

ДАЙКИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ НОРИТОВ И ДИОРИТОВ В ЕЛАНЬ-КОЛЕНОВСКОМ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОМ ПЛУТОНЕ ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Р. А. Терентьев, К. А. Савко, Н. С. Базиков, С. М. Пилюгин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 02 марта 2015 г.

Аннотация: в статье рассмотрено новое проявление высокоглиноземистых мафитовых пород (кордиеритовые нориты и диориты, кордиеритсодержащие кварцевые диориты) среди мафит-ультрамафитов Елань-Коленовского плутона. Высокоглиноземистые нориты и диориты залегают как секущие тела мощностью до 87 м, содержат ксенолиты вмещающих пород воронцовской серии, прорываемых мафит-ультрамафитов Елань-Коленовского массива и мафит-гранитоидных пород еланского комплекса. Они состоят из кордиерита ($X_{MG} = 0,67-0,84$), гиперстена ($X_{MG} = 0,45-0,69$), плагиоклаза ($AN_{35}-AN_{72}$), биотита ($X_{MG} = 0,56-0,71$) и переменных количеств кварца, пирротина и ильменита. По химическому составу кордиеритовые нориты и диориты – высокоглиноземистые ($Al_2O_3 \geq 17,5$ мас.%), низкокальциевые ($K_2O \leq 1,5\%$), умеренномагнезиальные (MGO от 4,7 до 9,3%) основные и средние породы, для которых характерны обогащение легкими РЗЭ, слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, положительные аномалии EU относительно хондрита; отрицательные аномалии TH, NB, Ti относительно примитивной мантии.

Полевые, петрографические данные, составы минералов и пород свидетельствуют об магматической кристаллизации кордиеритсодержащих мафитов. Они кристаллизовались на умеренной глубине (около 1–5 кбар) при температурах около 1000°C и минимальном содержании флюида в расплаве. Предполагается, что кордиеритовые нориты и диориты могли образоваться при дифференциации перглиноземистых магм из дегидратированного мантийного источника. Существенные отличия по минеральному и химическому составу от пород еланского никеленосного комплекса ВКМ, а также полевые взаимоотношения с ультрамафит-мафитами мамонского комплекса, свидетельствуют что кордиеритовые нориты и диориты являются молодыми относительно других пород Елань-Коленовского плутона.

Ключевые слова: палеопротерозой, Воронежский кристаллический массив, высокоглиноземистые нориты и диориты, геохимия, петрология, магматический кордиерит.

THE HIGH ALUMINA NORITES AND DIORITES DIKES IN ELAN-KOLENO ULTRAMAFIC-MAFIC PLUTON, THE EAST OF VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF: MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS

ABSTRACT: HIGH ALUMINA NORITES AND DIORITES WERE DISCOVERED AMONG MAFIC-ULTRAMAFIC ROCKS IN ELAN-KOLENO PLUTON. THESE ROCKS ARE DIKES UP TO 87 METERS THICKNESS. THEY BREAK THROUGH MAFIC-ULTRAMAFIC ROCKS AND CONTAIN XENOLITHS OF METASEDIMENTARY ROCKS OF VORONTSOVKA SERIES. THESE METASEDIMENTARY ROCKS ARE BROKEN THROUGH BY MAFIC-ULTRAMAFIC OF ELAN-KOLENO MASSIF AND OTHER MAFIC-GRANITOIDE ROCKS. HIGH ALUMINA ROCKS CONSIST OF CORDIERITE ($X_{MG} = 0,67-0,84$), HYPERSTENE ($X_{MG} = 0,45-0,69$), PLAGIOCLASE ($AN_{35}-AN_{72}$), BIOTITE ($X_{MG} = 0,56-0,71$) AND MINOR QUARTZ, PYRRHOTITE AND ILMENITE. CORDIERITIC NORITES AND DIORITES ARE BASIC TO INTERMEDIATE ROCKS (RICH IN Al_2O_3), POOR IN K_2O ($\leq 1,5$ WT.%), AND MODERATE IN MGO (4,7–9,3 WT.%). THEY ARE ENRICHED IN LREE WITH WEAKLY FRACTIONATED HREE PATTERNS, POSITIVE EU ANOMALIES ($Eu/Eu^* = 4.93$), AND NEGATIVE TH, NB, TI ANOMALIES.

FIELDS AND PETROGRAPHIC DATA, ROCK AND MINERAL COMPOSITIONS INDICATE MAGMATIC CRYSTALLIZATION OF CORDIERITIC NORITE AND DIORITE. THEY CRYSTALLIZED AT A LOWER TO MODERATE PRESSURE (1-5 KBAR), THE TEMPERATURES AROUND 1000 °C, AND THE MINIMUM WATER CONTENT IN THE MELT. WE ASSUME THAT THESE ROCKS MAY BE FORMED FROM DEHYDRATED MANTLE SOURCE IN THE DIFFERENTIATION OF HIGHLY ALUMINOUS MAGMAS.

KEYWORDS: SALEOPROTEROZOIC, VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF, HIGH-AL NORITE AND DIORITE, GEOCHEMISTRY, PETROLOGY, MAGMATIC CORDIERITE.

Введение

Воронцовский терреин является частью палеопротерозойского Волго-Донского складчатого пояса, который разделяет архейские ядра Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона [1]. Он сложен палеопротерозойскими метатерригенными породами воронцовской серии и прорывающими их разнообразными интрузиями основного, среднего и кислого состава. В ряде мафитовых и ультрамафитовых массивов установлены рудопроявления и месторождения сульфидных медно-никелевых или существенно никелевых руд [2, 3]. Рудоносные массивы представляют собой два контрастных типа – (1) расслоенные глубинно-дифференцированные от ультрамафитов до кварцевых диоритов плутоны [4, 5] и (2) субвулканические двухфазные тела биотит-ортопироксеновых пород от норитов до мелагранодиоритов и роговообманково-биотитовых кварцевых диорит-тоналит-гранодиоритов [6 и неопубликованные данные авторов]. Пространственно-временные соотношения рудоносных комплексов (мамонский и еланский в местной схеме стратиграфии и магматизма докембрия) до сих пор достоверно не установлены. Традиционно, вслед за В.Л. Бочаровым с соавторами [7], считается что субвулканические тела еланского комплекса прорывают дифференцированные массивы мамонского комплекса. Такое утверждение основано на обнаружении в породах «норитовой» ассоциации еланского комплекса ксенолитов мелагаброноритов и плагиоперидотитов по минеральному составу и структурным особенностям очень близких к серии пород Елань-Коленовского массива мамонского комплекса [7]. Однако, без детальных изотопно-геохимических исследований этих ксенолитов и пород Елань-Коленовского массива взаимоотношения пород еланского и мамонского комплекса нельзя считать доказанными, на что обращалось внимание ранее [8, с. 19]. Специализированные исследования хромшпинелидов из ультрамафитовых ксенолитов в породах еланского комплекса [9, 10], показали, что ультрамафиты были захвачены на больших глубинах (на границе кора-мантия). К такому же заключению привели геохимические и изотопно-геохронологические исследования ультрамафит-мафитовых ксенолитов из Новомеловатского диорит-тоналит-гранодиоритового массива [11].

Такие противоречия побудили нас повторно обратиться к изучению керна скважин, который послужил основой для выявления взаимоотношений пород мамонского и еланского комплексов [8]. Выяснилось, что в половине случаев (скважины 7916, 7904 и 7909, рис. 1) меланократовые породы ранней фазы еланского комплекса включают исключительно ксенолиты вмещающих метаосадочных пород воронцовской серии, иногда преобразованные в гранулиты [12]. В разрезе скважины 8106 тело норитов можно интерпретировать или как дайку, или как крупный ксенолит норитов в габброноритах мамонского комплекса. Скважина 8109 вскрывает высокоглиноземистые породы кварц-биотит-ортопироксен-кордиерит-плагиоклазо-

вого состава, резко отличающиеся от мафит-гранитоидных серий еланского комплекса. Именно кордиеритсодержащие породы вмещают ксенолиты ультрамафит-мафитовых пород, которые близки к породам дифференцированных серий Елань-Коленовского плутона [8].

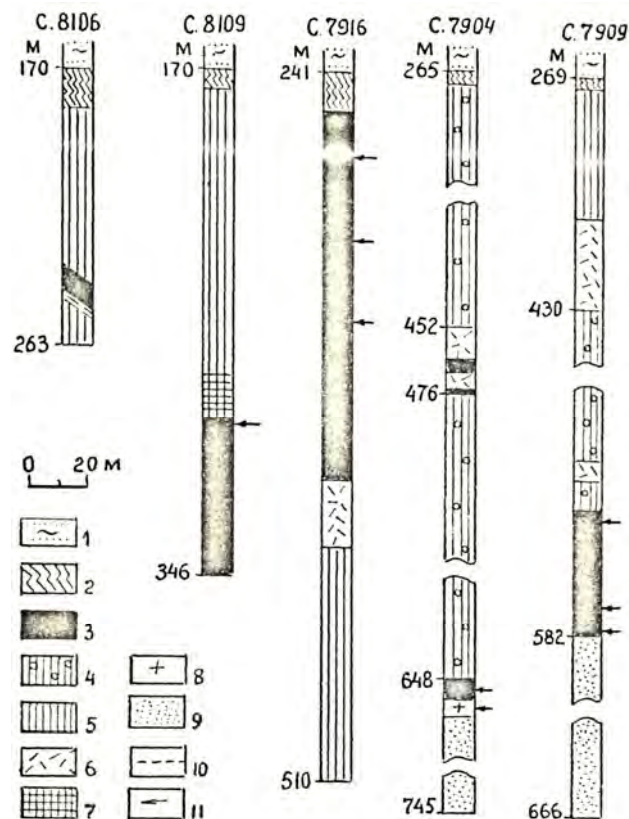


Рис. 1. Обобщенные колонки скважин в краевых частях Елань-Коленовского плутона по [8]: 1 – породы осадочного чехла, 2 – кора выветривания, 3 – нориты; габбронориты: 4 – оливинсодержащие и оливиновые, 5 – безоливиновые, 6 – тремолитизированные; 7 – ортопироксениты, 8 – диориты, 9 – метапесчаники; 10 – рассланцевание и милонитизация, 11 – нахождение ксенолитов.

Кордиеритсодержащие глиноземистые граниты S-типа встречаются довольно часто и характеризуются ограниченной устойчивостью в них кордиерита ($T = 700-780^{\circ}\text{C}$, $P < 7$ кбар) [13–17]. В отличие от них, кордиеритовые нориты и диориты являются очень редкими породами, впервые описанными А.Н. Уинчеллом [18]. Гипотезы о происхождении магматических кордиеритовых норитов и связанных с ними пород сводятся к следующему: (1) ассимиляция габброидной магмой глиноземистых вмещающих пород [19, 20], (2) частичное плавление вмещающих пород [21, 22].

Целью настоящей статьи является определение условий кристаллизации и источника магм даек высокоглиноземистых кордиеритсодержащих норитов и диоритов на основе интерпретации результатов детального изучения их минералогии и геохимических особенностей, а также выявление их взаимоотношений с мафитами Елань-Коленовского массива.

Геологическая обстановка

Восточная часть ВКМ – Воронцовский террейн сложен палеопротерозойскими метасадками воронцовской серии [23, 24] с площадью распространения более 100000 км² при ширине около 300 км и длине более 600 км. С запада Воронцовский террейн ограничен Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, сложенного палеопротерозойскими метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами [25, 26], с юга – Варваринским выступом архейского (?) фундамента, сложенного гнейсами. На востоке Воронцовский террейн граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуралии [27].

Период развития востока ВКМ 2050–2100 млн лет ознаменовался внедрением огромного объема магматических масс разнообразного состава: ультраосновных (перидотиты, пироксениты), основных, средних (габбронориты, нориты, диориты) и кислых (гранодиориты, граниты). Базитовый магматизм представлен двумя главными ассоциациями пород: перидотит-габброноритовой и норит-диорит-гранодиоритовой, объединяемыми, соответственно в мамонский и еланский комплексы. Породы мамонского комплекса,

встречаются во всем Воронцовском террейне, образуя крупные габброноритовые плутоны площадью до 116 км² (Вязовский, Елань-Коленовский, Ширяевский и др.) и небольшие пироксенит-перидотитовые интрузии. Мафит-гранитоидный магматизм проявлен локально, только в центральной части структуры и представлен небольшими интрузиями размером до 20 км² (Троицкий, Еланский, Елkinский и др. массивы).

Елань-Коленовский плутон, в северо-западной части которого установлены дайки высокоглиноземистых норитов и диоритов (Апрельское тело, рис. 2), расположен в поле метатерригенных пород воронцовской серии. Это самый крупный массив мамонского комплекса, площадью около 116 км², который сложен расслоенными ультрамафит-мафитовыми породами от плагиодунитов и плагиоперидотитов, через троктолиты, оливниновые и безоливниновые габбронориты и биотит-роговообманковые габбронориты [7] до габбродииоритов и монзонитов. Вдоль восточной границы плутона присутствуют штоки ортопироксенсодержащих высокомагнезиальных диоритов еланского комплекса. Один из штоков вмещает самое крупное в регионе Еланское сульфидное никелевое месторождение.

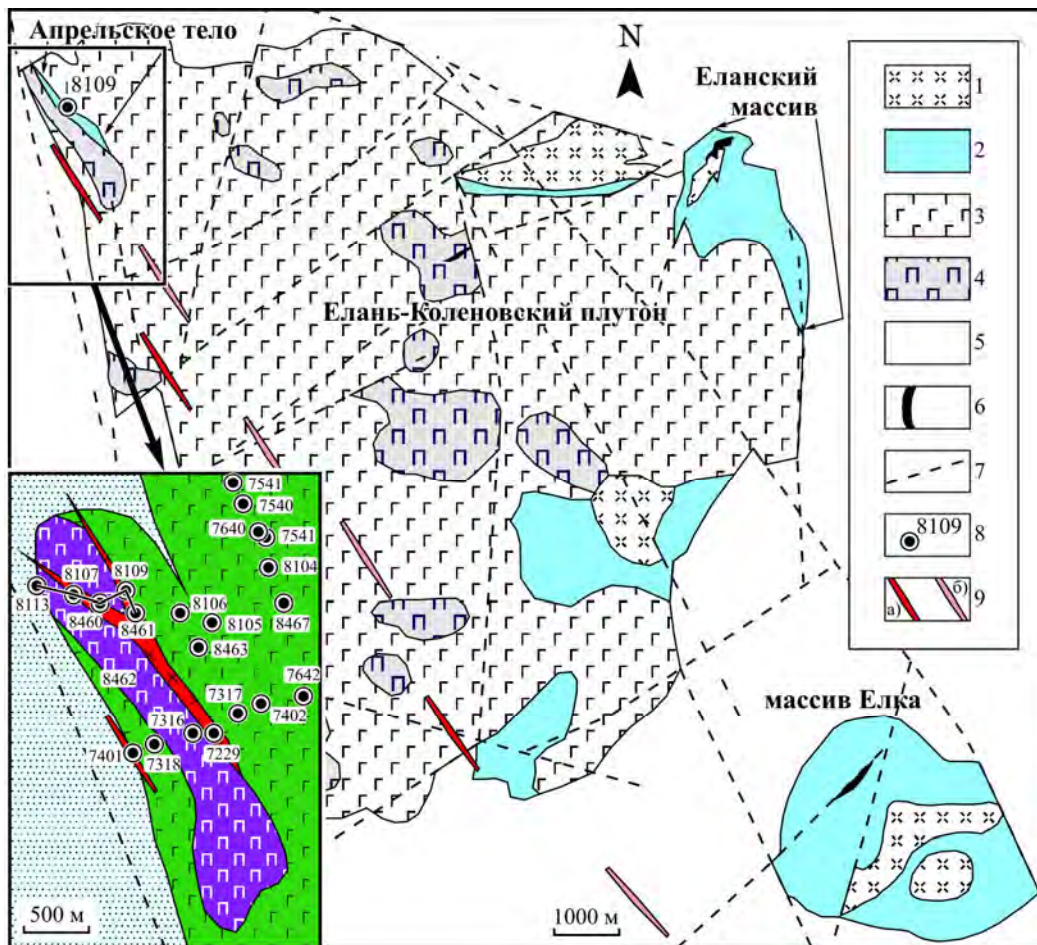


Рис. 2. Геологическая схема Елань-Коленовского плутона: 1 – тоналиты и гранодиориты, 2 – кварцевые меладииориты и меланоритидиориты, реже меланориты, меланоритидиориты и мелангранодиориты, 3 – габброиды, 4 – пироксениты, перидотиты, 5 – метатерригенные отложения воронцовской серии, 6 – зоны сульфидной минерализации, 7 – тектонические нарушения, 8 – положение и номер скважин, 9 – предполагаемые по ретроспективным данным (а) и прогнозируемые (б) рои даек кордидеритовых норитов и диоритов. Условные обозначения для карты-врезки смотри на рис. 3.

Материал и методы исследования

Местоположение скважин, керн которых использован для петрографических, геохимических исследований, показано на рис. 2. Осуществлено петрографическое описание около 100 шлифов, геохимическим исследованиям подвергнуты 24 образца по кордиеритсодержащим породам, вмещающим их мафит-ультрамафитам Елань-Коленовского плутона, отнесенным к мамонскому комплексу и ксенолитам изверженных пород. Петрографические исследования осуществлены на оптическом микроскопе OLYMPUS BX51-P.

Анализы химического состава представительных проб производили комплексом методов в Отделе научно-производственных аналитических работ (ОН-ПАР) ИМГРЭ, г. Москва. Концентрации петрогенных оксидов (в мас. %) определялись классическими методами: SiO₂, TiO₂, P₂O₅, (весовой), MnO (атомно-абсорбционный), Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO (комплексометрический), Na₂O, K₂O (фотометрический), FeO, CO₂ (титриметрический бихроматный), H₂O⁻, H₂O⁺ (гравиметрический). Концентрации (в мас. %) F, Cl, S определялись рентгено-флуоресцентным методом на приборе Axios Advanced. Точность анализа составляла 1–3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 10 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %. Аналитики: Б.И. Волков, Г.Г. Лебедева, Е.П. Шевченко.

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИМГРЭ и АСИЦ ИПТМ РАН. 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, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Локальные анализы минералов (574 шт.) выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (Воронежский государственный университет). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 90 с, 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.

Результаты исследования

Полевые взаимоотношения и петрография

Высокоглиноземистые нориты и диориты представляет собой рой даек или единую интрузию раз-

ветвленную на серию сателитов. Видимая мощность даек кордиеритсодержащих пород по пересечениям скважин составляет от нескольких десятков сантиметров до 87 метров (рис. 3). Их тела характеризуются отчетливыми и ровными контактами с вмещающими породами, наиболее мощные тела приурочены к контактовой зоне между габброидами и ультрамафитами Елань-Коленовского массива. Маломощные тела секут внутренние зоны ультрамафитовых или мафитовых средне-крупнозернистых пород. Вмещающие ультрамафит-мафиты вблизи контактов с кордиеритсодержащими норитами сильно изменены (брекчированы, темноцветные минералы замещены амфиболом и/или хлоритом, плагиоклазы сосюритизированы, гранулированы), степень вторичных изменений уменьшается по мере удаления от контактов. Падение контактов кордиеритсодержащих пород, которые удалось наблюдать авторам, крутое и составляет от 7 до 35° относительно вертикальной оси керна. Высокоглиноземистые нориты и диориты вблизи контактов даек часто содержат ксенолиты ультрамафит-мафитов размером от 1×1,5 до 7×10 см, как правило, изометричной формы.

Другая группа более многочисленных ксенолитов представлена метатерригенными породами воронцовской серии, которые зачастую сохраняют директивные текстуры. Форма таких ксенолитов часто вытянутая или неправильная, а контакты с вмещающими породами как четкие, так и «размытые». В местах скопления ксенолитов метаосадочных пород, на контакте с ними может наблюдаться концентрическая зональность, связанная с перекристаллизацией краевых частей ксенолитов (рис. 4). Такие ксенолиты, в отличие от ксенолитов мафитов и ультрамафитов, встречаются как в краевых частях, так и во внутренних частях даек.

Слагающие дайки породы имеют состав от норитов до кварцевых диоритов (табл. 1) и равномерно-зернистую от тонко- до мелкозернистой (0,03–0,20 мм) структуру и массивную текстуру, которые нарушаются только на участках скопления ксенолитов метаосадочных пород. Под микроскопом кордиеритсодержащие породы характеризуются различными структурами: от мозаичной (роговиковой) вблизи контактов с вмещающими породами и ксенолитами метаосадочных пород до гипидиоморфнозернистой с фрагментами пойкилитовой и порфиридной в центральной части даек (рис. 5в). Порфиридный облик породам чаще всего придают относительно крупные (0,3–0,6 мм) кристаллы плагиоклаза и реже ортопироксена (0,2–0,3 мм) на фоне тонкозернистой (0,03–0,05 мм) основной массы. Переходы между норитами и диоритами постепенные, все разновидности имеют свежий облик и состоят из кордиерита, плагиоклаза, ортопироксена, биотита, кварца, вторичного амфибола. Индекс М (модальный % объема мафических минералов) варьирует между 30 и 45 % в норитах, диоритах и кварцевых диоритах и возрастает до 50 % в самых меланократовых разновидностях. Ассоциация первичных акцессорных минералов включает циркон, апатит, монацит, пирротин, ильменит и рутил. В диоритах Fe-Ti оксиды редки или отсутствуют, в норитах – их количество не превышает 1–1,5 %.

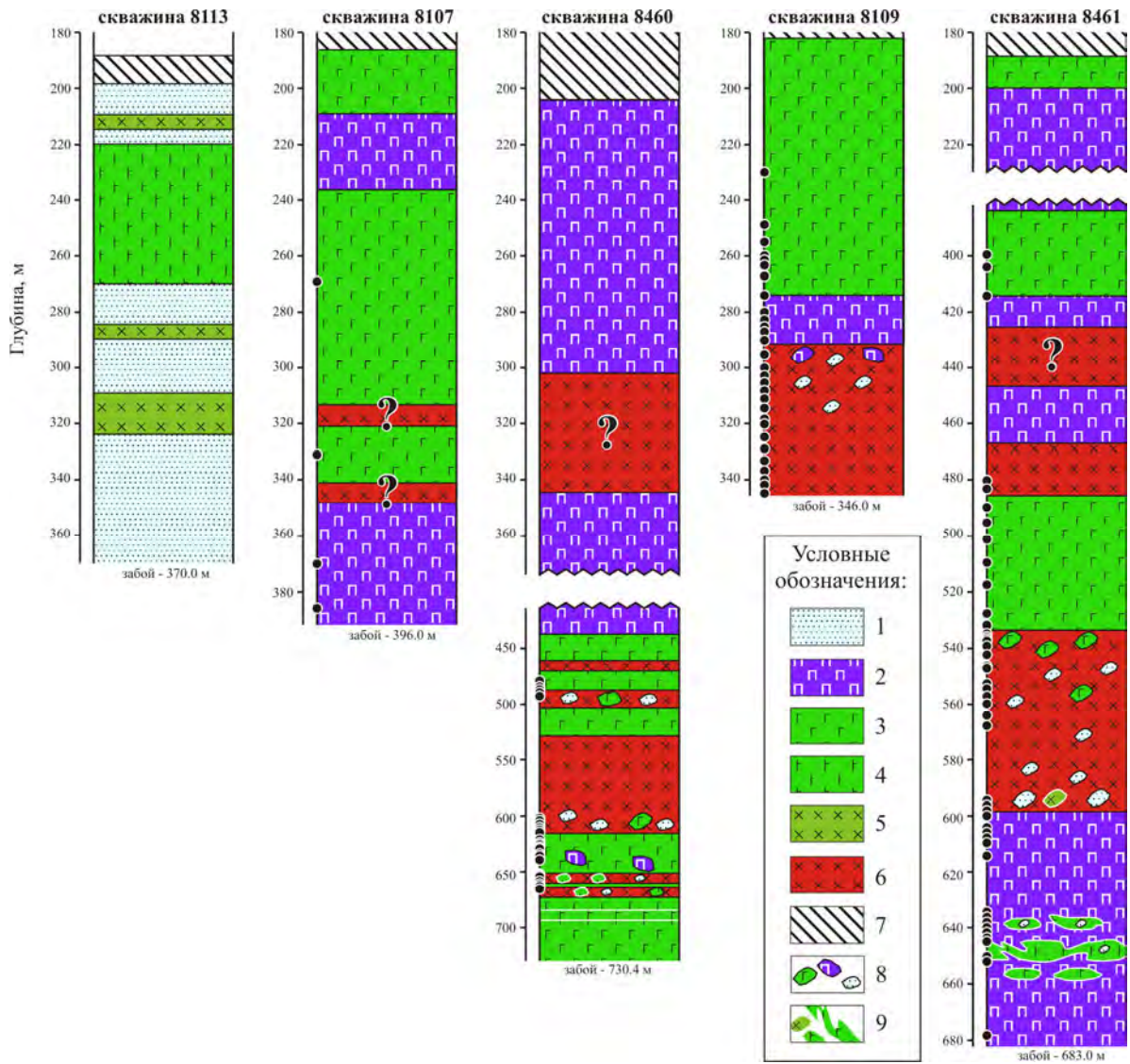


Рис. 3. Петрографические колонки по скважинам, вскрывшим Апрельское тело кордиеритовых норитов и диоритов: 1 – метасаммиты, сланцы воронцовской серии; мамонский комплекс: 2 – плагиоперидотиты и плагиопироксениты и 3 – габброиды средне-крупнозернистые; еланский комплекс: 4 – кварцевые меладiorиты, меланориты и меладiorиты; 5 – тоналиты и гранодиориты; 6 – кордиеритовые нориты и диориты Апрельского тела; 7 – кора выветривания; 8 – ксенолиты пород, указанных в пунктах 1–3; 9 – ксенолиты пород еланского комплекса.

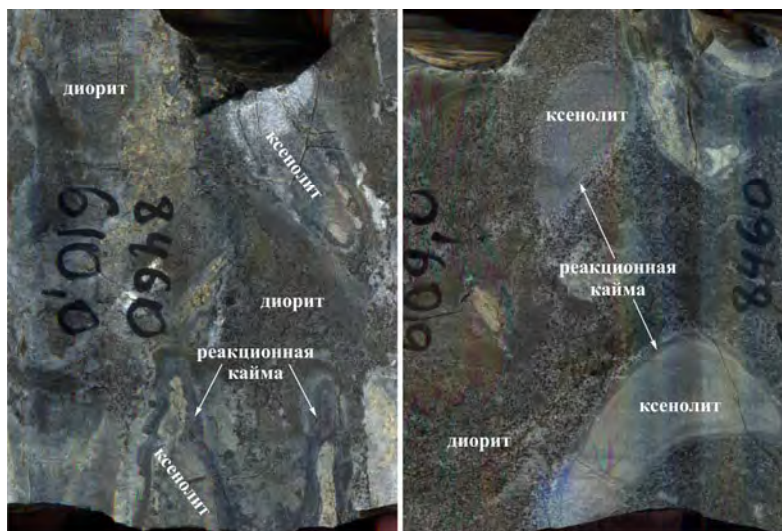


Рис. 4. Фотографии цилиндрической поверхности керна (360°) из скважины 8460, глубины 609,0 и 610,0 м: демонстрируются ксенолиты метаосадных пород в кордиеритсодержащих диоритах.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав (об.%) образцов из Апрельского тела

№ скв.	Гл., м	Наименование (размер зерна, мм)	Pl	An	Opх	Crd	Bt	Qtz	Рудные+ акцес- сории
8461	483,0	Биотит-кордиеритовый норит	59,5±5,1	46–57	20,6±3,6	8,9±0,5	8,1±1,4	0,4±0,1	2,5±0,6
8109	315,0	Биотит-кордиеритовый норит	41,5±3,2	43–55	35,0±3,6	11,9±2,2	5,7±1,0	1,1±0,3	4,8±1,1
8461	547,0	Биотит-кордиеритовый норит	47,2±5,7	46–55	26,7±2,0	12,6±2,3	5,8±1,2	1,4±0,3	6,3±0,9
8109	319,0	Кордиерит-биотитовый лейконорит-диорит	51,0±3,0	38–42	19,6±2,0	12,8±2,5	13,0±2,2	1,1±0,4	2,5±0,3
8461	595,5	Биотит-кордиеритовый лейконорит-диорит	58,1±1,1	41–47	27,0±0,9	6,0±1,0	5,4±0,5	1,3±0,2	2,2±0,2
8109	345,0	Кордиерит-биотит- ортопироксеновый кварцевый диорит	56,2±3,5	Н.д.	22,8±2,4	5,0±0,2	10,1±2,7	3,8±0,6	2,1±0,4
8109	334,0	Кордиерит-ортопироксен- биотитовый кварцевый диорит	51,9±3,8	Н.д.	15,2±1,6	5,9±1,7	19,0±1,7	6,5±0,9	1,6±0,2
8461	568,0	Кордиерит-ортопироксен- биотитовый кварцевый диорит	45,6±4,1	35–44	13,5±2,0	6,5±2,1	23,6±4,3	9,2±1,5	1,6±0,4
8460	609,0	Ортопироксен-биотитовый кордиеритсодержащий кварцевый диорит – тоналит	53,9±2,1	31–50	9,2±2,0	0,3±0,2	21,3±1,9	13,5±1,9	1,9±0,4

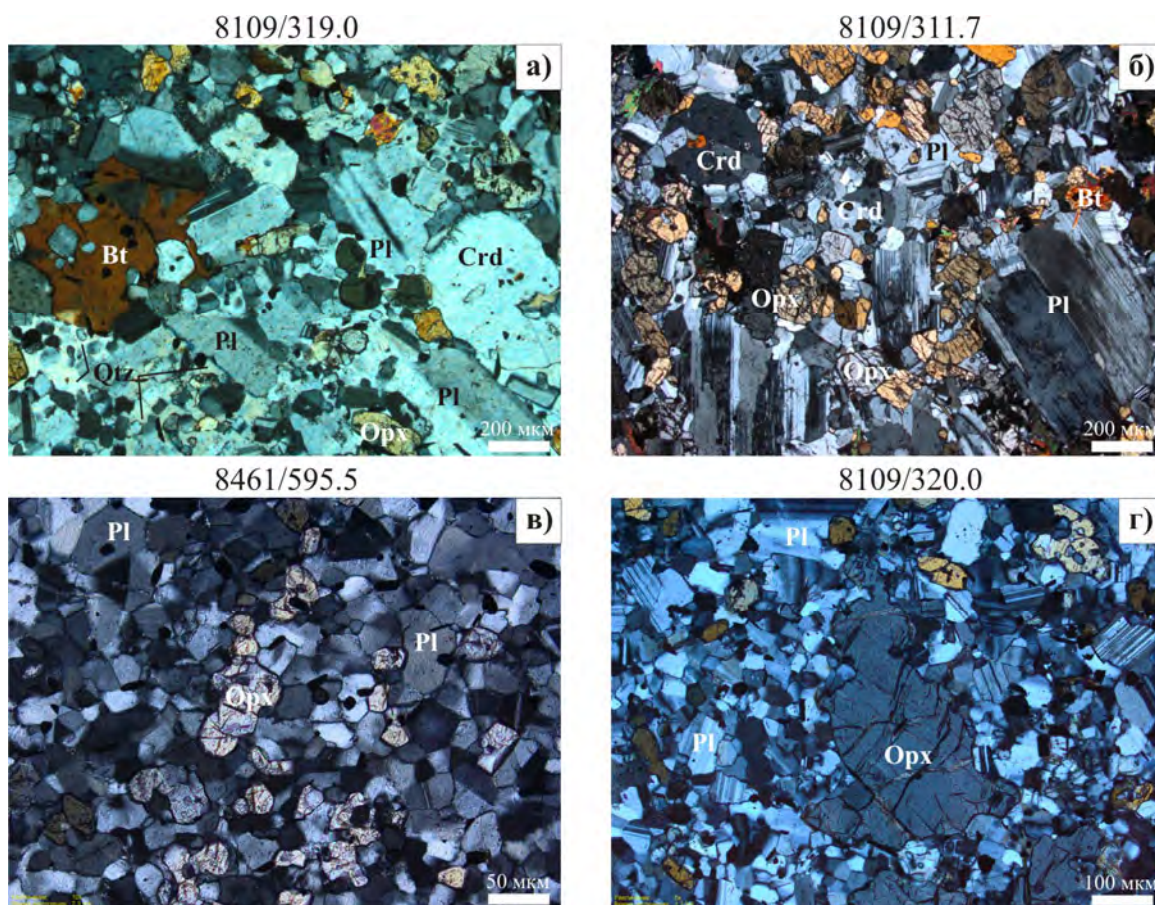


Рис. 5. Структуры кордиеритсодержащих пород: а – неравномернoзернистая, пойкилитовая, б – мелкозернистая, гипидиоморфнозернистая с элементами порфиридной (фенокристаллы – плагиоклаз), в – тонкозернистая, мозаичная, г – тонкозернистая, порфиридная (фенокристаллы – ортопироксен). Николи скрещены.

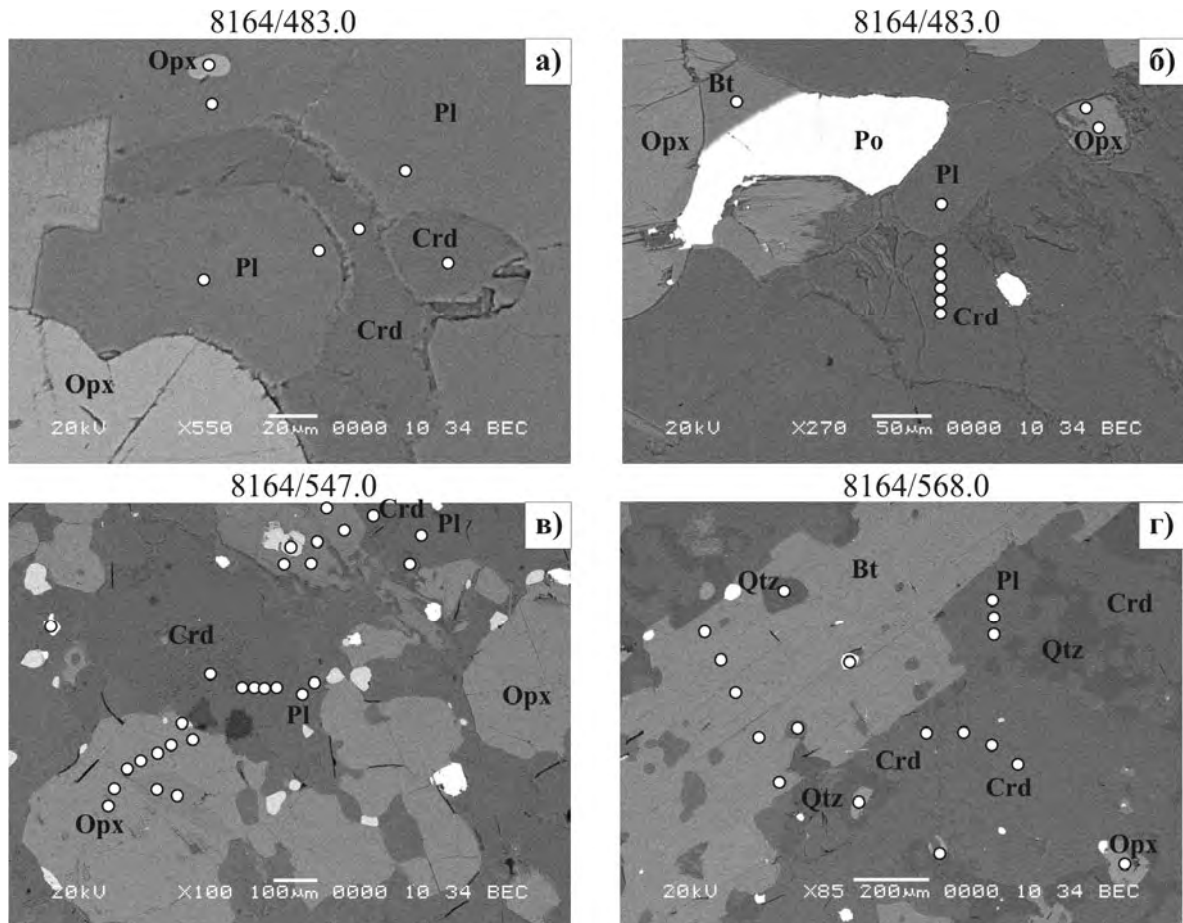


Рис. 6. Формы кристаллов кордиерита: а – изометричный и червеобразный, б – ксеноморфный, в – идиоморфный, г – идиоморфный (порфиоровидный) и ксеноморфный (в основной массе).

Содержание кордиерита в наиболее глиноземистых мафитовых породах достигает 13 %. Формы и размеры зерен кордиерита весьма разнообразны от мелких (0,02 мм) изометричных до относительно крупных (0,5 мм) ксеноморфных и идиоморфных кристаллов (рис. 6). Отличить кордиерит от плагиоклаза в шлифах сложно. Как правило, кордиерит отличается от других силикатов только за счет пиннитизации в затронутых изменениями или тектонизированных породах. Для него характерны микровключения плагиоклаза, биотита, ортопироксена. На изображениях в отраженных электронах можно наблюдать характерные червеобразные выделения кордиерита, которые напоминают интерстиции между другими идиоморфными породообразующими минералами (рис. 6а).

Количество ортопироксена широко варьирует от 10 % в кварцевых диоритах до 35 % в норитах. Для него характерны изометричные идиоморфные кристаллы или их сростки разного размера, – от 0,01 мм в основной массе тонкозернистых пород до фенокристаллов размером 0,3 мм (рис. 5г). В мелких зернах включения отсутствуют, а в наиболее крупных – отмечены плагиоклазы. В породах, затронутых вторичными процессами, ортопироксен замещается амфиболом.

Плагиоклаз – самый распространенный минерал, его количество в среднем составляет около 50 % объема пород. Для него характерны как ксеноморфные (рис. 5а) относительно пироксена и кордиерита зерна, так и зональные идиоморфные порфиоровые выделе-

ния (рис. 5б).

Биотит образует ксеноморфные чешуйки с ярко-коричневым плеохроизмом. Мелкие чешуйки характерны для самых меланократовых разновидностей – норитов, относительно крупные (порядка 0,2–0,45 мм) – для диоритов. В диоритах биотит всегда содержит многочисленные включения всех породообразующих силикатов.

Кварц – наиболее ксеноморфный минерал, слагает исключительно промежутки между другими минералами. В кварцевых диоритах наблюдаются пойкилитовые кристаллы одновременно погасающих зерен кварца с многочисленными включениями плагиоклазов (см. рис. 5а).

Составы минералов

Составы проанализированных минералов приведены в табл. 2–5. Некоторые аналитические точки показаны на рис. 6.

Кордиерит характеризуется значительными вариациями магнезиальности ($X_{Mg} = 0,67–0,84$). Концентрации Al_2O_3 (29,8–33,9 мас.%) выше относительно кордиеритов ($28 \leq Al_2O_3 \leq 29,5$ мас.%) из пегматитов, но схожи с содержаниями глинозема в кордиеритах из гранитоидов [13]. По сравнению кордиеритами из высокометаморфизованных гнейсов воронцовской серии [28] (кордиериты из норитов и диоритов обогащены Na_2O (до 1,13 мас.%), иногда отмечаются примеси K_2O , V_2O_5).

Таблица 2

Представительные микрозондовые анализы кордиеритов из даек норитов и диоритов

Породы	Нориты				Диориты и кварцевые диориты							
	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8461	8461	8461	8109	8109	8109
Скважина	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8461	8461	8461	8109	8109	8109
Глубина, м	483,0	483,0	547,0	295,3	319,0	319,0	568,0	595,5	595,5	311,7	311,7	311,7
SiO ₂	49,82	49,55	50,32	49,77	49,45	49,77	48,77	48,56	49,11	48,61	49,87	47,16
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,76	33,85	31,89	32,24	32,24	31,73	31,24	33,05	32,17	33,35	32,34	29,81
FeO	4,58	4,91	3,24	4,92	6,10	6,23	7,42	6,19	7,11	5,19	5,18	8,57
MnO	0,00	0,00	0,00	0,22	0,24	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,13	11,31	9,81	11,51	9,84	9,82	9,30	10,20	9,30	10,54	10,11	10,42
CaO	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	1,06	0,12	0,00	0,00	0,23	1,10
Na ₂ O	0,43	0,00	1,13	0,34	0,42	0,00	0,45	0,23	0,23	0,37	0,26	0,70
K ₂ O	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	Н.д.	Н.д.	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,72	99,80	96,53	99,00	98,30	97,92	98,51	98,45	97,92	98,34	97,98	98,03
Si	4,94	4,93	5,15	4,98	5,03	5,10	4,98	4,92	5,04	4,91	5,07	4,81
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al	3,95	3,97	3,84	3,80	3,86	3,83	3,76	3,95	3,89	3,97	3,88	3,58
Fe ^{IV}	0,38	0,41	0,28	0,41	0,52	0,53	0,63	0,52	0,61	0,44	0,44	0,73
Mn	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,65	1,68	1,49	1,72	1,49	1,50	1,42	1,54	1,42	1,59	1,53	1,58
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,00	0,02	0,12
Na	0,08	0,00	0,22	0,07	0,08	0,00	0,09	0,05	0,05	0,07	0,05	0,14
K	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
X(Mg)	0,81	0,80	0,84	0,80	0,73	0,73	0,69	0,75	0,70	0,78	0,78	0,68

Таблица 3

Представительные микрозондовые анализы ортопироксенов из даек норитов и диоритов

Породы	Нориты						Диориты и кварцевые диориты					
	8461	8461	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8109	8461	8461	
Скважина	8461	8461	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8109	8461	8461	
Глубина, м	483,0	483,0	547,0	547,0	595,5	595,5	311,7	295,3	319,0	319,0	568,0	
SiO ₂	51,14	49,60	51,33	51,67	50,50	48,86	48,94	51,22	50,38	50,70	51,47	
TiO ₂	0,00	0,27	0,32	0,29	0,19	0,23	3,01	0,39	0,29	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	3,53	3,67	2,59	3,03	2,44	4,39	2,01	2,91	2,54	2,21	2,17	
Cr ₂ O ₃	0,28	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,24	0,00	0,00	
FeO	23,71	24,14	23,22	22,79	26,70	30,83	25,26	22,80	28,56	28,10	27,04	
MnO	0,39	0,00	0,00	0,45	0,00	0,58	0,28	0,00	0,32	0,00	0,63	
MgO	21,05	21,41	21,89	21,17	19,60	14,53	20,32	22,25	17,35	17,69	19,19	
CaO	0,16	0,34	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,17	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,39	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,19	Н.д.	Н.д.	0,00	
Сумма	100,26	99,43	100,43	100,19	99,43	99,42	100,21	99,77	99,96	99,19	100,67	
Si	1,91	1,86	1,90	1,93	1,92	1,91	1,86	1,91	1,94	1,95	1,94	
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	
Al	0,16	0,16	0,11	0,13	0,11	0,20	0,09	0,13	0,12	0,10	0,10	
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe ^{IV}	0,02	0,10	0,08	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,02	
Fe ^{III}	0,72	0,66	0,63	0,70	0,82	1,01	0,79	0,69	0,92	0,86	0,84	
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	
Mg	1,17	1,20	1,21	1,18	1,11	0,85	1,15	1,24	0,99	1,01	1,08	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
Na	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	
X(Mg)	0,62	0,65	0,66	0,62	0,58	0,45	0,59	0,64	0,52	0,54	0,56	
En	61,11	60,86	62,32	62,37	56,70	45,68	58,93	63,52	51,71	52,90	55,68	
Fs	38,56	38,45	37,04	37,63	43,30	54,32	41,07	36,48	47,69	47,10	43,97	
Wo	0,33	0,70	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,00	0,35	

Таблица 4

Представительные микронзондовые анализы плагиоклазов из даек норитов и диоритов

Породы	Нориты						Диориты и кварцевые диориты					
	8461	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8109	8461	8461	8461	8461
Скважина	8461	8461	8461	8461	8109	8109	8109	8109	8461	8461	8461	8461
Глубина, м	483,0	483,0	547,0	547,0	295,3	295,3	319,0	319,0	568,0	568,0	595,5	595,5
Кристалл	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ	Ф	Ф	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ	ОМ
SiO ₂	51,04	53,89	55,65	52,53	49,64	53,51	58,05	57,38	55,90	58,57	54,06	56,37
TiO ₂	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	29,81	27,60	27,35	29,13	32,00	28,63	25,93	26,38	26,64	25,92	27,54	27,16
FeO	0,00	0,77	0,24	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00
MgO	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	13,04	10,33	10,22	12,46	15,08	12,03	8,23	8,79	9,89	7,72	10,18	9,09
Na ₂ O	5,38	6,72	6,60	5,59	3,24	5,65	7,32	7,06	6,97	7,83	6,39	7,13
K ₂ O	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23
Сумма	99,27	100,16	100,05	99,71	99,96	99,97	99,74	99,98	99,40	100,04	98,64	99,98
Ап	0,57	0,46	0,46	0,55	0,72	0,54	0,38	0,41	0,44	0,35	0,47	0,41
Аб	0,43	0,54	0,54	0,45	0,28	0,46	0,62	0,59	0,56	0,65	0,53	0,58
Ог	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Примечание: ОМ – основная масса, Ф – фенокристалл.

Таблица 5

Представительные микронзондовые анализы биотитов из даек норитов и диоритов

Породы	Нориты			Диориты		
	8461	8461	8109	8109	8461	8109
Скважина	8461	8461	8109	8109	8461	8109
Глубина, м	483,0	547,0	295,3	319,0	568,0	311,7
SiO ₂	37,54	37,53	37,71	37,37	37,52	36,32
TiO ₂	1,75	3,37	3,21	3,85	3,53	2,89
Al ₂ O ₃	15,72	16,17	16,64	16,81	16,17	16,14
FeO	13,44	13,52	12,27	16,72	16,36	15,95
MnO	0,00	0,30	0,00	0,26	0,00	0,00
MgO	16,48	15,28	16,86	12,36	13,51	14,54
CaO	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,51	0,37	0,37	0,56	0,00
K ₂ O	8,17	8,66	8,94	8,72	8,44	8,38
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,33	Н.д.	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,32	0,00	0,53	0,00	0,26	0,00
Сумма	93,60	95,33	96,86	96,46	96,35	94,22
Si	2,89	2,85	2,81	2,86	2,86	2,82
Ti	0,10	0,19	0,18	0,22	0,20	0,17
Al	1,43	1,45	1,46	1,52	1,45	1,47
al,4	1,11	1,15	1,19	1,14	1,14	1,18
al,6	0,32	0,29	0,28	0,38	0,32	0,29
Fe ^{III}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ^{II}	0,87	0,86	0,76	1,07	1,04	1,03
Mn	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Mg	1,89	1,73	1,87	1,41	1,54	1,68
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,07	0,05	0,05	0,08	0,00
X(Mg)	0,80	0,84	0,85	0,85	0,82	0,83

Составы ортопироксенов из кордиеритсодержащих пород контрастно отличаются от составов ортопироксенов из других магматических комплексов востока ВКМ (рис. 7а) повышенной глиноземистостью (Al₂O₃ = 1,87–4,39 мас. %) и железисто-

стью (X_{Fe} = 0,31–0,54). В норитах присутствуют магнезиальные гиперстены, а в диоритах – железистые гиперстены и феррогиперстены. Мелкие кристаллы ортопироксенов незональны, а в крупных отмечены некоторые вариации составов, выраженные увеличении железистости от центральных частей зерен к краевым от 0,34 до 0,41 в норитах и от 0,46–0,48 до 0,52–0,55 в диоритах и кварцевых диоритах.

Плагиоклаз. Составы плагиоклазов варьируют в относительно широком диапазоне от Ап₃₅ до Ап₇₂. В норитах преобладает лабрадор, а в диоритах – андезин. Наиболее основной состав плагиоклаза установлен в порфировидных кристаллах (см. табл. 4). В целом, для зерен плагиоклаза основной массы зональность не характерна. В фенокристаллах проявлена зональность, выраженная в уменьшении содержания анортитового компонента от центральных частей зерен к краевым. В одном из вкрапленников плагиоклаза его состав изменяется от Ап₇₂ в центральных частях до Ап₅₄ в краевых.

Биотит является поздней фазой относительно ортопироксена, кордиерита и плагиоклаза и имеет умеренную магнезиальность (X_{Mg} = 0,56–0,71) (рис. 7 б, в) и довольно высокую титанистость – содержания TiO₂ в большинстве проанализированных кристаллов превышают 3 мас. %. Наибольшая магнезиальность биотита отмечается в породах, где присутствует основной плагиоклаз, наименьшая – в породах с андезином. По сравнению с биотитами из мафитов еланского комплекса и Новомеловатского массива биотиты из кордиеритсодержащих пород обогащены глиноземом. Составы биотитов из мафитовых ксенолитов в дайках высокоглиноземистых норитов и диоритов близки к составам биотитов из мафитов еланского комплекса (см. рис. 7 б, в).

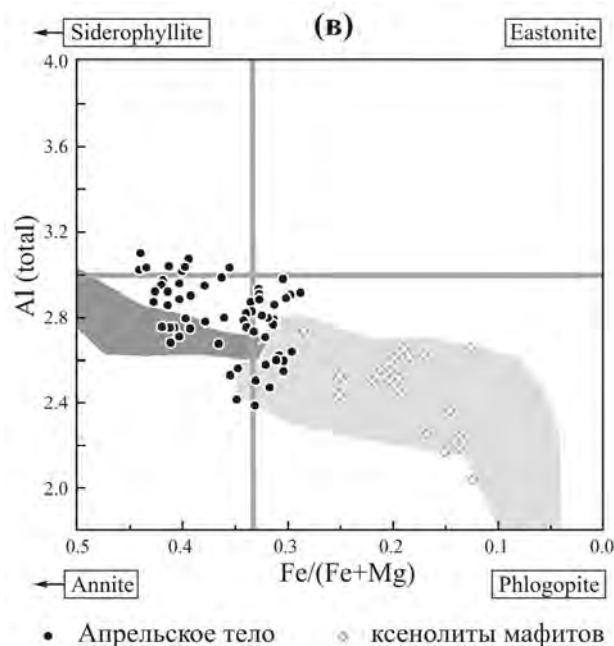
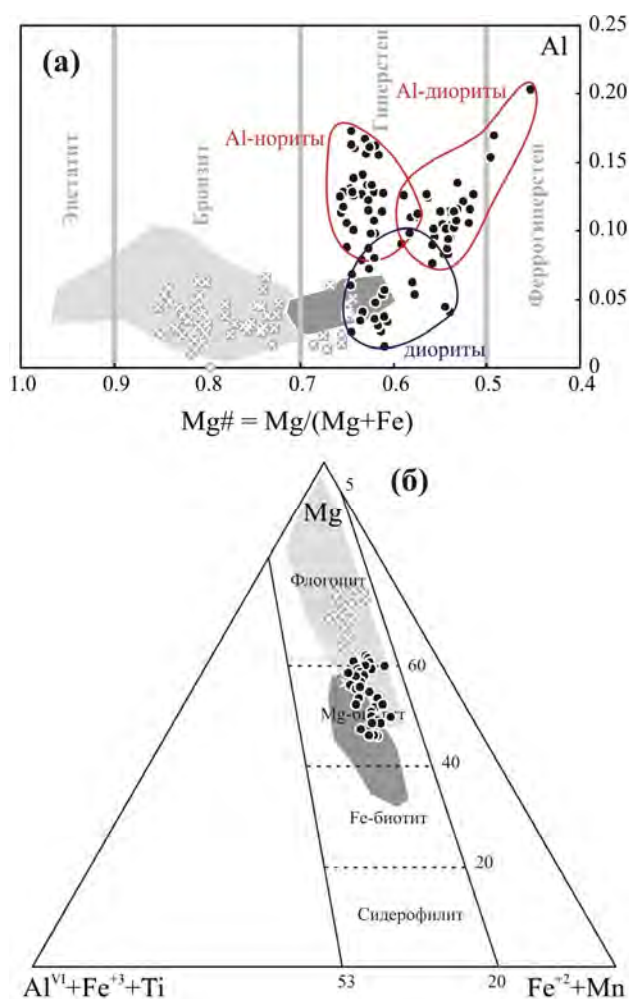


Рис. 7. Номенклатура ортопироксенов (а) и биотитов (б) [29], в) из норитов и диоритов Апрельского тела и мафитовых ксенолитов в нем. Поля (составы минералов): светло-серое – еланский комплекс и темно-серое – Новомеловатский массив по неопубликованным данным авторов.

Геохимия высокоглиноземистых норитов и диоритов

Химические составы норитов и диоритов из даек и вмещающих их пород Елань-Коленовского массива даны в таблице 6. Диаграммы Харкера представлены на рисунке 8. В дайковых породах отмечается прямая корреляция содержаний MgO с Cr, Co, V, Fe₂O₃, CaO. Широкие эллипсоиды рассеивания фигуративных точек наблюдаются для других петрогенных элементов, однако они во многом зависят от принадлежности к тому или иному дайковому телу. Например, в детально петрохимически охарактеризованной дайке, вскрытой скважиной 8109, от края к центру отмечена дифференциация, проявленная в переходе от кордиеритовых норитов к кордиеритовым диоритам с закономерным увеличением кремнезема и уменьшением глинозема. Аналогичная дифференциация характерна и для даек с малым содержанием кордиерита: кордиерит из пород исчезает вместе с падением содержаний глинозема и ростом кремнекислотности. На диаграмме АФМ нориты и кварцевые диориты попадают в поле толеитов. По содержаниям SiO₂ (48,5–58,5 мас.%) кордиеритсодержащие породы относятся к средним, реже основным породам. Они характеризуются

Таблица 6
Выборочные химические составы (мас.%) и концентрации редких и рассеянных элементов (з/т) даек кордиеритовых норитов и диоритов и вмещающих пород

№ скв.	8109	8109	8109	8109	8109
Глуб., м	315,0	319,0	334,0	285,0	291,5
Порода	Crd-норит	Crd-норит-диорит	Crd-диорит	Мела габбро	Габбро норит
SiO ₂	52,37	53,31	55,14	58,80	57,38
TiO ₂	0,32	0,73	0,83	0,14	0,17
Al ₂ O ₃	18,17	19,21	18,15	2,53	2,62
Fe ₂ O ₃	1,04	0,08	0,83	1,28	3,17
FeO	10,81	9,56	8,38	14,51	10,88
MnO	0,21	0,08	0,18	0,19	0,23
MgO	7,15	6,41	6,26	19,97	20,84
CaO	5,06	4,96	4,54	0,54	1,06
Na ₂ O	2,22	3,09	2,79	0,25	0,15
K ₂ O	0,61	1,01	1,45	0,58	0,53
P ₂ O ₅	0,05	0,066	0,08	0,02	0,02
SO ₃	0,83	0,478	0,53	0,06	0,19
H ₂ O*	0,74	0,93	0,64	0,88	2,14
H ₂ O	0,02	0,11	<0,001	0,03	0,18
CO ₂	0,07	<0,001	0,23	0,11	0,31
F	0,015	0,012	0,018	0,014	0,015
Cl	<0,001	0,000	0,0100	0,016	0,032
Сумма	99,685	100,032	100,058	99,920	99,917
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,53	0,44	0,30	0,25
A/CNK	1,35	1,24	1,26	1,25	0,95

Таблица 6 (окончание)

№ скв.	8109	8109	8109	8109	8109
Глуб., м	315,0	319,0	334,0	285,0	291,5
Порода	Crd-норит	Crd-норит-диорит	Crd-диорит	Мела-габбро	Габбро-норит
Be	1,34	1,69	1,24	0,504	1,24
Sc	27,8	38,0	25,7	25,9	26,2
V	310	218	201	309	180
Cr	615	240	397	3065	2128
Co	38,1	34,1	30,9	76,0	78,8
Ni	116,0	25,4	100,0	715,0	663,0
Cu	48,00	41,5	42,40	2,80	7,42
Zn	116,0	111	92,1	136,0	132,0
Ga	21,7	23,6	21,6	5,35	5,3
Rb	11,1	36,1	44,3	16,7	11,4
Sr	394	477	366	23	55
Y	8,24	12,7	11,22	5,14	4,83
Zr	45,9	93,1	67,8	5,65	23,1
Nb	1,29	5,98	5,43	8,16	0,433
Mo	4,00	5,22	2,99	3,85	1,88
Cd	0,142	Н.д.	0,120	0,031	0,044
Cs	3,20	2,36	3,47	3,27	3,38
Ba	197	390	440	43	38,9
La	17,8	23,9	24,9	1,86	2,49

№ скв.	8109	8109	8109	8109	8109
Глуб., м	315,0	319,0	334,0	285,0	291,5
Порода	Crd-норит	Crd-норит-диорит	Crd-диорит	Мела-габбро	Габбро-норит
Ce	31,5	46,0	45,6	5,05	5,73
Pr	3,49	4,84	5,45	0,528	0,554
Nd	12,5	17,9	20,1	2,156	2,121
Sm	1,98	3,31	3,30	0,537	0,496
Eu	1,610	2,05	1,650	0,050	0,073
Gd	1,49	2,10	2,52	0,566	0,519
Tb	0,216	0,305	0,358	0,110	0,098
Dy	1,45	1,90	2,14	0,831	0,798
Ho	0,338	0,415	0,470	0,203	0,191
Er	1,120	1,27	1,350	0,726	0,651
Tm	0,196	0,216	0,220	0,132	0,122
Yb	1,440	1,50	1,510	1,033	0,895
Lu	0,244	0,237	0,243	0,180	0,150
Hf	1,10	2,30	1,73	0,244	0,571
Ta	0,101	0,413	0,445	0,130	0,055
Pb	0,527	Н.д.	1,510	1,13	2,18
Th	0,798	2,13	2,670	0,78	0,941
U	0,206	0,615	0,849	0,339	0,259
Eu/Eu*	2,70	2,18	1,65	0,27	0,43

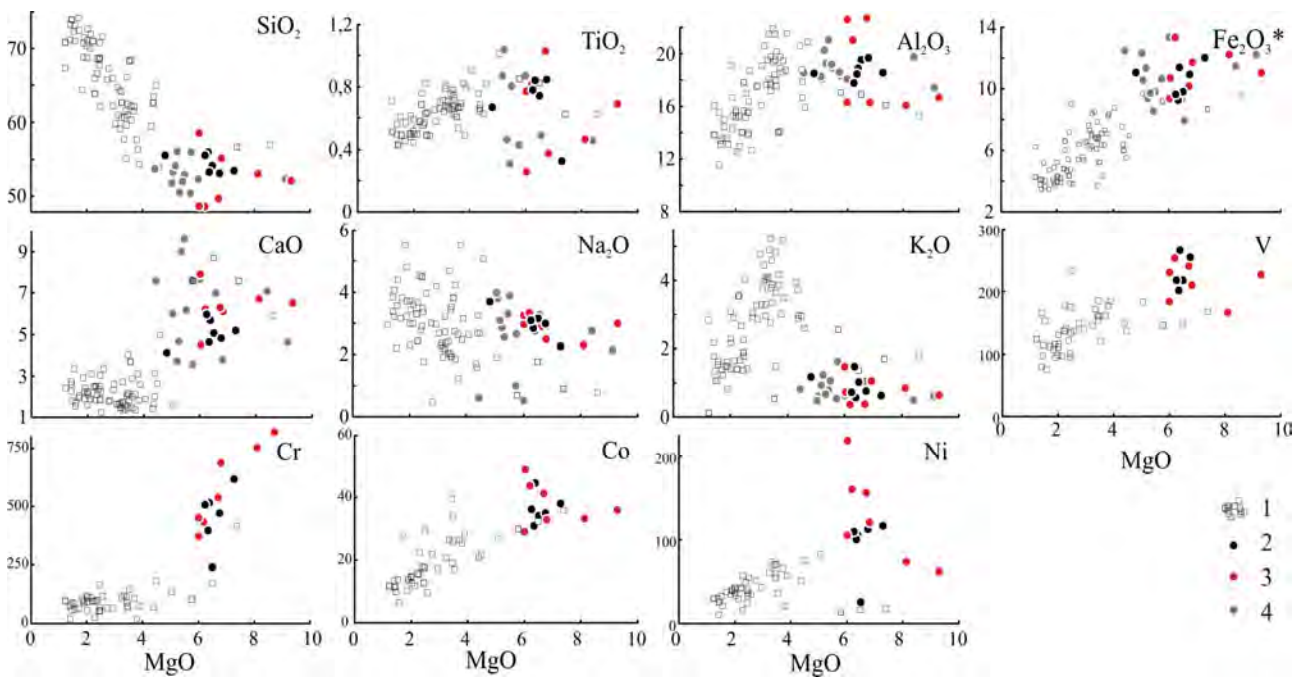


Рис. 8. Вариационные диаграммы для пород Апрельского тела (петрогенные оксиды в мас.%, V, Cr, Co, Ni в г/т): 1 – метаосадки воронцовской серии; высокоглиноземистые нориты, диориты и связанные с ними породы; 2 – скв. 8109, 3 – скв. 8460 и 8461, 4 – ретроспективные данные ГПП «Воронежгеология».

умеренными содержаниями MgO (от 4,7 до 9,3 мас.%), с Mg# (44–63), очень высокими Al₂O₃ (≥ 17,5 мас.%), повышенными – Na₂O (2,3–3,7 %) и низкими – K₂O (≤ 1,5 %) (табл. 6). Индекс A/CNK варьирует от 1,36 в норитах до 0,95 в безкордиеритовых петрографических разновидностях.

Кордиеритсодержащие нориты и диориты характеризуются близким распределением редкоземельных

элементов (РЗЭ) относительно хондрита (рис. 9), обогащены легкими РЗЭ со слабо фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ: (La/Sm)_n = 6,2–15,2 и (Gd/Yb)_n = (0,7–1,7). Они обеднены литофильными (Rb, Ba и U) и высокозарядными элементами (Ti, Nb и Ta) по сравнению с норитами и диоритами еланского комплекса (рис. 9) и отличаются контрастными положительными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 1,42–4,93).

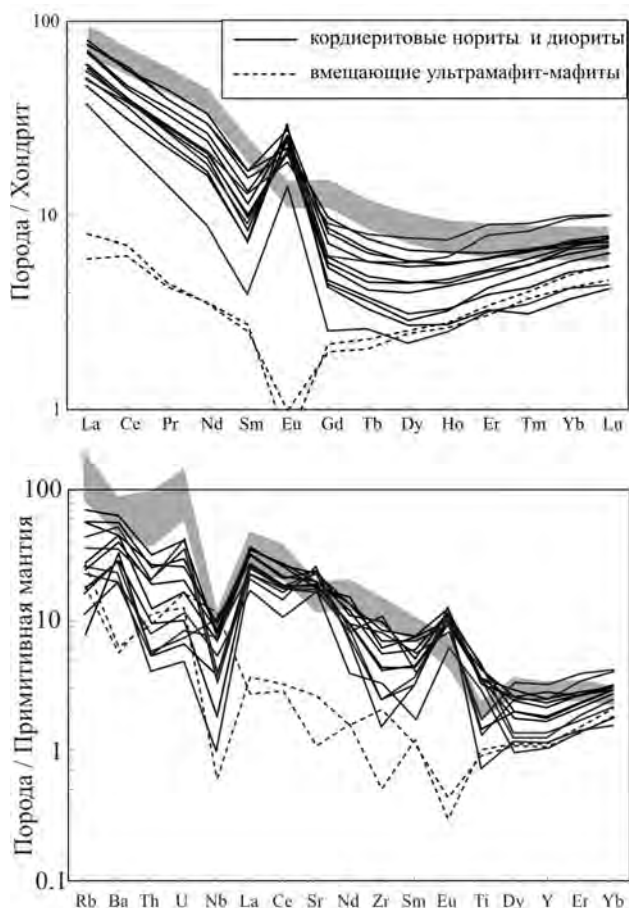


Рис. 9. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Апрельского тела. Серое поле – составы мафитов еланского комплекса. Хондрит С1, примитивная мантия по [30].

Обсуждение результатов

Генезис высокоглиноземистых пород

Установленный в норитах и диоритах минеральный парагенезис $Orx-Crd-Pl-Bt-Qtz$ обычно встречается в контактовых пироксеновых роговиках, гранулитах, но крайне редко в норитах и диоритах. Ниже приводятся аргументы в пользу магматического происхождения описанных пород.

1. Полевые данные. Кордиеритсодержащие нориты и диориты, слагающие дайковые тела, включают ксенолиты как метаосадков воронцовской серии, так и вмещающих изверженных пород Елань-Коленовского массива. От эндоконтактных зон даек к их центральным частям происходит смена тонкозернистых мозаичных структур мелкозернистыми гипидиоморфными и порфирированными. В отличие от вмещающих габроноритов и плагиоипроксенитов Елань-Коленовского массива кордиеритовые нориты и диориты из даек имеют свежий облик. Вмещающие породы в приконтактной зоне сильно изменены. Присутствие ксенолитов метаосадков воронцовской серии с минеральными парагенезисами, характерными для условий эпидот-амфиболитовой фации, противоречит возможности образования кордиеритовых норитов и диоритов в результате гранулитового метаморфизма.

2. Текстурно-структурные данные. В кордиеритсодержащих норитах и диоритах отсутствуют директивные текстуры, которые характерны для сланцев и гнейсов воронцовской серии. Кордиерит в относительно глиноземистых метаосадках ассоциирует с силлиманитом, гранатом, иногда с герцинитом. Он часто содержит включения силлиманита и зеленой шпинели и может встречаться в виде кайм вокруг граната. В отличие от метаморфических пород, кордиерит в норитах и диоритах находится в парагенезисе с ортопироксеном и плагиоклазом и встречается как в виде агрегатов, выполняющих интерстиции между другими силикатами, так и в виде относительно крупных кристаллов (от ксеноморфных до идиоморфных) в основной массе пород. В высокоглиноземистых норитах и диоритах силлиманит, гранат и герцинит отсутствуют.

3. Химизм минералов. Высокая глиноземистость биотита (около 16 мас.%) и ортопироксена (около 3 мас.%), заметно отличает их состав от составов тех же минералов из мафитов еланского комплекса (14–15 % и 1–2 % соответственно). Это обусловлено высокой глиноземистостью расплава, из которого кристаллизовался кордиерит, что согласуется с кристаллизацией кордиерита из перглиноземистого расплава. Кордиерит в норитах и диоритах всегда более магнистый ($Mg\#$, как правило, более 0,70), чем в метаосадках воронцовской серии ($Mg\#$, как правило, менее 0,65).

4. Геохимия. Значительные отличия норитов и диоритов по концентрациям SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O от метаосадков, в том числе высокоглиноземистых (см. рис. 8), противоречат их образованию при высокотемпературном метаморфизме пород воронцовской серии. Образование кордиерита в норитах и диоритах обусловлено в первую очередь высокой глиноземистостью расплава (или его дифференциацией с образованием высокоглиноземистого рестига) и условиями его кристаллизации. Именно с этим связана повышенная глиноземистость других минеральных фаз – ортопироксена и биотита, возможно, повышенная основность плагиоклазов.

Источник магм и условия кристаллизации высокоглиноземистых пород

Магматическое происхождение кордиеритовых норитов и диоритов предполагает специфический высокоглиноземистый состав мафитовых магм. Падение глиноземистости и исчезновение кордиерита в ряду норит-диорит-кварцевый диорит свидетельствует о дифференциации таких магм. Высокие концентрации Cr , V , Co , Ni (см. рис. 8) предполагают их глубинный мантийный источник, тогда как обогащение Rb , Ba , Sr свидетельствует или о контаминации расплава породами континентальной коры, или о специфике источника расплавов. Против значительной контаминации свидетельствуют многочисленные ксенолиты метаосадков, которые были перекристаллизованы до роговиков, но не ассимилированы полностью. Об этом свидетельствуют и реакционные каймы вокруг таких

ксенолитов. Сами метатерригенные породы воронцовской серии относятся к метаграуваккам, и прослой глиноземистых сланцев в них встречаются редко [24]. Кроме того, малый объем даек норитов и диоритов вряд ли мог обеспечить достаточное количество тепловой энергии для плавления значительного количества вмещающих метаосадков. Таким образом, образование высокоглиноземистых норитов и диоритов обусловлено спецификой глубинного мантийного источника расплавов и их дифференциацией.

Нефракционированный спектр тяжелых РЗЭ и отсутствие магматического амфибола в породах, позволяют заключить, что магматический источник был дегитратирован и не содержал в своем составе гранат и амфибол. Преобладающей фазой в рестите был пироксен. А высокая глиноземистость магм вероятно обязана широкому развитию основного плагиоклаза в источнике. Так как высокоглиноземистые нориты секут ультрамафит-мафитовые породы Елань-Коленовского массива и содержат ксенолиты, минералогически аналогичные мафитовым породам еланского комплекса, то их следует считать более молодыми.

Так как породы даек нередко имеют порфиридные структуры, то литостатическое давление при их кристаллизации, вероятно, будет соответствовать гипабиссальному уровню, не более 5 кбар. Принимая во внимание невысокие давления образования глиноземистых норитов и диоритов, были оценены температуры кристаллизации по Орх-Срд геотермометру [31]. Полученные средние значения составляют около 1000°C с большой погрешностью $\pm 61^{\circ}\text{C}$ при давлении 1 кбар и $1020 \pm 63^{\circ}\text{C}$ при давлении 5 кбар. Эти оценки в первом приближении соответствуют изотермам Вт-Орх равновесий [32], которые находятся между 900 и 1000°C (рис. 10). Возможно, что такими низкими для мафитовых магм температурами и давлениями обусловлена кристаллизация кордиерита вместо основного плагиоклаза, как это обычно происходит в высокоглиноземистых анортозитовых сериях пород, кристаллизующихся при $T = 1100\text{--}1300^{\circ}\text{C}$ [33]. На некоторое сходство с анортозитовыми сериями пород указывают высокая глиноземистость гиперстена, положительные аномалии европия – свидетельства кумулюсного плагиоклаза.

Распространенность высокоглиноземистых норитов и диоритов. Значение для возрастных соотношений никеленосных комплексов востока ВКМ

Изученное Апрельское тело высокоглиноземистых норитов и диоритов не является единственным в регионе. По ретроспективным данным (главным образом, это силикатные составы пород, заимствованные из фондов ГПП «Воронежгеология») аналогичные породы вскрыты в наиболее разбуренных массивах мамонского комплекса. В пределах Елань-Коленовского плутона высокоглиноземистые мафитовые породы вскрыты на юге и западе, что нашло отражение на рис. 2. Близкие по химизму породы установлены в контуре Ширяевского массива. Таким образом, мы

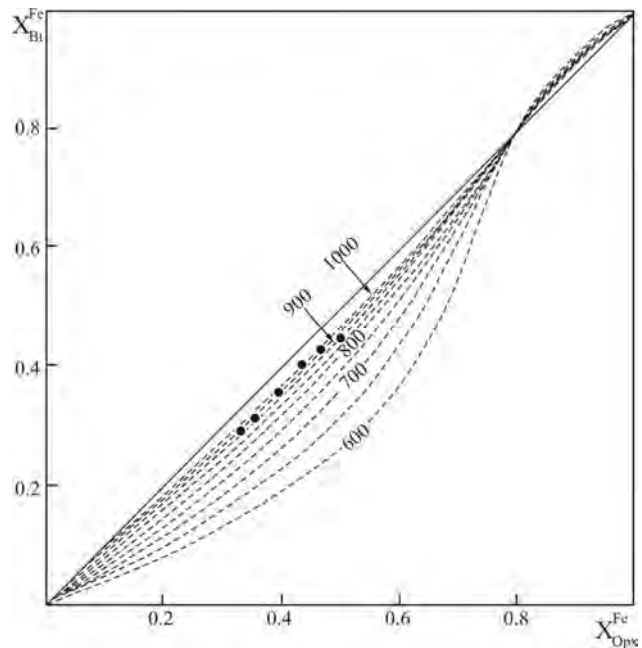


Рис. 10. Изотермы (в $^{\circ}\text{C}$), основанные на распределении Mg и Fe в ортопироксене и биотите по [32]. Жирными точками показаны составы минералов из глиноземистых норитов и диоритов Апрельского тела.

можем предположить, что высокоглиноземистые нориты и диориты образуют серию даек северо-западного простирания. Рой даек высокоглиноземистых пород Елань-Коленовского плутона, вероятно, имеет продолжение на северо-запад за пределы изученной площади, вплоть до Вязовского массива (например, дайки норитов, вскрытых скважиной 8531 макроскопически очень схожи с описанными в статье породами).

На присутствии ксенолитов, петрографически схожих с ультрамафит-мафитами мамонского комплекса, в глиноземистых норитах и диоритах, основано предположение о возрастных взаимоотношениях еланского и мамонского комплексов. Контакты даек глиноземистых норитов и диоритов и типичных магнезиальных диоритов еланского комплекса достоверно не установлены. Однако, в отличие от кордиеритовых норитов и диоритов, мафитовые породы еланского комплекса содержат роговую обманку, спектры РЗЭ в них дифференцированы как в области легких, так и в области тяжелых РЗЭ (см. рис. 9), наблюдается значительное обогащение легкоплавкими компонентами – K_2O , Ba, Rb, Sr и др. По этим признакам, а также по данным о составах темноцветных минералов (см. рис. 7) нами установлены ксенолиты пород, относимых к еланскому комплексу внутри описанных в настоящей работе дайковых тел. Т.е. кордиеритовые нориты и диориты моложе пород как мамонского, так и еланского комплекса. А полевые взаимоотношения пород никеленосных мамонского и еланского комплексов остаются невыясненными.

Выводы

1. Ультрамафит-мафитовые породы Елань-Коленовского плутона мамонского комплекса про-

рваны серией даек высокоглиноземистых кордиерит-содержащих норитов и диоритов. Полевые, петрографические данные, составы минералов и пород свидетельствуют об их магматической кристаллизации.

2. Высокоглиноземистые мафитовые породы кристаллизовались на умеренной глубине (около 1–5 кбар) при температурах около 1000°C и минимальном содержании флюида в расплаве. Высокоглиноземистый состав расплава и условия его кристаллизации объясняют возможность существования магматического кордиерита: $\text{SiO}_2 < 60 \text{ мас.}\%$ (против $\text{SiO}_2 > 67 \text{ мас.}\%$ [13]) и $T \geq 1000^\circ\text{C}$ (против $T \geq 750^\circ\text{C}$ [16]).

3. Петрографические особенности, содержания петрогенных окислов и спектры распределения редких и редкоземельных элементов предполагают, что кордиеритовые нориты и диориты могли образоваться при дифференциации перглиноземистых магм из дегидратированного мантийного источника, в рестите которого преобладают плагиоклаз и пироксен, а гранат и амфибол отсутствуют.

4. Кордиеритовые нориты и диориты существенно отличаются по минеральному и химическому составу от пород еланского никеленосного комплекса ВКМ, с которым они ранее отождествлялись [7, 8]. Учитывая эти данные, а также полевые взаимоотношения с ультрамафит-мафитами Елань-Коленовского массива и наличие ксенолитов еланского комплекса, можно утверждать, что кордиеритовые нориты и диориты являются наиболее молодыми среди них. Возрастные взаимоотношения породных серий мамонского и еланского комплексов остаются невыясненными.

ЛИТЕРАТУРА

1. BOGDANOVA, S. The Volga-Don orocline stitching Volgo-Sarmatia / S. V. Bogdanova, A. V. Postnikov, E. V. Bibikova // Geophysical Research Abstracts 14. – 2012. EGU 2012–11762.
2. Чернышов, Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов. – Воронеж. – 1971. – 297 с.
3. Чернышов, Н. М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37 (3). – С. 220–236.
4. Фролов, С. М. Ритмичная расслоенность и количественные соотношения разновидностей гипербазитов в глубинно-дифференцированных интрузивах мамонского комплекса ВКМ / С. М. Фролов. – Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1974. – 145 с.
5. Фролов, С. М. Петрография никеленосной перидотит-габброноритовой формации ВКМ / С. М. Фролов. – Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1988. – 171 с. – Деп. в ВИНТИ.
6. CHERNYSHOV, N. The Role of Accumulation in Forming the Nickeliferous Norite-Diorite Intrusions of the Voronezh Crystalline Massif / N. M. Chernyshov, A. V. Pereslavtsev // International Geology Review. – 1994. – V. 36. – P. 587–604.
7. Бочаров, В. Л. Строение и состав Еланьского никеленосного плутона в краевой части Воронежского кристаллического массива: Статья I Геология и петрография / В. Л. Бочаров, С. М. Фролов, Н. М. Чернышов // Изв. Вузов. Геология и разведка. – 1986. – № 4. – С. 10–19.
8. Фролов, С. М. Петрография ультраосновных ксенолитов из норитовых интрузий Воронежского кристаллического массива / С. М. Фролов – Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1990. – 69 с. – Деп. в ВИНТИ.
9. Гирнис, А. В. Геохимические особенности ультрамафических ксенолитов из норитовых интрузий Воронежского кристаллического массива / А. В. Гирнис, А. Н. Плаксенко, И. Д. Рябчиков, П. Саддэби // Геохимия. – 1991. – № 4. – С. 451–460.
10. Плаксенко, А. Н. Ультрамафические ксенолиты в докембрийских норитах Воронежского кристаллического массива / А. Н. Плаксенко // Геология и геофизика. – 1991. – № 12. – С. 57–66.
11. Терентьев, Р. А. Природа ксенолитов из Новомеловатской интрузии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев // Геохимия. – 2015. – № 10 [в печати].
12. Савко, К. А. Петрология ксенолитов метapelитов в постметаморфических габброноритах и диоритах востока ВКМ / К. А. Савко // Изв. РАН. Сер. геол. – 1992. – № 10. – С. 61–73.
13. ALASINO, P. Andalusite and Na- and Li-rich cordierite in the La Costa pluton, Sierras Pampeanas, Argentina: textural and chemical evidence for a magmatic origin / P. H. Alasino, J. A. Dahlquist, C. Galindo, C. Casquet, J. Saavedra // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). – 2010. – V. 99. – P. 1051–1065.
14. CLARKE, D. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis / D. B. Clarke // Mineralogical Magazine. – 1995. – V. 59. – P. 311–325.
15. KUREPIN, V. Cordierite as an indicator of thermodynamic conditions of petrogenesis / V. A. Kurepin // Contrib. Mineral. Petrol. – 2010. – V. 160. – P. 391–406.
16. RIDOLFI, F. On the stability of magmatic cordierite and new thermobarometric equations for cordierite-saturated liquids / F. Ridolfi, A. Renzulli, A. Acosta-Vigil // Contrib. Mineral. Petrol. – 2014. – V. 167. – P. 996.
17. SAITO, S. Hybridization of a Shallow 'I-type' Granitoid Pluton and its Host Migmatite by Magma-Chamber Wall Collapse: the Tokuwu Pluton, Central Japan / S. Saito, M. Arima, T. Nakajima // J. Petrol. – 2007. – V. 48. – P. 79–111.
18. WINCHELL, A. Mineralogical and petrographic study of the gabbroid rocks of Minnesota / A. N. Winchell // Am. Geologist. – 1900. – V. XXVI. – P. 151–188, 197–306, 348–388.
19. READ, H. H. The petrology of the Arnage district in Aberdeenshire: a study of assimilation / H. H. Read // Quart. J. Geol. Soc. London. – 1923. – V. 79. – P. 446–484.
20. READ, H. H. The gabbros and associated xenolithic complexes of the Haddo House district, Aberdeenshire / H. H. Read // Quart. J. Geol. Soc. London. – 1935. – V. 91. – P. 591–635.
21. GRIBBLE, C. D. The Cordierite-Bearing Rocks of the Haddo House and Arnage Districts, Aberdeenshire / C. D. Gribble // Contr. Mineral. Petrol. – 1968. – V. 17. – P. 315–330.
22. GRIBBLE, C. D. Interaction of Basic Magma with Pelitic Materials / C. D. GRIBBLE, M. J. O'HARA Nature. – 1970. – V. 214. – P. 1198–1201.
23. Лебедев, И. П. Структурно-геологические особенности воронцовской серии Воронежского кристаллического массива / И. П. Лебедев, С. П. Молотков, И. И. Кривцов, В. И. Лоцицкий // Вестн. Воронеж. гос. ун-та Сер.: Геология. – 1999. – № 7. – С. 25–30.
24. Савко, К. А. Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса / К. А. Савко, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2011. – № 1. – С. 98–115.
25. Терентьев, Р. А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терен-

- тьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31.
26. Терентьев, Р. А. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко А. В., Самсонов, А. Н. Ларионов // Доклады РАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575–578.
27. Бибикина, Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина, С. В. Богданова, А. В. Постников, Л. П. Попова [и др.] // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 3–16.
28. Савко, К. А. HT/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования / К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Н. С. Базиков // Петрология. – 2015. – Т. 23. – № 5 (в печати).
29. FOSTER, M. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas / M. D. Foster // U.S.G.S. Prof. Paper. – 1960. – V. 354 B. – P. 1–49.
30. SUN, S.-S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // J. Geol. Soc. London, Special Publications, 1989. – V. 42 – P. 313–345.
31. SAKAI, S. An experimental study of Fe-Mg partitionings between orthopyroxene and cordierite in the Mg-rich portion of the $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ system at atmospheric pressure; calibration of its geothermometry for high-temperature granulites and igneous rocks / S. Sakai, T. Kawasaki // Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences. – 1997. – V. 10. – P. 165–177.
32. FONAREV, V. Experimental study of Fe-Mg distribution between biotite and orthopyroxene at $P = 490$ MPa / V. I. Fonarev, A. N. Konilov // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 93. – P. 227–235.
33. WIEBE, R. A. Anorthositic magmas and the origin of proterozoic anorthositic massifs / R. A. Wiebe // Nature. – 1980. – V. 286. – P. 564–567.

Воронежский государственный университет

Терентьев Р. А., директор учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук
E-MAIL: TERENTIEV@GEOL.VSU.RU
Тел.: 8 (473) 222-73-63

Савко К. А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования
E-MAIL: KSAVKO@GEOL.VSU.RU
Тел.: 8-915-544-21-64

Базиков Н. С., кандидат геолого-минералогических наук, преподаватель кафедры полезных ископаемых и недропользования
E-MAIL: NICKOLASSS@YANDEX.RU
Тел.: 8-903-420-08-97

Пилугин С. М., кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры полезных ископаемых и недропользования
E-MAIL: GEOSCIENCE@YANDEX.RU
Тел.: 8 (473) 220-86-26

VORONEZH STATE UNIVERSITY

TERENTIEV R. A., THE DIRECTOR OF THE EDUCATIONAL- AND - RESEARCH-AND-PRODUCTION CENTER “SEARCH GEOCHEMISTRY”, CANDIDATE OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES
E-MAIL: TERENTIEV@GEOL.VSU.RU
TEL.: 8 (473) 222-73-63

SAVKO K. A., DOCTOR OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES, PROFESSOR, HEAD OF THE MINERAL RESOURCE DEPARTMENT
E-MAIL: KSAVKO@GEOL.VSU.RU
TEL.: 8-915-544-21-64

BAZKOV N. S., CANDIDATE OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES, LECTURER OF THE MINERAL RESOURCE DEPARTMENT
E-MAIL: NICKOLASSS@YANDEX.RU
TEL.: 8-903-420-08-97

PILUGIN S. M., CANDIDATE OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES, SENIOR TEACHER OF THE MINERAL RESOURCE DEPARTMENT
E-MAIL: GEOSCIENCE@YANDEX.RU
TEL.: 8 (473) 220-86-26