

ПЕТРОГЕНЕЗИС СИНПЛУТОНИЧЕСКИХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРФИРОВЫХ ДАЕК ИЗ МАФИТ-ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА, ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

© 2019 г. Р. А. Терентьев

*Воронежский государственный университет
Россия, 394006 Воронеж, Университетская пл., 1
e-mail: terentiev@geol.vsu.ru*

Поступила в редакцию 30.11.2017 г.

После доработки 30.03.2018 г.

Принята к публикации 02.04.2018 г.

Приведены данные по дайкам высокомагнезиальных порфиров (ДП) из (~2.09 млн лет) мафит-гранитоидных плутонов еланского комплекса (ЕК). Маломощные (первые сантиметры) синплутонические дайки характеризуются резкими ровными контактами без видимых закалочных зон, в отличие от более мощных (до 119 м шириной) даек с постепенными переходами. Дайки свежего облика, порфировые (бронзит, алюмоэнстатит, лабрадор), с тонкозернистой преимущественно кварц-полевошпатовой (+биотит, сульфиды, акцессории, \pm гиперстен) основной массой. По химическому составу ДП являются средними породами ($\text{SiO}_2 = 58.9\text{--}60.3$ мас.%), относятся к известково-щелочной серии с высокой магнезиальностью валовых проб ($\text{Mg\#} \sim 0.7$) и фельзической (68.9–70.2 мас.%) основной массы ($\text{Mg\#} \sim 0.5$). Для порфиров характерно дифференцированное распределение редкоземельных элементов без контрастных аномалий Eu. Варьирующие по размерам фенокристаллы бронзита характеризуются блоковой зональностью и содержат нерегулярные включения оливина ($\text{Mg\#} \sim 0.85$), клинопироксена ($\text{Mg\#} \sim 0.88$), флогопита (Mg\# до 0.94), лабрадора, хромита, графита и сульфидов. Фенокристаллы алюмоэнстатита почти стерильны в отношении примесных элементов и минеральных включений. Геохимические особенности, а также присутствие диффузионных зон, реакционных кайм и резорбированных граней фенокристаллов как ортопироксена, так и плагиоклаза указывают на процессы перекристаллизации и/или частичного растворения кристаллов, неравновесных с расплавом, и свидетельствуют об интрателлурической природе фенокристаллов даек, ядра которых унаследованы от дериватов/кумулятов ЕК. Результаты минеральной термометрии демонстрируют: (1) стартовые температуры родительской магмы 1200–1400 °С и (2) температуры кристаллизации 1080–1155 °С ЕК, а также (3) температуры 910–1070 °С внедрения ДП. Петрологическая модель предполагает генерацию высокотемпературных магм ЕК, схожих с бонинитами из верхней метасоматизированной мантии. Расплав контаминирован породами континентальной коры. Подразумевается существование в коре промежуточного эволюционировавшего магматического очага. Расплав ДП, как результат завершения эволюции промежуточного очага, внедрялся в еще неостывшие плутоны ЕК.

Ключевые слова: палеопротерозой, плагиоклаз-ортопироксеновые порфиры, высокомагнезиальные гранитоиды, геохимия, минералогия, бронзит, алюмоэнстатит

DOI: 10.31857/S0016-7525644356-371

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы много внимания уделяется механизмам внедрения, магматической дифференциации и кристаллизации дайковых пород (Baer, Heimann, 1995; Halls, Fahrig, 1987; Schultz et al., 2008; Chistyakova, Latypov, 2012). Геохимические и изотопно-геохронологические характеристики роев мафитовых даек являются

хорошими индикаторами для геодинамических интерпретаций и восстановления эволюции гипотетических суперконтинентов. Большинство даек представляют собой результат кристаллизации расплавов, близких к родоначальным, что позволяет сопоставить схожие дайки, распространенные на разобщенных террейнах, и установить природу магматических источников.

Другое направление петрологических исследований связано с так называемыми синплутоническими дайками, которые внедряются одновременно с плутонами разного состава. Сходство дайковых пород с мафитовыми включениями в гранитных плутонах используется как доказательство смешения контрастных, коровых гранитных и мантийных мафитовых магм (Barbarin, 2005; Bateman, 1995; Collins et al., 2000). Существуют также синплутонические дайки, генерирующиеся из того же магматического очага, что и ассоциирующие плутонические породы. Как правило, дайки поздних стадий эволюции магматического очага интродуцируют частично или полностью затвердевшие комагматичные интрузии или являются сателлитами и представляют собой остаточные расплавы. Широко известно, что такие дайки обогащены несовместимыми компонентами по сравнению с плутоническими комагматами (Chistyakova, Latypov, 2012). Несмотря на то, что синплутонические дайки несут полезную информацию о магматической дифференциации и условиях кристаллизации, им мало уделяется внимания в петрологической литературе.

В данной работе рассмотрены петрография и химические составы основной массы и валовых проб плагиоклаз-ортопироксеновых порфировых даек (для краткости будем называть их порфиритами), комагматичных никеленосным плутонам, дифференцированных от норитов до гранодиоритов (Terentiev et al., 2016). Дается детальная характеристика фенокристаллов, морфология, составы и зональность которых позволяют понять кинетику кристаллизации (Vissaro et al., 2010) и оценить условия кристаллизации начиная от зарождения магм на больших глубинах до извержения/внедрения (Tatsumi, 2006; Cashman, 1992; Iezzi et al., 2011; Pupier et al., 2008; Putirka, 2008) даек и интродуцируемых плутонов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии и мафит-гранитоидные субвулканические тела широко распространены в Воронцовском террейне, который геотектонически рассматривается как часть палеопротерозойского Восточно-Сарматского орогена (ВСО) между архейскими сегментами Восточно-Европейского кратона (ВЕК, Щипанский и др., 2007). Исследуемые дайки приурочены к мафит-гранитоидным массивам еланского комплекса (ЕК), тела которого локализованы (рис. 1) восточнее крупного Елань-Коленовского расслоенного плуто-

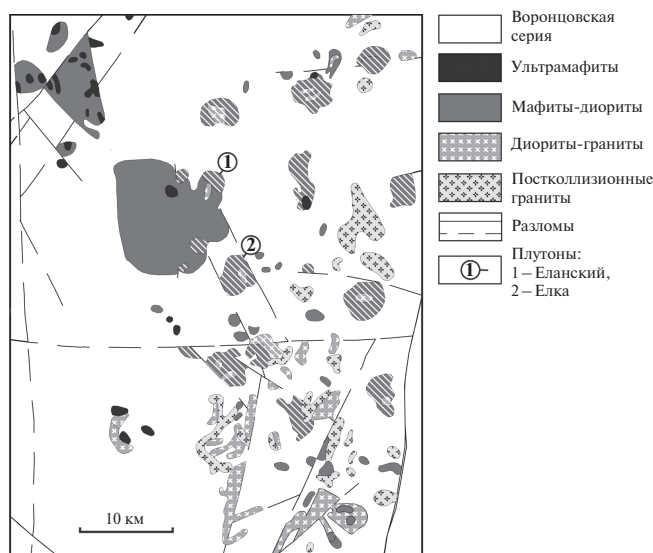


Рис. 1. Схема расположения интрузивных тел. Заштрихованы массивы ЕК.

на (Бочаров и др., 1986) с возрастом, по U-Pb данным по цирконам, 2073 ± 8.3 млн лет (Terentiev et al., 2016). Массивы ЕК формировались за счет магматической дифференциации предварительно контаминированного высокомагнезиального мафитового (Терентьев, Савко, 2016) или коматиитового (Бочаров и др., 1987) расплава, а ритмичная зональность с резкими контактами между мафитовой и гранитоидной фазами является результатом повторяющихся магматических импульсов (Терентьев, Савко, 2016). Все плутоны ЕК внедрены в палеопротерозойские терригенные, преимущественно метапелитовые породы. Вмещающие породы деформированы и зонально метаморфизованы при температурах $450-750^\circ\text{C}$ и давлениях 3–4 кбар (Савко, Герасимов, 2002). Протолит последних относится к флишеидным осадкам аккреционных призм на активных континентальных окраинах (Савко и др., 2011; Щипанский и др., 2007; Terentiev, Santosh, 2016). Геохимические по валовым пробам (Переславцев, 1993; Чернышова, 2002), минералого-петрографические (Чернышова, 1997) и геохронологические по цирконам (Terentiev et al., 2016) исследования Еланского и Елкинского типовых плутонов и сопутствующих им порфириров демонстрируют, что они разновозрастны и комагматичны.

На уровне эрозионного среза, погребенного под чехлом фанерозойских осадков мощностью 150–200 м, плутоны ЕК представляют собой концентрически зональные тела около 3–4 км в диаметре с зонами, дифференцированными от краевых мафитов до гранитоидов в центре. Пироксеновые роговики, развитые в краевых

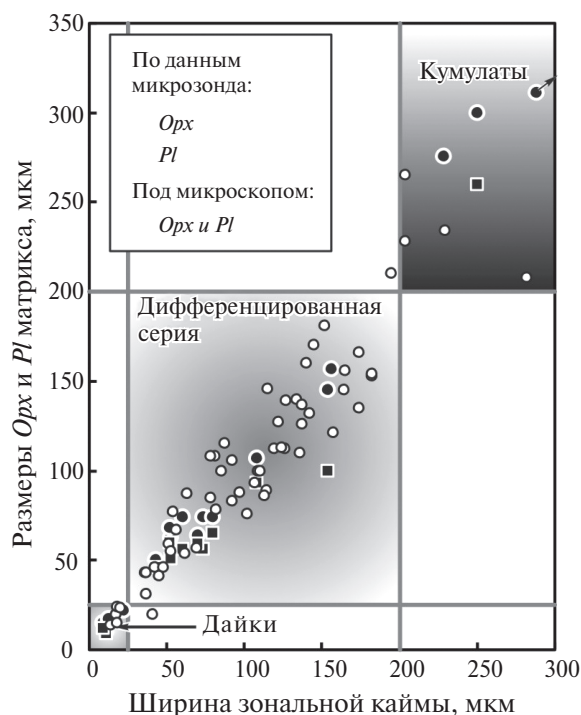


Рис. 2. Зависимость размера кристаллов ортопироксена и плагиоклаза в матриксе от ширины зональной каймы в фенокристаллах.

зонах метаосадочных ксенолитов и вдоль контакта интрузий, а также порфириовидные структуры пород и присутствие низкоглиноземистой роговой обманки показывают кристаллизацию в малоглубинных условиях, вероятно, менее 1 кбар. Еланский и Елkinский плутоны могут быть подразделены на кумулятивную, дифференцированную и дайковую серии, что хорошо иллюстрируется изменением размеров породообразующих кристаллов и характера их зональности (рис. 2). Кумулятивная серия преобладает в краевой части плутонов и состоит из массивных флогопитовых и флогопит-роговообманковых меланоритов, плагиоортопироксенитов, флогопитовых и пироксеновых горнблендитов, роговообманковых мелагаббро и кварцевых мелагаббродiorитов, которые часто несут промышленное сульфидное никелевое оруденение. Они являются наиболее примитивными породами и характеризуются минимальными концентрациями несовместимых компонентов. Кумулаты встречаются также среди разреза дифференцированной серии, тем самым нарушая общий тренд от мафитов к гранитоидам. Дифференцированная серия залегает в центре массивов и имеет мощность более 1.5 км. Она состоит из чередующихся высокомагнезиальных биотит-ортопироксеновых и амфибол-биотит-ортопироксеновых кварцевых меладиоритов, мела-

монцодиоритов и мелагранодиоритов, которые ближе к ядру массива могут постепенно переходить или иметь резкие контакты с биотитовыми и биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, монцогранитами. Наиболее меланократовые породы дифференцированной серии порфириовидные с тонко-, мелкозернистой офитовой основной массой. Мезократовые гранитоиды дифференцированной серии чаще всего равномернозернисты. Породы обеих серий, и реже метаосадки вблизи интрузий секутся дайками порфиров, которые являются предметом настоящего исследования.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Главные элементы были определены рентгено-флуоресцентным методом (XRF) на спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете. Калибровка спектрометра и обработка результатов осуществлялась с использованием стандартных образцов химического состава горных пород (GSP-2, СГ-4, СКД-1). Точность анализа составляла 1–3% для элементов с концентрациями выше 0.5 мас.% и до 5% для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас.%. Редкие и рассеянные элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов (Черноголовка). Разложение образцов пород в зависимости от их состава проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, AGV-2. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 отн.% для большинства элементов.

Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа Inca (аналитик Н.С. Базиков, ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 нА, время набора спектра 90 сек, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF-коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности

проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов. Составы основной массы определялись площадным методом на участках отсутствия фенокристаллов. Площадь сканированных участков составляла 0.015–0.25 мм². После 7–10 площадных измерений оценивалось среднее содержание и стандартное отклонение концентраций главных элементов для каждого проанализированного образца.

Содержания РЗЭ и других элементов примесей в ортопироксенах определялись в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН с использованием вторично-ионного микроскопа CAMECA IMS-4F (аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов). Методика измерений соответствовала изложенной в (Nosova et al., 2002).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые взаимоотношения и петрография

Дайки порфиритов разной видимой мощности от первых сантиметров до 119 м, что установлено по керну скважин, секут массивные породы дифференцированной серии как мафитовой, так и гранитоидной фаз ЕК. Контакты между дайками и вмещающими плутоническими породами неодинаковы. Как правило, маломощные дайки до 2 м характеризуются резкими ровными контактами, но без явных закалочных зон, а более мощные дайки (10 м и более) визуально постепенно переходят в порфировидные кварцевые меладiorиты и меламонцодиориты. Дайки тоналитов и гранодиоритов (сателлиты) секут как вмещающие породы дифференцированной серии, так и дайки порфиритов, что подтверждается присутствием ксенолитов последних.

Основная масса в порфиритах тонкозернистая с размерами кристаллов 10–20 мкм и лейстовидным плагиоклазом, а в зонах постепенного перехода к породам дифференцированной серии или в центре даек — до 50 мкм и изометричным плагиоклазом. Она сложена плагиоклазом ($A_p = 26–47$), калиевым полевым шпатом, биотитом ($X_{Fe} = 26–46$), кварцем, сульфидами, акцессорными минералами (рутил, ильменит, апатит, циркон, хромшпинелиды), спорадически ортопироксеном ($X_{Mg} = 68–79$). Идиоморфизмом обладают пироксены, плагиоклазы, сульфиды, промежутки между которыми

заполнены кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом. В основной массе часто наблюдаются землистого облика карбонатные зональные агрегаты с тонкой оторочкой из прозрачных карбонатов или кварца, часто вытянутые и изометричные (0.1×0.3 мм и более).

Фенокристаллы даек представлены преобладающими ортопироксенами и плагиоклазами, сульфидами, а также спорадически оливином и редко — оплавленным кварцем. Соотношение фенокристаллов и основной массы изменяется от 20 до 40%, а размеры фенокристаллов ортопироксена сильно варьируют в интервале 0.12–4.33 мм при логарифмически нормальном унимодальном распределении (данные подсчета 1000 кристаллов в 10 шлифах). Фенокристаллы, как правило, монокристалличны, за исключением ортопироксеновой оторочки вокруг оливина и гломеропорфировых сростков ортопироксена и плагиоклаза, а также немногочисленных включений пород, по структурно-текстурным особенностям идентичных дифференцированной и/или кумулятивной сериям ЕК. Преобладающие фенокристаллы ортопироксена и плагиоклаза характеризуются многообразием форм, размеров и внутреннего строения. Среди ортопироксеновых фенокристаллов выделяются две главные разновидности: (1) количественно преобладающие относительно крупные (≥ 200 мкм) изометричные кристаллы с многочисленными включениями силикатов (изометричный оливин, ксеноморфный лабрадор, чешуйки флогопита, иногда хромшпинелиды, графит, сульфиды) с/без биотитовой реакционной каймы и (2) редкие (до 2.5%) удлинённые мелкие (< 200 мкм по короткой оси) кристаллы без включений или с вростками сульфидов и рутила с характерной каймой, контрастно отличающейся от ядра. Крупные кристаллы демонстрируют как ровные отчетливые грани, так и в разной степени извилистые края с заливами и проникновением в них основной массы породы, а также вростки рудных минералов и других силикатов (рис. 3). Удлиненные кристаллы чаще всего сохраняют свои кристаллографические формы.

Среди фенокристаллов плагиоклаза также выделяются две разновидности: (1) изометричные концентрически-зональные > 100 мкм в диаметре и (2) широко развитые удлинённые более мелкие кристаллы (< 50 мкм по короткой оси). Оба типа фенокристаллов демонстрируют различную степень резорбированности и взаимодействия с основной массой порфиритов. Следует отметить присутствие полевошпатовых

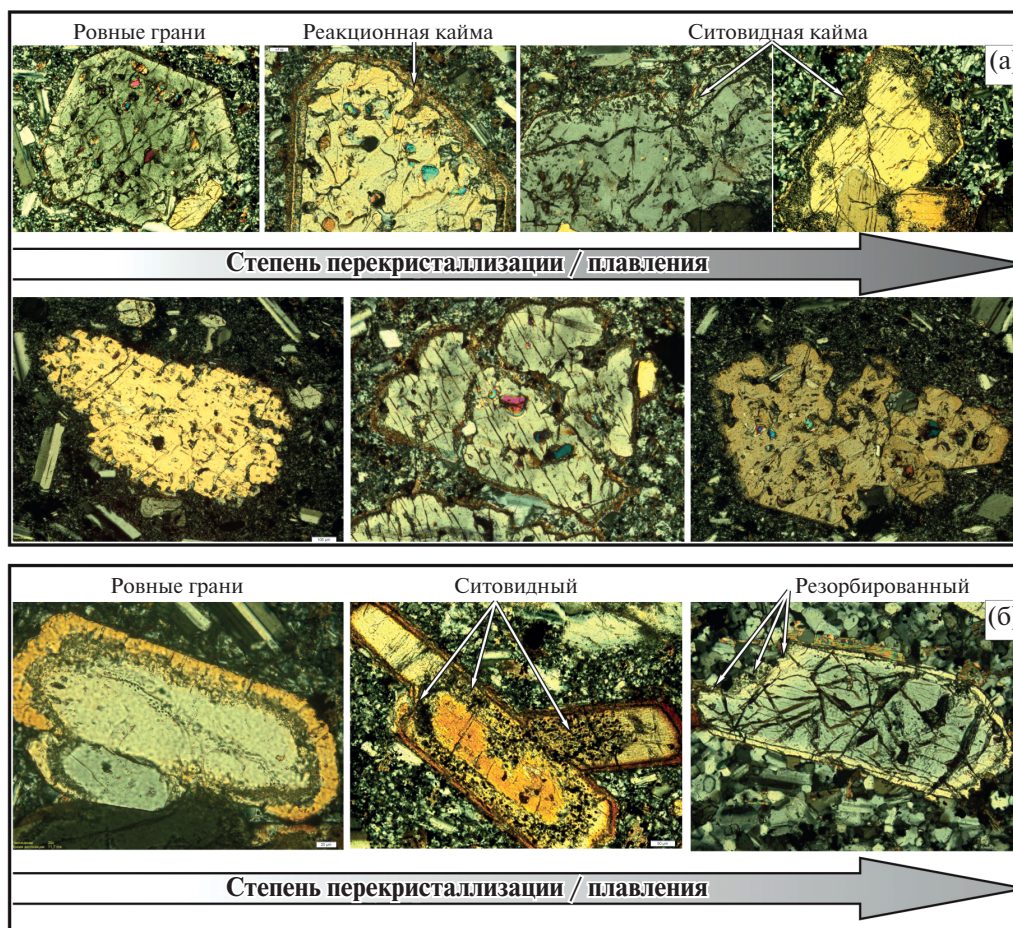


Рис. 3. (а) Фенокристаллы ортопироксена первого типа с вариациями степени оплавленности, ширины и насыщенности ситовидной каймы. (б) Фенокристаллы ортопироксена второго типа.

кристаллов ситовидного облика. Причем вrostки одного минерала в другом наблюдаются как в краевой, так и в ядерной частях кристаллов.

Составы фенокристаллов и основной массы

Основная масса порфиритов контрастно отличается от основной массы порфировидных кварцевых диоритов дифференцированной серии. Она характеризуется высокими содержаниями (мас.%) SiO_2 (68.9–70.2), TiO_2 (0.57–0.63), K_2O (2.8–3.9), умеренными Al_2O_3 (13.8–14.5), FeO (1.6–2.7) и низкими CaO (3.1–3.9) и MgO (0.9–1.25). По сравнению с породами дифференцированной серии в порфиритах пониженная магнезиальность ($\text{Mg\#} = 0.43\text{--}0.61$), а концентрации большинства главных элементов совпадают с трендом конечных дериватов ЕК (рис. 4).

Фенокристаллы ортопироксена первого типа обладают бронзитовым составом со стабильной магнезиальностью ($\text{Mg\#} 85\text{--}91$), нарушаемой вблизи трещин или минералов-включений

(рис. 5 а,б). Бронзит содержит низкие концентрации TiO_2 (до 0.36%) и умеренные Al_2O_3 (0.23–2.71%), Cr_2O_3 (до 1.03%) и CaO (0.17–2.56%). Пятнистая зональность характерна для кристаллов с блоковым погасанием. В краевых нерезорбированных зонах бронзита, особенно в тех, которые напрямую контактируют с основной массой, наблюдается постепенное падение магнезиальности от $\text{Mg\#} 85$ до $\text{Mg\#} 75$. Некоторые кристаллы в краевой части содержат включения/вrostки изометричного пирротина и червеобразного плагиоклаза, основность которого падает (от An_{46} до An_{28}) от внешней к внутренней части зоны вкрапленности (рис. 5 в, г). При этом магнезиальность ортопироксена, вмещающего вrostки плагиоклаза, растет до $\text{Mg\#} 91$, возрастает также в два раза содержание Al_2O_3 , а CaO падает в два раза по сравнению с ядрами.

Второй тип фенокристаллов ортопироксена по химическому составу очень близок клиноэнстатиту. Однако отсутствие характерных двойников и прямое погасание свидетельствуют в пользу

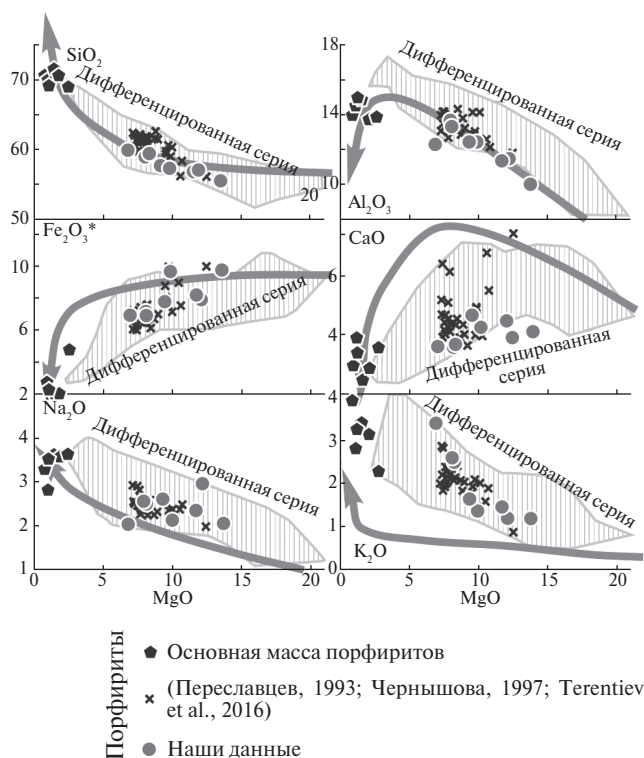


Рис. 4. Положение составов матрикса порфиров (многоугольники) на вариационных диаграммах по сравнению с составами дифференцированной серии ЕК (серое поле по Терентьев, Савко, 2016). Жирными стрелками показаны тренды дифференциации бонинитовой серии, построенные по данным (Taylor et al., 1994).

ортоэнстатита. Энстатитовые ядра характеризуются высокой магнезиальностью ($Mg\#$ 88–100), в среднем составляющей около 97, высокими концентрациями Al_2O_3 (2.32–8.36%), низкими CaO (0.15–0.90%). Они почти стерильны в отношении Mn , Cr , Ti (редкие значения выше предела чувствительности). Тонкие, контрастно отличающиеся от ядра окраской каймы близки по составу каймам в крупном бронзите и кристаллам в основной массе порфиров с магнезиальностью, снижающейся до $Mg\#$ 75 (рис. 6). Сложнопостроенные изометричные кристаллы энстатита с включениями плагиоклаза, пирротина и рутила обладают хорошо выраженной зональностью. Края представлены ортопироксеном с магнезиальностью равной магнезиальности кристаллов основной массы ($Mg\#$ = 74–80). Затем следует переходная зона с ортопироксеном повышенной глиноземистости и выросшей магнезиальностью ($Mg\#$ = 80–86). Самая широкая зона сложена алюмоэнстатитом ($Mg\#$ = 90–99) с низкими или на пределе чувствительности содержаниями таких примесей, как Mn ,

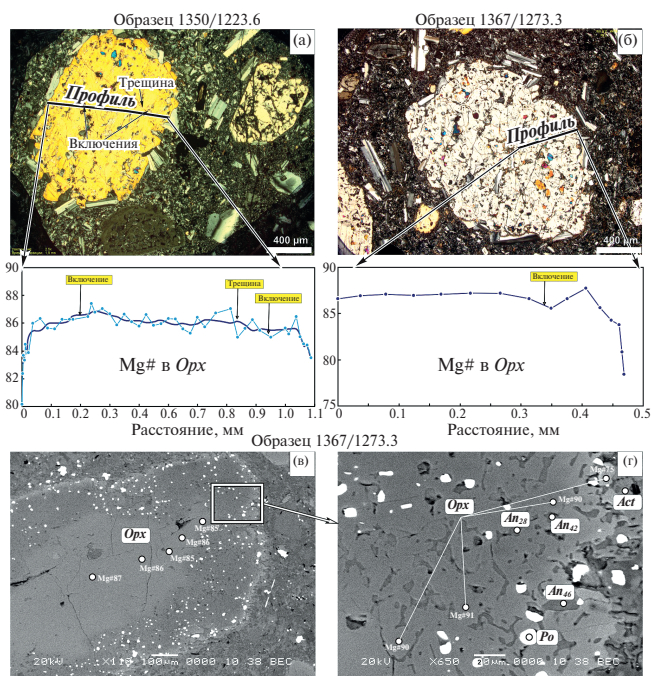


Рис. 5. (а, б) Зональность фенокристаллов ортопироксена под микроскопом. (в, г) Фенокристалл ортопироксена с каймой, характеризующейся вкрапленностью пирротина и червеобразного плагиоклаза.

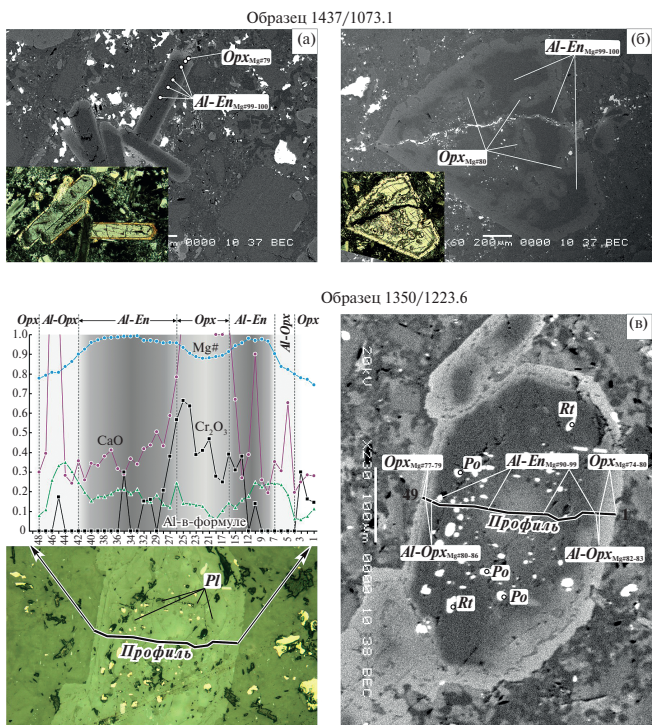


Рис. 6. Морфологические типы фенокристаллов алюмоэнстатита: удлиненные кристаллы (а), срастания (б) и широкая мантия вокруг бронзита (в). На рисунке (в) слева показан геохимический профиль через ортопироксен-алюмоэнстатитовый кристалл. Фотографии – в отраженных электронах, на врезках – под поляризационным микроскопом (никколи скрещены). *Orx* – ортопироксен, *Al-En* – алюмоэнстатит.

Cr, Ti, и с включениями плагиоклаза, рутила пирротина (рис. 6). Ядро представлено высокомагнезиальным ($Mg\# = 88-93$) ортопироксеном с высокими концентрациями Al_2O_3 , CaO, Cr_2O_3 по сравнению с другими зонами сложнзональных кристаллов.

Химические анализы фенокристаллов плагиоклаза подтверждают их концентрическую зональность с вариациями относительно низко- (An_{56-61}) и высококальциевых зон (An_{62-65}) в обоих типах вкрапленников. Статистически удлиненные кристаллы кислые (кальциевость падает до An_{49}) по сравнению с изометричными. В редких случаях тонкая кайма по фенокристаллам плагиоклаза демонстрирует обогащенность альбитовым миналом (An до 42).

Следует отметить также составы ситовидных кристаллов полевых шпатов, которые выглядят как порфириовидные вкрапленники. Мы не относим их к пертитовым структурным разновидностям, поскольку они неоднородны и помимо плагиоклаз-щелочнополевошпатовых симплекситов образуют срастания с кварцем и содержат включения минералов основной массы, таких как ортопироксен, биотит, рутил, сульфиды. Среди ситовидных кристаллов выделяются две разновидности. Первая разновидность представлена изометричными зонального строения кристаллическими агрегатами, в которых от края к центру наблюдается кайма криптопертитов переменного состава $An_{54}Ab_{45}Or_{01}-An_{32}Ab_{51}Or_{17}-An_{08}Ab_{27}Or_{65}$, затем следует промежуточная зона плагиоклазового состава (An_{43-57}) с вросками криптопертитов, а внутренняя часть представлена неупорядоченным срастанием андезина, калиевого полевого шпата и кварца с включениями темноцветных минералов, характерных для основной массы порфиритов. Вторая разновидность идиоморфного облика тоже зональна: краевая зона сложена андезином (An_{49-51}); широкая промежуточная зона представлена антипертитами, в которой ближе к внутренней зоне появляются включения кварца и повсеместно развиты включения рутила и сульфидов; а внутренняя часть, структурно аналогичная основной массе порфиритов, представлена кварц-полевошпатовым агрегатом с биотитом и рутилом.

Составы минералов-включений в фенокристаллах ортопироксена

Включения в фенокристаллах бронзита представлены изометричным оливином, хромшпинелидами, чешуйками флогопита, редким

клинопироксеном, неправильной формы плагиоклазами и в некоторых случаях сульфидами и графитом. Оливин раньше всех подвержен вторичным изменениям, поэтому часто замещен серпентином, тальком или их смесью. Неизмененные кристаллы характеризуются магнезиальностью ($Mg\# = 82-85$), совпадающей с магнезиальностью вмещающего бронзита. Содержания элементов-примесей ниже предела чувствительности, за исключением MnO (до 0.43%), реже CaO (до 0.21%) и Na_2O (до 0.35%). Хромшпинелиды имеют очень малые размеры (редко более 2 мкм), поэтому чистые микрозондовые анализы удалось получить для единичных кристаллов.

Флогопит характеризуется умеренными содержаниями TiO_2 (около 1.5%), примесью Cr_2O_3 (до 0.43%) и высокой магнезиальностью ($Mg\#$ до 94). Включения плагиоклаза с примесями железа и калия варьируют от An_{28} до An_{63} , однако средневзвешенный состав соответствует лабрадору с An_{55} . Включения клинопироксена авгитовые по составу с высокой магнезиальностью ($Mg\# \sim 88$). Они содержат TiO_2 до 0.63%, $Al_2O_3 - 3.2-4.6\%$, $Cr_2O_3 - 0.7-1.0\%$.

Геохимия валовых проб

По химическому составу (рис. 4) порфири-ты являются средними породами ($SiO_2 = 58.9-60.3$ мас.%), относятся к известково-щелочной серии по (Middlemost, 1994) ($Na_2O+K_2O < 6.5$ мас.%). По сравнению с породами дифференцированной серии ЕК в порфиритах аналогичная высокая магнезиальность ($Mg\#$ около 0.7). Концентрации большинства главных элементов в порфиритах попадают в центральную часть тренда дифференцированной серии (рис. 7 а,б). Для них характерно дифференцированное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно хондрита с резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($(La/Yb)_N = 10.5-12.1$). Европиевая аномалия проявлена незначительно ($Eu^*/Eu = 0.72-0.77$). Так же как для дифференцированной серии ЕК, для порфиритов характерны обогащение легкими РЗЭ и элементами с крупными ионными радиусами (LILE), отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr относительно примитивной мантии (рис. 7 а,б).

Геохимия фенокристаллов ортопироксена

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (рис. 7в, г) в ядрах бронзита из порфиритов и окружающих кварцевых диоритов

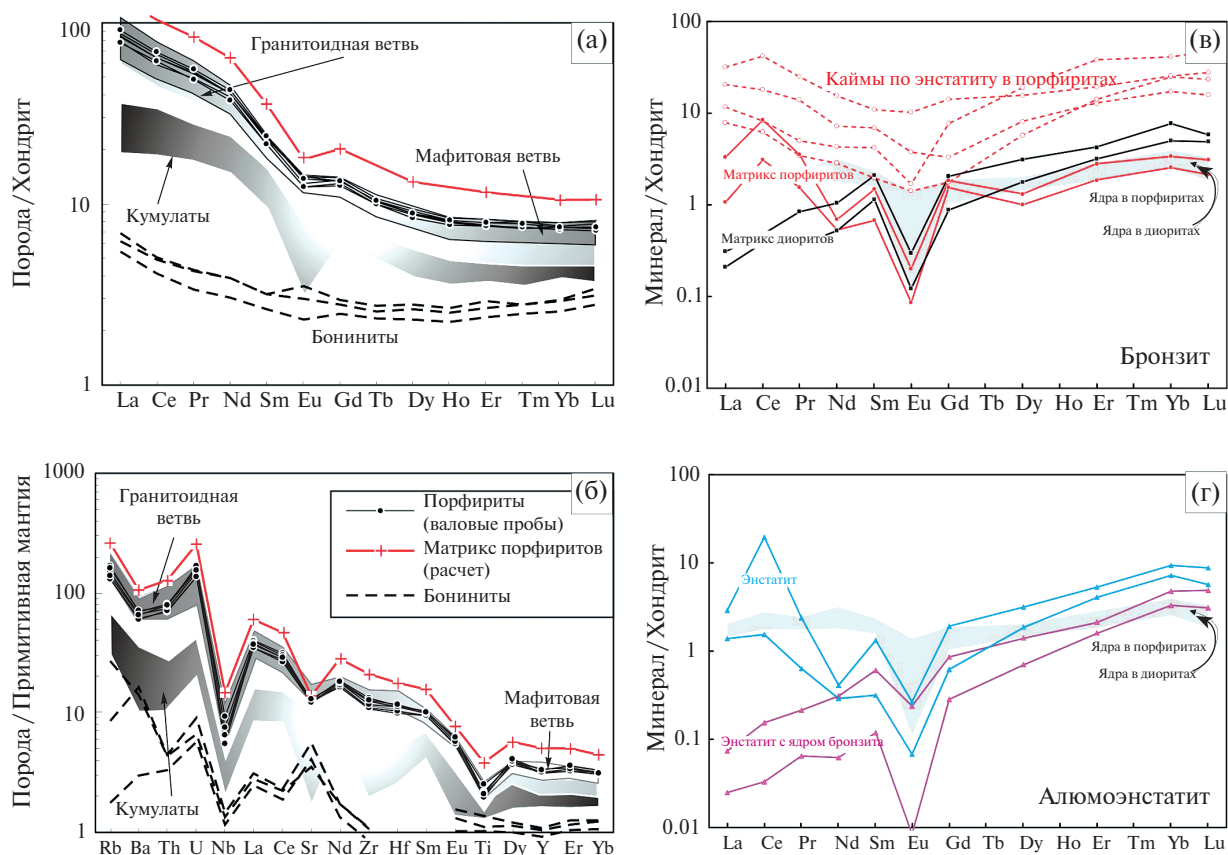


Рис. 7. (а, б) Нормализованное к хондрит- и к примитивной мантии распределение редких и рассеянных элементов в порфиритах и их вероятных комагматах ЕК. Данные по породам дифференцированной и кумулятивной серий ЕК из работ (Терентьев, Савко, 2016; Terentiev et al., 2016); составы матрикса порфиринов рассчитаны исходя из пропорционального вычитания концентраций каждого элемента в фенокристаллах плагиоклаза и пироксена из среднего состава валовых проб. Составы бонинитов по (Falloo et al., 2008), хондрит C1 и примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989). (в, г) Хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов в ортопироксенах из порфиринов. Для сравнения показаны составы ядер ортопироксена из порфиринов и их вероятных комагматов ЕК (серые поля).

характеризуются субхондритовым распределением со слабым обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких ($La_N/Yb_N = 0.05–0.59$) и средних ($La_N/Sm_N = 0.13–1.47$) и умеренной аномалией Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.4$). По сравнению с другими ортопироксенами бронзит обогащен Cr (2024–4143 г/т), Ni (251–412 г/т), Co (62–72 г/т) (табл. 1). Алюмоэнстатит характеризуется отчетливым обогащением тяжелыми РЗЭ ($La_N/Yb_N = 0.01–0.31$) и отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.17$). Однако наблюдается разница в соотношении легких и средних РЗЭ в самостоятельных кристаллах энстатита ($La_N/Sm_N = 2.2$ и 4.4) и в мантиях по бронзиту ($La_N/Sm_N = 0.12$ и 0.21). Алюмоэнстатит умеренно обогащен Ti и характеризуется наименьшими концентрациями Cr (245–335 г/т), Ni (45–145 г/т), Co (1.0–1.4 г/т) (табл. 1).

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ в ортопироксенах матрикса из порфиринов и окружающих кварцевых диоритов характеризуются схожим распределением с контрастной аномалией Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.08–0.14$). Отличие заключается в слабом обеднении легкими РЗЭ матрикса порфиринов ($La_N/Yb_N = 0.42$ и 0.97) по сравнению с сильным обеднением легкими РЗЭ матрикса диоритов ($La_N/Yb_N = 0.04$). По содержаниям Cr, Ni, Co ортопироксен матрикса сопоставим с ядрами бронзита (табл. 1). Каймы вокруг фенокристаллов характеризуются субхондритовым распределением РЗЭ при 10-кратном увеличении РЗЭ относительно хондрита ($La_N/Yb_N = 0.3–1.2$) и без контрастных аномалий Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.3–0.8$). Каймы в значительной степени относительно всех остальных морфотипов ортопироксена обогащены Ti и V, характеризуются высокими концентрациями элементов, таких как Rb, Sr, Zr, Ba (табл. 1).

Таблица 1. Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) в ортопироксенах высокомагнезиальных порфировых даек

Элемент	Скв. 9114			Скв. 1437			Скважина 9114			Скв. 1437			Скв. 1431			Скважина 1437			Скважина 1431	
	мантия		Al-En-1.1	мантия		Al-En-1.1	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-3.1	Орх-3.5	Орх-3.1	Орх-3.5	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-4.1	Орх-4.5	Орх-2.1	Орх-2.5
	мантия		Al-En-1.5	мантия		Al-En-1.5	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-3.1	Орх-3.5	Орх-3.1	Орх-3.5	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-1.1	Орх-1.5	Орх-4.1	Орх-4.5	Орх-2.1	Орх-2.5
	с ядром бронзита		удлиненный кристалл	мантия		Al-En-1.5	-	-	-	-	-	-	из диорита	из диорита	по энстатиту	с мантией энстатита	кайма	кайма	из порфирита	из порфирита
Sc	64.6	66.4	99.8	108	36.9	38.3	45.7	49.2	46.5	58.0	47.0	53.2	109	132	86.8	101	52.5	56.4	53.3	57.4
V	411	506	142	152	134	151	191	222	262	321	209	237	492	585	488	956	297	322	195	222
Ti	1173	1270	255	962	511	523	660	710	649	704	732	806	2451	2557	2352	2457	988	1020	894	973
Cr	317	335	245	281	2024	2275	2807	3377	3560	4143	2735	2953	514	589	852	1171	2311	2569	1803	2122
Co	1.21	1.43	1.04	1.18	70.1	72.2	68.7	71.8	63.6	70.1	62.3	69.1	9.12	9.81	11.5	12.8	36.4	39.1	92.0	96.9
Ni	131	145	45	113	251	269	349	412	318	344	327	349	286	318	306	344	139	149	351	392
Rb	0.670	1.858	0.130	0.853	8.74	10.9	8.96	10.7	9.19	13.1	11.3	13.4	10.5	14.0	52.8	110	12.6	14.4	19.3	21.8
Sr	0.190	1.72	0.240	1.51	0.947	2.81	0.627	3.67	0.379	1.43	2.34	3.58	34.7	50.3	60.4	125	0.541	2.13	0.469	1.72
Y	2.32	2.87	5.37	5.70	1.42	1.73	1.81	1.98	1.69	2.21	3.31	4.15	19.5	22.3	20.3	35.1	2.69	3.02	4.47	6.47
Zr	6.53	6.91	7.30	9.00	7.18	7.69	1.86	2.58	1.57	2.79	5.68	7.43	14.8	38.4	6.87	10.6	2.09	3.55	3.10	3.64
Nb	0.048	0.067	0.029	0.055	0.012	0.056	0.016	0.034	0.027	0.083	0.077	0.089	0.113	0.160	0.523	1.12	0.026	0.098	0.018	0.059
Ba	0.173	1.56	0.107	1.18	0.054	1.49	0.329	2.32	0.022	1.61	2.18	3.38	13.9	31.9	177	375	0.064	1.25	0.047	0.998
La	0.008	0.023	0.424	0.890	0.113	0.157	0.027	0.057	0.053	0.381	0.460	0.630	2.38	3.58	6.19	9.57	0.330	1.01	0.064	0.095
Ce	0.027	0.125	1.24	15.7	0.304	0.454	0.131	0.265	0.458	1.35	1.43	2.25	4.92	6.49	14.3	33.4	2.49	6.65	0.305	0.383
Pr	0.008	0.026	0.077	0.289	0.040	0.057	0.014	0.040	0.036	0.174	0.216	0.297	0.415	0.601	1.65	3.01	0.188	0.425	0.044	0.101
Nd	0.037	0.184	0.173	0.243	0.226	0.329	0.113	0.232	0.130	0.216	1.08	1.90	1.68	2.52	4.30	9.16	0.319	0.413	0.307	0.615
Sm	0.023	0.116	0.061	0.257	0.086	0.226	0.128	0.280	0.055	0.163	0.311	0.456	0.374	0.799	1.34	2.08	0.131	0.288	0.220	0.406
Eu	0.001	0.018	н.п.о	0.020	0.009	0.027	0.011	0.040	0.008	0.042	0.008	0.101	0.103	0.122	0.273	0.732	0.006	0.015	0.009	0.022
Gd	0.073	0.219	0.159	0.495	0.042	0.197	0.062	0.174	0.151	0.470	0.270	0.487	0.448	1.98	0.842	3.58	0.396	0.468	0.226	0.527
Dy	0.225	0.447	0.595	1.00	0.197	0.261	0.135	0.268	0.242	0.363	0.460	0.638	1.80	5.90	2.54	4.83	0.316	0.413	0.556	0.989
Er	0.331	0.447	0.847	1.10	0.137	0.240	0.210	0.344	0.176	0.310	0.380	0.592	2.93	7.83	2.62	3.94	0.380	0.569	0.656	0.876
Yb	0.685	0.980	1.48	1.91	0.206	0.467	0.369	0.452	0.154	0.550	0.528	0.819	5.12	8.37	3.56	5.23	0.523	0.701	1.02	1.59
Lu	0.098	0.153	0.180	0.279	0.023	0.060	0.045	0.082	0.040	0.070	0.059	0.106	0.733	1.49	0.496	0.881	0.068	0.098	0.154	0.186
Hf	0.189	0.469	0.407	2.93	0.107	0.285	0.058	0.219	0.027	0.230	0.178	0.366	0.844	2.23	0.976	1.67	0.132	0.196	0.052	0.191
Ta	0.014	0.110	0.050	0.136	0.012	0.038	0.012	0.038	0.016	0.102	0.031	0.066	0.259	0.904	0.601	0.843	0.044	0.083	0.070	0.223
Pb	0.083	0.152	0.078	2.32	0.077	0.243	0.070	0.217	н.п.о	0.181	0.194	0.549	0.162	0.540	4.78	7.74	0.068	0.517	н.п.о	0.433
Th	0.012	0.016	0.012	0.220	0.075	0.195	0.011	0.023	н.п.о	0.019	0.081	0.281	0.026	0.192	0.443	1.05	н.п.о	0.011	н.п.о	0.030
U	0.016	0.035	0.015	0.178	0.049	0.077	0.015	0.058	н.п.о	0.021	0.040	0.115	0.168	3.79	0.134	0.368	н.п.о	0.027	н.п.о	0.019

Примечания. М-кв — матрикс, н.п.о. — ниже предела обнаружения, скв. — скважина.

ОБСУЖДЕНИЕ

Происхождение фенокристаллов

Несмотря на то, что порфириды характеризуются почти равномерной порфировой структурой, не все фенокристаллы идиоморфны. Вкрапленники ортопироксена характеризуются размерами с высокой дисперсией, но без статистически значимой дискретности и, соответственно, без расчленения на ясно выраженные размерные фракции. Контрастные отличия наблюдаются по химическому составу и внутреннему строению кристаллов, что позволило выделить бронзит с многочисленными включениями и алюмоэнстатит, лишенный как включений, так и большинства примесных элементов. Широко распространенные фенокристаллы ортопироксена первого типа и включения оливина в них высоко магнезиальны ($Mg\#$ около 88 и 84) по сравнению с валовым составом матрицы порфиритов ($Mg\# = 43-61$). Принимая во внимание коэффициенты распределения (Fe-Mg) оливин-жидкость и ортопироксен-жидкость, равные 0.331 и 0.288 соответственно (Sugawara, 2000), фенокристаллы ортопироксена и включения оливина находятся в равновесии с жидкостью, магнезиальность которой не менее 65. Таким образом, в порфиритах присутствует неравновесный ортопироксен, который не может кристаллизоваться из расплава, соответствующего составу матрикса, в котором он находится. С другой стороны, в равновесии с матриксом находятся ортопироксеновые каймы вокруг фенокристаллов и ортопироксен с Mg около 75 в основной массе порфиритов. Присутствие диффузионных зон, реакционных кайм и резорбированных граней фенокристаллов как ортопироксена, так и плагиоклаза (рис. 3) указывает на процессы перекристаллизации и/или частичного растворения кристаллов, неравновесных с расплавом (Klügel, 2001; Tomiya, Takahashi, 2005), и еще раз подтверждает ксеногенную природу фенокристаллов даек. Составы и внутренняя структура фенокристаллов ортопироксена и плагиоклаза из порфиритов аналогичны составам и внутренней структуре этих минералов из пород кумулятивной серии, составам и внутренней структуре ядерных частей ортопироксена и плагиоклаза из наиболее примитивных (мафитовых) дериватов дифференцированной серии. Геохимические особенности кайм ортопироксена, такие как обогащенность коровыми элементами Rb, Sr, Zr, Ba, контрастные отрицательные аномалии Eu подразумевают их формирование при параметрах, отличающихся от

условий кристаллизации ядер с субхондритовым распределением РЗЭ (рис. 7в, г) и обогащенностью мантийными элементами, например Sr. Это свидетельствует в пользу интрателлурического (унаследованного от предыдущих этапов кристаллизации) происхождения фенокристаллов порфиритов. Исключения составляют фенокристаллы алюмоэнстатита, которые не обнаружены в каких-либо других сериях ЕК.

Генетическая связь даек и плутонических пород

Секущие взаимоотношения и отсутствие закалочных зон свидетельствуют о внедрении даек на завершающей стадии затвердевания плутонов, когда слагающие их породы были все еще горячими. Эти же признаки вместе с родством геохимических особенностей порфиритов и вмещающих плутонических пород (рис. 4, 7а,б) могут быть объяснены следующими генетическими моделями. (1) Порфириды, возможно, являлись результатом кристаллизации интеркумулусного расплава, отделившегося от плутонической матрицы (кумулятивная и дифференцированная серии плутонов), как это было предположено М.Н. Чернышовой (1997). При этом часть фенокристаллов ортопироксена и плагиоклаза признавалась сингенетичной матрице порфиритов. (2) Другой возможностью образования порфиритов является дифференциация промежуточного магматического очага с последующим захватом кристаллов ортопироксена и плагиоклаза из кумулатов или дифференцированной серии. (3) Версию о смешении магм контрастного кислого (матрикс порфиритов) и мафитового (высокомагнезиальные породы ЕК) также необходимо рассмотреть. Признаки смешения (Janoušek et al., 2004), такие как микрозернистые мафитовые включения и ветвящиеся жилы мафитового состава в кислом матриксе, комплексная и/или реверсивная зональность в каймах фенокристаллов, а также пробелы в химических составах или эвтакситовая текстура не наблюдаются, поэтому последний вариант петрогенезиса может быть исключен. Спорадически встречающиеся ситовидные кристаллы полевых шпатов с включениями минералов матрикса, скорее всего, являются признаком смешения кислого расплава с растворенной дозой ортопироксеновых и плагиоклазовых фенокристаллов, обогащающих вокруг себя расплав кальцием и магнием. К тому же обилие сульфидов в матриксе наряду с сульфидоносностью кумулатов ЕК и совпадение составов кислого матрикса с финальными дериватами плутонических пород свидетельствуют

в пользу генетической связи матрикса порфири-
тов и пород дифференцированной серии.

Если допустить интеркумуляусный вариант генезиса, то в порфиритах, как и в породах дифференцированной серии, должны (а) кристаллизоваться поздняя роговая обманка, (б) происходить обеднение сульфидами, (в) наряду с ортопироксеновыми и плагиоклазовыми фенокристаллами должны наблюдаться ксеногенные включения других минералов, таких как клинопироксен, (г) встречаться более железистый, по сравнению с примитивными дериватами дифференцированной серии, биотит и ортопироксен, (д) фиксироваться самые низкие температуры кристаллизации (см. следующий раздел и табл. 2). Однако ни одно из этих условий не подтверждается петрографическими данными и петрологическими расчетами, поэтому более реалистичной, на наш взгляд, является модель дифференциации промежуточного магматического очага, проливающая свет в том числе на генетическую связь даек и вмещающих плутонических пород. Геохимически ортопироксен матрикса наследует метки ядер ортопироксена, такие как обогащенность Cr, Ni, Co, распределение РЗЭ и подтверждают генетическую связь дифференциатов/кумулятов ЕК и порфириров. Однако контрастные отрицательные аномалии Eu и обеднение/обогащение легкими РЗЭ в ортопироксене матрикса свидетельствуют об

обильном фракционировании плагиоклаза и акцессорных минералов в дайковом расплаве, что отличает данный морфотип.

Условия кристаллизации интрателлурических кристаллов и матрикса

Как было показано выше, все фенокристаллы порфириров являются ксеногенными, захваченными во время подъема/внедрения даек. Поэтому их составы будут отражать условия кристаллизации захваченных пород (дериватов/кумулятов) и/или магматического очага. Из дайкового расплава кристаллизовались матрикс порфириров, андезиновые каймы по лабрадоровым фенокристаллам и каймы гиперстена вокруг бронзитовых и алюмоэнстатитовых фенокристаллов.

Магматические температуры определены разными способами с помощью наиболее употребляемых геотермометров (табл. 2). Изометричные кристаллы шпинели и оливина включены в фенокристаллы бронзита, следовательно, кристаллизуются первыми. Стартовые температуры по оливин-расплав геотермометру и по равновесию ортопироксен-шпинель-оливин 1200–1400 °C (геотермометры: De Hoog et al., 2010; Ford et al., 1983; Henry, Medaris, 1980), вероятнее всего, отражают параметры инициальной магмы ЕК. Собственно дериватные/кумулятивные кристаллы ортопироксена и лабрадора

Таблица 2. Условия кристаллизации фенокристаллов и матрикса порфириров

Интрателлурические фенокристаллы			Порфириты (матрикс)		
Температура					
T , °C	Термометр	Ссылка	T , °C	Термометр	Ссылка
~ 1400	Cr-in- <i>Ol</i>	De Hoog et al., 2010	1069±38	Ca-in- <i>Opx</i>	Brey, Kohler, 1991
~ 1300	<i>Ol</i> -liquid	Ford et al., 1983	1013±6	<i>Pl</i> -liquid	Putirka, 2008
~ 1200	<i>Opx-Sp-Ol</i>	Henry, Medaris, 1980	909–989	<i>Ap</i> -saturation	Harrison, Watson, 1984
1154±7	Ca-in- <i>Opx</i>	Brey, Kohler, 1991	798±28	Ca-in- <i>Opx</i>	Brey, Kohler, 1991
1078±10	<i>Pl</i> -liquid	Putirka, 2008	762–886	Two-feldspar	Putirka, 2008
Содержание воды					
H ₂ O, мас.%	Гидрометр	Ссылка	H ₂ O, мас.%	Гидрометр	Ссылка
~ 8	Tholeiitic index	Zimmer et al., 2010	1.8±0.2	<i>Pl</i> -liquid	Putirka, 2008
0.5–1	Интерполяция <i>An-T</i> °C	Ghiorso, Sack, 1995	1.5±0.2	<i>Pl</i> -liquid	Lange et al., 2009
Давление					
P , кбар	Барометр	Ссылка	P , кбар	Барометр	Ссылка
7.9±0.7	Al-in- <i>Opx</i>	Charlier et al., 2010	0.6±0.5	Al-in- <i>Opx</i>	Charlier et al., 2010
1.0±0.2	Al-in- <i>Opx</i>	Charlier et al., 2010	-	-	-

кристаллизовались в достаточно узком интервале 1080–1155°C (геотермометры: Brey, Kohler, 1991; Putirka, 2008), что на 150–250°C ниже, чем температуры в магматическом очаге. Это хорошо соотносится с потерей тепла во время подъема и внедрения расплава в верхнекоровых условиях. Магматические температуры матрикса, несмотря на кислый химизм, также высокие — 910–1070°C. Последние значения на 100°C ниже температур кристаллизации кумулатов, что, учитывая последовательность внедрения магматических серий ЕК, интерпретируется как потеря тепла на завершающей стадии дифференциации магматического очага. Наиболее низкие значения около 760–885°C получены по равновесным двуполевошпатовым парам и включениям ортопироксена в ситовидных кристаллах полевых шпатов и хорошо согласуются с завершением кристаллизационного процесса.

Давления кристаллизации (табл. 2, см. здесь ссылки на геотермометры и геобарометры), полученные по алюмоэнстатиту (~ 8 кбар) и бронзиту (~ 1 кбар), свидетельствуют о том, что первые, очевидно, захвачены из очага магмогенерации на глубинах около 26 км, а вторые, захваченные из пород кумулятивной/дифференцированной серий, кристаллизовались на гипабиссальном уровне. Субвулканические условия кристаллизации матрикса порфиритов подтверждаются измерениями давлений по ортопироксеновому барометру (матрикс и каймы порфиритов), а также находками карбонатных миндалинов в порфиритах и широким развитием низкоглиноземистой роговой обманки во вмещающих сингенетичных породах дифференцированной серии плутонов. Однако глубинный генезис алюмоэнстатита опровергается тем фактом, что его каймы нарастают на интрателлурические фенокристаллы бронзита, которые подвержены перекристаллизации и частичному растворению до начала кристаллизации алюмоэнстатита. Это значит, что алюмоэнстатит кристаллизуется на тех же или меньших глубинах по сравнению с бронзитом.

Кинетика растворения и перекристаллизации фенокристаллов

Многими исследованиями показано, что при растворении в расплавах кристаллов, особенно тугоплавких, определенную роль играют состав минерала, температура расплава и время существования расплава. В нашем случае временем существования расплава можно пренебречь, так как дайки очень быстро кристаллизуются, если судить по малым размерам лейст плагиоклаза основной массы, размер которых находится

в сильной зависимости от скорости остывания расплава (Cashman, 1992; Iezzi et al., 2011; Pupier et al., 2008). Экспериментально установлена зависимость времени полного растворения кристаллов от температуры расплава и состава кристаллов: медленнее всех растворяется оливин, быстрее — кварц и кислый плагиоклаз. Интерполяция проведена до температуры растворения около 900°C (Edwards, Russell, 1996), то есть температуры матриксного расплава порфиритов около 1000°C согласуются с возможностью растворения интрателлурических кристаллов ортопироксена и плагиоклаза. Однако температура расплава не играет решающей роли для начала процесса растворения. Важнее термодинамический потенциал (A), который при $TP = \text{const}$ равен химическому потенциалу реагентов минус химический потенциал их продуктов (Prigogine, 1967) и отражает степень неравновесности между кристаллами и расплавом (Prigogine, 1967; Ghiorso, Sack, 1995) ($A=0$ при равновесии). Выше было продемонстрировано, что фенокристаллы лабрадора, бронзита и особенно алюмоэнстатита из порфиритов неравновесны с расплавом матрикса и, таким образом, подвергались процессу растворения в кислом расплаве. Структуры растворения наблюдаются как для фенокристаллов ортопироксена, так и плагиоклаза (рис. 3), однако они проявлены неодинаково. Есть кристаллы, сохраняющие кристаллографические грани полностью или частично. Этот факт объясняется только механизмом диффузии (отток растворенных молекул от кристалла в расплав) (Прусевич, 1991). А диффузию обеспечивают конвекционные потоки расплава, которые зафиксированы в виде удлиненных кристаллов, векторно сосредотачивающихся в единых направлениях (струях). «Струи» удлиненных кристаллов (как правило, это кристаллы плагиоклаза) опоясывают фенокристаллы бронзита. Грани бронзита сохраняются там, где соседствуют с другими фенокристаллами (что обеспечивает отсутствие между ними течений и возможности диффузии) или где направления потоков контактируют с кристаллами по касательной. Разница в степени растворения в одних и тех же кристаллах также может быть связана с вращением кристаллов в потоке. Процесс растворения проходил на стадии подъема и внедрения даек, так как сингенетичные порфириды каймы гиперстена повторяют не только кристаллографические формы интрателлурического ортопироксена, но и извилистые растворенные края (рис. 8).

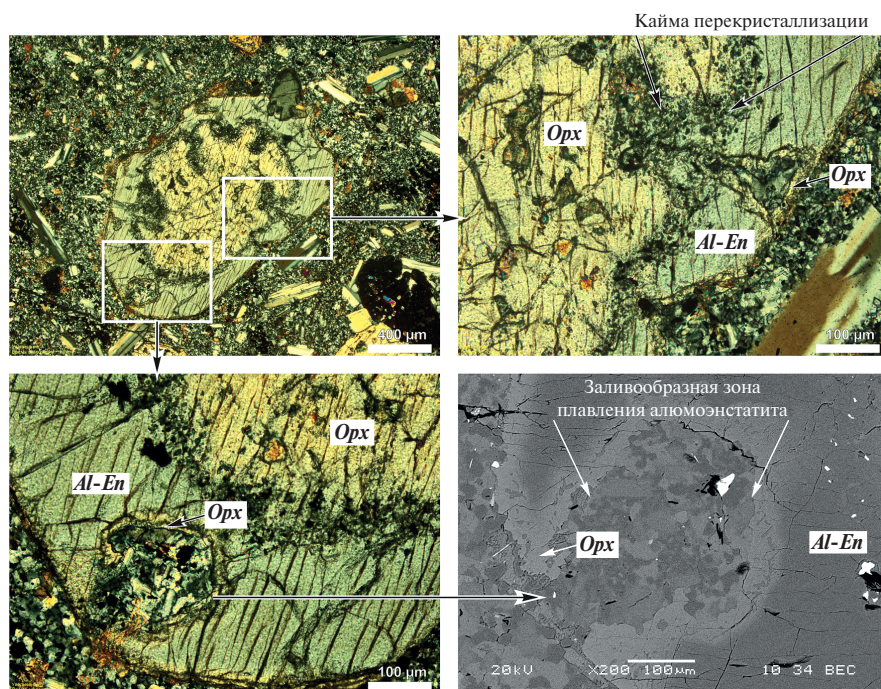


Рис. 8. Контрастно-зональный фенокристалл ортопироксена в порфирите. Демонстрируется последовательность образования кристалла: ядро бронзита подверглось перекристаллизации, затем обросло широкой мантией из алюмоэнстатита, которая подверглась плавлению. Завершает процесс образование тонкой ортопироксеновой каймы, сингенетичной микрозернистому матриксу порфиритов.

Растворение часто сопровождается перекристаллизацией кристаллов в неравновесных с ними жидкостях (Tomiya, Takahashi, 2005). Результат перекристаллизации в порфиритах проявлен в виде полевошпатовых агрегатов ситовидного облика и зонами вкрапленности пирротина и плагиоклаза в фенокристаллах бронзита и реже алюмоэнстатита. Ситовидные полевые шпаты почти всегда включают мелкие кристаллы основной массы, что наряду с низкими температурами кристаллизации относительно температур расплава матрикса доказывает их генерацию на завершающей стадии процесса кристаллизации даек. Сложнее определить время образования и генезис зон перекристаллизации в ортопироксенах. Увеличение магнезиальности ортопироксенов в зоне перекристаллизации (рис. 5 в,г) объясняется взаимной диффузией Fe-Mg (Ganguly, Tazzoli, 1994; Tomiya, Takahashi, 2005). Чтобы проверить диффузионную гипотезу, выполнены масс-балансовые расчеты для Fe и Ca в кристалле бронзита с широкой каймой перекристаллизации (рис. 5 в,г). Оказалось, что бронзит при повышении магнезиальности и понижении CaO к диффузионным каймам выделяет количества Fe и Ca, необходимые для образования пирротина и андезина. Вероятные поставщики серы и Na находятся за пределами фенокристаллов — это окружающий расплав. Так как сплошность

бронзита при переходе от гомогенного ядра к диффузионной кайме визуально не нарушена, следовательно, взаимная диффузия Fe-Mg происходила в твердом состоянии. Диффузионные каймы в бронзите распространены не во всех фенокристаллах, встречаются без какой-либо закономерности, поэтому их кристаллизация происходила не в дайковую, а в более раннюю кумулятивную и/или дифференциальную стадию. Этими данными аргументируется локальный перегрев расплава, в котором осаждались кумулятивные кристаллы, подтверждается периодичность магматических импульсов (Терентьев, Савко, 2016) и существование промежуточного очага.

Эволюция магматической системы

В данном разделе осуществлена попытка сформулировать геолого-петрологическую модель формирования изученных даек и вмещающих plutонов, которая основана на химизме валовых проб, матрикса и фенокристаллов. Наша модель предполагает генерацию высокотемпературных магм ЕК, схожих с бонинитовыми в условиях верхней метасоматизированной мантии. Высокие концентрации Cr, Ni, Co как в породах, так и в интрателлурических бронзитах, субхондритовое распределение РЗЭ в ядрах бронзита подтверждают мантийный источник

магм. Метасоматический характер мантийного источника запечатлен в обогащенности К, Ва, легкими РЗЭ пород плутонов ЕК и даек порфиритов (рис. 7 а,б).

Мантийный расплав специфического химизма (высокие концентрации кремнезема и магния) был контаминирован породами континентальной коры, что подтверждено многочисленными находками ксенолитов коровых пород, структурами цирконов типа ядро-кайма (Terentiev et al., 2016), преобладанием легких изотопов серы в породах и рудах ЕК (Гриненко, Чернышов, 1988).

Дальнейшее развитие магматической системы подразумевает существование в коре промежуточного магматического очага разной степени водонасыщенности в разных его частях или в разные этапы его эволюции. Существование промежуточного магматического очага аргументируется следующими наблюдениями. (1) Присутствие микрозернистых мафитовых включений ранних дериватов в более эволюционированных породах ЕК, для чего необходимы ранняя кристаллизация первых и внедрение расплавов вторых с захватом затвердевших пород. (2) Своеобразные ритмы в строении плутонов (Терентьев, Савко, 2016), которые обеспечиваются поступлением новых порций магмы, что вряд ли возможно путем подъема сквозь мощную орогенную кору новых порций из мантийного источника. (3) Матрикс порфиритов обогащен кремнеземом по сравнению с финальными дериватами дифференцированной серии вмещающих плутонов (рис. 4). (4) Кроме того, в работе представлены геохимические доказательства унаследованности фенокристаллов порфиритов от кумулатов/дифференциатов вмещающих плутонов. Темная слюда (биотит, флогопит) в кумулатах, дифференциатах и порфиритах и кальциевые амфиболы в породах ЕК подтверждают присутствие H_2O в родоначальных и эволюционировавших расплавах. Обилие или почти полное отсутствие магматического амфибола как в кумулатах, так и дифференцированной серии в разных частях плутонов ЕК свидетельствует о неоднородном содержании H_2O в магматической системе.

Внедрение дайкового расплава отражает завершение эволюции промежуточного очага. Дайковый расплав с максимальным содержанием кремнезема, но с унаследованными высокой магнезиальностью и пересыщенностью серой внедрялся в еще неостывшие плутоны ЕК. В процессе подъема и внедрения высокотемпе-

ратурный расплав сохранял способность к растворению и, возможно, перекристаллизации захваченных высокомагнезиальных пироксенов и лабрадора.

Благодарности

Автор благодарен анонимному рецензенту и редакции за замечания по первоначальному варианту рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочаров В.Л., Фролов С.М., Чернышов Н.М. (1986) Строение и состав Еланьского никеленосного плутона в краевой части Воронежского кристаллического массива: Статья I Геология и петрография. *Изв. вузов. Геология и разведка* (4), 10–19.
- Бочаров В.Л., Плаксенко А.Н., Фролов С.М., Касатов А.С. (1987) О первично-коматиитовом источнике никелевых сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского кристаллического массива. *Геохимия* (3), 430–437.
- Гриненко Л.Н., Чернышов Н.М. (1988) Особенности формирования сульфидной никелевой минерализации в норит-диоритовых интрузивах Воронежского кристаллического массива. *Геохимия* (10), 1421–1428.
- Переславцев А.В. (1993) Петрология норит-диоритовых интрузий докембрия Воронежского кристаллического массива в связи с проблемой их никеленосности. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: Воронежский государственный университет, 197 с.
- Прусевич А.А. (1991) Кинетика диффузионного растворения кристаллов в силикатных расплавах: Математические решения одномерных уравнений для псевдобинарных систем. Новосибирск, 52 с.
- Савко К.А., Герасимов Ю.В. (2002) Петрология и геохимия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ, 131 с.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базилов Н.С. (2011) Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса. *Вестник ВГУ. Серия Геология* (1), 70–94.
- Терентьев Р.А. и Савко К.А. (2016) Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро–гранитные серии в палеопротерозое восточной Сарматии: геохимия и условия формирования. *Геология и геофизика* 57 (6), 1155–1183.
- Чернышова М.Н. (1997) О генетической природе жильных норит-порфиритов еланского никеленосного комплекса ВКМ. *Вестник ВГУ. Серия Геология* (3), 65–76.
- Чернышова М.Н. (2002). Дайки сульфидных и платиноидно-медно-никелевых месторождений еланского типа и их соотношение с оруденением. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 182 с.

- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. (2007) Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое. *Геотектоника* (1), 43–70.
- Baer G., Heimann A. (Eds.) (1995) Physics and chemistry of dykes. Proceeding of the 3th International Dyke Conference. Balkema, Rotterdam, 339 pp.
- Barbarin B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155–177.
- Bateman R. (1995) The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth-Sci. Rev.* **39** (1–2), 91–106.
- Bogdanova S.V. (1993) Segments of the East European. In *EUROPROBE* (Eds. Gee D.G. and Beckholmen M.). Jablonna: Polish Academy of Sciences, Publications of the Institute of Geophysics A-20, 33–38.
- Brey G.P., Kohler T. (1991) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31**, 1353–1378.
- Cashman K. (1992) Groundmass crystallization of Mount St Helens dacite, 1980–1986, a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 431–449.
- Charlier B., Duchesne J.-C., Vander Auwera J., Storme J.-Y., Maquil R., Longhi J. (2010) Polybaric fractional crystallization of high-alumina basalt parental magmas in the Egersund-Ogna massif-type anorthosite (Rogaland, SW Norway) constrained by plagioclase and high-alumina orthopyroxene megacrysts. *J. Petrol.* **51**, 2515–2546.
- Chistyakova S., Latypov R. (2012) Magma differentiation and crystallization in basaltic conduits by two competing petrogenetic processes. *Lithos* **148**, 142–161.
- Collins W.J., Richards S.R., Healy B.E., Ellison P.I. (2000) Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridization in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers. *Trans R Soc Edinb Earth Sci* **91**, 27–45.
- De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.* **270**, 196–215.
- Edwards B.R., Russell J.K. (1996) A review and analysis of silicate mineral dissolution experiments in natural silicate melts. *Chem. Geol.* **130**, 233–245.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Meffre S., Woodhead J.D., Bloomer S.H. (2008) Boninites and Adakites from the Northern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite Petrogenesis. *J. Petrol.* **49**, 697–715.
- Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. (1983) Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J. Petrol.* **24**, 256–265.
- Ganguly J., Tazzoli V. (1994) Fe²⁺–Mg interdiffusion in orthopyroxene: retrieval from the data on intracrystalline exchange reaction. *Am. Mineral.* **79**, 930–937.
- Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass-transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquidus–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* **119**, 197–212.
- Harrison T.M., Watson E.B. (1984) The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. Cosmochim. Acta* **48**, 1467–1477.
- Henry D.J., Medaris L.G. (1980) Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon. *Am. J. Sci.* **280-A**, 211–231.
- Halls H.C., Fahrig W.F. (Eds.) (1987) Mafic dyke swarm. Proceeding of the 1st International Dyke Conference: Geological Association of Canada Special Paper, 34, 503 pp.
- Iezzi G., Mollo S., Torresi G., Ventura G., Cavallo A., Scarlato P. (2011) Experimental solidification of an andesitic melt by cooling. *Chem. Geol.* **283**, 261–273.
- Janoušek V., Braithwaite C.J.R., Bowes D.R., Gerdes A. (2004) Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* **78**, 67–99.
- Klügel A. (2001) Prolonged reactions between harzburgite xenoliths and silica-undersaturated melt: implications for dissolution and Fe-Mg interdiffusion rates of orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* **141**, 1–14.
- Lange R.A., Frey H.M., Hector J. (2009) A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *Am. Mineral.* **94**, 494–506.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V., Simakin S.G. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals. *Geochem. Int.* **40** (3), 219–232.
- Prigogine I. (1967) Introduction to thermodynamics of irreversible processes. Wiley, New York, N.Y., 3rd ed., 147 pp.
- Pupier E., Duchene S., Toplis M.J. (2008) Experimental quantification of plagioclase crystal size distribution during cooling of a basaltic liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* **155**, 555–570.
- Putirka K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* **69**, 61–120.
- Schultz R.A., Mège D., Diot H. (2008) Emplacement conditions of igneous dikes in Ethiopian Traps. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **178**, 683–692.
- Sugawara T. (2000) Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *J. Geophys. Res.* **105** (B4), 8457–8472.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **42**, 313–345.
- Tatsumi Y. (2006) High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwestern Japan: analogy to Archean mag-

matism and continental crust formation? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **34**, 467–499.

Taylor R.N., Nesbitt R.W., Vidal P., Harmon R.S., Auvray B., Croudace I.W. (1994) Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *J. Petrol.* **35**, 577–617.

Terentiev R.A., Santosh M. (2016) Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vrontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics. *Int. Geol. Rev.* **58**, 1108–1126.

Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. (2016) U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic im-

plications on Columbia supercontinent. *Precam. Res.* **273**, 165–184.

Tomiya A., Takahashi E. (2005) Evolution of the magma chamber beneath Usu Volcano since 1663: a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. *J. Petrol.* **46** (12), 2395–2426.

Viccaro M., Giacomoni P.P., Ferlito C., Cristofolini R. (2010) Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos* **116**, 77–91.

Zimmer M.M., Plank T., Hauri E.H., Yogodzinski G.M., Stelling P., Larsen J., Singer B., Jicha B., Mandeville C., Nye C.J. (2010) The role of water in generating the calc-alkaline trend: new volatile data for Aleutian magmas and a new Tholeiitic index. *J. Petrol.* **51**, 2411–2444.

PETROGENESIS OF THE SYNPLUTONIC HIGH-MAGNESIAN PORPHYRITIC DYKES FROM THE MAFIC-GRANITOID PLUTONS OF THE EAST-EUROPEAN CRATON, VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

© 2019 R. A. Terentiev

Voronezh State University, 1, University square, 394063 Voronezh, Russia
e-mail: terentiev@geol.vsu.ru

Received: 30.11.2017

Received version received: 30.03.2018

Accepted: 02.04.201

This paper documents the data on high-Mg porphyrite dykes (PDs) from the mafic to felsic (~2.09 Ma) plutons of Elan complex (EC). The low-thickness (first centimeters) synplutonic dykes are characterized by sharp straight contacts without visible chilling zones, in contrast to the larger (up to 119 m) dykes that have gradual transitions. The dykes are fresh, porphyritic (bronzite, Al-enstatite, labradorite) and has fine-grained mainly quartzo-feldspathic (+biotite, sulfides, accessories, \pm hypersthene) matrix. Based on geochemistry data the PDs are intermediate rocks ($\text{SiO}_2 = 58.9\text{--}60.3$ wt. %) and plot into calc-alkaline series with high magnesian of whole rock ($\text{Mg\#} \sim 0.7$) and felsic ($68.9\text{--}70.2$ wt. %) matrix ($\text{Mg\#} \sim 0.5$). The PDs show differentiated rare-earth element patterns with negligible Eu anomalies. The bronzite phenocrysts varying sizes are characterized by block zoning and contain irregular inclusions of olivine ($\text{Mg\#} \sim 0.85$), clinopyroxene ($\text{Mg\#} \sim 0.88$), phlogopite (Mg\# up to 0.94), labradorite, chrome spinel, graphite and sulfides. The Al-enstatite phenocrysts are practically sterile with respect to trace elements and mineral inclusions. The geochemical features as well as diffusion zones, reaction rims, and resorbed faces of the phenocrysts such as orthopyroxene and plagioclase indicate processes of recrystallization and/or partial dissolution of nonequilibrium crystals in the melt and indicate intratelluric nature of the dyke phenocrysts that cores are inherited from the EC derivatives/cumulate. The mineral thermometry estimates are: (1) the parent magma starting temperatures of $1200\text{--}1400^\circ\text{C}$ and (2) the EC crystallization temperatures $1080\text{--}1155^\circ\text{C}$, (3) the PD emplacement temperatures $910\text{--}1070^\circ\text{C}$. The petrogenetic model supposes the generation of EC high-temperature magmas similar to boninites from an upper metasomatized mantle. The melt is contaminated with continental crust lithologies. It implies the half-way evolved magma chamber in the crust. The PD melt, as a result of ending of the half-way magma chamber evolution, was emplaced into the still unheated EC plutons.

Keywords: Palaeoproterozoic, plagioclase-orthopyroxene porphyrite, high-Mg granitoid, geochemistry, mineralogy, bronzite, Al-enstatite.

(For citation: Terentiev R.A. Petrogenesis of the Synplutonic High-Magnesian Porphyritic Dykes from the Mafic-Granitoid Plutons of the East-European Craton, Voronezh Crystalline Massif. *Geokhimiya*. 2019;64(4):356–371. DOI: 10.31857/S0016-7525644356-371)