

УДК 552.331:550.42:552.11:553

ФЕНИТЫ ВИШНЕВОГОРСКОГО МИАСКИТ-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ, ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ¹

© 2020 г. С. С. Абрамов^a, И. Т. Расс^{a, *}, Н. Н. Кононкова^b

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 117119 Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: rass@igem.ru

Поступила в редакцию 26.02.2019 г.

После доработки 16.06.2019 г.

Принята к публикации 27.09.2019 г.

Минеральная зональность фенитовых ореолов вокруг миаскитовых интрузивов Вишневогорского комплекса может быть интерпретирована как колонка магматического замещения, согласно концепции Д.С. Коржинского: метасоматические изменения фениitized гнейсов под воздействием глубинных щелочесодержащих флюидов приводят к выплавлению эвтектических расплавов нефелинового сиенита. Исходя из оценок P - T - fO_2 параметров, определенных по составам сосуществующих минералов последовательных зон колонки фенизации гнейсов, в программном комплексе *Perple_X* 6.7.2 были построены изобарно-изотермические сечения в fO_2 - $aSiO_2$ и μNa_2O - μAl_2O_3 координатах, моделирующие взаимодействие фениитов с водно-углекислым флюидом (система Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - CaO - TiO_2 - FeO - MgO - H_2O - CO_2). Согласно полученным результатам, механизмы взаимодействия флюид-порода различны во внешней (фениитовой) и внутренней (мигматитовой) частях ореола. Во внешней части ореола преобладали реакции десицикации пород, приводящие к исчезновению кварца и затем росту глиноземистости сосуществующих биотита и клинопироксена. Во внутренней части ореола превращение фениитов в биотит-полевошпатовые метасоматиты и нефелиновые мигматиты были связаны с ростом активности натрия и алюминия в системе щелочесодержащий водно-углекислый флюид-порода. Как следствие этого, в метасоматитах происходило накопление глинозема и щелочей. Такие изменения приводили к вытеснению пироксена ассоциацией биотита с K - Na полевым шпатом и кальцитом. Дальнейший привнос натрия приводил к плавлению биотит-полевошпатовых метасоматитов с образованием нефелиновых мигматитов. Полученная модельная колонка фенизации гнейсового субстрата, а также геохимические ограничения (сопоставление уровня концентраций LILE и REE в породах и минералах фениитового ореола, изотопия Sm - Nd в породах щелочного комплекса) показывают, что источником флюида, ответственным за образование зональных фениит-миаскитовых комплексов, могли быть карбонатиты – дериваты мантийных магм, а миаскиты являются продуктами метасоматической переработки гнейсового субстрата и последующего плавления под воздействием флюидов – производных карбонатитовых магм.

Ключевые слова: фенизация, условия образования, термодинамическое моделирование, Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс

DOI: 10.31857/S0869590320030024

ВВЕДЕНИЕ

Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс (55°59' с.ш.; 60°35' в.д.), находится на восточном склоне Урала (рис. 1) среди гнейсов и амфиболитов вишневогорской свиты раннепро-

терозойского возраста – около 2 млрд лет (Роненсон, 1966; Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Щелочные породы представлены неагпаитовыми нефелиновыми сиенитами – миаскитами. Карбонатиты Вишневогорского комплекса генетически не связаны с щелочно-ультраосновным магматизмом и относятся к формации карбонатитов глубинных линейных зон (Гинзбург, Самойлов, 1983; Багдасаров, 1990). Карбонатиты этой фор-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S086959032003002 для авторизованных пользователей.

мации – Черниговской зоны Приазовья (Вилькович, Пожарицкая, 1986), Татарской зоны Енисейского кряжа (Лапин и др., 1987), Сиилинъярви в Финляндии (Puustinen, 1971), Сарфарток в Юго-Западной Гренландии (Secher, Larsen, 1980), Поллен в Норвегии (Robins, Tusseland, 1983; Самойлов, 1984) – ассоциированы лишь с сиенитами и фенитами. Вишневогорский комплекс из них наиболее изучен. Глубина становления комплекса оценивается в 10–15 км (Левин, Роненсон, 1980). Менее глубинные аналоги подобных комплексов неизвестны, глубины становления карбонатитовых кольцевых комплексов не превышают 5 км (Самойлов, 1984). Интрузив представлен линейно вытянутым телом, в котором выделяются корневая глубинная часть (миаскитовые тела Потаниных гор) и апикальная часть (Вишневогорский интрузив). Интрузив имеет позднедевонский возраст (Кононова и др., 1983; Недосекова и др., 2009); в зоне герцинских разломов миаскиты испытали перекристаллизацию, вследствие чего Rb-Sr возраст миаскитов Вишневогорского интрузива оценивается как позднепалеозойский (Hetzel, Glodny, 2002; Банева, Русин, 2014).

Миаскитовый магматизм Вишневогорско-Ильменского комплекса изучен в работах Б.М. Роненсона, В.С. Самойлова, В.Я. Левина и др. (Роненсон, 1966; Самойлов, 1984; Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). В этих работах показано, что неагпаитовые (плюмазитовые) нефелиновые расплавы являются продуктами плавления гнейсового субстрата под воздействием щелочесодержащего углекислого флюида, вероятно, мантийного происхождения. Ореол фенитизированных пород связан с преобразованием гнейсового субстрата в полевошпат-биотит-кальцитовые породы, далее в нефелиносодержащие мигматиты. Особенности их минерального и химического состава, в отличие от агпаитовых нефелиновых сиенитов кольцевых комплексов (Арзамасцев и др., 2011), обусловлены глубокой переработкой корового вещества – фенитизацией. Если считать миаскиты мантийными дериватами, невозможно объяснить тесную ассоциацию с фенитами, предшествующими мигматизации, низкую магнезиальность магматических миаскитов и коэффициент агпаитности <1 , наличие биотита вместо флюопита и циркона вместо бадделейта, обусловленные более высокими, чем для агпаитовых нефелиновых сиенитов, окислительным потенциалом и активностью кремнекислоты среды минералообразования (Расс и др., 2006).

Одним из интересных вопросов петрологии, который привлекает к себе внимание исследователей, является происхождение карбонатитов Вишневогорского комплекса. Карбонатиты Вишневогорского комплекса относятся к полевошпат-кальцитовой фации (Самойлов, 1984). Они внедрялись на протяжении всей истории развития массива. Наиболее ранние карбонатиты Потаниных гор формировались либо одновременно с развитием фе-

нитового комплекса, либо после кристаллизации миаскитов. Эта модель в последнее время подверглась ревизии (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013), так как определение изотопных отношений Rb-Sr и Sm-Nd в карбонатитах и миаскитах (Собаченко и др., 1994) показало значения, соответствующие таковым в мантийном источнике. Это послужило поводом для обоснования гипотезы происхождения миаскитов как мантийных дериватов – возможных дифференциатов щелочно-ультраосновных серий, внедрившихся в нижнекоровый субстрат. Согласно этой гипотезе, карбонатиты образовались в процессе отделения карбонатитового расплава от миаскитового вследствие несмесимости этих расплавов. Предложенная в (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013) модель не объясняет многие петрологические особенности Вишневогорского плутона: плюмазитовый состав миаскитов, различия в геологическом и геохимическом составе миаскитовых тел и фенитов корневой (Потанины горы) и апикальной частей (Вишневые горы). Ранее (Расс и др., 2006) нами были показаны существенные геохимические различия между миаскитами корневых и апикальных частей, объясняемые флюидно-магматическим взаимодействием.

Фенитизация может происходить при различных значениях температуры и отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во флюиде, которое снижается при уменьшении температуры (Rubie, Gunter, 1983; Morogan, 1994; Sindern, Kramm, 2000). Концентрации основных компонентов (Na, Fe, Mg, Ca, Ti) и редких элементов в фенитизирующих растворах высокие. С. Синдерн и У. Крамм (Sindern, Kramm, 2000) показали, что при фенитизации гнейсов в комплексе Ииваара (Финляндия) метасоматические преобразования приводят к образованию сиенитовых пород, изотопные характеристики стронция в которых практически идентичны таковым в интрузивных ийолитах. Фенитизирующие высокотемпературные (до 700°C) флюиды могут быть очень концентрированными, что следует из экспериментальных данных (Preston et al., 2003) и результатов исследований флюидных включений (Buhn, Rankin, 1999). Результаты экспериментальных исследований позволяют судить о содержаниях во флюидах, равновесных с карбонатитовым (Veksler, Keppler, 2000) и щелочным (Preston et al., 2003) расплавами, ограниченного количества элементов, только Mg, Ca, Na и Na, Al, Si соответственно. Более полных характеристик фенитизирующих растворов в настоящее время нет (Elliott et al., 2018).

Задача настоящей статьи – парагенетический анализ минералов в зональных метасоматических ореолах фенитов, определение физико-химических параметров метасоматизирующего флюида и реконструкция (характеристика) состава глубинного флюида и его возможного изменения в процессах метасоматизма, магмогенерации и кристаллизации Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса.

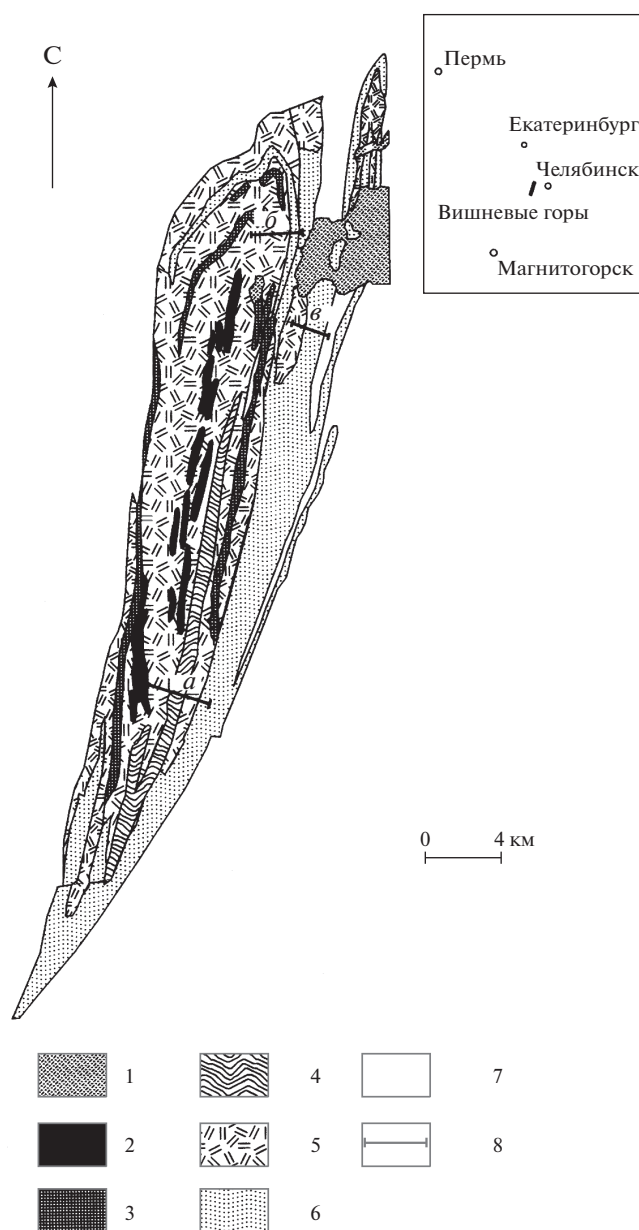


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вишневогорского щелочного массива (Kogarko et al., 1995).

1 – осадки; 2 – карбонаты; 3 – альбититы; 4 – пироксеновые фениты, биотит-полевошпатовые породы и нефелиновые мигматиты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – фенитизированные плагиогнейсы и амфиболовые фениты; 7 – породы рамы: плагиогнейсы, амфиболиты, сланцы; 8 – профили отбора образцов (Расс и др., 2006): *a* – в корневой части комплекса (Потанины горы, р-н Вермикулитового карьера), *б*, *в* – в апикальной части комплекса (Вишневые горы, горы Долгая и Мохнатая).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные оценки интенсивных параметров использовались нами для термодинамического моделирования метасоматических процессов методом псевдосечений в программном комплексе

Perple_X 6.7.2 (Connolly, 2005). Во всех расчетах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов *hp02ver.dat* (Holland, Powell, 1991, 1998), флюид предполагался в избытке, т.е. $P_{\text{fluid}} = P_{\text{total}}$. Использовались также модели твердых растворов: биотит – $\text{Vi}(\text{TCC})$, клинопироксен – $\text{Crx}(\text{HP})$, плагиоклаз $\text{Pl}(\text{h})$, K-Na полевой шпат – San (см. описание <http://www.perplep.ethz.ch/>).

Для исследования было отобрано 28 образцов, характеризующих метасоматическую зональность от фенитизированных гнейсов до миаскитов.

Аналитические методы

Химический состав пород был проанализирован методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе “Phillips” (ИГЕМ РАН, Москва), аналитики Т.М. Марченко и А.И. Якушев. Определение концентраций породообразующих элементов в породах выполнялось по методике 439-PC (НСАМ ВИМС, Москва) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) PW2400 фирмы Philips Analytical производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 3 кВт с Rh анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальная сила тока 125 нА. Потери при прокаливании определены гравиметрическим методом по методике 118-X (НСАМ ВИМС). Содержание железа в суммарной форме оксида Fe_2O_3 (общ.). Редкие элементы определены методом индуктивно связанной плазмы (ИСП-МС) на приборе “Plasma Quad VG Instrument” (ИГЕМ РАН), аналитики А.В. Дубинин, С.А. Горбачева. Малые и редкие элементы в породах определяли методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo XII-Series. Вскрытие образцов осуществляли кислотным разложением, описанным в (Бычкова и др., 2016). Разбавление растворов для измерения производили весовым способом. Для разложения и разбавления проб использовали кислоты, перегнанные из исходных реактивов квалификации о.с.ч. и разбавленные дважды дистиллированной водой. Градуировка осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, HPS, растворы А и В), включающих все определяемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовали с анализами стандартного образца с периодичностью 1 : 10. Для контроля качества измерений использовали стандартные образцы ВНВО-2 и СОQ-1, разложенные с серий исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.02 мкг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 0.2 мкг/г для легких элементов.

В 12 образцах химический состав минералов изучался методом рентгеноспектрального микроанализа, РСМА (ГЕОХИ РАН, Москва). Измерения проводились на рентгеновском микроанализаторе САМЕВАХ SX-100 фирмы САМЕСА с четырьмя вертикальными спектрометрами при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 30 нА. В качестве эталонов использовались стандартные образцы Smithsonian Institution. Точность анализов составляла ± 2 отн. % при содержании компонента 10–100 мас. %, ± 5 отн. % при содержании компонента 2–10 мас. %, ± 10 отн. % при содержании компонента 1–2 мас. %, ± 20 отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %. Чувствительность определений составляла (в мас. %): SiO_2 в апатите 0.03; Al_2O_3 в биотите 0.03; FeO в биотите и кальците 0.04, в титаните 0.05; TiO_2 в биотите 0.02; MnO в биотите 0.05, в кальците 0.04; MgO в биотите 0.02, в титаните 0.02; BaO в биотите и калиевом полевошпате 0.10; SrO в калиевом полевошпате 0.04, в апатите и кальците 0.03, в титаните 0.06; La_2O_3 в апатите 0.03, в кальците 0.04, в титаните 0.05; Ce_2O_3 в апатите и титаните 0.05, в кальците 0.07; Nb_2O_5 в титаните 0.05; F в биотите 0.08, в апатите 0.06; Cl в биотите и апатите 0.02.

ОПИСАНИЕ ПОРОД – ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ЗОН МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК ФЕНИТИЗАЦИИ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ ВИШНЕВОГОРСКОЙ СВИТЫ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Предметом нашего исследования являются активные контакты миаскитовых тел с развитием мигматитов и фенитов во вмещающих их гнейсах в районе Потаниных гор (рис. 1). В корневой части массива процессы формирования фенитовых ореолов проявлены наиболее полно, вплоть до образования нефелинсодержащих мигматитов, тогда как фенитовые ореолы апикальной части (непосредственно Вишневогорского интрузива) маломощны и не сопровождаются мигматизацией.

Миаскиты Потаниных гор образуют меридиональные дайки и линзообразные тела, в длину такие тела прослеживаются на несколько километров в породах фенитового ореола при мощности 20–30 м (Роненсон, 1966; Еськова, 1976). Их характерной особенностью является наличие постепенных переходов в жилообразные, иногда пятнообразные тела мигматитов полевошпат-нефелинового состава. Мигматиты представляют собой нефелинсодержащие миаскитоподобные тела мощностью до метра. Роль палеосомы в них играют биотит-полевошпатовые метасоматиты. Мощность зон развития мигматитов, по данным В.Я. Левина с соавторами (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997), варьирует от 100 до 200 м. По мере удаления от интрузивного контакта мигма-

титовые тела вытесняются зоной биотит-полевошпатовых метасоматитов. Это крупнозернистые лейкократовые породы с фациальными участками меланократовых метасоматитов биотитового и биотит-амфиболового составов. Минеральный состав пород зоны представлен ассоциацией К-На полевого шпата с биотитом и кальцитом. Биотит-полевошпатовые метасоматиты секутся жилообразными телами меланократового состава (слюдитов, биотит-кальцитовых тел), которые являются продуктами замещения амфиболитов (Расс и др., 2006). Биотит-полевошпатовые метасоматиты содержат теневые реликты фенитов и гнейсов. По мере удаления от контакта с миаскитом биотит-полевошпатовые метасоматиты переходят в фениты, которые далее переходят в неизменные гнейсы (рис. 2). В некоторых разрезах переход от полевошпат-биотитовых метасоматитов к фенитам осуществляется через плагиоклаз-полевошпат-биотитовые метасоматиты. В.Я. Левин с соавторами (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997) в качестве промежуточных зон на границе фенитов и биотит-полевошпатовых метасоматитов описывал пироксен-полевошпатовую зону (отсутствующую в нашей коллекции), характеризующуюся полным вытеснением альбита К-На полевым шпатом.

Фениты, как правило, сохраняют текстурный рисунок гнейсов. Начальные преобразования гнейсов в фениты происходят частично (степень изменения пород менее 50 об. %), и образуются фенитизированные гнейсы. Минеральные изменения при фенитизации гнейсов выражаются в исчезновении кварца, образовании щелочных пироксена (эгирин-диопсида) и подчиненного амфибола (гастингсит-арфедсонита) и развитии микроклина. Амфибол в фенитах развит не широко: по данным В.Я. Левина он образуется в узкой промежуточной зоне между гнейсами и пироксеновыми фенитами. Судя по описаниям в статье (Еськова, 1976), амфиболовые, биотит-амфиболовые фениты формируют отдельные тела среди пироксеновых фенитов. Это согласуется с нашим наблюдением: амфиболсодержащие фениты не образуют самостоятельную зону в колонке фенитизации. Полная мощность описываемых контактов достигает 300–400 м. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности каждой из зон метасоматических колонок приведены в табл. 1.

Кроме описанных преобразований ряда гнейс-фенит-полевошпат-биотитовый метасоматит-миаскит можно наблюдать изменения, связанные с амфиболитами, образующими дайкоподобные и пластовые тела в гнейсах. Этот ряд преобразований заключается в постепенной трансформации амфиболитов в меланократовые метасоматиты, в которых суммарная доля темновесных минералов достигает 70–90 об. %. В зависимости от особенностей минерального состава породы преобладающей темновесной минерал может быть амфиболом, пироксеном или биотитом. Выделяются породы: пироксен-биотит-каль-



Рис. 2. Схематическая минеральная зональность фенитовых ореолов вокруг миаскитовых интрузивов Потаниных гор.

цит-плаггиоклазовые, пироксен-биотит-амфиболовые с кальцитом и плаггиоклазом, биотит-плаггиоклазовые с кальцитом, амфибол-плаггиоклаз-биотитовые. Исчерпывающее описание минералогии и петрохимии таких образований приведено в монографии (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997). Полный набор изменений включает в себя несколько зон: амфиболит – меланократовая амфибол-плаггиоклаз-биотитовая порода – меланократовая плаггиоклаз-биотит-кальцитовая порода – меланократовая биотит-кальцитовая порода с плаггиоклазом – меланократовый биотитовый карбонатит. Данные по химическому составу проанализированных метасоматитов опубликованы в (Расс и др., 2006), в табл. 2 приведены усредненные составы пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассмотрим изменения минерального и химического состава породы в ряду гнейс–пироксеновый фенит–биотит-полевошпатовый метасоматит–мигматит–миаскит. При последовательном преобразовании гнейсов в щелочные метасоматиты намечаются две тенденции в изменении состава, продемонстрированные на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ и $(\text{K} + \text{Na})/\text{Al--Al}_2\text{O}_3$ (рис. 3а, 3б). Первая – уменьшение содержания SiO_2 при незначительном увеличении Al_2O_3 при фенитизации гнейсов. Этот переход на рис. 3б выражается в росте коэффициента аргитности (K_a) от гнейсов к фенитам, что минералогически соответствует образованию щелочных пироксенов и амфиболов, исчезновению кварца. Вторая – изменение состава породы от фенитов к полевошпатовым метасоматитам и далее к мигматитам, где наблюдается противоположная тенденция – увеличение содержания Al_2O_3 при постоянном или незначительном уменьшении содержания SiO_2 в породах. K_a при переходе от фенитов к биотит-полевошпатовым метасоматитам уменьшается

до значений 0.8–0.9. В мигматитах, по сравнению с полевошпатовыми метасоматитами, отмечается увеличение содержания Al_2O_3 , K_a возрастает до значения 1.0. По сравнению с миаскитами мигматиты более глиноземистые и более аргитовые породы. Минералогически это выражается в том, что в их составе нефелина больше, чем в миаскитах (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997).

Геохимические изменения в валовых составах пород из колонки фенитизации корневой части интрузива (Потанины горы) показаны на рис. 4. Предполагая, что именно карбонатит является источником глубинного флюида, метасоматизирующего гнейсы (и амфиболиты), редкие и редкоземельные элементы в породах нормированы на их состав в биотитовом карбонатите. По характеру распределения их можно разделить на три группы (рис. 4а): 1 – гнейсы и фенитизированные гнейсы; 2 – фениты и биотит-полевошпатовые метасоматиты; 3 – миаскиты и нефелиновые мигматиты. От пород 1-ой группы к 3-ей наблюдается закономерное увеличение концентраций Ba, Sr, Zr. Концентрации Ba и Zr в породах 2-ой и 3-ей групп выше, чем в карбонатите. Содержания РЗЭ в фенитах и биотит-полевошпатовых метасоматитах (группа 2) в сравнении с породами группы 1 возрастают, но остаются ниже их концентраций в карбонатите. В мигматитах и миаскитах уровень содержаний РЗЭ значительно ниже, чем в породах групп 1 и 2, и является четкий Eu-минимум. Геохимические преобразования амфиболитов в фенитовом ореоле (рис. 4б) характеризуются, прежде всего, отличным от фенитов типом распределения РЗЭ: в амфибол-плаггиоклаз-биотитовых меланократовых породах содержания РЗЭ растут, но концентрации Sr, Ni и Co остаются высокими как в исходных амфиболитах. В меланократовых биотит-кальцит-плаггиоклазовых метасоматитах содержания РЗЭ по типу распределения и концентрациям приближаются к карбонатитовым.

Таблица 1. Общая характеристика пород колонки фенитов Потаниных гор

Породы	Фенитизированные гнейсы	Пироксеновые фениты	Пироксен-полевошпатовые метасоматиты	Плагиоклаз-полевошпатовые биотитовые метасоматиты	Полевошпатовые биотитовые метасоматиты	Нефелин-полевошпатовые мигматиты	Миаскиты
Номера образцов	410, 609	601, 603, 606Б, 409, 407, 418, 566-19, 567	Из данных В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)	Из данных В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)	406, 566	318	316, 320
Минеральный состав (об.%)	Qz (5–30), Pl (40–30), $K-Na Fsp$ (30–40), Bt (10), $\pm Grt$, Ttn , Mag , Ilm , Zrc	Qz (1–5), Pl + $K-Na Fsp$ (80–90), Cpx (5–10), Amp (зн.), Bt (1–5), Ttn , Mag (1–2), Ilm , Zrc	$K-Na Fsp$ (90), Cpx (5), Bt (5), $\pm Cal$, Ttn , Mag , Zrc	Pl + $K-Na Fsp$ (90), Bt (5), Cal (1–5), Ttn , Mag , Zrc	$K-Na Fsp$ (90), Bt (4–8), Cal (1–4), Ttn , Ilm , Mag , Zrc	$K-Na Fsp \pm Pl$ (40–50), Ne (30–40), Bt (4), Ca (0.5–3), Mag , Ilm , Zrc	$K-Na Fsp \pm Pl$ (70–75), Ne (20–25), Bt (1–4), Cal (0–2), Mag , Ilm , $Ilm-Ru$, Zrc
Текстура породы	Полосчатая, гнейсовидная	Мелкозернистая, однородная, пятнистая	Среднезернистые, однородные	Крупнозернистые, такситовые	Крупнозернистые, массивные	Мигматитовая с разделением на мелкозернистый жильный материал неосомы с нефелином и крупнозернистой палеосомы ($Bt-Fsp$ породы)	Мелкозернистые, равномернозернистые породы с элементами гнейсовидности
Состав биотита	$X_{Mg} = 0.15-0.14$; Ti (форм. ед.) = 0.21–0.23; Al (форм. ед.) = 1.4	$X_{Mg} = 0.7-0.52$; Ti (форм. ед.) = 0.05–0.1; Al (форм. ед.) = 1.0	Нет данных	$X_{Mg} = 0.37$; Ti (форм. ед.) = 0.28; Al (форм. ед.) = 1.4–1.6	$X_{Mg} = 0.37-0.23$; Ti (форм. ед.) = 0.25–0.33; Al (форм. ед.) = 1.4–1.6	$X_{Mg} = 0.43-0.40$; Ti (форм. ед.) = 0.23–0.24; Al (форм. ед.) = 1.6	$X_{Mg} = 0.4-0.28$; Ti (форм. ед.) = 0.29–0.33, Al (форм. ед.) = 1.6
Состав полевых шпатов	Pl № 12-18 Kfs ($Ab_{27}Or_{63}$)	Ab в агрегатах антитерритового Kfs . Об. доля Na и K минала 1 : 1–2 : 1	Агрегаты криптопертитового Kfs в матрице альбита. Об. доля Na и K минала 3 : 1	Pl № 12 с перистеритовым строением, замещающийся $K-Na$ антитерритовым полевым шпатом	Агрегаты антитерритового строения. Об. доля Na и K минала 3 : 1–4 : 1	Реликтовый перистеритовый плагиоклаз замещается нефелином, $K-Na$ антитерритовый полевой шпат Об. доля Na и K минала 3 : 1–2 : 1	$K-Na$ полевой шпат. Об. доля Na и K минала 2 : 1–1 : 2
Реакции замещения	$Qz \rightarrow Fsp$ $Amp \rightarrow Cpx$ $Kfs + Cpx + Ilm \rightarrow Bt + Ttn + Mag$		$Pl \rightarrow K-Na Fsp$	$Pl \rightarrow K-Na Fsp$ $Kfs + Cpx \rightarrow Cal + Bt + Ab$	$Kfs + Cpx \rightarrow Cal + Bt + Ab$ $An \rightarrow Ab + Cal$	$Ab \rightarrow Ne$ $Ttn \rightarrow Ilm$	

Примечание. Символы минералов даны по (Whitney, 2010).

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ ФЕНИТОВОГО ОРЕОЛА

Для определения физико-химических условий процесса флюидного воздействия на породы фенитового ореола были изучены составы сквозных минералов в последовательных метасоматических зонах (ESM_1.xls (Suppl. 1))².

Биотит является сквозным темноцветным минералом в породах фенитового ореола. В гнейсах биотит представлен железистым аннитом с небольшим содержанием сидерофиллитовой составляющей (ESM_1.xls в Suppl. 1; рис. 5). При фенитизации гнейсов железистость биотита снижается, и его состав обогащается флогопитовым минералом ($Al = 1-1.2$ форм. ед., $X_{Mg} = 0.6$). От фенитов к полевошпатовым метасоматитам отмечается устойчивый рост Al от 1 до 1.4 форм.ед. и снижение магнезиальности (X_{Mg} от 0.6 до 0.4) для биотитов. В биотитах мигматитов и миаскитов Потаниных гор выявлена иная тенденция: их глиноземистость остается практически постоянной (слегка возрастает от 1.4 до 1.6 форм. ед.), а магнезиальность убывает вплоть до значений $X_{Mg} = 0.2-0.6$. Концентрации хлора во всех проанализированных биотитах низкие и находятся на уровне 0.01–0.05 мас. %. Высокие концентрации хлора (0.5 мас. %) обнаружены только в одном обр. 609 – из фенитизированных гнейсов. Биотиты из фенитов и фенитизированных гнейсов имеют высокое содержание фтора – 2.5–3.5 мас. %. В биотитах полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов содержание фтора низкое (от 0.5 до 1.2 мас. %).

Пироксен. Пироксен (Cpx) не является сквозным минералом в рассматриваемом разрезе метасоматитов и вытесняется биотит-полевошпатовым парагенезисом при переходе от фенитов к биотит-полевошпатовым метасоматитам. В фенитах и фенитизированных гнейсах Cpx представлен эгирин-авгитом с небольшим содержанием Al_2O_3 (см. ESM_1.xls в Suppl. 1 и рис. 6). В пироксеновом фените из обр. 601 его содержание достигает 0.10 форм. ед. Пироксены из меланократовых метасоматитов характеризуются более высокой магнезиальностью и глиноземистостью. В изученной нами меланократовой пироксен-плагиоклаз-биотитовой породе (обр. 312) пироксен отвечал эгирин-авгиту с магнезиальностью 0.8 и содержанием глинозема до 0.20 форм. ед. Сопоставимые по содержанию глинозема пироксены образуются в пироксен-биотит-кальцитовых меланократовых породах в ассоциации К-На полевой шпат-биотит-пироксен-кальцит (по данным В.Я. Левина и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)).

² Химические составы минералов из фенитового ореола Потаниных гор и состав калиевого полевого шпата представлены в таблице ESM_1.xls (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайте <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

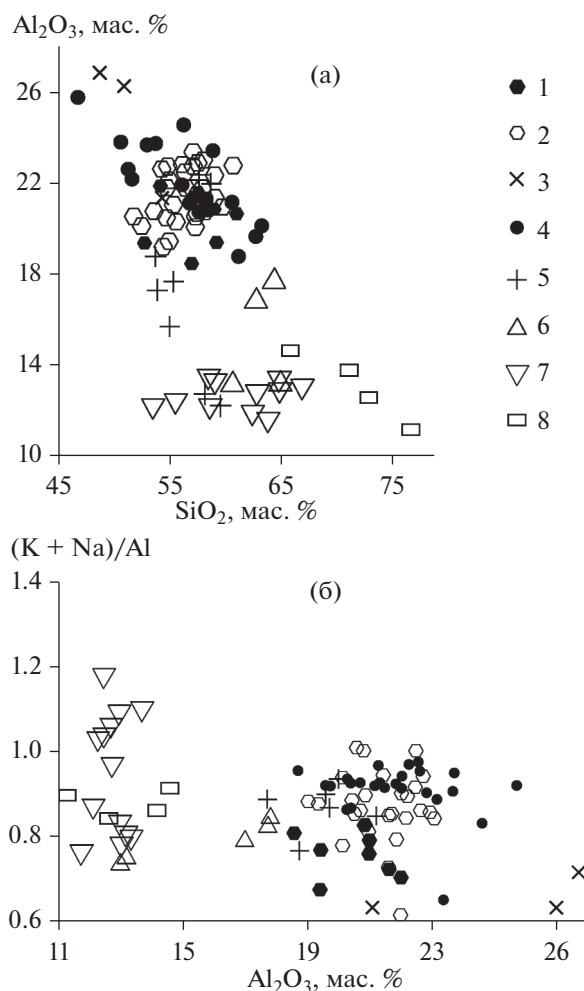


Рис. 3. Составы пород фенитовых ореолов Потаниных гор: (а) – на диаграмме $SiO_2-Al_2O_3$ (мас. %), (б) – на диаграмме $(K + Na)/Al$ (ат. %)– Al_2O_3 (мас. %). 1 – миаскиты (наши данные), 2 – миаскиты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 3 – мигматиты (наши данные), 4 – мигматиты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 5 – биотит-полевошпатовые породы, 6 – фениты (наши данные), 7 – фениты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 8 – гнейсы.

Амфиболы. Составы амфиболов из фенитов и меланократовых амфибол-биотит-кальцитовых метасоматитов нами не изучались, так как парагенезисы с их участием не участвуют в строении пород обсуждаемой метасоматической зональности. Однако составы амфиболов в контактовых ореолах можно использовать для оценок давления. Для этих целей использовались составы амфиболов из меланократовых пород, см. в работе (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). По современной классификации (Hawthorne et al., 2012) амфиболы из амфибол-биотитовых фенитов относятся к ряду рихтерит–катофорит, амфиболы из меланократовых амфибол-биотит-кальцито-

Таблица 2. Средний состав пород корневой части Вишневогорского комплекса

Компоненты	Последовательные зоны колонки фенинизации							Ряд меланократовых метасоматитов				
	гнейс (2)	фенизитированный гнейс (2)	фенит (2)	биотит-полевошпатовая порода (4)	мигматит (4)	миаскиит (7)	амфиболит (3)	амфибол-платиоклаз-биотитовая порода (3)	платиоклаз-биотитовая порода с кальцитом (3)	биотит-кальцитовая порода с платиоклазом (3)	биотитовый карбонатит (3)	
SiO ₂	74.74	64.68	61.96	57.36	57.23	57.02	52.59	51.33	39.47	26.50	8.44	
TiO ₂	0.18	0.92	0.78	1.19	0.40	0.55	0.96	1.38	4.39	1.28	0.90	
Al ₂ O ₃	11.95	13.10	14.95	17.01	22.71	20.71	12.81	14.93	9.33	8.08	2.59	
Fe ₂ O ₃	2.94	7.21	5.16	6.43	3.08	3.44	11.81	9.64	15.11	8.05	4.88	
MnO	0.02	0.17	0.18	0.16	0.05	0.07	0.17	0.20	0.29	0.45	0.34	
MgO	0.08	1.27	0.90	1.07	0.79	0.66	5.16	5.52	10.87	1.68	6.03	
CaO	0.66	3.63	2.34	3.93	2.47	2.32	7.63	7.72	10.48	29.81	27.55	
Na ₂ O	2.85	3.61	5.50	5.09	7.12	6.60	2.38	4.07	1.26	1.51	2.38	
K ₂ O	5.23	3.49	3.75	3.85	2.80	4.29	1.44	3.15	5.31	3.34	25.32	
P ₂ O ₅	0.02	0.30	0.23	0.33	0.12	0.27	0.14	0.81	0.92	0.88	0.73	
Сумма	98.70	98.37	95.73	96.42	96.76	95.91	95.09	98.76	97.43	81.57	79.17	
Cr	н.п.о.	н.п.о.	13	н.п.о.	н.п.о.	12	95	169	234	н.п.о.	20	
Ni	н.п.о.	н.п.о.	12	14	10	11	62	69	89	16	15	
Co	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	12	н.п.о.	н.п.о.	37	23	35	н.п.о.	10	
V	н.п.о.	н.п.о.	153	81	89	65	235	168	279	79	120	
Zr	276	178	479	1103	779	465	127	286	386	750	172	
Nb	18	108	198	73	46	52	13	114	186	121	160	
Sc	н.п.о.	н.п.о.	21	18	н.п.о.	н.п.о.	33	24	31	21	48	
Y	56	23	60	62	14	14	24	22	34	61	65	
Sr	118	211	600	1579	2359	1610	352	1552	1046	4911	9837	
Ba	573	358	1621	2504	2898	2965	641	1941	1099	1936	1431	
Rb	349	130	92	82	62.80	68	44	83	94	99	38	
La	92.1	47.5	150.0	142.0	23.7	31.1	20.3	71.5	102	254.5	396.5	
Ce	171	117	360	324	39.9	56.5	39	143	220	517	708.5	
Pr	17.8	12.1	40	37.4	4.1	6.1	4.37	16.50	25.95	64.40	81.85	
Nd	55.8	39.2	143	141	13.5	20.8	16.9	60.2	96.6	228	297	
Sm	8.62	5.48	21.40	23.80	2.17	2.99	3.65	9.53	16.55	36.45	46.10	
Eu	1.70	1.42	4.67	5.54	0.07	0.10	1.04	2.36	4.95	10.29	13.15	
Gd	6.34	3.51	14.80	16.80	1.53	1.88	3.71	6.35	12.20	25.35	31.60	
Tb	0.88	0.59	2.06	2.34	0.19	0.23	0.58	0.85	1.56	3.25	3.82	
Dy	5.54	3.57	10.80	13.00	1.09	1.19	3.70	4.80	7.98	17.05	19.70	
Ho	1.06	0.70	2.12	2.47	0.21	0.23	0.77	0.93	1.33	3.03	3.37	
Er	3.09	1.93	5.62	6.35	0.58	0.60	2.25	2.33	3.29	7.61	8.11	
Tm	0.43	0.30	0.81	0.86	0.08	0.08	0.31	0.33	0.39	0.98	1.00	
Yb	2.70	1.65	5.07	5.17	0.55	0.51	2.12	1.98	2.34	5.97	5.89	
Lu	0.39	0.28	0.86	0.78	0.09	0.07	0.35	0.28	0.33	0.84	0.90	
РЗЭ	367.4	235.2	761.2	721.5	87.7	122.3	99.1	321	495.5	1175	1617	

Примечание. В скобках – число анализов. н.п.о. – ниже предела обнаружения; оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm.

вых метасоматитов относятся к Na-Ca ряду тарамит-катофорит и к Ca ряду гастингсит-саданагаит. Глиноземистые тарамиты, саданагаиты описаны также в фенитовых ореолах миаскитов Ильменской части щелочного массива (Баженов и др., 1999; Sokolova et al., 2000).

Калиевый полевой шпат, наряду с биотитом, является сквозным минералом в метасоматически измененных породах. Во всех последовательных зонах метасоматитов, начиная с фенитов, калиевый полевой шпат имеет пертитовое строение, для полевых шпатов из нефелиновых мигматитов и миаскитов характерно антипертитовое строение. Составы полевых шпатов из агрегата пертитов (см. ESM_1.xls в Suppl. 1 и рис. 7) попадают в узкий интервал составов $Or_{90-85}Ab_{10-15}$ и, скорее всего, их составы определялись температурой распада гомогенного калиевого полевого шпата в пертитовые агрегаты. Оценки составов исходных K-Na полевых шпатов на основе подсчета пертитовых включений в полевых шпатах (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997) показывают систематическое изменение его состава: в фенитах и фенитизированных гнейсах калиевый полевой шпат представлен микроклином в ассоциации с альбитом, в полевошпат-биотитовых породах калиевый полевой шпат становится отчетливо калинатровым ($Or_{40}Ab_{60}$) и замещает плагиоклаз олигоклазового состава. В мигматитах и миаскитах составы полевого шпата обогащаются калием и варьируют от $Or_{40}Ab_{60}$ до $Or_{60}Ab_{40}$ (рис. 7).

Состав **плагиоклаза** специально не изучался. По данным (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997), в фенитизированных гнейсах и фенитах это альбит-олигоклаз (№ 12–14), в биотит-полевошпатовых метасоматитах и мигматитах также развит олигоклаз, часто перистеритового строения, замещающийся пертитовым полевым шпатом, в меланократовых метасоматитах плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 14).

Апатит (см. ESM_1.xls в Suppl. 1) из зон фенитизации характеризуется высоким содержанием F (3.2–3.6 мас. %) и низким Cl (0.01–0.03 мас. %). Во всех зонах фенитового ореола апатит содержит (в мас. %): SrO (0.12–1.36), La_2O_3 (0.14–0.98) и Ce_2O_3 (0.19–1.36).

Кальцит. Состав карбоната (см. ESM_1.xls в Suppl. 1) во всех изученных типах пород отвечает кальциту с содержанием оксидов: FeO, MgO и MnO от 0.5 до 1 мас. %, SrO 0.5–3.0 мас. %, Ce_2O_3 0.05–0.4 мас. %.

На рис. 8 показаны концентрации BaO, SrO, La_2O_3 и Ce_2O_3 в сквозных минералах фенитового ореола, а также в миаските и карбонатите. Общей чертой всех изученных составов минералов является то, что минералы из миаскитов (*Kfs*, *Bt*, *Ap*) наиболее обеднены SrO, BaO, La_2O_3 . Апатит в миаскитах резко зонален по содержанию P3Э: от ядра к краю зерна содержание Ce_2O_3 увеличивается от 0.44 до 0.7 мас. %.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ФЕНИТИЗАЦИИ

Температура. Биотит является сквозным минералом во всех породах, представляющих собой последовательные зоны метасоматических колонок фенитизации гнейсов. Его составы позволяют оценить температуру образования породы вдоль всей колонки фенитизации от внешних (передовых) зон – фенитизированных гнейсов до миаскитов, используя геотермометр “*Ti в биотите*” (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015). Эмпирический биотитовый термометр “*Ti в биотите*” (Henry et al., 2005) применим (и использовался) для определения температуры в щелочных породах (ряд мельтейгит–фонолит) и в карбонатитах (Nadeau et al., 2016). Поскольку в изучаемом фенитовом ореоле ильменит присутствует во всех зонах метасоматической колонки (см. табл. 1), мы использовали геотермометр (Wu, Chen, 2015). Это связано с тем, что для его применения нужно, чтобы породы содержали только рутил или ильменит, в отличие от эмпирического биотитового термометра из работы (Henry et al., 2005), где указано, что в породах должны быть рутил и графит. Авторы статьи (Wu, Chen, 2015) отмечают, что по данным (Henry et al., 2005) и их собственным из четырех возможных обменных реакций между миналами биотита с титаном (в том числе и обмен с кремнеземом) ни одна не играет доминирующей роли, из чего следует, что требование $X_{Si} \rightarrow \max$ в биотите не обязательно.

Температура образования биотита для геотермометра “*Ti в биотите*” (Wu, Chen, 2015) связана с его составом следующим параметрическим уравнением:

$$\ln(T, ^\circ\text{C}) = 6.313 + 0.224 \ln(X_{Ti}) - 0.288 \ln(X_{Fe}) - 0.449 \ln(X_{Mg}) - 0.15P \text{ (ГПа)},$$

где $X_i = i/(Fe + Mg + Al^VI + Ti)$.

На рис. 9 приведены вариации температуры в различных зонах фенитового ореола. Можно выделить несколько групп пород по температуре образования биотита: 1 – фениты внешней части ореола и биотит-кальцитовые породы ($T = 450\text{--}600^\circ\text{C}$), 2 – амфибол-биотит-плагиоклазовые и биотит-кальцитовые меланократовые породы, биотит-полевошпатовые породы ($T = 550\text{--}700^\circ\text{C}$) и мигматиты ($T = 600\text{--}750^\circ\text{C}$), 3 – миаскиты ($T = 750\text{--}850^\circ\text{C}$). Подобные оценки температур фенитов близки к оценкам температур для фенитовых ореолов других массивов, в том числе и кольцевых щелочно-ультраосновных-карбонатитовых (Метасоматизм и ..., 1998).

Давление. Оценки давления могут быть сделаны, исходя из составов амфибола в меланократовых биотит-амфибол-кальцитовых телах, см. в работе В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Из существующего арсенала амфиболовых барометров мы использовали эмпирический амфибол-плагиоклазовый геобарометр

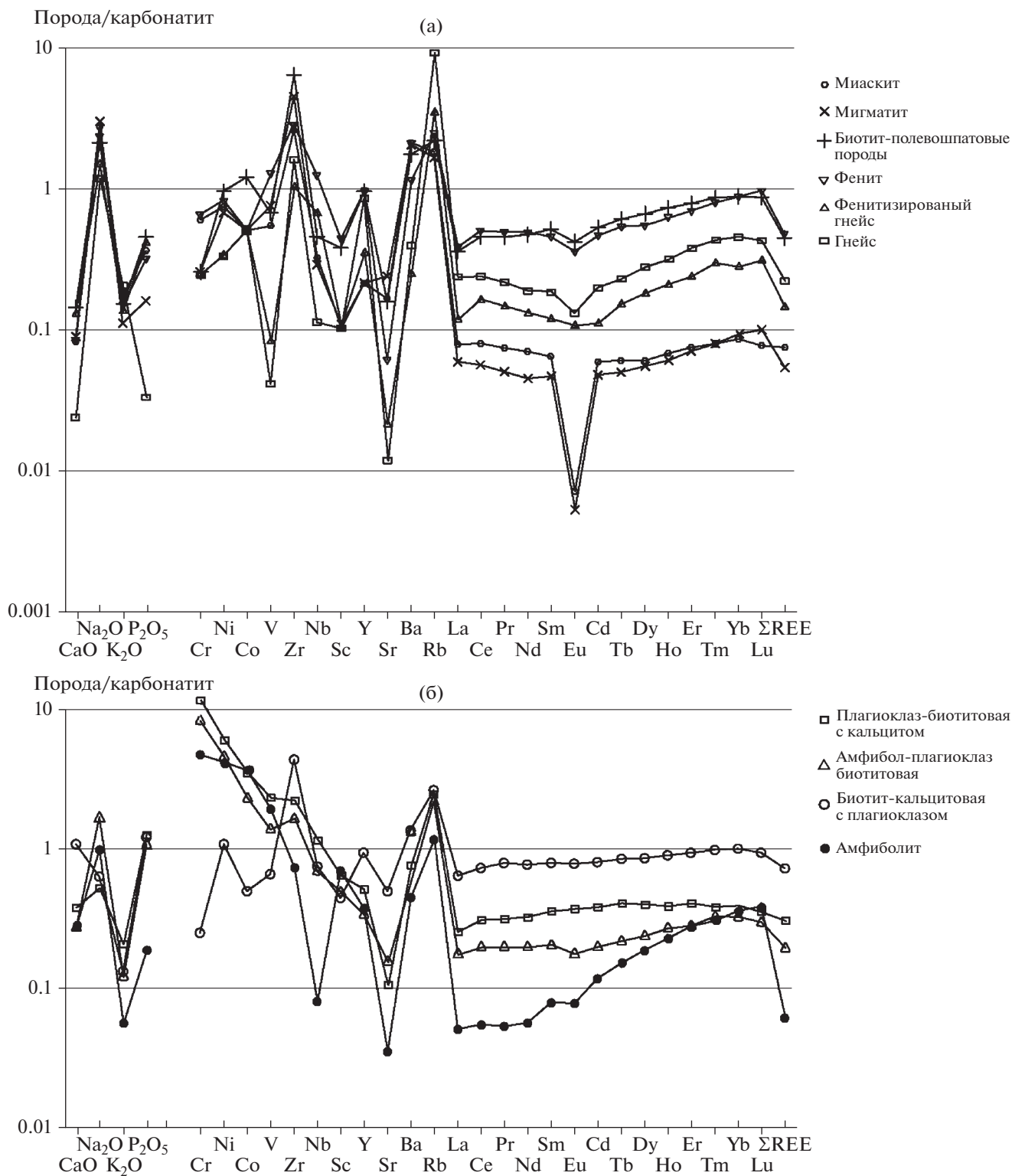


Рис. 4. Спайдерграммы редких и редкоземельных элементов для пород фенитового ореола: (а) – пород, образующих зональность фенитовых ореолов, (б) – меланократовых метасоматических пород. Составы пород нормированы на состав карбонатита (табл. 2).

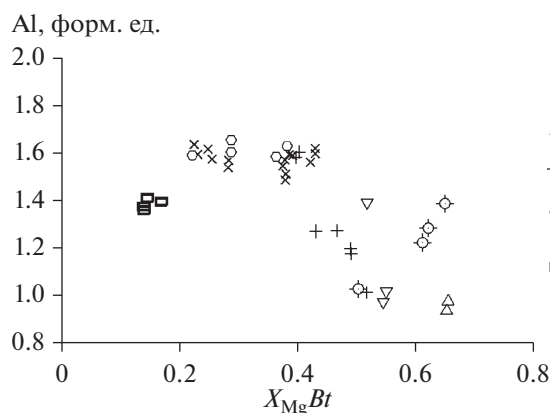


Рис. 5. Составы биотитов из пород фенитовых ореолов на диаграмме $X_{Mg}-Al$ (форм. ед.). 1 – миаскиты, 2 – мигматиты, 3 – биотит-полевошпатовые породы, 4 – биотит-кальцитовые меланократовые породы, 5 – фениты (наши данные), 6 – фениты (данные (В.Я. Левин и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997))), 7 – гнейсы. Составы биотитов рассчитаны на 8 катионов.

(Molina et al., 2015), который позволяет определять давление в амфиболитах и метабазитах. По соотношению катионов ($Al^{VI} + Fe^{3+}$)– $Na(M4)$ амфиболы из меланократовых пород находятся на границе диапазона составов амфиболов, для которых калибровался этот барометр (рис. 10). Поскольку для приведенных в цитируемой монографии составы плагиоклазов не измерялись, в качестве пары для амфиболов использовался средний состав плагиоклаза для меланократовых биотит-амфибол-кальцитовых тел (олигоклаз № 14), приведенный в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Для расчета давления использовались температуры 600 и 650°C, отвечающие середине интервала оценок температуры формирования этих пород по составу биотита. Оценки давления, при которых формировались меланократовые амфиболсодержащие породы Потаниных гор, попадают в диапазон 5.0–2.0 кбар, т.е. разброс значений довольно значителен. Поскольку заявленная точность барометра составляет 1.5–2 кбар (Molina et al., 2015), можно считать полученную оценку давления полуколичественной. При модельных расчетах мы приняли, что породы фенитового ореола формировались при давлении 3 кбар, что близко к оценкам давления (4–5 кбар) по геологическим соотношениям из (Роненсон, 1966; Самойлов, 1984).

Летучесть кислорода. Поскольку во всех типах пород в ассоциации с биотитом присутствует калиевый полевой шпат (см. ESM_1.xls в Suppl. 1) и магнетит, можно оценить изменение летучести кислорода, используя реакцию $Ann + 0.5O_2 = Kfs + Mag + H_2O$ (Wones, Eugster, 1965). На диаграмме $T-fO_2$ (рис. 11) показаны значения фугитивности кислорода, рассчитанные для этой реакции по уравнению (Czamanske, Wones, 1973).

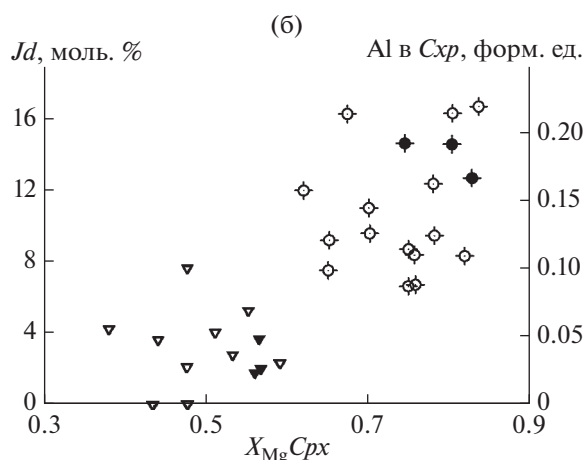
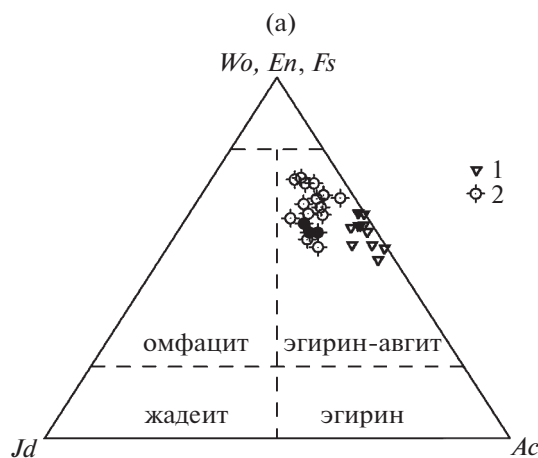


Рис. 6. Составы клинопироксенов из фенитов и меланократовых пород: (а) – на классификационной диаграмме $Wo, En, Fs-Jd-Ac$ (Morimoto et al., 1989), (б) – на диаграмме $Jd-X_{Mg}-Al$ (форм. ед.). 1 – фениты, 2 – меланократовые породы. Залитые фигуры – наши данные, незалитые – данные В.Я. Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Составы пироксена рассчитаны по схеме (Cawthorn, Collerson, 1974).

Фугитивность воды рассчитывалась в программе *Perple_X* 6.7.2 по уравнению состояния *CORK* (рис. 12 заимствован из (Holland, Powell, 1991, 1998)). Флюид принимался чисто водным. Поскольку фенитизирующие флюиды водно-углекислые, то очевидно, что оценка летучести кислорода должна учитывать парциальное давление углекислоты во флюиде. Влияние углекислоты на положение рассматриваемой реакции подробно рассматривалось в (Абрамов, 2000). При содержании X_{CO_2} от 0.1 до 0.4 во флюиде (при 2 кбар) и в диапазоне летучести кислорода от НМ до QFM этим влиянием можно пренебречь: максимальное смещение реакции влево при $X_{CO_2} = 0.4$, буфер QFM составляет ≈ 1 лог. ед. fO_2 , или 25–30°C.

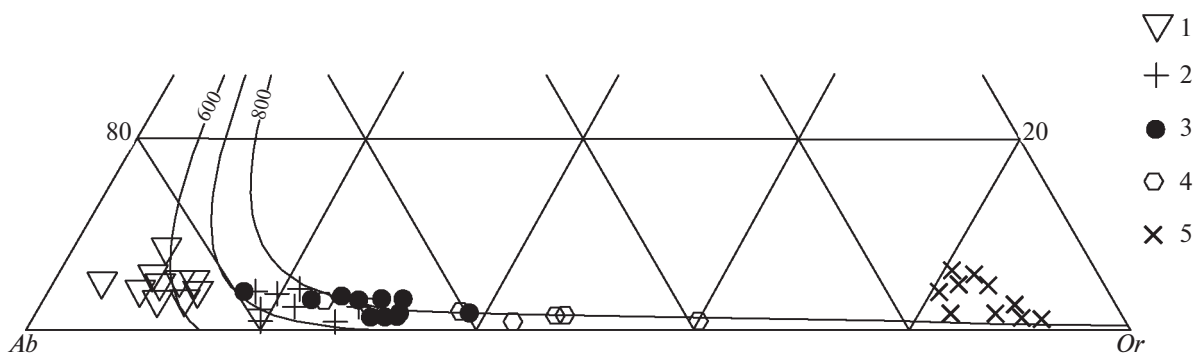


Рис. 7. Составы калиевых полевых шпатов и плагиоклазов из пород фенитового ореола Потаниных гор на диаграмме *Ab-Or-An*.

1 – плагиоклазы из фенитов и биотит-полевошатовых метасоматитов, 2 – полевые шпаты из биотит-полевошатовых метасоматитов, 3 – мигматиты, 4 – миаскиты, 5 – составы калиевых полевых шпатов из пироксен-полевошатовых пород и мигматитов по данным измерения на зонде (наши данные). 1–4 – данные В.Я. Левина и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)). Показаны линии полевошатового сольвуса для 600, 700 и 800°C при 3 кбар (Nekvasil, 1992).

Согласно оценке летучести кислорода, выделяются три группы пород: низкотемпературные ассоциации внешней части ореола – передовых зон (с $X_{Mg}(Bt) = 0.7-0.5$, $T = 450-550^\circ\text{C}$), которые формировались в наиболее окисленных условиях

(буфер НМ). Промежуточным значениям летучести кислорода отвечают породы биотит-полевошатовых метасоматитов и нефелиновых мигматитов. Наименьшие значения фугитивности кислорода характерны для высокотемпературных слюд из миаскитов ($T = 750-800^\circ\text{C}$), отвечают значениям буфера QFM.

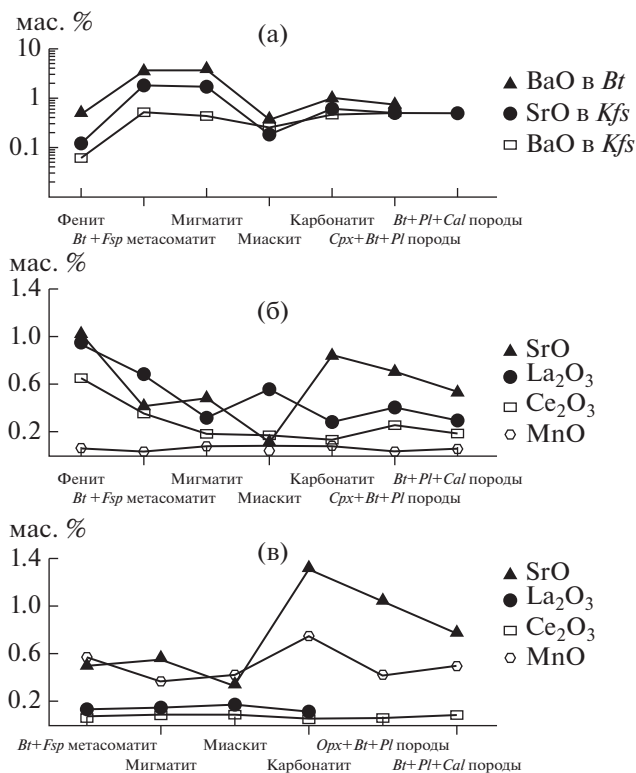


Рис. 8. Концентрации BaO (мас. %) в биотите и BaO, SrO в *Kfs*: (а) из пород фенитового ореола; La_2O_3 , Ce_2O_3 , SrO и MnO (мас. %) в апатите (б) и в кальците (в) из пород фенитового ореола. На диаграмме показаны средние значения концентраций элементов для каждого типа пород по данным ESM_1.xls (Suppl. 1).

Активность SiO_2 . Очевидно, что разрез от фенитизированных гнейсов к миаскитам и нефелинсодержащим мигматитам характеризуется градиентом активности кремнезема: от кварцсодержащих фенитизированных гнейсов ($a_{\text{SiO}_2} = 1$) к нефелинсодержащим ассоциациям его внутренних частей, где активность SiO_2 может быть оценена по реакции: $Ab(ss) = Ne(ss) + \text{SiO}_2$, где ss – альбит в твердом растворе полевого шпата и нефелин в твердом растворе нефелина. Согласно (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997), для миаскитов Потаниных гор типична ассоциация K-Na полевого шпата ($Ab_{30-70}Kfs_{70-30}$) и нефелина ($Ne_{80-85}Kfs_{20-15}$). Исходя из этой реакции, минимальные оценки активности кремнезема в фенитовом ореоле были определены с использованием программы *Perple_X 6.7.2* в интервале $\lg a_{\text{SiO}_2} = -0.58-0.55$ при температуре кристаллизации миаскитов, равной $700-800^\circ\text{C}$.

Давление CO_2 . Начиная с пироксен-полевошатовой зоны, в метасоматической колонке фенитизации в парагенезисах ореола присутствует кальцит (см. табл. 1). Соответственно, важным параметром равновесий является парциальное давление CO_2 . Оценки величин X_{CO_2} во флюидах получить из парагенезисов трудно, что обусловлено щелочным характером флюида и переменной активностью кремнезема по разрезу колонки. Рассмотрим топологию реакций в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CaO}-\text{TiO}_2-\text{FeO}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (только минимальные реакции без твердых растворов, рис. 12) в зависимости от летучести кислорода и ак-

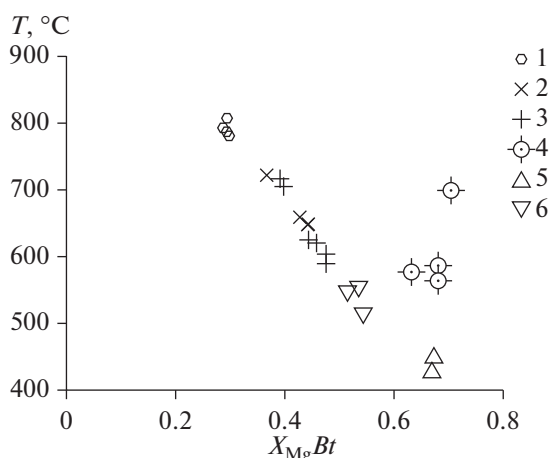


Рис. 9. Температуры образования биотитов в миаскитах и породах фенитовых ореолов Потаниных гор, оцененные по геотермометру “*Ti в биотите*” (Wu, Chen, 2015).

1 – миаскиты, 2 – мигматиты, 3 – биотит-полевошпатовые породы, 4 – биотит-кальцитовые меланократовые породы, 5 – фениты (наши данные), 6 – фениты (данные В.Я. Левин и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)).

тивности SiO_2 для случая с низким ($X_{\text{CO}_2} = 0.05$), промежуточным ($X_{\text{CO}_2} = 0.3$) и высоким содержанием ($X_{\text{CO}_2} = 0.5$) CO_2 во флюиде при $T = 600^\circ\text{C}$ и $P = 3$ кбар. Значение $\lg f_{\text{O}_2}$ по мере увеличения содержания CO_2 во флюиде уменьшается, что связано с уменьшением мольной доли воды во флюиде (Абрамов, 2000). Наиболее значительная перестройка топологии системы связана с изменением положения реакций карбонатизации: $Hd = Cal + Mag$, $Cal + Ann = Kfs + Hd$, $Cal + Ilm = Ttn + Hd$. Последовательность преобразований во флюиде вдоль реакции $Ann = Kfs + Mag$ при значениях $\lg a_{\text{SiO}_2}$ от 0 до -0.4 и при $X_{\text{CO}_2} = 0.05$ (рис. 12а) следующая: $Kfs + Ilm + Hd + Ttn + Ann + Mag$ (инвариантная точка (3)), при $\lg a_{\text{SiO}_2} = 0.33$ образуется $Rbk + Kfs + Ttn + Mag + Act + Ann + Ilm$ (инвариантная точка (1)), далее при понижении $\lg a_{\text{SiO}_2}$ геденбергит замещается $Mag + Adr$, и устойчивой становится ассоциация $Ann + Kfs + Mag + Rbk + Adr + An$ (инвариантная точка (2)). Кальцит появляется лишь в породах, богатых кальцием (реакция $Wo = Cal$), а в биотитсодержащих породах парагенезисы с кальцитом не возникают. Пироксен при такой активности углекислоты замещается ассоциацией $Mag + Adr$ при очень низкой $\lg a_{\text{SiO}_2}$, равной -0.45). Андрадитсодержащие фениты в ассоциации со щелочным пироксеном описаны в фенитах кольцевого щелочно-ультраосновного массива Озерная Варака (Козлов, Арзамасцев, 2015).

При $X_{\text{CO}_2} = 0.3$ (рис. 12б) во флюиде наблюдается следующая последовательность преобразований: ассоциация $Kfs + Ilm + Hd + Ttn + Ann + Mag + Rbk$

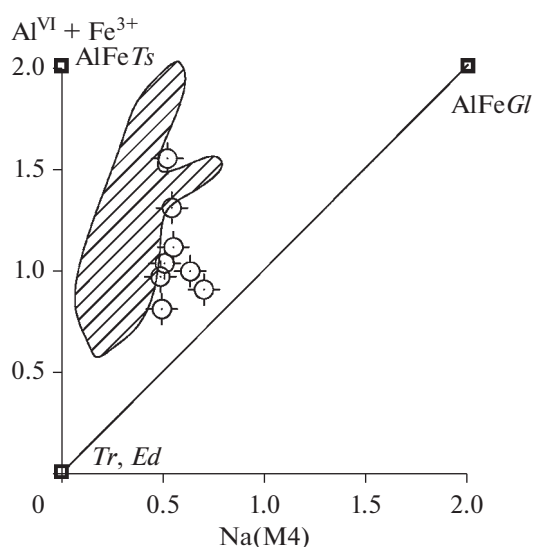


Рис. 10. Составы амфиболов из меланократовых пироксен-биотит-амфиболовых пород (данные В.Я. Левин и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)) на диаграмме $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$ (форм. ед.)– $\text{Na}(\text{M}4)$ (форм. ед.). Составы амфиболов рассчитаны на 23 атома кислорода. Заштрихованное поле – область составов амфиболов, для которых разработан геобарометр (Molina et al., 2015).

(инвариантная точка (9)) при понижении активности кремнезема сменяется ассоциациями $Kfs + Cal + Ttn + Mag + Hd + Ann + An + Rbk$ (инвариантная точка (8)), $Kfs + Cal + Ttn + Mag + Ann + An + Rbk$ (инвариантные точки (3)), $Kfs + Cal +$

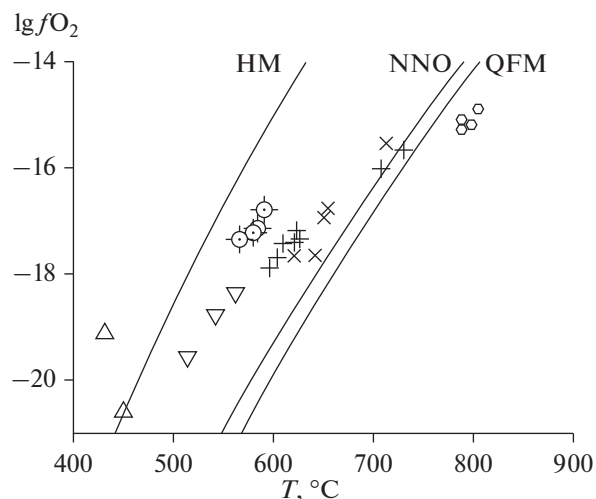
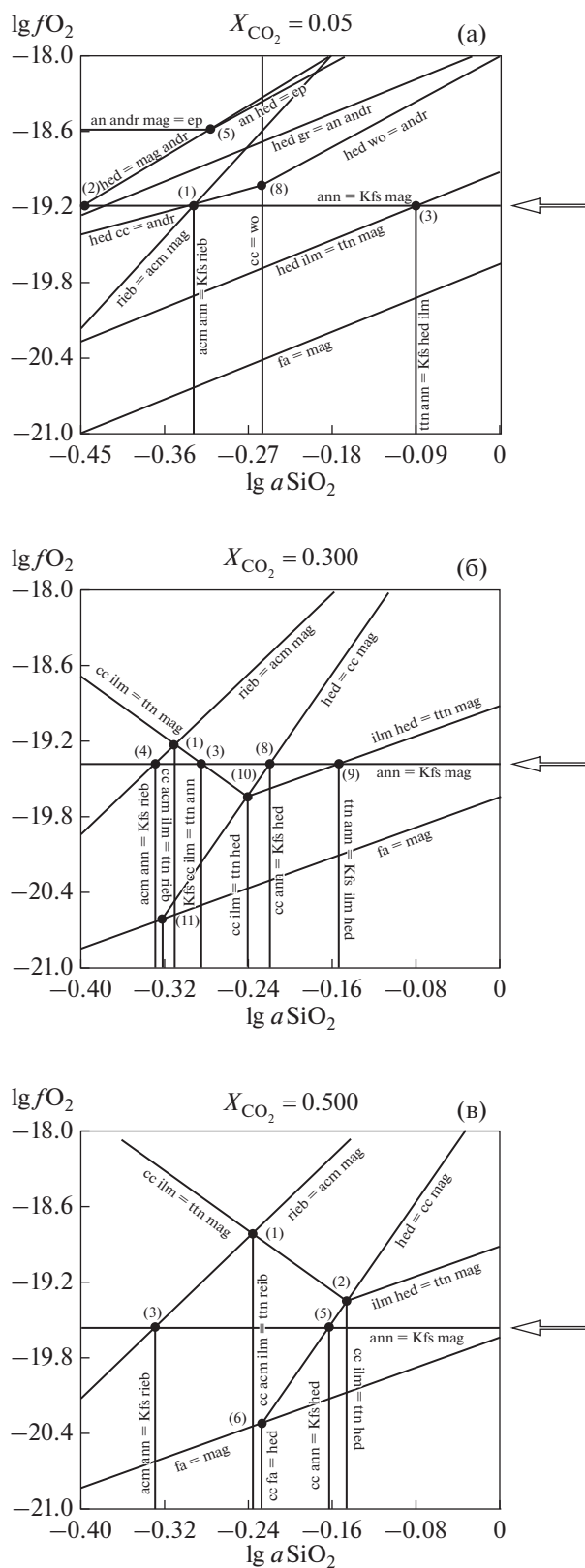


Рис. 11. Оценки летучести кислорода в миаскитах и породах фенитовых ореолов Потаниных гор по реакции $Ann + 0.5\text{O}_2 = Kfs + Mag + \text{H}_2\text{O}$ (Czamanske, Wones, 1973). HM, NNO, QFM – буферы фугитивности кислорода. Условные обозначения см. рис. 9.



+ *Acm* + *Ilm* + *Rbk* + *Mag* + *Ann* (нонвариантная точка (4)). Последовательность преобразования $Hd + Kfs \rightarrow Cal + Ann$ (при относительно высокой активности кремнезема) и $Ttn + Ann = Kfs + Cal + Ilm$ (при низкой активности кремнезема) совпадает с наблюдаемой последовательностью преобразований в фенитовом ореоле: от пироксеновых фенитов во внешнем ореоле к биотит-кальцитовым породам и далее к биотит-полевошпат-кальцитовым.

При $X_{CO_2} = 0.5$ (рис. 12в) во флюиде наблюдается следующая последовательность преобразований: $Kfs + Cal + Ilm + Rbk + Mag + Hd + Ann$ (нонвариантная точка (5)), при понижении активности кремнезема сменяемая ассоциацией $Ab + Kfs + Cal + Acm + Ilm + Rbk + Mag + Ann$ (нонвариантная точка (3)). Пироксен образуется в ассоциации с кальцитом (нонвариантная точка (5)), что не соответствует наблюдаемой последовательности: пироксеновые фениты передовых зон не содержат кальцита. Кроме того, поле устойчивости ассоциации титанит + геденбергит ограничено небольшим интервалом значений $lgaSiO_2 \approx -0.02$, которые вытесняются кальцитосодержащими парагенезисами. Такая картина изменений не согласуется с наблюдаемыми изменениями: ассоциация пироксена с титанитом типична для пироксеновых фенитов, а титанит устойчив в метасоматитах, вплоть до биотит-полевошпатовой зоны (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997).

Поскольку для оценок X_{CO_2} мы использовали упрощенный вариант мультисистемы (железистая часть, только минеральные реакции), возникает вопрос – насколько справедливы такие оценки для моделей систем с твердыми растворами пироксена, биотита и полевых шпатов? Для этих целей были рассчитаны изменения фазового состава фенитов (обр. 601) при десиликации в системе $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-CaO-TiO_2-FeO-MgO-H_2O-CO_2-O_2$ для случая с низким ($X_{CO_2} = 0.05$), промежуточным ($X_{CO_2} = 0.3$) и высоким содержанием ($X_{CO_2} = 0.5$) CO_2 во флюиде при $T = 600^\circ C$ и $P = 3$ кбар. Хотя фазовый состав системы не показывает топологию реакций, тем не менее можно сравнивать последовательность смены минералов для природного состава и смену парагенези-

Рис. 12. Топология реакций в системе $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-CaO-TiO_2-FeO-O_2-H_2O-CO_2$, только минеральные реакции без твердых растворов (Программа *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005)) в зависимости от летучести кислорода и активности SiO_2 для случая: (а) – с низким ($X_{CO_2} = 0.05$), (б) – промежуточным ($X_{CO_2} = 0.3$) и (в) – высоким содержанием ($X_{CO_2} = 0.5$) CO_2 во флюиде при $T = 600^\circ C$ и $P = 3$ кбар. Используются модели твердых растворов: биотит – *Bi*(ТСС), клинопироксен – *Srx*(НР), плагиоклаз *Pl*(h), K-Na полевой шпат – *San* (см. описание http://www.Perple_X.ethz.ch/). Стрелочкой показано положение ассоциации $Bt + Kfs + Mt$ (равновесие $Ann + 0.5O_2 = Kfs + Mt + H_2O$).

сов в нашей модельной упрощенной системе. Смена минерального состава породы при переменной активности кремнезема с фиксированным химическим составом различна для варианта с низкой, промежуточной и высокой долей углекислоты во флюиде. При низкой доле углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0.05$) вдоль границы изменения минерального состава ($\text{Mag}^+/\text{Mag}^-$) в составе породы образуется только титанит, а кальцит отсутствует при всех значениях активности кремнезема. В промежуточном варианте ($X_{\text{CO}_2} = 0.3$) вдоль границы изменения минерального состава ($\text{Mag}^+/\text{Mag}^-$) при десицикации сначала образуются составы с титанитом, затем с кальцитом, а при минимальных значениях активности кремнезема исчезает плагиоклаз и эта последовательность. При высоких значениях углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0.5$) при десицикации вдоль границы минерального состава ($\text{Mag}^+/\text{Mag}^-$) кальцит появляется при сравнительно невысоких отрицательных значениях активности кремнезема ($\lg a\text{SiO}_2 = -0.08$), а титанитсодержащие ассоциации не возникают. Этот расчетный эксперимент показал, что псевдосечения для определенного минерального состава с использованием моделей твердого раствора пироксена, биотита и полевых шпатов имеют ту же последовательность изменения минерального состава при десицикации с варьирующими значениями X_{CO_2} во флюиде, что и для упрощенной модели без твердых растворов, и поэтому использование таких упрощенных моделей для анализа парагенезисов фенитовых ореолов оправданно.

Содержания фтора и хлора в биотите метасоматитов варьируют в пределах первых мас. % (см. табл. 2), что свидетельствует о невысоких концентрациях этих компонентов в метасоматизирующем флюиде. Расчеты соотношений $\lg(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ по содержанию фтора в биотите (Munoz, Ludington, 1974; Munoz, 1984) показывают, что доля фтора во флюиде и в фенитах, и в миаскитах была постоянна: для фенитов – в интервале $\lg(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF}) = 3.8-4.04$, для миаскитов – $4.8-5.03$. Эти значения характеризуют флюид как низкофтористый.

Таким образом, анализ парагенезисов вдоль колонки фенитизации показывает, что изменение состава пород происходило в условиях градиента температур, активности кремнезема и кислорода, флюид имел водно-углекислый состав $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Температура процесса фенитизации варьировала от $500-550^\circ\text{C}$ во внешней части ореола до $800-850^\circ\text{C}$ в миаскитах и нефелиновых мигматитах при давлении 3 кбар.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФЕНИТОВОГО ОРЕОЛА

Метасоматические преобразования в породах фенитового ореола могут быть воспроизведены при использовании метода моделирования минеральных равновесий для псевдосечений (Connolly, 2005) при интенсивных параметрах, определенных из составов минералов. Учтявая, что породы внешнего и внутреннего частей фенитового ореола формировались при разных температурах и активностях кислорода и кремнезема, целесообразно разбить модельные построения на две части: для сравнительно низкотемпературных пород наименее измененных передовых зон и для пород, образующихся в тыловых высокотемпературных зонах.

Фенитизированные породы передовых зон – наименее измененных внешних частей ореола

Рассмотрим псевдосечение в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CaO}-\text{TiO}_2-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$ (программа *Perple_X*, версия 6.7.2 (Connolly, 2005)) для ассоциации пироксеновых фенитов (рис. 13а, 13б, обр. 601) в координатах $\lg f\text{O}_2-\lg a\text{SiO}_2$ при 3 кбар и 500°C и для водно-углекислого флюида ($X_{\text{CO}_2} = 0.3$). Породы фенитов состоят из *Cpx*, *Bt*, *Pl*, *Kfs*, *Ttn*, и в самых передовых зонах (наименее измененных) еще сохранился кварц. Моделирование показывает, что парагенезисы пироксеновых фенитов (обр. 601) с биотитом состава $X_{\text{Mg}} = 0.6$ (рис. 13а) и пироксеном состава $\text{Al}(Cpx) = 0.1$ форм. ед. (рис. 13б) должны образовываться при высокой активности кремнезема (близкой к единице) и высокой летучести кислорода (близкой к буферу НМ), что совпадает с нашими оценками $f\text{O}_2$ и $a\text{SiO}_2$, определенными из анализа парагенезисов. Расчеты содержания алюминия в биотите $\text{Al}(Bt)$ показывают несколько завышенные значения – 1.22 форм. ед., в то время как в обр. 601 биотит имеет состав $\text{Al}(Bt) = 1.0$ форм. ед. Расчетная магнезиальность пироксена ($X_{\text{Mg}} = 0.38$ мол. %) отличается от реальных значений ($X_{\text{Mg}} = 0.58$ мол. %). Разница в магнезиальности обусловлена тем, что в расчетном составе пироксена все железо рассчитано как Fe^{2+} , тогда как в реальных составах доля Fe^{3+} в пироксене варьирует от 50 до 60% от общего содержания железа в минерале. Реальная магнезиальность пироксена и расчетная совпадают. Результаты моделирования также хорошо воспроизводят реальный валовый состав пород (табл. 3).

Были также смоделированы $f\text{O}_2-a\text{SiO}_2$ условия для формирования меланократовых пироксен-плагиоклаз-биотитовых пород (обр. 312) из передовых – внешних частей ореола. Согласно оценкам температур по составу биотита, эта по-

Таблица 3. Минеральный состав природных и модельных составов пород фенитового ореола (об. %)

Минералы	Обр. 601		Обр. 312		Обр. С-3564-10		Обр. 406, 566		Обр. 320, 318	
	пироксеновый фенит		биотит-пироксен-плагиоклазовая порода		биотит-пироксен-кальцитовые породы		биотит-полевошпатовые метасоматиты		миаскиты/ <i>Ne-Fsp-Cal</i> метасоматиты	
	образец	модель	образец	модель	образец	модель	образец	модель	образец	модель
<i>Pl</i>	40	47	15–20	2	зн.	1	30–40	60	30	
<i>Kfs</i>	30	30	5	4	зн.	1	30	15	10	15
<i>Ne</i>									40	69
<i>Cpx</i>	15–20	15	40	55	30	35				
<i>Bt</i>	1–5	3	20	30	50	50	10–20	20	1–5	10
<i>Cal</i>			зн.	–	7	1	5	2–5	5	5
<i>Ttn</i>	5	2	5	8	10	11	5–10	3		0.5
<i>Mag</i>	1–2	3	1–2	0.5					1–3	1

рода формировалась при $T = 570–590^{\circ}\text{C}$ и летучести кислорода, промежуточной между НМ и NNO. Результаты моделирования представлены на рис. 14а, 14б. Парагенезис, отвечающий набору и соотношению определенного количества минералов этой породы – $Cpx > Bt > Pl, Kfs$, совпадает с модельными составами (табл. 3), положение изоплет составов биотита (X_{Mg}) совпадает с реальными составами, а глиноземистость пироксена и биотита оказываются завышенными: в реальных составах $Al(Cpx) = 0.18–0.19$ форм. ед., в модели $0.21–0.22$ (рис. 14а), для биотита в реальных составах $Al(Bt) = 1.25–1.28$ форм. ед., в модели 1.45 (рис. 14б). Согласно фазовой диаграмме, составы пироксена в ассоциации с кальцитом должны появляться при большей степени десицикации пород основного состава ($lgaSiO_2 = -0.36$). В качестве примера был использован состав обр. С-3564-10 В.Я. Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Для этих условий мы рассчитали минеральный состав породы (об. %): *Bt* (51), *Cpx* (35), К-На полевой шпат (1), *Ttn* (11), *Cal* (1), что почти в точности воспроизводит состав описанного в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997: табл. 1, стр. 36) – *Bt* (50), *Cpx* (30), (*Pl* + *Kfs*) – ед. зн., *Cal* (7), *Ttn* (10). Таким образом, моделирование минеральных равновесий для системы с заданным валовым составом показывает, что минеральный состав фенитов и меланократовых метасоматитов и изменение составов минералов могут определяться десициацией пород при взаимодействии с водно-углекислым флюидом при переменной летучести кислорода.

Метасоматические породы фенитов тыловых зон

Следующей зоной, важной для понимания генезиса фенитового ореола, является полевошпат-биотитовая с кальцитом зона, в которой пироксен полностью вытесняется ассоциацией плагиоклаза,

биотита, кальцита и магнетита (реакции нонвариантной точки (8), см. рис. 12б). Согласно оценкам температур и летучести кислорода, полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты (обр. 406, 566) формировались в температурном интервале $600–700^{\circ}\text{C}$ и при летучести кислорода, отвечающей буферу NNO. В минеральном составе породы клинопироксен вытесняется плагиоклазом и биотитом в ассоциации с кальцитом.

Расчеты изменения минерального состава полевошпат-биотит-кальцитовых метасоматитов при переменных $fO_2–aSiO_2$ параметрах показывают, что в широком диапазоне летучести кислорода и активности кремнезема пироксен не исчезает из модельных составов. Это свидетельствует о том, что десицикация не является ведущим процессом при трансформации фенитов в породы внутренних (тыловых) зон метасоматической колонки. При переходе от пироксенсодержащих фенитов к биотит-полевошпатовым породам в валовом составе породы меняется отношение $(K + Na)/Al$ (см. рис. 3), резко возрастает содержание глинозема в породе (см. табл. 2) и в породообразующих минералах – пироксене и биотите (см. ESM_1.ex1 в Suppl. 1). Одновременно растет и щелочность в породах с появлением К-На полевого шпата и нефелина, что указывает на ведущую роль переноса щелочных компонентов при формировании пород внутренней части фенитового ореола. Таким образом, интенсивным параметром, при котором возможны минеральные равновесия во внутренней части фенитового ореола, является химическая активность щелочей и алюминия. Метод фазовых диаграмм для программного комплекса *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005) позволяет моделировать минеральные равновесия в координатах активности химических компонентов. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами приведена в (Miller et al., 2009; Goncalves et al., 2012).

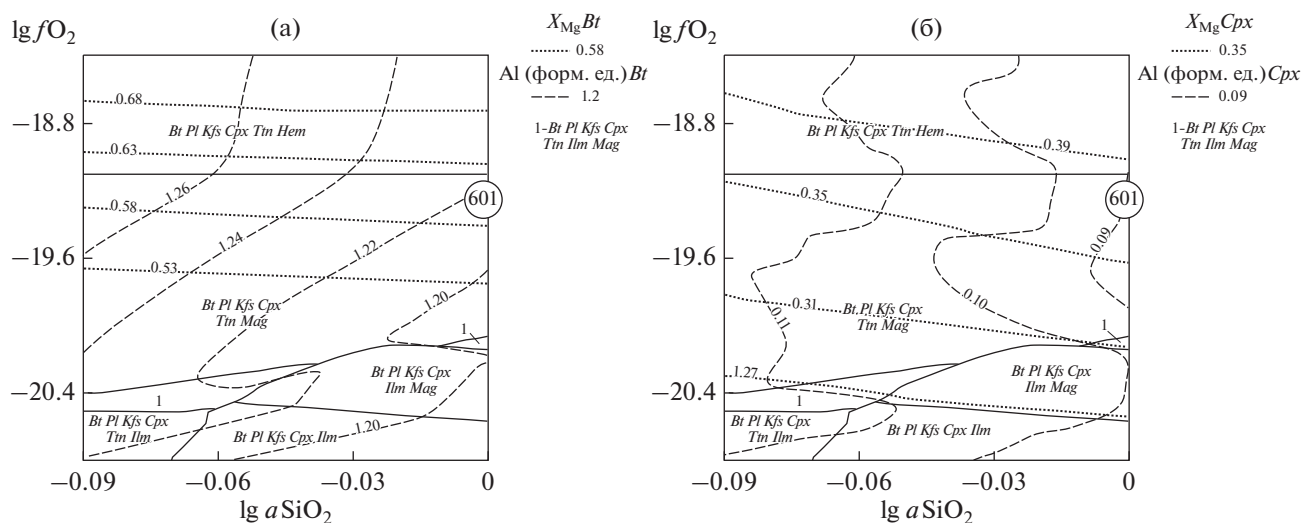


Рис. 13. Моделирование фазового состава пироксеновых фенитов в системе $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-CaO-TiO_2-FeO-MgO-O_2-H_2O$, флюид ($X_{CO_2} = 0.3$) в избытке, при переменных значениях fO_2 и активности кремнезема при $T = 500^\circ C$ и $P = 3$ кбар.

(а) — фазовый состав с изоплетами состава биотита, (б) — фазовый состав с изоплетами состава пироксена. Кружком отмечена область, отвечающая фазовому составу обр. 601 — пироксеновые фениты. Программа *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005).

Рассмотрим топологию системы $MgO-FeO-SiO_2-K_2O-CaO-Na_2O-Al_2O_3-CO_2-H_2O$ для изобарно-изотермических условий ($T = 600^\circ C$, $P = 3$ кбар) при вполне подвижном поведении Al и Na (рис. 15; программа *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005)). Ограничимся рассмотрением реакций в крайних составах, не рассматривая непрерывные реакции с минералами переменного состава. Зональность фенитового ореола Потаниных гор хорошо отражена в полях устойчивости минералов на данной диаграмме. От поля 1 к полю 2 (рост μNa_2O) происходит переход от кварцсодержащих пироксеновых фенитов к бескварцевым. При переходе от фенитов к полевошпат-биотитовым метасоматитам олигоклаз замещается альбитом (в $K-Na$ полевошпате) вследствие реакции $Cal + Ab = An$ (поле 3). Вытеснение пироксена биотитом происходит в результате реакций $Di + Kfs = Phl + Cal + Ab$ (поля 4 и 5, для Mg -минала Cpx) и $Hd + San = Ann + Cal + Ab$ (для Fe -минала Cpx). Вытеснению пироксена из состава метасоматитов благоприятствует рост активности Na_2O и Al_2O_3 .

Поле устойчивости пироксена от железистых составов до крайних магниальных — узкое. Это, вероятно, и определяет то, что переходные пироксен-полевошпатовые породы (между фенитами и полевошпат-биотитовыми породами) имеют незначительную мощность в разрезе фенитового ореола. Направление изменения состава метасоматитов по зонам схематически можно показать в виде тренда от поля 2 (пироксеновые фениты) через поле 3 (пироксен-полевошпатовые метасоматиты) к полю 5 (полевошпат-биотит-кальцито-

вые метасоматиты). От поля 2 к полю 3 возрастает активность Na_2O при постоянной активности Al_2O_3 , переход от поля 3 к полю 5 может происходить либо при возрастании только активности Na_2O , либо с одновременным ростом активности Al_2O_3 и Na_2O (рис. 16).

Для определения направления тренда химических изменений при преобразовании пироксенсодержащих метасоматитов в биотит-полевошпатовые рассмотрим фазовую диаграмму для биотит-полевошпатовых метасоматитов при изобарно-изотермических условиях в системе $K_2O-Na_2O-MgO-FeO-CaO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ ($X_{CO_2} = 0.3$) в зависимости от активности натрия и глинозема (рис. 16) для температур 600 и 700 $^\circ C$. Диапазон химических потенциалов Na_2O и Al_2O_3 для диаграммы определялся исходя из расчета μNa_2O и μAl_2O_3 состава породы в обр. 406 для $P-T$ условий: 3 кбар, 600 и 700 $^\circ C$, соответственно, в равновесии с H_2O-CO_2 флюидом и $\lg aSiO_2 = -0.35$. Активность SiO_2 выбрана согласно положению реакций в системе $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-CaO-TiO_2-FeO-O_2-H_2O-CO_2$ (см. рис. 12) в равновесии с флюидом $X_{CO_2} = 0.3$; при такой активности SiO_2 реакции замещения пироксена (нонвариантные точки (4, 8)) должны завершиться.

Точка А на диаграмме для температуры 600 $^\circ C$ (рис. 16а, 16б) отвечает составу образца 406 (μNa_2O и μAl_2O_3 рассчитаны в программе *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005)). Поле парагенезиса $Bt + Pl + Kfs + Cpx + Tm$ на представленной диаграмме (рис. 16а) отвечает составу пироксеновых фенитов и находится в поле значений низкой ак-

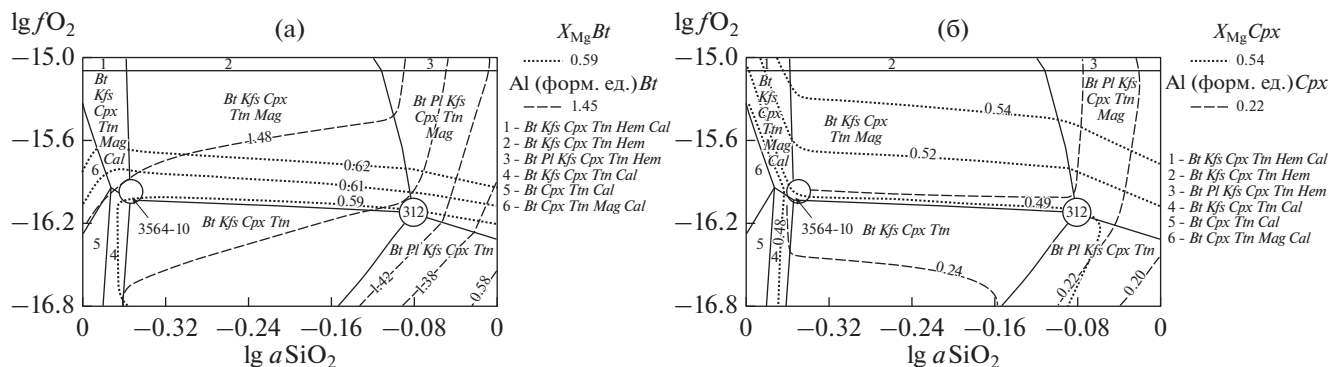


Рис. 14. Моделирование фазового состава меланократовых пироксен-плаггиоклаз-биотит-кальцитовых пород в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CaO}-\text{TiO}_2-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}$, флюид ($X_{\text{CO}_2} = 0.3$) в избытке, при переменных значениях $f\text{O}_2$ и активности кремнезема при $T = 600^\circ\text{C}$. (а) – фазовый состав с изоплетами состава биотита, (б) – фазовый состав с изоплетами состава пироксена. Кружками отмечены области, отвечающие фазовому составу обр. 312 и 3564-10. Программа Perple_X 6.7.2 (Connolly, 2005).

тивности Al_2O_3 . На рисунке показаны изоплеты содержания Al_2O_3 в Cpx – на границе исчезновения пироксена содержание Al_2O_3 достигает 0.14 форм. ед., что немного выше, чем в природных составах пироксенов фенитов, где содержание Al_2O_3 варьи-

рует в диапазоне 0.05–0.12 форм. ед. Траектория преобразования пироксенсодержащих парагенезисов в полевошпат-биотит-кальцитовые породы может быть определена по положению изоплет содержания Al_2O_3 в биотите. В изученных породах от фенитов к полевошпат-биотит-кальцитовым метасоматитам содержание Al_2O_3 возрастает от 1.1 до 1.6 форм. ед. (см. рис. 5). Учитывая это обстоятельство, тренд изменения системы в координатах $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ определяется однозначно – как возрастание активности Al_2O_3 при незначительном изменении активности Na_2O . Состав полевого шпата в модельных породах меняется от $\text{San}_{70}\text{Ab}_{30}$ (точка А) до $\text{San}_{80}\text{Ab}_{20}$ (точка В), состав модельного плаггиоклаза меняется от $\text{An}_{26}\text{Ab}_{74}$ (точка А) до $\text{An}_{17}\text{Ab}_{83}$ (точка В). Состав плаггиоклаза, полевого шпата и соотношение плаггиоклаза к К-Na полевому шпату в модельных составах отличается от реально наблюдаемых: в реальных метасоматитах плаггиоклаз более кислый (олигоклаз № 12–14), в модельных составах это олигоклаз № 17, состав калиевого полевого шпата в модельных составах отличается более натровым составом (вплоть до $\text{San}_{40}\text{Ab}_{60}$ в моношпатовых разностях). Как видно из диаграммы (рис. 16а), поле стабильности ассоциации $\text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Tm} + \text{Cal}$ (щелочополевошпатовые метасоматиты) соответствует более низким значениям химического потенциала Al_2O_3 , чем значения химического потенциала Al_2O_3 для ассоциации обр. 406. Возможно, в других частных сечениях (т.е. менее глиноземистых составах фенитов) в модельных составах могут быть получены биотит-полевошпатовые метасоматиты с антипертитовым полевым шпатом. Другим фактором, воздействующем на расхождение реальных и модельных составов для полевошпатовой части породы, является влияние температуры (вернее, погрешности оценки температур образования пород). Изотерма 600°C распада полевого шпата (см. рис. 7) оказывается ниже большинства

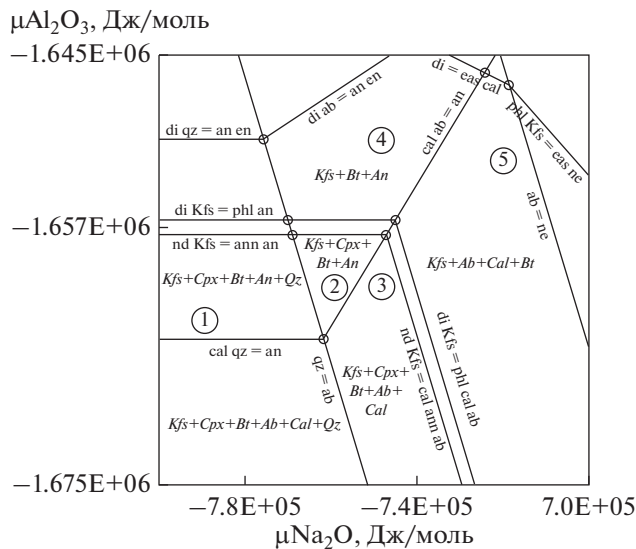


Рис. 15. Топология реакций в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{O}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, только минимальные реакции без твердых растворов (Программа Perple_X 6.7.2 (Connolly, 2005)) для изобарно-изотермических условий ($T = 600^\circ\text{C}$, $P = 3$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$) при переменных химических потенциалах оксидов натрия и алюминия (Дж/моль, изобарно-изотермическая диаграмма с вполне подвижным поведением натрия и алюминия). Цифрами отмечены поля диаграммы, отвечающие образованиям зон метасоматической колонки: 1 – кварцсодержащие пироксеновые фениты, 2 – бескварцевые пироксеновые фениты, 3 – кальцитсодержащие пироксеновые фениты, 4, 5 – полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты.

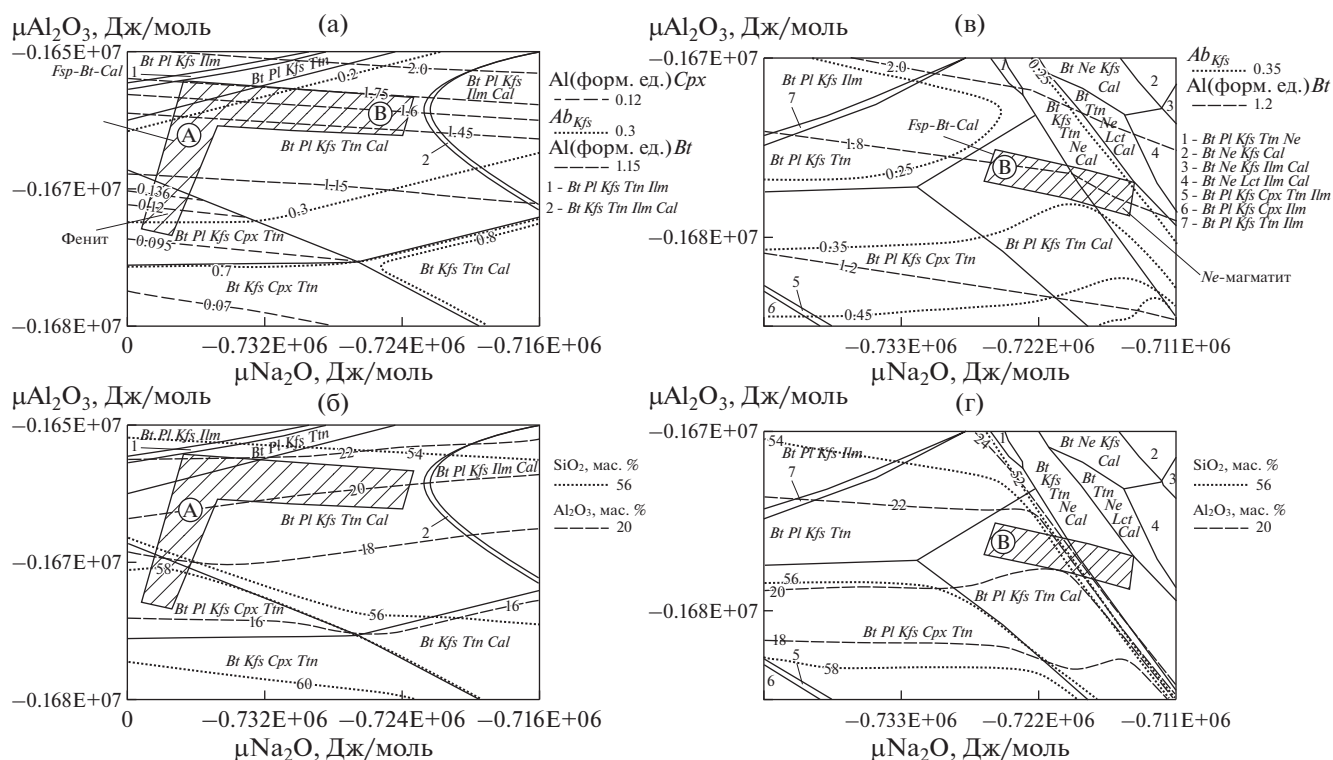


Рис. 16. Моделирование фазового состава метасоматической колонки фенит-нефелиновый мигматит в системе $K_2O-Na_2O-MgO-FeO-CaO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$, флюид ($X_{CO_2} = 0.3$) в избытке, при переменных химических потенциалах оксидов натрия и алюминия (Дж/моль, изобарно-изотермическая диаграмма с вполне подвижным поведением натрия и алюминия) при $T = 600^\circ C$ (рис. а, б) и $T = 700^\circ C$ (рис. в, г).

На рис. (а) – пунктирная линия (0.12) – содержание алюминия (форм. ед.) в клинопироксене; на рис. (а, в) – точечные линии – молярная доля альбита в полево шпате, пунктирные линии (1.2) на рис. (в) – содержание Al в биотите (форм. ед.). На рис. (б, г) – точечные линии – содержание SiO_2 (мас. %) в составе породы, согласно модели; пунктирные линии – содержание Al_2O_3 (мас. %) в составе породы, согласно модели. Точка А – состав биотит-полевошпат-кальцитовых метасоматитов (обр. 406). Точка В – точка для перехода от расчетов при $600^\circ C$ к расчетам при $700^\circ C$ (на линии изменения $Fsp-Bt-Cal$ порода-нефелиновый мигматит). Штриховка – тренд изменения состава биотита (содержание Al в биотите) в метасоматитах. Программа *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005).

составов полевых шпатов из биотит-полевошпатовых пород и мигматитов. Это указывает на то, что полевой шпат при этой температуре должен находиться в равновесии с альбитом-олигоклазом, часть составов полевых шпатов из мигматитов и миаскитов попадает в поле гомогенного K-Na полевого шпата в температурном интервале $600-700^\circ C$. Такие соотношения показывают, что в метасоматической колонке в приконтактных к миаскитам зонах в зависимости от вариации распределения температуры могут наблюдаться как моношпатовые, так и двуполевошпатовые парагенезисы. Содержание Al_2O_3 в породе при таком преобразовании в модельных $Fsp-Bt-Cal$ метасоматитах возрастает от 16 до 20 мас. %, что хорошо совпадает с реальными петрохимическими значениями.

Если принять дальнейший путь трансформации системы вдоль изоплеты Al в Bt = 1.6 форм.ед. (к точке В на рис. 16а) на фазовой диаграмме для $T = 600^\circ C$, ассоциация Bt + Pl + Kfs + Tm + Cal должна превращаться в Bt + Pl + Kfs + Ilm + Cal

ассоциацию и далее в нефелинсодержащие породы. Температуры образования нефелиновых мигматитов находятся в температурном диапазоне $700-800^\circ C$, поэтому рассмотрим процесс трансформации $Fsp-Bt-Cal$ в нефелинсодержащие породы на фазовой диаграмме в координатах $\mu Na_2O-\mu Al_2O_3$ при $700^\circ C$. В качестве исходного состава $Fsp-Bt-Cal$ возьмем состав, обозначенный точкой В, который находится вблизи границы фазового поля Bt + Pl + Kfs + Ilm + Cal. Переход от модельной системы при $600^\circ C$ к фазовой диаграмме при $700^\circ C$ можно выполнить, определив валовый химический состав в точке В при $600^\circ C$ ($SiO_2 = 55$ мас. %, $Al_2O_3 = 20.5$ мас. %, $Na_2O = 6.11$ мас. %, $K_2O = 4.02$ мас. %) и минеральный состав (Bt 20%, Pl 62%, Kfs 15%, Cal 2%, Tm 1%). Соответственно, положение точки В на диаграмме при $700^\circ C$ будет определяться в точке с таким же валовым и минеральным составом (рис. 16в, 16г). Поскольку содержание Al_2O_3 в биотите из полевошпатовых метасоматитов и нефелиновых

мигматитов остается почти неизменным (рис. 5), химическая эволюция системы будет направлена вдоль изоплеты Al в $Bt = 1.6$ форм. ед., как показано на рис. 16в, 16г. Этот тренд соответствует росту активности Na_2O при постоянном значении активности Al_2O_3 . Валовые составы системы вдоль этого тренда не изменяются вплоть до пересечения фазовой границы, отделяющей безнефелиновые парагенезисы от нефелинсодержащих, где быстро возрастает содержание Al_2O_3 и снижается содержание SiO_2 .

Минеральный состав модельных пород качественно соответствует составу нефелиновых мигматитов, но валовый химический состав отличается от реальных составов (см. табл. 3). Это касается содержаний Na_2O (в природных мигматитах 7–11 мас. %, в модели 14.8 мас. %) и Al_2O_3 (в мигматитах 20–26 мас. %, в модели 28 мас. %). Минеральный состав нефелинсодержащей модельной породы состоит из 69% *Ne*, 5% *Cal*, 15% *Bt*, 10% *Kfs* ($\text{San}_{71}\text{Ab}_{29}$), 0.3% *Tm*. По нашим данным и данным В.Я. Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997), в составе неосомы нефелиновых мигматитов содержание *Ne* варьирует в интервале 30–40 об. % (см. табл. 1, 3). Составы нефелиновых мигматитов и миаскитов Потаниных гор на диаграмме плавкости $Ne-Kfs-SiO_2$ попадают в поле термального минимума для котектики нефелин-полевые шпаты при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1-5$ кбар. Построение фазовых диаграмм с вполне подвижными компонентами позволяет определить, когда при изменении активности вполне подвижных компонентов начинается плавление и появляется расплав в метасоматических породах, например, для гранитной системы (Safonov et al., 2014). Поскольку в программе *Perple_X 6.7.2* (Connolly, 2005) отсутствуют модели щелочных расплавов, приходится ограничиваться построением моделей только с преобразованиями флюид-порода.

Таким образом, моделирование преобразований пироксеновых фенитов в биотит-полевошпатовые метасоматиты с помощью изобарно-изотермических диаграмм при вполне подвижном поведении глинозема и натрия показывает, что основной причиной вытеснения пироксена ассоциацией биотит-полевой шпат-кальцит является увеличение содержания глинозема (т.е. увеличение активности Al_2O_3) при незначительном повышении активности натрия. Преобразование биотит-полевошпатовых метасоматитов в нефелин-полевошпатовые мигматиты происходит с ростом активности натрия при постоянной активности глинозема.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненное моделирование показало, что минеральный состав фенитов и меланократовых метасоматитов и изменение составов минералов могут быть объяснены процессом десиликации

пород при взаимодействии с водно-углекислым флюидом при переменной летучести кислорода. Метасоматические процессы в фенитах приводят к выносу кремнезема и кальция и сопровождаются комплементарным ростом глиноземистости пород. Как следствие этого, в процессе метасоматоза биотит и пироксен становятся все более глиноземистыми, и в дальнейшем пироксен вытесняется ассоциацией биотит-полевой шпат-кальцит. В тыловые зоны фенитового ореола помимо воды и углекислоты привносятся щелочи, следовательно, в этой части ореола флюид должен быть щелочесодержащим водно-углекислым. Возможными компонентами такого флюида могли быть комплексы щелочных карбонатов (Na_2CO_3 , K_2CO_3) (Thomas et al., 2006). Источником тепла и флюидов мог быть расплав миаскита, либо сосуществующие миаскит-карбонатитовые расплавы. Согласно экспериментальным данным, в системе $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2$ при невысоких давлениях (<10 кбар) силикатный щелочной расплав, насыщенный CO_2 -содержащим флюидом, должен находиться в равновесии с карбонатитовым расплавом (Brooker, Kjarsgaard, 2011; de Moor, 2013). Поэтому можно предполагать, что внедряемые щелочные расплавы имели либо трехфазовый состав (карбонатитовый, нефелин-сиенитовый расплавы и флюид), либо двухфазовый (карбонатитовый расплав и флюид), и миаскитовый расплав появлялся *in situ* только при взаимодействии флюидов с породами коры в фенитовых ореолах. На сосуществование карбонатитов с миаскитовыми расплавами косвенно указывает тот факт, что наиболее ранние биотитовые карбонатиты внедряются и секут породы фенитового ореола и миаскиты, а дайки миаскитов, в свою очередь, секут карбонатиты.

Дополнительные аргументы для уточнения модели образования фенитовых ореолов могут быть получены из данных о концентрации LILE-элементов в минералах и породах фенитового комплекса. Минералы из миаскитов (*Kfs*, *Bt*, *Ap*), по сравнению с минералами из фенитового ореола и карбонатитов, обеднены SrO, BaO, La_2O_3 и Ce_2O_3 (см. рис. 8). В открытой флюидно-магматической системе, каковой является фенит-миаскит-карбонатитовый комплекс, концентрации элементов в расплавах и породах задаются концентрациями в фильтрующемся флюиде, поэтому фактически концентрации рассеянных и редкоземельных элементов в калиевом полевошпате, биотите и апатите определяются эффективностью взаимодействия флюида с расплавом или породой (Самойлов, Роненсон, 1987; Расс и др., 2006). Распределение элементов в однотипных минералах показывает, что миаскитовый расплав имел очень низкие концентрации SrO, BaO, La_2O_3 и Ce_2O_3 , и поэтому вряд ли может рассматриваться в качестве первичного источника флюида для пород фенитового ореола. Этот вывод может быть подкреплен сопоставлением экспериментально определенных коэффициентов

распределения (при 2 кбар, 700–900°C) флюид–расплав (без галогенов) для некоторых элементов (Song et al., 2016): для карбонатитового расплава $D_{La}^{f/m} = 0.02–0.08$, $D_{Yb}^{f/m} = 0.037–0.147$, $D_{Ba}^{f/m} = 0.048–0.089$, $D_{Sr}^{f/m} = 0.008–0.02$, и соответственно для силикатного расплава $D_{La}^{f/m} = 0.002–0.13$, $D_{Yb}^{f/m} = 0.003–0.02$, $D_{Ba}^{f/m} = 0.0003–0.02$, $D_{Sr}^{f/m} = 0.006–0.02$. Эти значения коэффициентов распределения показывают, что флюид, отделявшийся от миаскитовой магмы (при существующей разнице составов), должен иметь меньшие концентрации РЗЭ и крупнозарядных литофильных элементов (LILE), чем флюид – производный карбонатитового расплава.

Следовательно, с точки зрения соотношения концентраций редких элементов в минералах метасоматитов и в магматических породах, первичным источником флюида, скорее всего, являлся карбонатит. Более высокие концентрации Ba и Sr в биотитах и полевых шпатах из полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов, в сравнении с минералами из карбонатитов, можно объяснить ростом растворимости Ba и Sr в биотите и в полевых шпатах в этих зонах. Это увеличение растворимости, видимо, напрямую связано с ростом глиноземистости пород в этих зонах. Такой механизм растворимости LILE элементов неоднократно демонстрировался для биотитов (флогопитов) (Edgar, 1992; Shaw, Penczak, 1996; Yavuz et al., 2002) и полевых шпатов (Icenhower, London, 1996) щелочных пород. Вхождение Ba в решетку полевых шпатов связано с изоморфизмом (Icenhower, London, 1996): $(Ba, Sr)^{2+} + K^{+} + Al^{3+} = 2Na^{+} + Si^{4+}$. Вхождение Ba в решетку биотитов описывается замещением: $Ba + 2Ti + 3Al = (K + Na + 0.5Ca) + 3(Mg + Fe + Mn) + 3Si$ (Edgar, 1992; Yavuz et al., 2002).

Сопоставление содержаний РЗЭ в породах (см. рис. 4а) также показывает, что миаскиты и мигматиты имеют наименьшие концентрации РЗЭ в сравнении с метасоматитами фенитов и наиболее обогащенными РЗЭ карбонатитами. Кроме того, и мигматиты, и миаскиты имеют хорошо проявленный Eu-минимум, отличающий эти породы от всех остальных типов пород. Низкие концентрации РЗЭ и LILE, наличие глубокой отрицательной Eu-аномалии в мигматитах и миаскитах не могут быть объяснены реакциями флюид–порода или процессами фракционирования плагиоклаза в расплаве (Bau, 1996; Rass, Girnis, 2003; Blundy, Annen, 2016). Появление и эволюция Eu-аномалии соответствуют закономерностям, выявленным при моделировании поведения РЗЭ в процессах магматического замещения и метамагматизма (Абрамов, Курдюков, 1997; Абрамов, 2004), обусловленных фильтрацией флюида через магму с постепенным изменением состава расплава.

Флюидный перенос при образовании фенитов является очень эффективным (Sindern, Kramm,

2000; Preston et al., 2003), в результате чего в метасоматитах возрастают не только концентрации рассеянных элементов, но даже Rb/Sr изотопные метки фенитов трансформируются в мантийные. Фениты Вишневогорского комплекса также переработаны (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013) и не имеют изотопных отличий в отношении изотопов неодима и стронция от мантийных карбонатитов. Дальнейшее взаимодействие щелочесодержащих водно-углекислых флюидов с миаскитовыми расплавами (метамагматическое взаимодействие) приводит к выносу кальция, редких и рассеянных компонентов из миаскитовых расплавов.

По нашему мнению, процесс образования миаскитов представляет собой комплекс явлений, связанный с фильтрацией и взаимодействием щелочесодержащего водно-углекислого флюида с фенитами и образованием *in situ* расплава, а источником флюидов мог быть карбонатитовый расплав, отделившийся на глубине от первичных мантийных расплавов (Xie et al., 2009).

Вероятно, на начальных стадиях взаимодействия глубинных флюидов с коровыми породами происходило формирование фенитовых ореолов вокруг путей подъема карбонатитов и щелочных флюидов. По мере взаимодействия в ходе увеличения температуры фениты плавилась, и возникали первичные миаскитовые расплавы, подобные наблюдаемым в корневых частях Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса – в Потаниных горах. Важным моментом данной модели является то, что каждая следующая зона фенитового ореола, и в итоге зона плавления, является результатом метасоматического изменения под воздействием фильтрующегося флюида. Эта модель образования миаскитов фактически отвечает теории гранитизации в трактовке Д.С. Коржинского. Моделирование показывает, что на диаграмме химических потенциалов Al_2O_3 и Na_2O образование нефелиновых мигматитов является результатом привноса Na_2O в полевошпат-биотитовые метасоматиты. В результате валовый состав системы начинает соответствовать температурам плавления нефелиновых сиенитов. Линия солидуса нефелиновых сиенитов для 3 кбар и водно-углекислого флюида ($H_2O = 0.7$, $CO_2 = 0.3$) находится в температурном интервале между 700°C (чисто водный флюид) и 800°C (флюид $H_2O = 0.5$, $CO_2 = 0.5$) (Millhollen, 1971). Это соответствует температурному интервалу формирования полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов, поэтому, если в результате метасоматического взаимодействия валовые составы пород приближались к составу нефелиновых сиенитов, то должно было начинаться их плавление. Как показывают результаты моделирования, петрохимические преобразования, связанные с превращением полевошпат-биотитовых метасоматитов в нефелиновые мигматиты, минимальны и требуют только привноса натрия. Ве-

роятно, привнос натрия (например, в виде Na_2CO_3) может приводить к образованию гипотетических нефелинсодержащих высокоглиноземистых метасоматитов, на контакте этих метасоматитов и *Fsp–Bt–Cal* пород может начаться плавление с образованием миаскитового расплава. В этом случае, вероятно, должны образовываться более глиноземистые неагпаитовые составы, которые характерны для нефелиновых сиенитов Вишневогорского комплекса. Образование миаскитового расплава должно происходить по схеме: $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{Fsp–Bt–Pl–Cal} = \text{Ne–Fsp–Bt–Cal}$ или $\text{Fsp–Bt–Pl–Cal} + \text{Ne–Fsp–Bt–Cal} = \text{обогащенный } \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ миаскитовый расплав} + \text{CaCO}_3(\text{флюид})$.

Какой из вариантов образования миаскитового расплава реализуется зависит от соотношения скоростей процесса метасоматического преобразования и плавления. Судя по тому, что накопление глинозема типично для приконтактовых составов сиенитов, вплоть до образования корундсодержащих разновидностей (Баженов и др., 1979), реализуется вариант с промежуточной стадией образования нефелиновых метасоматитов — образованием зоны-призрака (Балашов, Лихтнер, 1991), которая впоследствии уничтожается процессом выплавления расплава. В любом из рассматриваемых вариантов эвтектический расплав нефелиновых сиенитов не может содержать кальций, который находится только в сосуществующем карбонатитовом расплаве (Kjarsgaard, 1998; Lee, Wyllie, 1998). Образованию более основного плагиоклаза чем альбит-олигоклаз (типичный состав для полевошпатовых метасоматитов) в миаскитах препятствует высокая активность углекислоты, поэтому при выплавлении миаскитового расплава кальцит должен растворяться и переходить во флюид. Вследствие этого миаскиты являются гипертельными с K-Na полевым шпатом.

Развитие ореолов фенитизированных пород вокруг интрузивов нефелиновых сиенитов, логично связать с внедрением щелочных и (или) карбонатитовых мантийных расплавов. Допустим, что источником тепла и флюидов являлись мантийные щелочно-ультраосновные расплавы (Недосекова и др., 2009), внедряющиеся в породы рамы, где возникают фенитизированные измененные породы, подвергающиеся плавлению. В результате в магматической камере происходит смещение дифференциатов первичных мантийных магм с расплавами, выплавляемыми на месте. Это модифицированная AFC модель (DePaolo et al., 1992; Spera, Bohron, 2001), поскольку состав выплавляемых при контаминации расплавов отражает состав не первичных боковых пород, а метасоматически измененных приконтактовых пород (Абрамов и др., 1994). В таком варианте должна наблюдаться продолжительная кристаллизации продуктов взаимодействия, а магматические породы должны находиться на линиях смешения — гибридизации магмы (вследствие ассимиляции

боковых пород). Примером такого взаимодействия может служить зонально-кольцевой щелочной интрузив Кангерлусуак, Восточная Гренландия (Riishuus et al., 2008), массив нефелиновых сиенитов Мессум, Намибия (Harris et al., 1999). Однако миаскиты Потаниных гор (и вообще Вишневогорского интрузива) — анхизтектоидные породы, имеющие ярко выраженный устойчивый состав, соответствующий термальному минимуму кристаллизации расплава в системе $\text{Na}_2\text{O–K}_2\text{O–Al}_2\text{O}_3\text{–SiO}_2\text{–H}_2\text{O}$ (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Выполненное моделирование показало, что зональность фенитовых ореолов является результатом взаимодействия щелочесодержащих водно-углекислых флюидов с гнейсовым субстратом, а петрохимическая и геохимическая специфика миаскитового комплекса может быть объяснена только с учетом взаимодействия щелочесодержащих флюидов на гнейсовый субстрат и появления специфических эвтектических миаскитовых расплавов. В такой трактовке развитии миаскитовых интрузивов в коровых породах отвечает модели магматического замещения Д.С. Коржинского (1952).

Выполненное моделирование метасоматических изменений методом псевдосечений показало, что метасоматические процессы при формировании фенитового ореола происходят при изменении (т.е. при вполне подвижном поведении) химических потенциалов SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O в колонке фенитового ореола, установлено дифференциальное поведение (режимы активности) компонентов во внешней (десиликация, вынос кремнезема) и внутренней части (подвижное поведение глинозема и щелочей) метасоматического ореола. Причинами различного поведения компонентов могут быть различия в зависимости реакций диссоциации для водных частиц Al_2O_3 и SiO_2 от температуры и щелочности и/или рост проницаемости изменяемых пород во внутренней мигматитовой части ореола. Однако без знания химии фенитизирующих растворов вряд ли возможно сделать такой анализ в рамках настоящей работы. Для определения форм переноса этих компонентов необходимы данные флюидных и расплавных включений из минералов и моделирование реальных процессов массопереноса в пакетах термодинамических программ, нацеленных на такие задачи.

Предложенная модель образования миаскитов флюидно-магматическим взаимодействием глубинного карбонатитового флюида и коровых плагиогнейсов на количественном уровне обосновывает основные моменты петрологических моделей образования щелочно-карбонатитового комплекса Вишневых гор, предложенных в работах Б.М. Роненсона, В.Я. Левина, В.С. Самойлова, В.А. Утенкова.

ВЫВОДЫ

Моделирование метасоматических пород фенитового ореола корневой части Вишневогорского миаскитового массива показало:

1. Фенитовый ореол формировался в температурном интервале 450–750°C при 2–5 кбар.

2. В породах фенитового ореола наблюдается значительный градиент летучести кислорода. Передовые, низкотемпературные, внешние части ореола являются сильноокисленными породами – летучесть кислорода достигала значений НМ-буфера, тогда как в тыловой, внутренней части ореола летучесть кислорода варьировала в интервале QFM.

3. Флюид, производящий фенитизацию, был щелочно-водно-углекислый при $X_{\text{CO}_2} = 0.3$.

4. Моделирование метасоматических преобразований фенитового ореола методом фазовых диаграмм позволило установить, что внешние и внутренние части фенитового ореола формировались при различных режимах равновесия. Во внешней части ореола, представленной фенитизированными гнейсами и пироксеновыми фенитами, преобладает метасоматизм, характеризующийся выносом SiO_2 (и, соответственно, снижением активности SiO_2). Преобразование пироксеновых фенитов в полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты можно объяснить накоплением Al_2O_3 (но не снижением активности SiO_2) и ростом активности Na_2O в породах внутренней части фенитового ореола. Моделирование процесса преобразования полевошпат-биотит-кальцитовых метасоматитов в нефелинсодержащие метасоматиты показывает, что при реальных параметрах активности Na_2O и Al_2O_3 метасоматиты могут либо подвергаться плавлению (при привносе щелочей) с выплавлением нефелинового сиенита, либо должны образовываться промежуточные высокоглиноземистые нефелинсодержащие метасоматиты, которые впоследствии подвергаются плавлению с образованием миаскитового (плюмазитового), т.е. с $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, нефелин-сиенитового расплава.

5. Соотношение концентраций SrO, BaO, La_2O_3 и Ce_2O_3 в минералах и породах в ряду фенит–полевошпат–биотитовый метасоматит–миаскит–карбонатит показывает, что источником флюидов являлись карбонатиты – производные мантийных расплавов, а миаскитовые расплавы образовывались *in situ* при плавлении пород фенитового обрамления в результате магматического замещения плагиогранитов и амфиболитов, измененных в процессе фенитизации под действием глубинного флюида, магматическим расплавом.

6. Предшествующие выплавлению миаскитового расплава метасоматиты содержат 4–5 об. % кальцита, который в процессе образования миаскитового расплава должен растворяться и выноситься флюидом в процессе метамагматического

взаимодействия миаскитового расплава и флюида. Этот процесс выноса кальция и связанных с ним редких и рассеянных элементов объясняет геохимические особенности миаскитов корневой части комплекса.

Благодарности. Авторы благодарны В.Л. Русинову за инициирование исследования флюидно-магматического взаимодействия, А.В. Гирнису и Е.Б. Курдюкову за помощь в теоретическом обосновании появления Eu-аномалий в спектрах РЗЭ в отсутствие плагиоклаза и В.А. Утенкову за неоценимую помощь в сборе необходимых образцов и проб.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке базового финансирования ИГЕМ РАН темы НИР: № 0136-2018-0029 “Метаморфизм и метасоматоз в нижней коре” и № 0136-2016-0002 “Внутриплитный и окраинно-континентальный магматизм как петрологический индикатор комбинированных геотектонических обстановок (на примере Восточно-Европейского кратона и его складчатого обрамления)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов С.С. Термодинамическое моделирование устойчивости биотита в ассоциации с полевым шпатом, кварцем, фаялитом, магнетитом, пирротинном и ильменитом в С–О–Н–S–F флюиде в интервале 427–1027°C и 2 кбар // *Геохимия*. 2000. № 5. С. 516–532.
- Абрамов С.С. Фильтрация флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 1. С. 22–45.
- Абрамов С.С., Курдюков Е.Б. Геохимические признаки генезиса чарнокит-эндербитовых комплексов путем магматического замещения // *Геохимия*. 1997. № 3. С. 260–268.
- Абрамов С.С., Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Петрологическая модель формирования комплекса порфировых гранитоидов (Срединный Тянь-Шань) // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 4. С. 411–440.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Зарайский Г.П. Контактное взаимодействие агапитовых магм с гнейсами фундамента: на примере Хибинского и Ловозерского массивов // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–139.
- Балашов В.Н., Лихтнер П.Ч. Исчезающие зоны в инфльтрационно-метасоматической зональности // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 321. № 6. С. 1242–1246.
- Банева Н.Н., Русин А.И. Структурно-вещественная эволюция и изотопный возраст Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал) // *Литосфера*. 2014. № 2. С. 131–137.
- Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитах линейного типа и условиях их образования // *Геохимия*. 1990. № 8. С. 1108–1119.
- Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Кутепова Л.А. О гранат- и корундсодержащих сиенитах Ильменских гор. Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1979. С. 31–42.
- Баженов А.Г., Баженова Л.Ф., Кринова Т.В., Хворов П.В. Калийферрисаданагаит $(\text{K}, \text{Na})\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_5\text{Al}_3](\text{OH})_2$ – новый минеральный вид в группе

- амфиболов (Ильменские горы, Южный Урал) // Зап. ВМО. 1999. № 4. С. 50–55.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вест. МГУ. 2016. Сер. 4. № 6. С. 56–63.
- Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 2. С. 164–176.
- Еськова Е.М. Щелочные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 278 с.
- Козлов Е.Н., Арзамасцев А.А. Петрогенезис метасоматитов зон фенитизации щелочно-ультраосновного комплекса Озерная Варака (Кольский п-ов) // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 50–74.
- Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Возраст и источник вещества миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале (данные Rb–Sr-метода) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1226–1230.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М. О происхождении миаскитовых нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 19–31.
- Метасоматизм и метасоматические породы // Ред. Жариков В.А., Русинов В.Л. М.: Научный мир, 1998. 490 с.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Бянова Т.Б. Ильмено-вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 157–181.
- Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков В.А. и др. Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы // Геохимия. 2006. № 7. С. 692–711.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и их связь с редкометальным оруденением. М.: Недра, 1966. 173 с.
- Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 191 с.
- Самойлов В.С., Роненсон Б.М. Геохимические особенности щелочного палингенеза // Геохимия. 1987. № 11. С. 1537–1544.
- Собаченко В.Н., Гундобин А.Г., Сандимирова Г.П. и др. Изотопы стронция в породах формационного типа приразломных щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 3. С. 60–69.
- Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала // Под ред. Левина В.Я., Роненсон Б.М., Самкова В.С. и др. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
- Vau M. Controls on fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Blundy J.D., Annen C.J. Crustal Magmatic Systems from the Perspective of Heat Transfer // Enigmatic Relationship Between Silicic Volcanic and Plutonic Rocks. Elements. 2016. V. 12. № 2. P. 115–120.
- Brooker R.A., Kjarsgaard B.A. Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O--Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--CO}_2$ at 0.1–2.5 GPa with applications to carbonatite genesis // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1281–1305.
- Buhn B., Rankin A.H. Composition of natural, volatile-rich Na–Ca–REE–Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions // Geoch. Cosmoch. Acta. 1999. V. 63. Iss. 22. P. 3781–3797.
- Cawthorn R.G., Collerson K.D. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. V. 59. P. 1203–1208.
- Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark Complex, Oslo area, Norway: Part 2 // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 349–380.
- Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.
- de Moor J.M. Magmatic volatiles at rifts and arcs: Sources and fractionation effects // Earth Planet. Sci. 2013. http://digitalrepository.unm.edu/eps_etds/16
- DePaolo D.J., Perry F.V., Baldrige W.S. Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 439–446.
- Edgar A.D. Barium-rich phlogopite and biotite from some Quaternary alkali mafic lavas, West Eifel, Germany // Eur. J. Mineral. 1992. V. 4. P. 321–330.
- Elliott H.A.L., Wall F., Chakhmouradian A.R. et al. Fenites associated with carbonatite complexes: A review // Ore Geol. Rev. 2018. P. 38–59.
- Goncalves P., Oliot E., Marquer D., Connolly J.A.D. Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps) // J. Metamorph. Geol. 2012. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00991.x>
- Harris C., Marsh J.S., Milner S.C. Petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia: Evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination // J. Petrol. 1999. V. 40. № 9. P. 1377–1397.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 316–328.
- Hetzel R., Glodny J.A. Crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2002. V. 91. P. 231–245.
- Holland T.J.B., Powell R. A Compensated-Redlich-Kwong (Cork) equation for volumes and fugacities of CO_2 and H_2O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 265–273.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Icenhower J., London D. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt // Amer. Mineral. 1996. V. 81. P. 719–734.
- Kjarsgaard B.A. Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 2061–2075.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline rocks and carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London etc.: Chapman & Hall, 1995. 226 p.

- Lee W.-J., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO} + \text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 495–517.
- Molina J.F., Moreno J.A., Castro A. et al. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // *Lithos.* 2015. V. 232. P. 286–305.
- Miller D.P., Marchall H.R., Schumacher J.C. Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): Implications for reactions at the slab–mantle interface // *Lithos.* 2009. V. 107. P. 53–67.
- Millhollen G.L. Melting of nepheline syenite with H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning melting // *Amer. J. Sci.* 1971. V. 270. P. 244–254.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1989. V. 73. P. 1123–1133.
- Morogan V. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization // *Terra Nova.* 1994. V. 6. № 2. P. 166–176.
- Munoz J.L. F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // *Rev. Mineral.* 1984. V. 13. P. 469–493.
- Munoz J.L., Luddington S.D. Fluoride–hydroxyl exchange in biotite // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. № 4. P. 396–413.
- Nadeau O., Stevenson R., Jebrak M. Evolution of Montviel alkaline–carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism. Part I: Petrography and geochemistry of metasomatic aegirine–augite and biotite: Implications for REE–Nb mineralization // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 72. P. 1143–1162.
- Nekvasil H. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas // *Amer. Mineral.* 1992. V. 77. P. 592–604.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V. et al. Origin and evolution of the Ilmeny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-element compositions, and Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf isotope data // *Mineral. Petrol.* 2013. V. 107. P. 101–123.
- Preston R.F., Stevens G., McCarthy T.S. 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 559–569.
- Puustinen K. Geology of the Siilinjarvi carbonatitic complex of eastern Finland // *Bull. Com. Geol. Finl.* 1971. V. 245. 43p.
- Rass I., Girnis A. Missing Eu in carbonatite and related magmas: evidence for fluid–melt interaction? // 4th Eurocarb, Spain. Abstr. vol., 2003. P. 14–16.
- Riisshuus M.S., Peate D.W., Tegner C. et al. Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and -undersaturated syenites by periodic recharge in a crustally contaminated magma chamber: the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 3. P. 493–522.
- Robins B., Tusseland M. The geology, geochemistry and origin of ultrabasic fenites associated with the pollen carbonatite (Finn–mark, Norway) // *Chem. Geol.* 1983. V. 40. № 1/2. P. 65–95.
- Rubie C.D., Gunter W. The role of speciation in alkaline igneous fluids during fenite metasomatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 82. P. 165–175.
- Safonov O.G., Kosova S.A., Reenen D.D. Interaction of biotite–amphibole gneiss with $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{K}, \text{Na})\text{Cl}$ fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: Experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 12. P. 2419–2456.
- Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
- Secher K., Larsen L.M. Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, SW Greenland // *Lithos.* 1980. V. 13. № 2. P. 199–212.
- Shaw C.S.J., Penczak R.S. Barium- and titanium-rich biotite and phlogopite from the Western and Eastern Gabbro, Coldwell Alkaline complex, Northwest Ontario // *Canad. Mineral.* 1996. V. 34. P. 967–975.
- Sindern S., Kramm U. Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles: A case study from the Iivaara alkaline complex, Finland // *Lithos.* 2000. 51. P. 75–93.
- Sokolova E., Hawthorne F.C., Kabalov Yu. et al. The crystal chemistry of potassic–ferrisadanagaite // *Canad. Mineral.* 2000. V. 38. P. 669–674.
- Song W., Xu C., Veksler I.V., Kynicky J. Experimental study of REE, Ba, Sr, Mo and W partitioning between carbonatitic melt and aqueous fluid with implications for rare metal mineralization // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1217-5>
- Spera F.J., Bohrsen W.A. Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 999–1018.
- Thomas R., Webster J.D., Rhede D. et al. The transition from peraluminous to peralkaline granitic melts: Evidence from melt inclusions and accessory minerals // *Lithos.* 2006. V. 91. P. 137–149.
- Veksler I.V., Keppler H. Partitioning of Mg, Ca and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1–0.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 138. P. 27–34.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.* 1965. V. 50. P. 1228–1271.
- Wu Ch.M., Chen H.X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite or rutile-bearing crustal metapelites // *Sci. Bull.* 2015. V. 60. P. 116–121.
- Xie Y., Hou Ze., Yin Sh. et al. Continuous carbonatitic melt–fluid evolution of a REE mineralization system: Evidence from inclusions in the Maoniuping REE deposit, Western Sichuan, China // *Ore Geol. Rev.* 2009. V. 36. P. 90–105.
- Yavuz F., Gültekin A., Orgun Y. et al. Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in calc-alkaline volcanic rocks from the Mezitler area (Balkesir-Dursunbey), Western Turkey // *Geochem. J.* 2002. V. 36. P. 563–580.

Fenites of the Vishnevy Gory Miaskite-Carbonatite Complex, Southern Urals: Origin of the Metasomatic Zoning and Thermodynamic Modeling of Parameters of the Processes

S. S. Abramov¹, I. T. Rass^{1, #}, and N. N. Kononkova²

¹*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991, Russia*

[#]*e-mail: rass@igem.ru*

Mineral zoning in fenites around miaskite intrusions of the Vishnevy Gory complex can be interpreted as a magmatic-replacement zonal metasomatic aureole, according to D.S. Korzhinskii: the metasomatic transformations of the fenitized gneisses under the effect of deep alkaline fluid eventually result in the derivation of nepheline syenite eutectic melt. Based on the P - T - fO_2 parameters calculated from the composition of the coexisting minerals in the successive zones, isobaric-isothermal fO_2 - SiO_2 and μSiO_2 - μAl_2O_3 sections were constructed with the Perplex program package to model how fenites interact with H_2O - CO_2 fluid (in the Na-K-Al-Si-Ca-Ti-Fe-Mg-O-H-C system). The results indicate that the fluid-rock interaction mechanisms are different in the outer (fenite) and inner (migmatite) parts of the zonal aureole. Its outer portion was dominated by desilification of rocks, which led, first, to quartz disappearance from these rocks and then to an increase in the Al# of the coexisting minerals (biotite and clinopyroxene). In the inner part of the aureole, fenite transformations into biotite-feldspathic metasomatic rocks and nepheline migmatite were triggered by an increase in the activities of Na and Al in the system alkaline H_2O - CO_2 fluid-rock. As a consequence, the metasomatites were enriched in Al_2O_3 and alkalis, and these transformations led to the development of biotite in equilibrium with K-Na feldspar and calcite at the sacrifice of pyroxene. The further introduction of alkalis induced melting of the biotite-feldspathic metasomatic and the origin of nepheline migmatite. The simulated model sequence of metasomatic zones developing when gneiss is fenitized and geochemical features of the successive zones (differences in the LILE and REE concentrations in the rocks and minerals of the fenitization aureole and the Sm-Nd isotope systematics of the rocks of the alkaline complex) indicate that the source of the fluid responsible for the origin of zonal fenite-miaskite complexes may have been carbonatite, a derivative of mantle magmas, whereas miaskites are produced by metasomatic transformations of gneisses and subsequent melting under the effect of fluid derived from carbonatite magmas.

Keywords: fenitization, metasomatic zoning, origin parameters, thermodynamic simulations, Vishnevy Gory miaskite-carbonatite complex