe, A. Fallick // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – Vol. 154. – № 1. – P. 75-90. – DOI: [10.1007/s00410-007-0180-1](https://doi.org/10.1007/s00410-007-0180-1)
283. *Smith, M.P.* Metasomatic silicate chemistry at the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China: Contrasting chemistry and evolution of fenitising and mineralising fluids / M.P. Smith // *Lithos*. – 2006. – Vol. 93. – № 1-2. – P. 126-148. – DOI: [10.1016/j.lithos.2006.06.013](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.013)
284. *Smith, W.C.* A review of some problems of African carbonatites / W.C. Smith // *Quarterly*

- Journal of the Geological Society. – 1956. – V. 112. – № 1-4. – P. 189-219. – DOI: [10.1144/GSL.JGS.1956.112.01-04.10](https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1956.112.01-04.10)
285. *Steele, I.M.* Crystal structure of synthetic yoshiokaite, a stuffed derivative of the tridymite structure / I.M. Steele, J.J. Pluth // *American Mineralogist*. – 1990. – Vol. 75. – № 9-10. – P. 1186-1191. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM75/AM75_1186.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
 286. *Strauss, C.A.* The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, eastern Transvaal / C.A. Strauss, F.C. Truter // *Geological Society of South Africa, Transactions*. – 1951. – № 53. – P. 81-125.
 287. *Sutherland, D.S.* Potash-Trachytes and Ultra-Potassic Rocks associated with the Carbonatite Complex of the Toror Hills, Uganda / D.S. Sutherland // *Mineralogical Magazine*. – 1965a. – Vol. 35. – № 270. – P. 363-378. – DOI: [10.1180/minmag.1965.035.270.10](https://doi.org/10.1180/minmag.1965.035.270.10)
 288. *Sutherland, D.S.* Nomenclature of the potassic-feldspathic rocks associated with carbonatites / D.S. Sutherland // *Geological Society of America, Bulletin*. – 1965b. – Vol. 76. – № 12. – P. 1409-1412. – DOI: [10.1130/0016-7606\(1965\)76\[1409:NOTPRA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[1409:NOTPRA]2.0.CO;2)
 289. *Sutherland, D.S.* Sodic Amphiboles and Pyroxenes from Fenites in East Africa / D.S. Sutherland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1969. – Vol. 24. – № 2. – P. 114-135. – DOI: [10.1007/BF00376886](https://doi.org/10.1007/BF00376886)
 290. *Swamy, V.* High-temperature Raman spectra and thermal expansion of wollastonite / V. Swamy, L.S. Dubrovinsky, F. Tutti // *Journal of the American Ceramic Society*. – 1997. – Vol. 80. – № 9. – P. 2237-2247. – DOI: [10.1111/j.1151-2916.1997.tb03113.x](https://doi.org/10.1111/j.1151-2916.1997.tb03113.x)
 291. *Swift, W.H.* The geology of Chishanya, Buhera district, Southern Rhodesia / W.H. Swift // *Transactions of the Edinburgh Geological Society*. – 1952. – V. 15. – № 1. – P. 346-359. – DOI: [10.1144/transed.15.1.346](https://doi.org/10.1144/transed.15.1.346)
 292. *Taylor, S.R.* The geochemical evolution of the continental crust / S.R. Taylor, S.M. McLennan // *Reviews of Geophysics*. – 1995. – Vol. 33. – № 2. – P. 241-265. – DOI: [10.1029/95RG00262](https://doi.org/10.1029/95RG00262)
 293. *Taylor, H.P.* The Application of Oxygen and Hydrogen Isotope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition / H.P. Taylor Jr. // *Economic Geology*. – 1974. – V. 69. – № 6. – P. 843-883. – DOI: [10.2113/gsecongeo.69.6.843](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.843)
 294. *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. – DOI: [10.1180/minmag.2007.071.3.285](https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.285)
 295. *Tzvetanova, Y.* Parawollastonite (wollastonite-2M polytype) from the skarns in Zvezdel pluton, Eastern Rhodopes – a single crystal study / Y. Tzvetanova, M. Kadyiski, O. Petrov // *Bulgarian Chemical Communications*. – 2012. – Vol. 44. – Special Issue. Proceedings of the IIIrd National Crystallographic Symposium. – P. 131-136. – URL: http://www.bcc.bas.bg/BCC_Volumes/Volume_44_Special_2012/Volume_44_Special_2012_PDF/BCC_2012_44_Special_Issue.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
 296. *Vaniman, D.T.* Yoshiokaite, a new Ca,Al-silicate mineral from the Moon / D.T. Vaniman, D.L. Hish // *American Mineralogist*. – 1990. – Vol. 75. – № 5-6. – P. 676-686. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM75/AM75_676.pdf – (дата обращения 12.02.2016).

297. *Vartiainen, H.* The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland / H. Vartiainen, A.R. Woolley // Geological Survey of Finland. –1976. – № 280. – P. 1-87. – URL: http://tupa.gtk.fi/julkaisu/bulletin/bt_280.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
298. *Veksler, V.* Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate–Carbonate Liquid Systems: an Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave / V. Veksler, C. Petibon, G.A. Jenner, A.M. Dorfman, D.B. Dingwell // Journal of Petrology. – 1998. – V. 39. – № 11-12. – P. 2095-2104. – DOI: [10.1093/petroj/39.11-12.2095](https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2095)
299. *Verschure, R.H.* A new Rb-Sr isotopic parameter for metasomatism, Δt , and its application in a study of pluri-fenitized gneisses around the Fen Ring Complex, South Norway / R.H. Verschure, C. Maijer // Norges geologiske undersøkelse, Bulletin. – 2005. – № 445. – P. 45-71.
300. *Verwoerd, W.J.* Fenitization of basic igneous rocks / W.J. Verwoerd // Carbonitites / ed. by O.F. Tuttle, J. Gittins. – New York: John Wiley & Sons, 1966. – P. 296-304.
301. *Verwoerd, W.J.* The Carbonatites of South Africa and Southwest Africa / W.J. Verwoerd // Geological Survey of South Africa Republic, Department of Mines, Handbook. – 1967. – № 6. – P. 1-452.
302. *Vulić, P.* Crystal chemistry of nephelines from ijolites and nepheline-rich pegmatites: influence of composition and genesis on the crystal structure investigated by X-ray diffraction / P. Vulić, T. Balić-Žunić, L.J. Belmonte, V. Kahlenberg // Mineralogy and Petrology. – 2011. – Vol. 101. – № 3-4. – P. 185-194. – DOI: [10.1007/s00710-010-0143-5](https://doi.org/10.1007/s00710-010-0143-5)
303. *Wall, F.* Rare-earth rich carbonatites: a review and latest results / F. Wall, A. Zaitsev, A.P. Jones, A.N. Mariano // Journal of the Czech Geological Society. – 1997. – Vol. 42. – № 3. – P. 49. – URL: http://www.jgeosci.org/content/JCGS1997_3__wall.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
304. *Watkinson, D.H.* Phase Equilibrium Studies Bearing on the Limestone-Assimilation Hypothesis / D.H. Watkinson, P.J. Wyllie // Geological Society of America Bulletin. – 1969. – V. 80. – № 8. – P. 1565-1576. – DOI: [10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1565:PESBOT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1565:PESBOT]2.0.CO;2)
305. *Wedepohl, K.H.* The composition of the continental crust / K.H. Wedepohl // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Vol. 59. – № 7. – P. 1217-1232. – DOI: [10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
306. *Whitney, D.L.* Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L. Whitney, B.W. Evans // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 95. – № 1. – P. 185-187. – DOI: [10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371)
307. *Wieser, M.E.* Atomic weights of the elements 2011 (IUPAC Technical Report) / M.E. Wieser, N. Holden, T.B. Coplen, J.K. Böhlke, M. Berglund W.A. Brand, P. De Bièvre, M. Gröning, R.D. Loss, J. Meija, T. Hirata, T. Prohaska, R. Schoenberg, G. O'Connor, T. Walczyk, S. Yoneda, X.-K. Zhu // Pure and Applied Chemistry. – 2013. – Vol. 85. – № 5. – P. 1047-1078. – DOI: [10.1351/PAC-REP-13-03-02](https://doi.org/10.1351/PAC-REP-13-03-02)
308. *Williams, C.E.* Carbonatite Structure: Tororo Hills, Eastern Uganda / C.E. Williams // Geological Magazine. – 1952. – V. 89. – № 4. – P. 286-292. – DOI:

309. *Williams-Jones, A.E.* The evolution of aqueous–carbonic fluids in the Amba Dongar carbonatite, India: implications for fenitisation / A.E. Williams-Jones, D.A.S. Palmer // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 185. – № 3-4. – P. 283-301. – DOI: [10.1016/S0009-2541\(01\)00409-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00409-0)
310. *Wones, D.R.* Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite / D.R. Wones // *American Mineralogist*. – 1963. – Vol. 48. – № 11-12. – P. 1300-1321. – URL: http://www.minsocam.org/ammin/AM48/AM48_1300.pdf – (дата обращения 12.02.2016).
311. *Woolley, A.R.* Metasomatized (Fenitized) Quartzites from the Borralan Complex, Scotland / A.R. Woolley, R.F. Symes, C.J. Elliott // *Mineralogical Magazine*. – 1972. – Vol. 38. – № 299. – P. 819-836. – DOI: [10.1180/minmag.1972.038.299.06](https://doi.org/10.1180/minmag.1972.038.299.06)
312. *Woolley, A.R.* A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites / A.R. Woolley // *Mineralogical Magazine*. – 1982. – Vol. 46. – № 338. – P. 13-17. – DOI: [10.1180/minmag.1982.046.338.03](https://doi.org/10.1180/minmag.1982.046.338.03)
313. *Woolley, A.R.* Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution / A.R. Woolley, D.R.C. Kempe // *Carbonatites: Genesis and Evolution* / ed. by K. Bell. – London: Unwin Hyman, 1989. – Chapter 1. – P. 1-14.
314. *Xu, C.* Trace-element modeling of the magmatic evolution of rare-earth-rich carbonatite from the Miaoya deposit, central China / C. Xu, J. Kynicky, A.R. Chakhmouradian, I.H. Campbell, C.M. Allen // *Lithos*. – 2010. – Vol. 118. – № 1-2. – P. 145-155. – DOI: [10.1016/j.lithos.2010.04.003](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.003)
315. *Yakovenchuk, V.N.* Khibiny / V.N. Yakovenchuk, G.Yu. Ivanyuk, Ya.A. Pakhomovsky, Yu.P. Men'shikov; ed. by F. Wall. – Apatity: Laplandia Minerals, 2005. – 468 p.
316. *Zaitsev, A.N.* Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes / A.N. Zaitsev, C.T. Williams, T.E. Jeffries, S. Strekopytov, J. Moutte, O.V. Ivashchenkova, J. Spratt, S.V. Petrov, F. Wall, R. Seltsmann, A.P. Borozdin // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – Vol. 61. – P. 204-225. – DOI: [10.1016/j.oregeorev.2014.02.002](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.002)