ГЕОХИМИЯ, 2024, том 69, № 7, с. 621–643

УДК 552.42/.46/.48:551.72:550.4(470.324)

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА

© 2024 г. Р. А. Терентьев[a], *, К. А. Савко[a], Е. Х. Кориш[a], М. В. Червяковская[b]

[a] *Воронежский государственный университет, Университетская пл., 1, Воронеж, 394018 Россия*

[b] *Институт геологии и геохимии им. Заварицкого УрО РАН, Почтовый пер., 7, Екатеринбург, 620219 Россия*

**e-mail: terentiev@geol.vsu.ru*

Поступила в редакцию 10.01.2024 г.
После доработки 15.03.2024 г.
Принята к публикации 24.03.2024 г.

Сильно переработанный метаморфизмом и интрузиями гранитоидов Донской террейн является частью Волго-Донского орогена. Он расположен вдоль восточной окраины Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона. Этот террейн состоит из гнейсо-гранитов павловского комплекса и метавулканических пород от андезибазальтов до дацитов (амфиболиты и гнейсы) и метаосадочных пород (мраморы и карбонатно-силикатные породы) в объеме донской серии. Вулканические породы характеризуются обогащением LILE и LREE и отрицательными аномалиями HFSE, что указывает на плавление мантийного клина с участием флюида в зоне субдукции. Изотопный состав неодима (ε_{Nd2200} = –1.2...+3.4, модельный возраст 2180–2550 млн лет) и гафния (ε_{Hf} = –4.3...+3.3, модельный возраст 2290–2640 млн лет) указывают на обогащенный мантийный или смешанный корово-мантийный источник исходных расплавов вулканитов и ювенильный источник для осадков донской серии. U-Pb данные по циркону позволили оценить возраст (2047 ± 7 млн лет) метаморфизма гнейсов и амфиболитов и возраст (2060 ± 4 млн лет) термального воздействия гранитоидного батолита на вмещающие породы. По изотопным и геохронологическим данным донская серия подстилается архейскими породами, содержит архейские детритовые цирконы, но ее возраст не древнее 2300 млн лет. Фациальным и возрастным аналогом донской серии является темрюкская свита центральноприазовской серии Украинского щита. Предположено, что в палеопротерозое восточная окраина Сарматии представляла собой континентальную дугу, которая была субсинхронна системе островная дуга — задуговой бассейн лосевской серии.

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, известково-щелочные базиты, U-Pb возраст, Sm-Nd изотопный состав, обогащенная мантия, субдукция

DOI: 10.31857/S0016752524070042, **EDN:** IZVYVD

ВВЕДЕНИЕ

Значимость геологии Волго-Донского орогена (ВДО) в эволюции земной коры Восточно-Европейского кратона подчеркивается большим интересом к нему многих исследователей. Несмотря на это, геодинамическая интерпретация палеопротерозойских пород западной части ВДО была предметом многочисленных дискуссий (Буш и др., 2000; Терентьев, 2005; Чернышов и др., 1997; Щипанский и др., 2007; Bogdanova et al., 2005; Mints et al., 2015; Shchipansky, Bogdanova, 1996 и др.). Некоторые исследователи полагают, что ювенильная кора ВДО образовалась в островодужной обстановке андийского (Shchipansky, Bogdanova, 1996; Щипанский и др., 2007) или тихоокеанского типов (например, Terentiev et al., 2017; Terentiev, Santosh, 2020), другие считают, что породы орогена возникли в результате континентального рифтогенеза без превращения в океан (Чернышов и др., 1997; Mints et al., 2015). К разным выводам приводит, в том числе, недостаток информации по геологии, возрасту, вещественному составу, геохимии пород донской серии, которая распространена на западе ВДО. До недавнего времени отсутствовали прецизионные геохимические и изотопные исследования по супракрустальным и интрузивным породам Донского террейна.

Донская ассоциация пород (серия) была выделена в объеме архейского обоянского плутоно-метаморфического комплекса (Лебедев, 1998) Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Она прорывается батолитами павловского гранитоидного комплекса с обширными мигматитовыми полями. Вещественный состав донской серии в научных публикациях охарактеризован очень скудно, петрографические и геохимические исследования пород типовых разрезов отсутствуют. Возраст гнейсов донской серии является предметом острых дискуссий. (1) Слабо отрицательные значения ε_{Nd} и сходство изотопных составов Sr-Nd гнейсов донской

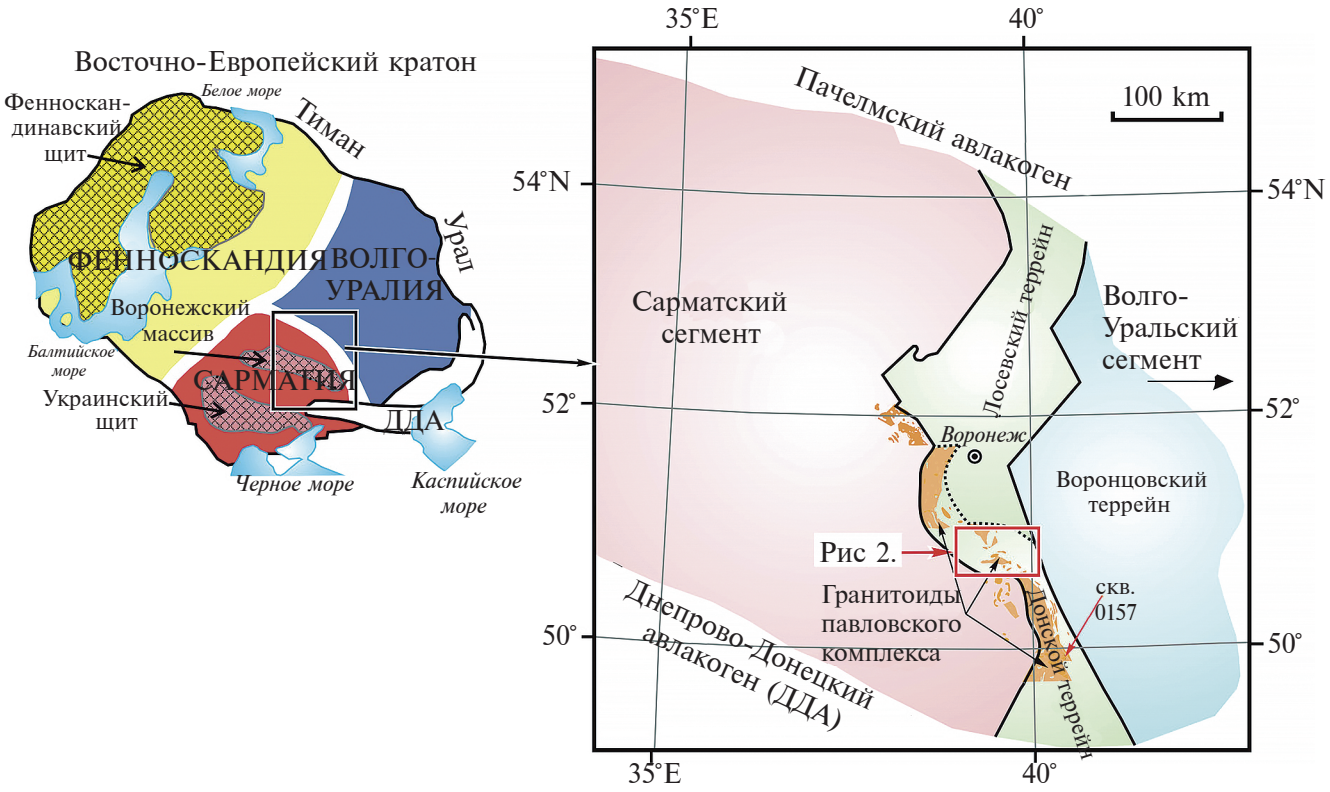


Рис. 1. Схема расположения зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии в пределах Восточно-Европейского кратона.

серии и локализованных в них гранитоидов павловского комплекса позволили предположить генерацию гранитных расплавов и протолитов гнейсов за счет палеопротерозойского мантийного источника (Щипанский и др., 2007). (2) Традиционно, полагаясь на петрографическое и петрохимическое сходство всех гнейсово-мигматитовых образований ВКМ с гранито-гнейсовыми образованиями других регионов мира, возраст донской серии отнесен к архейскому эону (Бердников, Молотков, 1977; Епифанов, 1959; Лебедев, 1998; Полищук и др., 1970). Вероятность архейского возраста метаморфических пород серии подтверждается находками древних ядер цирконов (около 2.6 млрд лет) в постколлизионных палеопротерозойских лейкогранитах Лискинского плутона (Терентьев, 2016) и цирконов возрастом 2902 ± 13 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2017) гнейсов/гранитов из Шкурлатского карьера, вскрывающего Павловский батолит.

Задачами нашего исследования являются: (1) геологическая, геохимическая и изотопная характеристика докембрийских супракрустальных пород Донского террейна; (2) оценка возраста донской серии и (3) в контексте новых данных, реконструкция источников расплавов метавулканогенных пород, протолита метаосадков, геодинамической обстановки их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Супракрустальные породы донской серии одноименного террейна ВДО, скрытые под мощным (0–300 м) чехлом осадочных отложений, распространены на восточной окраине Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона. Это западная часть палеопротерозойского ВДО аккреционного типа (рис. 1). ВДО разделяет два крупных докембрийских мегаблока Восточно-Европейского кратона — Сарматию и Волго-Уралию. ВДО возник в результате орогенеза 2.2–2.05 млрд лет назад (Щипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009; Bogdanova et al., 2005; Terentiev et al., 2017; Savko et al., 2018). Западная часть этой провинции состоит из нескольких террейнов (Донской, Лосевский и Воронцовский, рис. 1), разделенных крупными региональными разломами и зонами дробления. Первые два террейна, как правило, объединяются и известны в литературе под названиями Лосевская шовная зона (Петров, Чернышев, 1998; Терентьев, 2005), Ливенско-Богучарская структура (Чернышов и др., 1997) или Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс (Mints et al., 2015). Донской террейн/пояс, самый западный в ВДО, протягивается вдоль восточной границы Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона.

По данным И. П. Лебедева с соавторами в схеме стратиграфии и магматизма ВКМ (Петров,

Чернышев, 1998) в объеме обоянской серии раннего архея выделен донской тип разреза (или донская ассоциация пород): гранодиорито-гнейсы биотит-амфиболовые, порфиробластические, монотонные; плагиогнейсы амфибол-биотитовые, реже биотитовые, мигматиты по перечисленным породам. Позднее в составе донской серии среди в различной степени гранитизированных амфиболовых гнейсов и биотитовых амфиболитов обнаружены прослои 0.8–1.2 м клиногумитсодержащих мраморов (Савко, Скрябин, 1999). В работе (Терентьев, 2018) было показано, что гнейсо-граниты не имеют отношения к донской серии/ассоциации, а являются директивными и контаминированными аналогами (инъекционными мигматитами) пород павловского комплекса в широком эндоконтактовом глубинном ореоле батолитов. Выделена стратифицированная ассоциация донской серии, состоящая из чередования преимущественно мелкозернистых биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, мраморов и карбонатно-силикатных пород (Терентьев, 2018), прослоев амфиболовых магнетитовых кварцитов и пироксен-магнетит-амфиболовых кристаллических сланцев (Епифанов, 1959).

В Донском террейне, метаморфизм ~2071 ± 10 млн лет (Savko et al., 2018) связывается со средне палеопротерозойским орогенезом. Большая часть террейна сложена роговообманково-биотитовыми гранитоидами павловского комплекса. Эти гранитоиды преобладают на севере и юге террейна в виде крупных (1500–2000 км^2) плутонов (например, Павловский и Хохольско-Репьёвский батолиты), которые окружены обширными полями мигматитов. Магматизм здесь рассматривается как постколлизионный, так как он датирован от 2063 ± 9 до 2077 ± 3 млн лет (Бибикова и др., 2009; Terentiev et al., 2020) более поздним временем, чем коллизионное тектоно-метаморфическое событие около 2115 млн лет (Terentiev et al., 2020) в регионе. В Донском поясе также развиты линзовидные, изометричные тела площадью 0.5–2 км^2 неустановленной мощности метаморфизованных горнблендитов, габбро-амфиболитов и пироксенитов белогорьевского комплекса (рис. 2) с предполагаемым архейским возрастом. Из состава белогорьевского

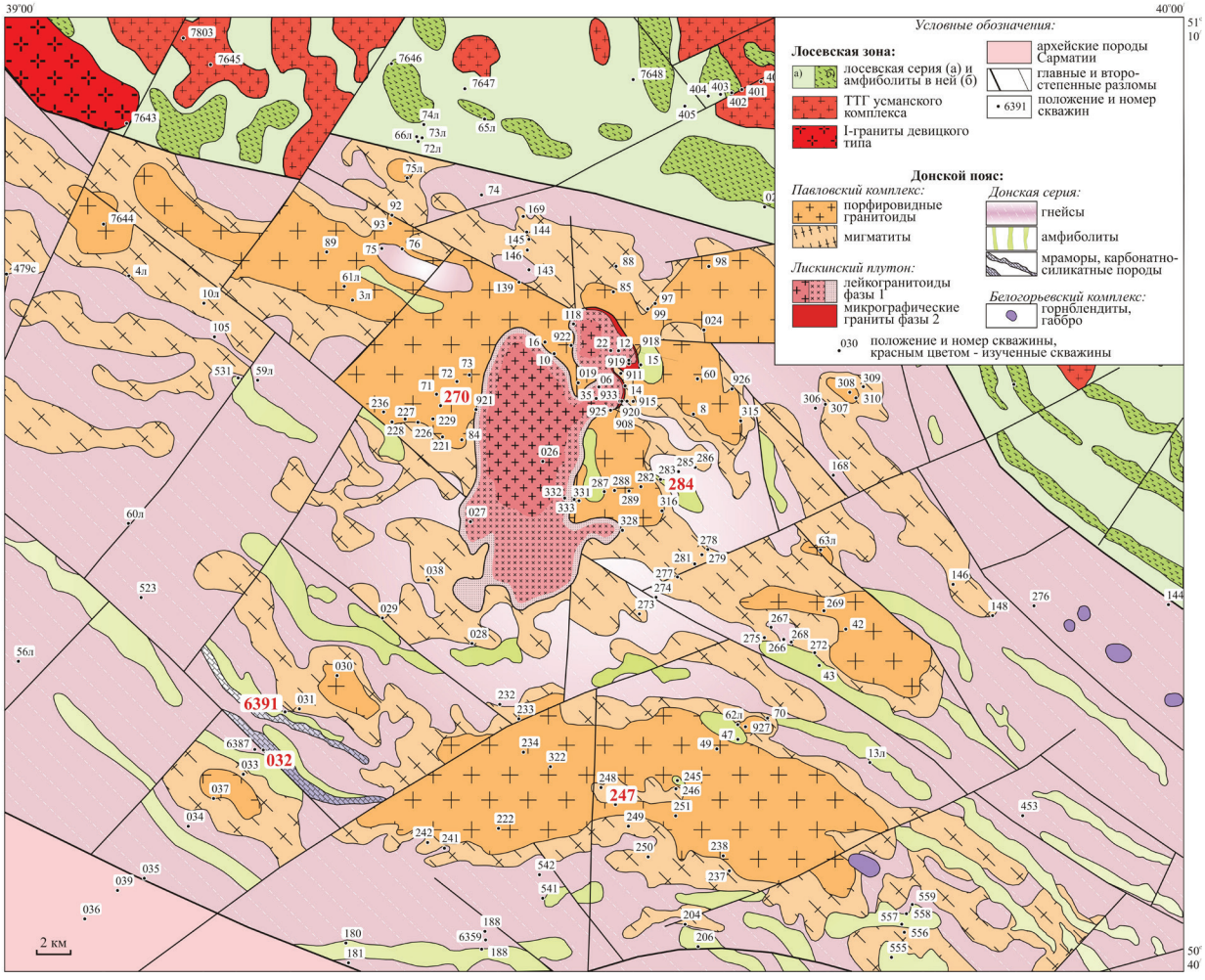


Рис. 2. Геологическая схема стратотипической местности донской серии (запад Волго-Донского орогена).

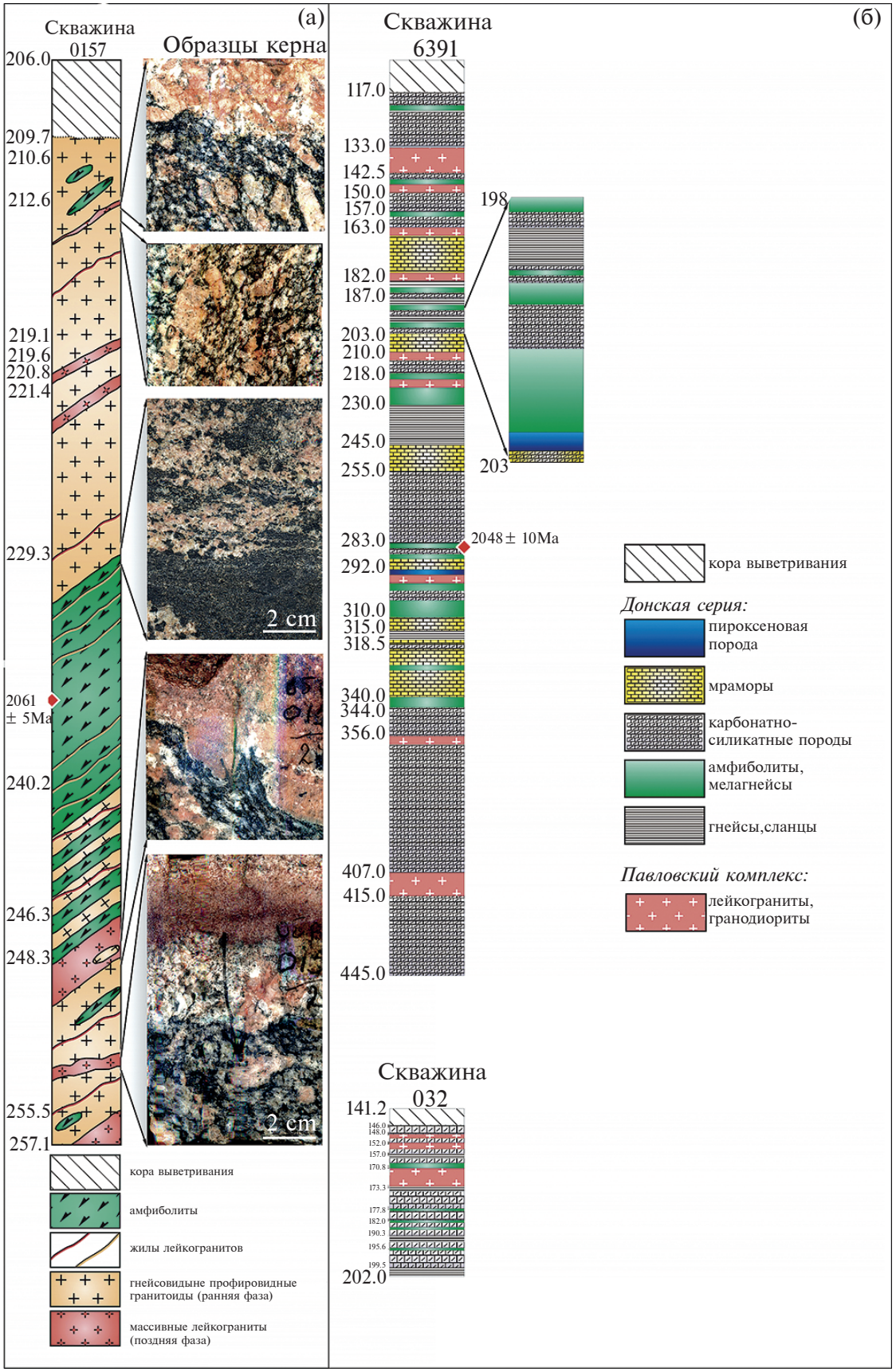


Рис. 3. Геологические разрезы скважин 0157 (гранитоиды павловского комплекса со скиалитами амфиболитов и гнейсов донской серии) и 6391 (донская серия).

комплекса выделены штокообразные тела монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритов Потуданского плутона с палеопротерозойским возрастом кристаллизации 2061 ± 5 млн лет (Петракова и др., 2022). Наиболее молодым докембрийским проявлением магматизма является Лискинский лейкогранитный плутон с возрастом 2064 ± 14 млн лет (Терентьев, 2016), который прорывает павловские гранитоиды и породы донской серии.

Все типы пород донской серии повсеместно, но в разной степени, подвержены региональному анатексису и/или инъецированию мигматитами/гранитами (рис. 3а). Исключение представляет район детальных исследований, который расположен вблизи Лискинского плутона между двумя крупнейшими батолитами павловского комплекса (рис. 2). Эта область ранее считалась стратотипической для донской ассоциации в объеме обоянского плутоно-метаморфического комплекса (Петров, Чернышев, 1998).

ПЕТРОГРАФИЯ

Дислоцированные метаморфические породы Донского террейна, включая многочисленные ксенолиты в гранитоидных батолитах, обладают похожими текстурными, деформационными, метаморфическими и структурными характеристиками. По директивным и полосчатым текстурам и мелкозернистой структуре породы донской серии отличаются от окружающих средне-крупнозернистых гранитоидов и мигматитов павловского комплекса. Опорный разрез состоит из амфиболитов, гнейсов, мраморов и карбонатно-силикатных пород (рис. 3б). Все эти породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации. Условия метаморфизма оценены по минеральным геотермометрам в мраморах (температура 500–700 °С и давление 5 кбар (Савко, Скрябин, 1999)), и амфиболитах (температура 780 °С и давление 4 кбар (Терентьев, 2018)). На участке детализации породы донской серии прорывают палеопротерозойские дайки мелкозернистых и пегматоидных лейкогранитов мощностью менее 10 м (рис. 3б), но не оказывают заметного термального влияния на них. Дайки секут сланцеватость и полосчатость вмещающих пород под большим углом. Гнейсы и амфиболиты чаще встречаются в средних и верхних частях разреза среди более мощной толщи мраморов и карбонатно-силикатных пород. Мощность прослоев гнейсов и амфиболитов варьирует от нескольких сантиметров до первых метров. Амфиболиты и меланократовые гнейсы в маломощных прослоях, как правило, сланцеватые, а в центральных частях наиболее мощных тел характеризуются массивной текстурой. Мраморы и карбонатно-силикатные породы представляют собой один литотип, так как первые отличаются от вторых лишь количеством примеси силикатной составляющей. Карбонатные породы характеризуются разнообразными текстурами — от массивных до полосчатых и пятнистых. Пятнистая текстура обусловлена вкраплениями/включениями силикатного состава и кварца, так же, как и полосчатость — чередованием тонких полос обогащенных или обедненных силикатными минералами и кварцем.

Гнейсы биотитовые слагают незначительные по распространенности прослои. От биотит-амфиболовых гнейсов отличаются более светлой окраской (серые и светло-серые) полосчатой текстурой и лейкократовым составом. Нередко встречаются участки с постепенным переходом от биотитовых к биотит-амфиболовым гнейсам или тонкое чередование полос разного состава. Биотитовые гнейсы характеризуются разной зернистостью от тонкой до мелкой, лепидобластовой структурой. Породы сложены кварцем, полевым шпатом, зеленовато-бурым биотитом, иногда присутствуют графит, силлиманит, турмалин. Среди полевых шпатов преобладает олигоклаз. Часто встречаются крупные угловатые зерна кварца или кварц-полевошпатовые срастания.

Гнейсы биотит-амфиболовые и амфиболиты. Эти мелкозернистые породы рассматриваются совместно, так как отличаются только по содержанию кварц-полевошпатовой составляющей. Амфиболиты и гнейсы имеют гипидиобластовую мелкозернистую структуру. Амфиболиты состоят из плагиоклаза (27–65 %) и амфибола (20–70 %) с примесью биотита (0–18 %) и кварца. В гнейсах значительную роль играет плагиоклаз (42–68 %), биотит (7–23 %), а количество амфибола (1–17 %) уменьшается вместе с увеличением содержаний кварца (11–26 %). В обоих типах пород присутствует одинаковый набор акцессорных минералов: титанит, магнетит, апатит, циркон и сульфиды. Большинство амфиболов имеют $(Ca)_B > 1.5$ и $(Na + K)_A < 0.5$ и относятся к магнезиальным и железистым роговым обманкам, реже к эденитам. Плагиоклаз образует гранобластовый агрегат. Его средний состав и в гнейсах, и в амфиболитах соответствует олигоклазу-андезину (*An* = 31 %). Иногда встречаются крупные кристаллы плагиоклаза, напоминающие реликтовые фенокристаллы. Лепидобласты биотита характеризуются умеренной магнезиальностью (Mg# от 0.46 до 0.54). Первично метаморфические калиевые полевые шпаты не обнаружены. По структурно-текстурным особенностям среди пород выделяются апоэффузивные массивные и директивные, чаще всего однородные и апогравакковые (туфы и туффиты) директивные и полосчатые, часто с реликтовыми терригенными структурами.

Мраморы и карбонатно-силикатные породы. Карбонатные породы обычно содержат многочисленные включения или тонкие слойки, сложенные силикатными минералами и кварцем. Кальцитовые мраморы серого и зеленоватого цвета встречаются в виде слоев, чередующихся с амфиболитами, гнейсами и карбонатно-силикатными породами. Их

мощность колеблется от нескольких сантиметров до, в исключительных случаях, 20 метров (интервалы в средней части разреза скв. 6391). Карбонатные породы часто характеризуется от широкой до тонкой полосчатостью и плойчатостью, благодаря чему даже в одном образце керна можно наблюдать мелкие складки. На границе мраморов и амфиболитов в редких случаях наблюдаются маломощные (до 35 см) слойки пироксеновых пород (метаморфические породы, почти полностью состоящие из пироксена, вероятно, скарноиды). Панидиобластовая карбонатная часть пород состоит из кальцита с примесями клинопироксена, плагиоклаза, титанита, редких зерен клиногумита и оливина. Полосы, линзы, включения состоят из изометричных зерен клинопироксена, кварца, полевых шпатов, амфибола, эпидота и сульфидов. В карбонатно-силикатных породах или силикатных прослоях часто наблюдаются ксеноморфные ойкобласты клинопироксена и/или амфибола. Заметных реакционных зон на границе карбонатных и силикатных агрегатов не обнаружено. Контакты между карбонатно-силикатными породами и мраморами постепенные, а контакты с амфиболитами и гнейсами отчетливые прямые или извилистые, особенно в сильно деформированных породах, где карбонатно-силикатные прослои очень сложной формы и переменной толщины (до нескольких сантиметров).

Карбонаты в изученных образцах представлены почти чистыми кальцитами, иногда с примесями магния или железа. Составы клинопироксенов сосредоточены вдоль линии, разделяющей миналы диопсида и волластонита. Они практически лишены примесей, например, Cr, Ti, Na. Плагиоклаз в мраморах представлен битовнитом (An = 72–75 %), а в карбонатно-силикатных породах — андезином. Кварц, чаще всего, образует ксеноморфные зерна, соразмерные основной ткани пород или значительно превышающие средний размер кристаллов. Крупные ксеноморфные кристаллы кварца, наряду с ксеноморфным относительно кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз), — свидетельство терригенной примеси в карбонатных породах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе исследованы породы донской серии минимально затронутые гранитизацией или мигматизацией (скважины 6391 (рис. 3б), 032, К-284). Также были изучены крупные ксенолиты амфиболитов и гнейсов среди средне-крупнозернистых гранитоидов павловского комплекса за пределами участка детализации (скважины 0157 (рис. 3а), 9056, 9061, К-270, К-247)

Химический состав проб определен на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия). Результаты определения содержаний главных элементов получены на оборудовании ЦКПНО ВГУ. В представительных образцах концентрации редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов определены методом индуктивно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на приборе ELAN-DRC-6100 с относительной погрешностью 5–10 %.

Определение U-Pb возраста по циркону. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона, выделенные из гнейсов и амфиболитов, были помещены в эпоксидную смолу, отшлифованы приблизительно на половину своей толщины и приполированы. Микрофотографии зерен циркона в режиме катодолюминесценции были получены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Датирование циркона было произведено с помощью мультиколлекторного, вторично-ионного масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург по стандартной методике, следуя процедуре, описанной (Larionov et al., 2004). Вычисление значений U-Pb возраста и соответствующих параметрических величин производилось с помощью программы Isoplot Ex ver. 3.6 (Ludwig, 2008).

Определения изотопного состава Lu и Hf в цирконе. Изучение Lu-Hf-изотопного состава зерен циркона выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR213 в Институте геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург. Измерения проводились в тех же точках, где были выполнены определения изотопного возраста на SHRIMP II. Проведена оптимизация работы масс-спектрометра и приставки для лазерной абляции, подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических наложений ^{176}Yb и ^{176}Lu на ^{176}Hf, оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием образцов сравнения циркона Mud Tank, GJ-1 (Black, Gulson, 1978; Jackson et al., 2004). Неопределенность единичного измерения отношения ^{176}Hf/^{177}Hf в виде 2SD — в интервале 0.005–0.008 %, единичного определения значения ε_{Hf} в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9 %. Параметры процесса лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения — 14 Дж/см^2, частота повторения импульсов — 20 Гц, диаметр кратера — 25 мкм. Для обработки Lu -Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel (Giovanardi, Lugli, 2017).

Определения изотопного состава Sm и Nd валовых проб выполнены на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON

в статическом режиме (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5%, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ — 0.5 %, $^{143}Nd/^{144}Nd$ — не более 0.006 % (2σ). Средневзвешенное значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте La Jolla по результатам 10 измерений отвечает 0.511868 ± 11. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(0)$ и модельных возрастов $t_{Nd}(DM)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и деплетированной мантии DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$).

ГЕОХИМИЯ

Большинство изученных образцов представляет породы, в наименьшей степени подвергнутые воздействию гранитоидов и/или мигматизации, поэтому их химический состав приближается к составу продуктов вулканических извержений или составу вулканогенно-осадочного и осадочного протолита.

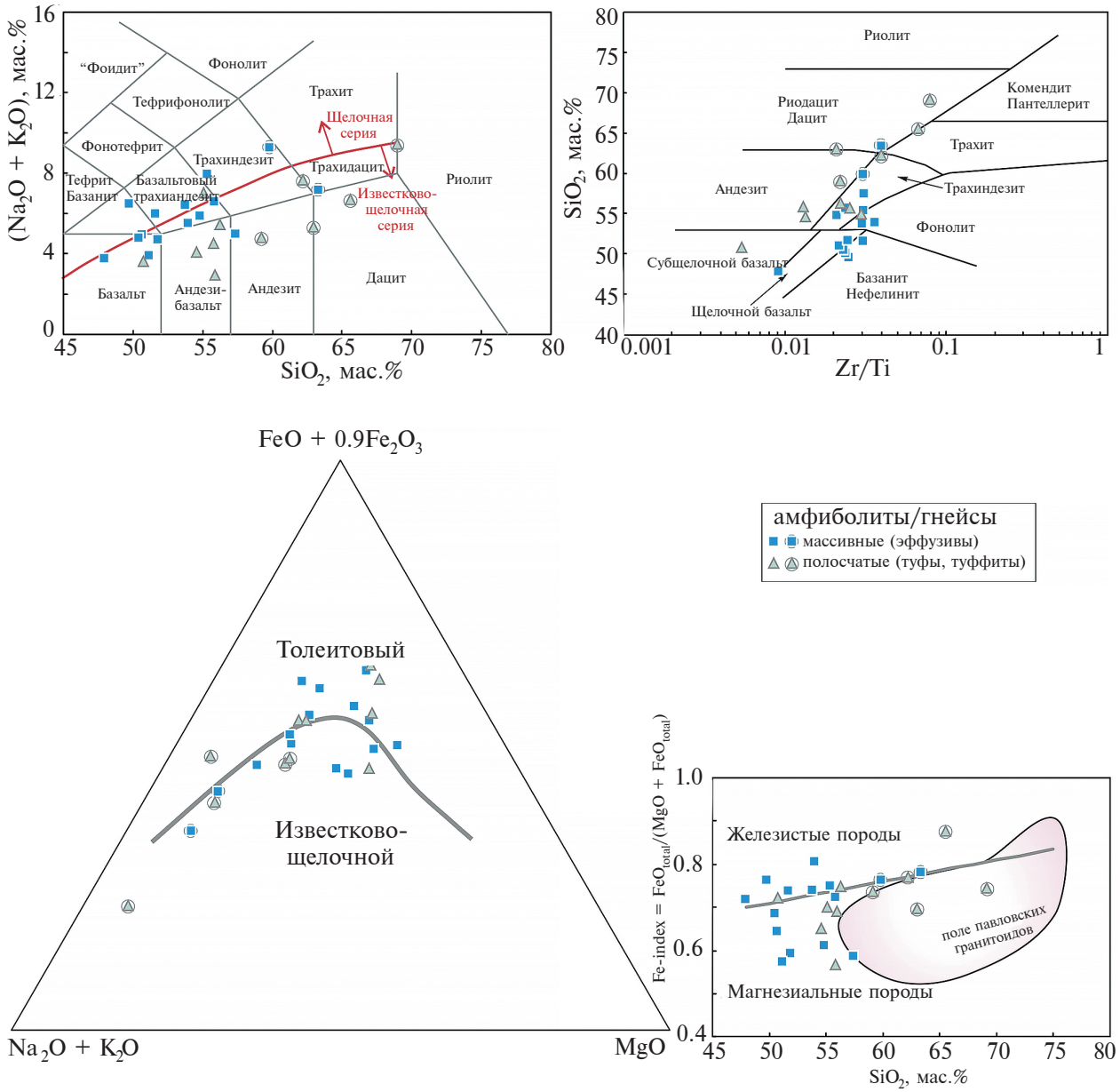


Рис. 4. Классификационные петрохимические диаграммы для метавулканических пород донской серии: SiO_2–($Na_2O + K_2O$) (LeBas et al., 1986), Zr/Ti–SiO_2 (Winchester, Floyd, 1977), AFM (Irvine, Barragar, 1971) и SiO_2–Fe-index (Frost, Frost, 2008).

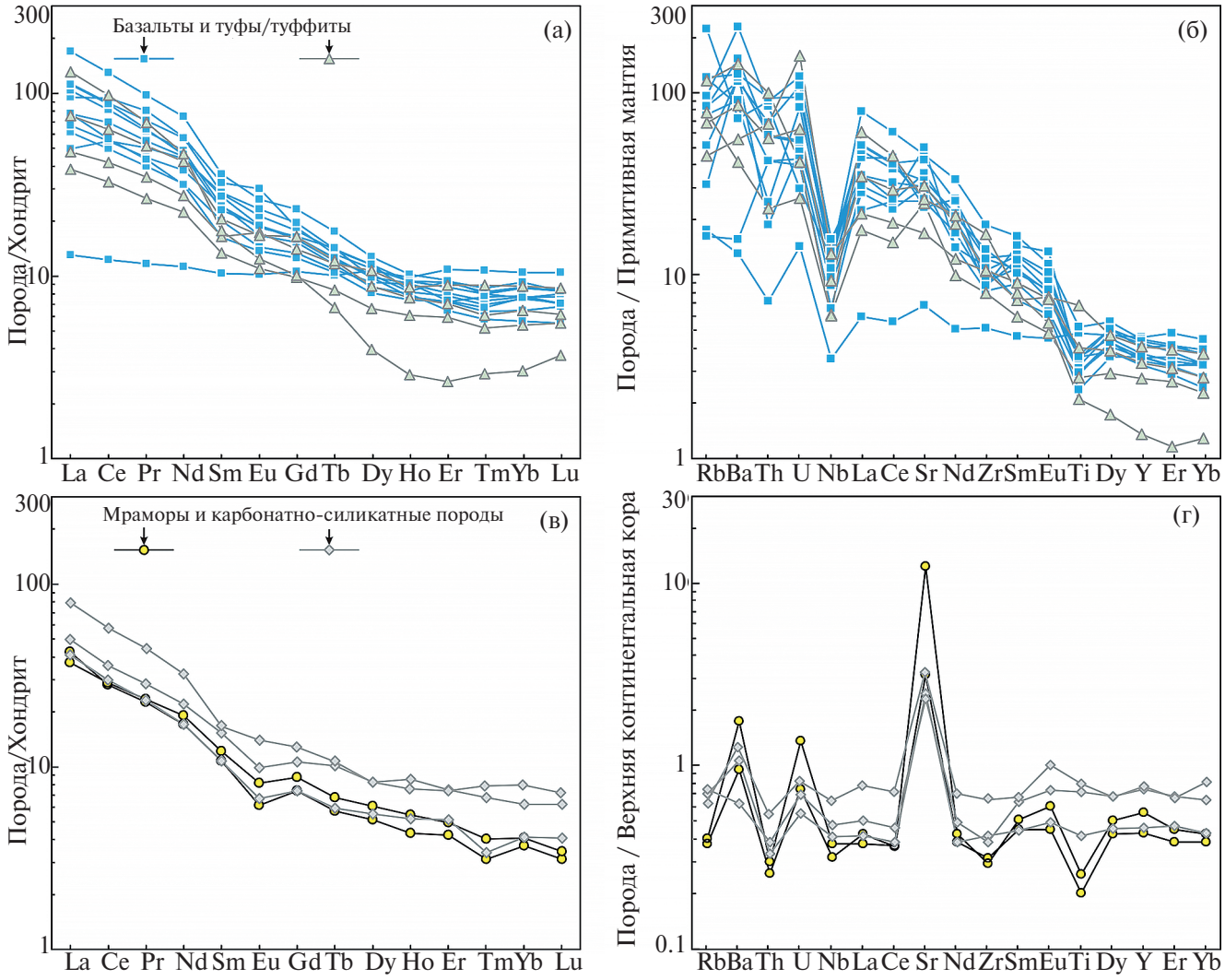


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах донской серии. Хондрит CI и примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), верхняя кора по (Rudnick, Gao 2003).

К эффузивным породам мы относим, прежде всего, массивные породы из слоев максимальной мощности; к вулканогенно-осадочным (туфам и туффитам) — отчетливо директивные и полосчатые породы из слоев минимальной мощности. Амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы характеризуются постепенными переходами от одной петрографической разновидности к другой, образуют единые тренды на диаграммах кремнезем — петрогенный оксид, свидетельствующими о генетической связи и рассматриваются совместно. Дискриминантная функция DF (Shaw, 1972), диаграмма TiO_2–SiO_2 (Tarrey et al., 1976), диаграмма параметров Ниггли (Simonen, 1953) были использованы для реконструкции протолитов биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Большинство значений DF для изученных пород — положительные (несколько образцов, особенно полосчатых амфиболитов имеют отрицательные значения DF), что указывает на вероятное магматическое происхождение. Этот вывод подтверждается диаграммой TiO_2–SiO_2 (не приводится), на которой точки составов пород донской серии попадают в поле изверженных пород и лишь три образца полосчатых амфиболитов попадают в поле осадков. На диаграмме параметров Ниггли образцы биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов располагаются в области вулканических пород (не приводится), что позволяет предположить, что эти образцы имеют вулканическое происхождение. MFW-индекс выветривания по (Ohta, Arai, 2007), показывает, что протолиты пород гнейсов и амфиболитов донской серии располагаются вдоль магматического тренда (от базальтов до дацитов), в область выветрелых и/или измененных пород незначительно отклоняются директивные/полосчатые разновидности.

Амфиболиты и гнейсы донской серии демонстрируют смешанный известково-щелочной и толеитовый тренд дифференциации (рис. 4) с вариациями кремнезема от 47.9 до 65.7 мас. %. В гнейсах содержание кремнезема всегда выше, чем в амфиболитах,

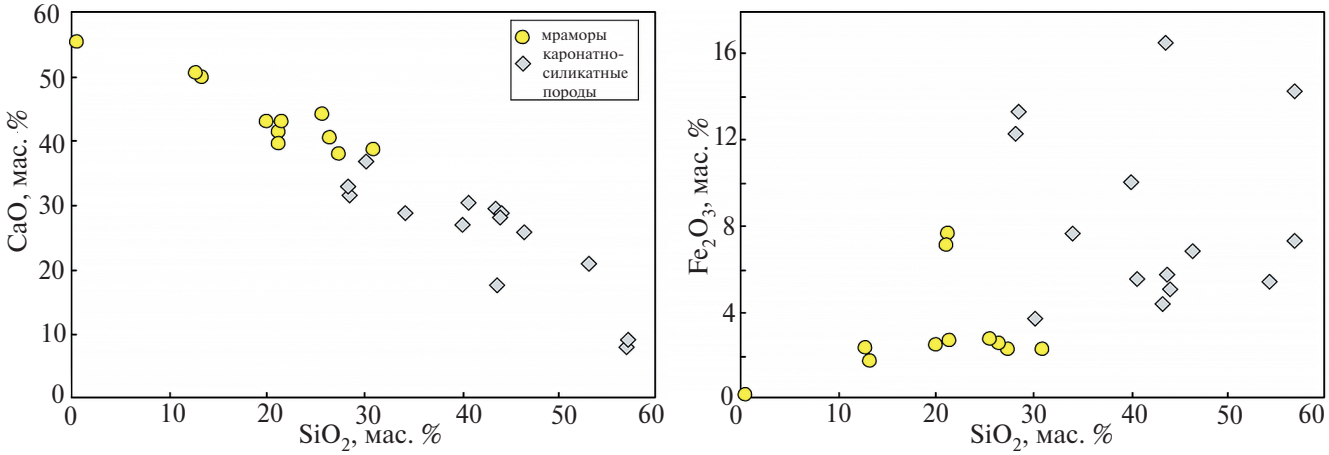


Рис. 6. Петрохимические диаграммы для карбонатсодержащих пород донской серии.

условная граница проходит по значению 58 %. Некоторые массивные амфиболиты обогащены MgO (5.3–7.9 мас. %), что типично для высокомагнезиальных андезитов и базальтов. Амфиболиты и гнейсы классифицируются как известково-щелочные, высококалиевые и даже щелочные, что подтверждается графиками в координатах кремнезем и отношения несовместимых элементов (например, Zr/Ti, рис. 4). Единственный образец толеита в донской серии обнаруживает слабо фракционированный спектр редкоземельных элементов (La/Yb_N = 1.3) и отсутствие аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.98) (рис. 5). На спайдерграммах он демонстрирует слабое обогащение LILE (например, Rb, Ba и Sr), U, но небольшое истощение HFSE (Nb и Ti). На хондрит-нормализованных диаграммах (рис. 5) известково-щелочные эффузивы и туфы/туффиты, неразличимы, обогащены легкими редкоземельными элементами (La/Yb_N = 5.4–43.3), без выраженных аномалий Eu (Eu/Eu* = 0.84–1.13). Эти известково-щелочные породы экстремально обогащены несовместимыми элементами, такими как Rb, Ba, Th и U, но деплетированы Nb и Ti.

Мраморы и карбонатно-силикатные породы донской серии демонстрируют изменчивые концентрации главных элементов (табл. 1, рис. 6). Среди обогащенных карбонатом пород чистые мраморы отсутствуют, поэтому наряду с высокими содержаниями CaO (38–49 %) и потерь при прокаливании (18–28 %) в них обнаруживаются высокие концентрации кремнезема (до 31 %) и других оксидов: Al_2O_3 (3.3–4.5 %), Fe_2O_3 (1.8–7.6 %), MgO (0.6–2.6 %). Карбонатно-силикатные породы по сравнению с мраморами содержат меньше CaO (7.9–36.8 %) и потерь при прокаливании (1–17 %), более высокие концентрации кремнезема (до 57 %) и других оксидов: Al_2O_3 (3.9–14.2 %), Fe_2O_3 (5.1–13.3 %), MgO (до 4.8 %). По распределению РЗЭ обе группы пород похожи (рис. 5), они имеют сильно наклонные графики, отрицательные

Таблица 1. Химический состав представительных образцов донской серии

Компоненты	Амфиболиты и гнейсы массивные									
	9056	6391	к-247	6391	6391	0157	032	6391	0157	6391
	288.0	310.0	149.4	118.5	144.0	231.1	201.0	283.0	242.7	343.0
SiO_2	47.55	49.47	50.09	50.51	50.71	51.39	52.96	53.36	54.46	62.49
TiO_2	1.05	0.64	0.70	0.78	1.14	0.80	0.76	0.63	0.78	0.64
Al_2O_3	12.80	13.44	12.17	10.86	15.95	12.96	16.31	15.19	14.10	15.09
$Fe_2O_{3(общ)}$	16.28	13.61	14.60	11.78	11.98	11.24	10.26	13.26	9.65	6.18
MnO	0.27	0.22	0.23	0.18	0.16	0.19	0.15	0.16	0.16	0.10
MgO	5.77	5.66	7.30	7.92	3.84	6.96	3.26	2.91	5.55	1.56
CaO	11.54	9.98	8.60	12.46	7.77	10.38	7.97	7.42	7.89	4.92
Na_2O	2.71	4.21	3.06	2.52	3.71	3.12	4.56	4.08	3.97	4.16
K_2O	1.06	0.47	1.86	1.36	2.17	1.53	1.77	1.39	1.87	2.92
P_2O_5	0.12	0.24	0.26	0.27	0.56	0.32	0.38	0.34	0.44	0.36
ППП	0.76	0.55	0.93	1.18	1.57	0.52	1.19	0.96	0.39	1.12
S	0.08	0.10	0.04	0.07	0.21	0.26	0.10	0.20	0.46	0.23
Сумма	99.97	98.60	99.83	99.89	99.76	99.66	99.70	99.87	99.70	99.77

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	Амфиболиты и гнейсы массивные									
	9056	6391	к-247	6391	6391	0157	032	6391	0157	6391
	288.0	310.0	149.4	118.5	144.0	231.1	201.0	283.0	242.7	343.0
Sc	30.9	32.5	24.4	30.9	19.2	34.1	19.9	20.6	28.7	19.9
V	297	200	196	181	158	234	190	172	198	86.1
Cr	300	234	788	562	35.4	262	38.2	40.2	211	44.3
Ni	110	56.9	103	235	11.2	69.1	7.56	6.74	55.1	7.72
Cu	27.7	68.7	40.9	59.2	47.8	12.6	31.4	38.4	27.9	30.8
Zn	93.3	77.7	93.6	87.0	127	116	109	101	122	154
Ga	15.7	15.6	16.9	12.6	21.1	19.7	19.2	18.3	21.1	17.9
Rb	11.1	10.3	74.0	47.6	59.8	19.6	52.5	32.3	139	75.7
Sr	144	636	495	533	949	750	888	690	642	543
Y	20.9	16.1	19.4	14.7	20.4	19.9	18.4	15.6	17.0	16.3
Zr	57.6	92.0	97.6	103	211	119	139	137	98.4	155
Nb	2.50	6.26	8.51	4.70	8.75	8.96	8.63	6.91	11.2	9.58
Mo	1.71	0.72	1.35	1.30	0.72	0.79	-	2.12	0.78	2.55
Ba	91.5	110	588	625	1560	858	1050	826	497	858
La	4.10	19.2	29.7	20.9	53.2	15.5	35.2	32.5	24.1	34.9
Ce	9.94	40.5	76.8	44.6	106	44.9	72.3	66.5	56.3	71.4
Pr	1.43	4.91	9.81	5.49	12.0	6.20	8.73	7.65	6.70	7.77
Nd	6.85	19.3	35.0	23.0	45.0	26.6	34.2	29.2	27.2	28.0
Sm	2.04	3.95	6.37	4.82	7.13	5.58	5.65	4.76	5.34	4.52
Eu	0.76	1.06	2.24	1.24	1.94	1.58	1.73	1.36	1.39	1.39
Gd	2.76	3.49	4.81	4.01	6.04	4.62	5.13	4.29	4.12	4.24
Tb	0.48	0.52	0.63	0.55	0.84	0.66	0.67	0.68	0.58	0.60
Dy	3.49	3.02	3.56	2.83	4.12	3.74	3.75	3.19	3.33	3.19
Ho	0.71	0.65	0.68	0.58	0.74	0.68	0.60	0.56	0.59	0.66
Er	2.31	1.72	1.84	1.38	2.01	1.96	1.99	1.54	1.64	1.55
Tm	0.35	0.24	0.26	0.19	0.26	0.27	0.28	0.21	0.23	0.22
Yb	2.21	1.62	1.61	1.20	1.81	1.83	1.94	1.36	1.59	1.60
Lu	0.34	0.25	0.26	0.18	0.27	0.27	0.27	0.22	0.23	0.23
Hf	1.49	2.23	2.23	2.41	4.46	3.05	3.41	3.22	2.60	3.63
Ta	0.18	0.42	0.61	0.31	0.55	0.72	0.62	0.47	0.97	0.67
Th	0.61	3.56	2.12	3.53	7.07	1.59	4.82	4.92	7.55	7.79
U	0.30	0.90	1.71	0.83	0.62	1.02	1.11	1.13	2.53	1.94
Pb	5.55	12.1	14.1	5.65	16.2	7.54	14.7	17.5	10.7	59.5

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Амфиболиты и гнейсы директивные/полосчатые				Мраморы		Карбонатно-силикатные породы		
	9061	6391	6391	к-284	6391	6391	6391	6391	032
	332.0	225.0	241.0	154.0	170.0	322.0	255.0	436.0	186.5
SiO_2	55.27	55.28	55.64	65.32	21.26	13.28	30.16	43.87	52.56
TiO_2	1.50	0.60	0.87	0.46	0.13	0.16	0.26	0.46	0.51
Al_2O_3	10.59	13.29	15.35	15.10	3.44	3.36	4.82	6.28	8.26
$Fe_2O_{3(общ)}$	13.57	9.06	10.06	6.90	7.69	1.75	3.74	5.80	5.50
MnO	0.20	0.14	0.15	0.15	0.09	0.02	0.12	0.15	0.13
MgO	5.50	6.24	3.08	0.90	1.25	0.62	4.23	1.91	0.99
CaO	9.07	9.49	7.62	3.71	41.35	49.81	36.86	28.22	20.62
Na_2O	1.44	3.31	3.66	3.80	0.45	0.38	0.37	1.03	1.24
K_2O	1.50	1.17	1.75	2.79	0.59	0.65	1.41	1.98	1.70
P_2O_5	0.19	0.19	0.39	0.21	0.07	0.06	0.10	0.11	0.14
ППП	1.00	0.84	0.77	0.33	22.08	28.86	17.43	9.49	7.43
S	0.03	0.27	0.35	0.15	1.33	0.60	0.26	0.49	0.55
Сумма	99.84	99.88	99.69	99.82	99.72	99.55	99.76	99.79	99.70
Sc	21.7	25.2	20.1	5.99	4.82	5.11	5.46	12.5	9.00
V	229	157	163	62.3	43.0	31.9	33.2	98.7	115
Cr	373	455	39.3	51.6	44.8	26.6	46.3	131	118
Ni	146	144	9.56	4.88	24.7	17.3	35.9	37.4	27.2
Cu	10.5	45.4	59.2	14.2	17.3	19.8	7.76	8.27	24.2
Zn	70.5	83.0	136	52.4	33.8	32.6	45.6	47.2	54.1
Ga	16.2	14.8	17.6	19.9	5.92	6.75	6.50	8.48	10.1
Rb	28.2	48.8	42.7	72.6	31.5	33.7	58.7	62.4	52.5
Sr	359	516	645	549	996	3850	789	737	1040
Y	18.7	12.5	15.1	6.23	8.98	11.7	9.60	15.6	16.3
Zr	118	89.1	119	187	60.7	56.5	80.1	74.3	126
Nb	9.27	4.34	6.69	4.30	3.80	4.49	4.90	5.67	7.78
Mo	1.18	0.90	1.17	2.40	0.87	1.22	<0.60	1.10	-
Ba	384	289	583	980	594	1080	661	389	790
La	14.9	12.0	23.5	41.1	13.2	11.6	12.8	15.5	24.3
Ce	34.3	26.8	51.5	79.2	22.8	23.2	24.2	29.0	45.7
Pr	4.27	3.27	6.38	8.49	2.75	2.87	2.84	3.49	5.32
Nd	16.6	13.5	25.6	28.4	10.3	11.5	10.3	13.3	19.2
Sm	3.22	2.63	4.02	3.50	2.11	2.37	2.09	2.97	3.20
Eu	1.28	0.81	1.24	0.92	0.45	0.60	0.49	0.73	1.02
Gd	3.68	2.56	4.31	2.64	1.91	2.26	1.91	2.76	3.27
Tb	0.56	0.40	0.58	0.32	0.27	0.32	0.28	0.48	0.50
Dy	3.48	2.16	2.86	1.29	1.65	1.96	1.77	2.66	2.64
Ho	0.63	0.44	0.55	0.21	0.31	0.39	0.37	0.61	0.54
Er	1.89	1.26	1.50	0.56	0.88	1.03	1.08	1.56	1.54
Tm	0.29	0.17	0.20	0.10	0.10	0.13	0.11	0.22	0.25
Yb	1.85	1.13	1.36	0.64	0.77	0.85	0.86	1.30	1.65
Lu	0.28	0.18	0.20	0.12	0.10	0.11	0.13	0.20	0.23
Hf	2.92	2.19	2.60	4.85	1.45	1.53	1.89	2.10	3.44
Ta	0.76	0.34	0.45	0.21	0.29	0.33	0.37	0.49	0.62
Th	5.65	1.97	4.72	8.27	2.71	3.15	3.46	4.01	5.73
U	3.29	0.55	1.30	0.86	2.01	3.65	1.48	1.87	2.25
Pb	7.79	8.90	16.3	12.3	7.52	9.67	6.51	10.3	12.5

Примечания. Содержания петрогенных элементов приведены в мас. %, малых элементов — в ppm.

европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.67–0.96), что сближает их с палеопротерозойскими и неоархейскими граувакками (Condie, 1993). От PAAS мраморы и карбонатно-силикатные породы донской серии отличаются меньшей суммой РЗЭ. Отношение $(La/Yb)_N$ изменяется в интервале 8.0–11.6, сумма РЗЭ 57–75 ppm, что сопоставимо с суммой РЗЭ в верхней континентальной коре (ВКК). По содержаниям LILE и HFSE карбонатные породы близки к верхней континентальной коре (ВКК) (рис. 5), однако деплетированы Th и Ti в мраморах и обогащены Sr в обоих типах пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Для геохронологических исследований были отобраны две пробы (табл. 2): (1) директивные и полосчатые гнейсы из стратотипического разреза вне зоны влияния гранитных батолитов павловского комплекса (рис. 3, скв. 6391, глубина 282–298 м) и (2) массивные амфиболиты из крупного ксенолита среди Павловского гранитоидного батолита (рис. 3, скв. 0157, глубина 231.1–242.7 м).

Цирконы в пробе 6391/282–298 представлены полупрозрачными идиоморфными и ксеноморфными кристаллами и их обломками призматического

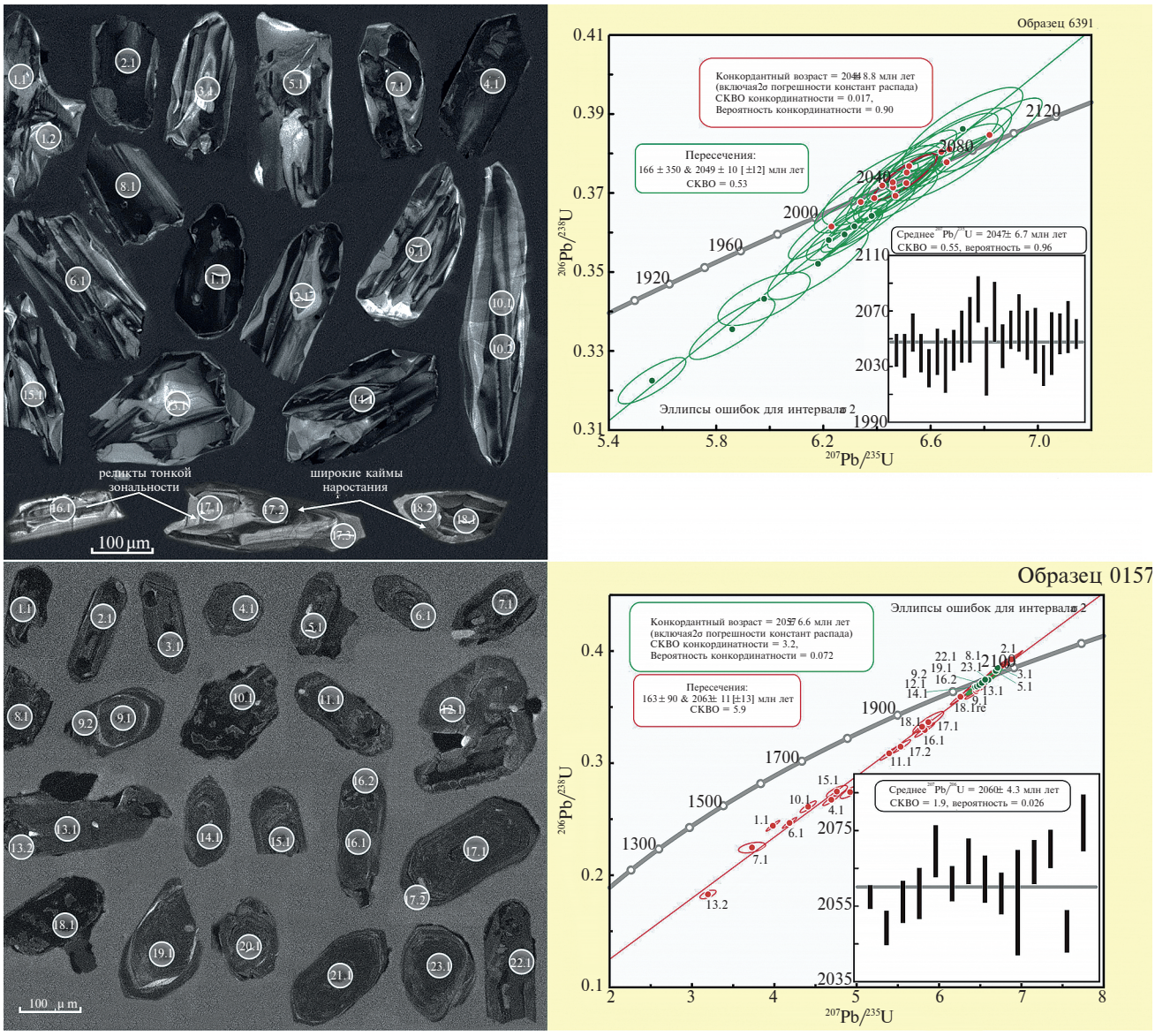


Рис. 7. Микрофотографии зерен циркона в режиме катодолюминесценции и диаграммы с конкордией для циркона из амфиболита и гнейса донской серии (пробы 0157/231-243 и 6391/282-288). Номера участков измерений соответствуют результатам измерений в табл. 2.

Таблица 2. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) геохронологических исследований цирконов из пород донской серии

Точка	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	(1) Age $^{206}Pb/^{238}U$ Ma	±	(1) Age $^{207}Pb/^{206}Pb$ Ma	±	D, %	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Rho
гнейсы (скв. 6391, глубина 282–298 м, 50.80314 с.ш., 39.23778 в.д.)																			
12.1	0.07	59	9	0.15	19.6	2105	±32	2046	23	-3	2.589	1.8	0.1262	1.30	6.720	2.2	0.3862	1.8	0.804
10.1	0.10	91	20	0.23	29.8	2078	±31	2051	19	-1	2.629	1.7	0.1266	1.10	6.640	2.1	0.3804	1.7	0.844
13.1	0.00	50	7	0.15	16.5	2081	±33	2056	24	-1	2.624	1.8	0.1270	1.40	6.670	2.3	0.3811	1.8	0.799
8.1	0.03	128	155	1.25	41.6	2061	±28	2037	16	-1	2.654	1.6	0.1256	0.89	6.520	1.8	0.3768	1.6	0.875
1.1	0.13	106	34	0.33	35.1	2098	±29	2078	17	-1	2.599	1.6	0.1285	0.99	6.820	1.9	0.3847	1.6	0.853
5.1	0.16	56	8	0.14	18.0	2038	±31	2033	25	0	2.689	1.8	0.1253	1.40	6.420	2.3	0.3719	1.8	0.782
3.1	0.26	115	28	0.25	37.5	2066	±30	2069	22	0	2.647	1.7	0.1279	1.30	6.660	2.1	0.3778	1.7	0.801
9.1	0.07	165	94	0.59	52.6	2036	±27	2044	16	0	2.693	1.6	0.1261	0.89	6.460	1.8	0.3714	1.6	0.870
2.1	0.01	149	295	2.04	47.8	2041	±28	2054	14	1	2.685	1.6	0.1268	0.80	6.510	1.8	0.3725	1.6	0.893
11.1	0.09	234	289	1.28	74.2	2023	±27	2039	12	1	2.712	1.6	0.1257	0.69	6.390	1.7	0.3687	1.6	0.915
7.1	0.62	597	614	1.06	186	1989	±25	2028	14	2	2.766	1.5	0.1250	0.77	6.230	1.7	0.3615	1.5	0.888
15.1	0.16	261	55	0.22	81.8	2002	±26	2056	14	3	2.745	1.5	0.1270	0.77	6.380	1.7	0.3642	1.5	0.893
4.1	0.03	204	100	0.51	62.7	1973	±27	2041	12	3	2.793	1.6	0.1259	0.70	6.220	1.7	0.3581	1.6	0.913
14.1	0.09	85	41	0.50	25.8	1944	±28	2061	21	6	2.840	1.7	0.1273	1.20	6.180	2.0	0.3521	1.7	0.817
6.1	0.21	224	107	0.49	64.7	1865	±25	2052	18	10	2.981	1.5	0.1267	1.00	5.860	1.8	0.3355	1.5	0.828
1.2	0.49	101	50	0.51	30.0	1902	±21	2048	24	8	2.914	1.3	0.1263	1.40	5.980	1.9	0.3432	1.3	0.683
10.2	0.20	161	166	1.07	51.9	2054	±22	2041	15	-1	2.665	1.3	0.1259	0.85	6.512	1.5	0.3752	1.3	0.827
16.1	0.27	202	271	1.39	62.4	1980	±21	2053	15	4	2.782	1.2	0.1267	0.84	6.280	1.5	0.3595	1.2	0.823
17.1	0.28	135	21	0.16	43.0	2026	±21	2058	19	2	2.708	1.2	0.1271	1.10	6.470	1.6	0.3693	1.2	0.759
17.2	0.27	181	171	0.98	50.2	1802	±19	2030	15	13	3.101	1.2	0.1251	0.85	5.562	1.5	0.3225	1.2	0.813
17.3	0.17	111	13	0.12	35.6	2042	±22	2040	17	0	2.683	1.3	0.1258	0.94	6.460	1.6	0.3727	1.3	0.802
18.1	0.13	284	74	0.27	88.2	1990	±20	2053	11	3	2.766	1.2	0.1267	0.60	6.317	1.3	0.3616	1.2	0.891
18.2	0.19	97	11	0.11	30.7	2018	±24	2030	20	1	2.720	1.4	0.1251	1.20	6.340	1.8	0.3677	1.4	0.766
мегаксенолит амфиболита (скв. 0157, глубина 231.1–242.7 м, 49.919791 с.ш., 40.453098 в.д.)																			
2.1	0.02	3753	4234	1.17	1270	2135	29	2057.5	3.2	-4	2.547	1.6	0.1271	0.18	6.880	1.6	0.3926	1.6	0.994
3.1	0.03	2416	1801	0.77	800	2100	31	2049.3	4.6	-2	2.597	1.8	0.1265	0.26	6.710	1.8	0.3851	1.8	0.989
5.1	0.02	1288	240	0.19	423	2087	29	2056.2	5.6	-1	2.616	1.6	0.1270	0.32	6.690	1.6	0.3823	1.6	0.981
8.1	0.02	1179	59	0.05	379	2051	28	2058.4	6.8	0	2.670	1.6	0.1271	0.39	6.560	1.7	0.3745	1.6	0.973
23.1	0.04	783	468	0.62	252	2049	29	2069.6	6.9	1	2.672	1.6	0.1279	0.39	6.600	1.7	0.3743	1.6	0.972
22.1	0.02	1793	1645	0.95	572	2037	28	2061.0	4.7	1	2.691	1.6	0.1273	0.27	6.520	1.6	0.3716	1.6	0.986
19.1	0.03	1108	565	0.53	355	2043	28	2066.9	6.1	1	2.682	1.6	0.1277	0.35	6.570	1.7	0.3728	1.6	0.978
16.2	—	1035	822	0.82	329	2028	28	2062.2	6.3	2	2.705	1.6	0.1274	0.35	6.490	1.7	0.3697	1.6	0.977

Таблица 2. Окончание

Точка	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	(1) Age $^{206}Pb/^{238}U$ Ma	±	(1) Age $^{207}Pb/^{206}Pb$ Ma	±	D, %	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Rho
9.2	0.02	1293	636	0.51	409	2022	28	2058.4	5.6	2	2.714	1.6	0.1271	0.32	6.460	1.6	0.3685	1.6	0.981
12.1	0.04	272	16	0.06	86	2020	29	2056.0	14	2	2.718	1.7	0.1269	0.78	6.440	1.9	0.3680	1.7	0.908
14.1	0.05	1107	769	0.72	352	2028	28	2066.7	5.9	2	2.704	1.6	0.1277	0.33	6.510	1.7	0.3698	1.6	0.979
13.1	0.02	1586	1432	0.93	499	2012	28	2070.2	5.1	3	2.731	1.6	0.1280	0.29	6.460	1.6	0.3662	1.6	0.984
18.1re	0.16	1600	1226	0.79	495	1978	27	2048.4	5.7	4	2.784	1.6	0.1264	0.32	6.260	1.6	0.3592	1.6	0.980
9.1	0.12	809	716	0.91	254	2002	28	2077.1	7.6	4	2.746	1.6	0.1285	0.43	6.450	1.7	0.3642	1.6	0.966
17.1	0.03	2737	1692	0.64	792	1870	38	2050.0	21	10	2.971	2.3	0.1265	1.20	5.870	2.6	0.3366	2.3	0.889
18.1	0.08	1923	293	0.16	550	1851	26	2047.9	4.9	11	3.007	1.6	0.1264	0.28	5.794	1.6	0.3325	1.6	0.986
16.1	0.01	616	263	0.44	174	1836	26	2073.8	8.2	13	3.034	1.6	0.1282	0.46	5.827	1.7	0.3296	1.6	0.962
17.2	0.14	475	113	0.25	129	1764	25	2064.0	11	17	3.178	1.6	0.1275	0.63	5.533	1.8	0.3147	1.6	0.935
11.1	0.32	756	328	0.45	201	1734	25	2052.7	9.3	18	3.239	1.6	0.1267	0.53	5.394	1.7	0.3087	1.6	0.952
15.1	2.13	1129	912	0.84	272	1565	23	2037.0	25	30	3.641	1.6	0.1256	1.40	4.760	2.2	0.2747	1.6	0.751
10.1	0.17	1544	676	0.45	347	1495	21	1994.0	14	33	3.830	1.6	0.1225	0.81	4.411	1.8	0.2611	1.6	0.894
4.1	0.79	1527	1387	0.94	354	1528	22	2060.0	12	35	3.739	1.6	0.1273	0.69	4.692	1.8	0.2674	1.6	0.920
1.1	0.33	1605	350	0.23	338	1408	20	1931.1	8.3	37	4.096	1.6	0.1183	0.46	3.983	1.7	0.2441	1.6	0.961
6.1	0.76	1339	1316	1.02	286	1422	21	2000.5	9.1	41	4.053	1.6	0.1230	0.51	4.185	1.7	0.2467	1.6	0.953
13.2	1.47	441	249	0.58	70.3	1083	16	2053.0	34	90	5.469	1.7	0.1267	1.90	3.195	2.5	0.1829	1.7	0.649
20.1	2.96	575	363	0.65	140	1562	23	2098.0	21	34	3.646	1.7	0.1300	1.20	4.920	2	0.2742	1.7	0.810
7.1	1.18	1847	1249	0.70	361	1306	20	1961.0	57	50	4.451	1.7	0.1203	3.20	3.730	3.6	0.2247	1.7	0.457
21.1	0.13	684	160	0.24	266	2408	33	2587.0	7.8	7	2.209	1.6	0.1730	0.47	10.800	1.7	0.4528	1.60	0.961

Примечания. Ошибки ±1σ; Pb_c и Pb* обозначают общую и радиогенную части соответственно. (1) Поправка для обычного свинца сделана с использованием отношения $^{204}Pb/^{206}Pb$. D, % дискордантность = 100 × [(возраст $^{207}Pb/^{206}Pb$)/(возраст $^{206}Pb/^{238}U$) — 1]. Rho — корреляция ошибок для отношений $^{207}Pb/^{235}U$ — $^{206}Pb/^{238}U$.

Таблица 3. Lu-Hf данные по цирконам из пород донской серии

Точка	Age (Ma)	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	2SE	$e_{Hf}(0)$	2SD	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2SD	t_{DM}	2SD	t_{DM}^{C}	2SD
мегаксенолит амфиболита (скв. 0157, глубина 231.1–242.7 м)																	
2.1	2058	0.116531	0.005526	0.004100	0.000077	0.281515	0.000077	1.467328	0.000185	-44.5	2.7	-4.1	2.7	2640	113	3005	184
8.1	2058	0.009083	0.000683	0.000421	0.000043	0.281541	0.000043	1.467315	0.000106	-43.5	1.5	1.8	1.5	2361	58	2553	94
9.1	2077	0.021837	0.000520	0.000897	0.000043	0.281481	0.000043	1.467136	0.000090	-45.7	1.5	-0.5	1.5	2468	58	2716	95
9.2	2058	0.030515	0.001075	0.001125	0.000040	0.281535	0.000040	1.467507	0.000137	-43.7	1.4	0.7	1.4	2408	54	2630	88
12.1	2056	0.004992	0.000192	0.000207	0.000031	0.281538	0.000031	1.467260	0.000066	-43.6	1.1	2.2	1.1	2341	40	2522	66
13.1	2070	0.137529	0.001181	0.004919	0.000064	0.281723	0.000064	1.467221	0.000127	-37.1	2.3	2.5	2.3	2377	98	2571	159
14.1	2067	0.021583	0.000518	0.000810	0.000044	0.281505	0.000044	1.467403	0.000086	-44.8	1.6	-0.3	1.5	2452	58	2695	95
16.2	2062	0.044495	0.000835	0.001736	0.000098	0.281570	0.000098	1.467356	0.000202	-42.5	3.4	1.6	3.4	2382	133	2584	217
18.1re	2048	0.099221	0.001735	0.003551	0.000064	0.281561	0.000064	1.467120	0.000129	-42.8	2.2	-2.0	2.2	2533	93	2840	151
19.1	2067	0.015066	0.000289	0.000551	0.000058	0.281371	0.000058	1.467506	0.000132	-49.6	2.0	-4.1	2.0	2595	77	2929	125
гнейсы (скв. 6391, глубина 282–298 м)																	
1.1	2078	0.017061	0.002277	0.000450	0.000095	0.281440	0.000095	1.467392	0.000190	-47.1	3.3	-1.3	3.4	2492	127	2754	208
2.1	2054	0.063656	0.000406	0.001529	0.000088	0.281461	0.000088	1.467295	0.000158	-46.4	3.1	-2.5	3.1	2532	122	2835	200
3.1	2069	0.046815	0.002387	0.001145	0.000073	0.281584	0.000073	1.467112	0.000120	-42.0	2.6	2.7	2.6	2338	100	2508	163
4.1	2041	0.043337	0.002013	0.001116	0.000079	0.281619	0.000079	1.467283	0.000150	-40.8	2.8	3.3	2.8	2291	109	2448	178
5.1	2033	0.013361	0.000803	0.000400	0.000098	0.281477	0.000098	1.467535	0.000230	-45.8	3.4	-1.3	3.4	2453	130	2718	213
6.1	2052	0.014042	0.000207	0.000411	0.000080	0.281482	0.000080	1.467450	0.000157	-45.6	2.8	-0.5	2.9	2442	108	2689	177
12.1	2046	0.008808	0.001010	0.000273	0.000088	0.281350	0.000088	1.467019	0.000168	-50.3	3.1	-4.3	3.2	2577	119	2913	194
13.1	2056	0.024149	0.001377	0.000624	0.000076	0.281405	0.000076	1.467227	0.000148	-48.4	2.7	-3.2	2.7	2548	103	2859	169

Примечания. $\varepsilon_{Hf}(t)$ — рассчитано с использованием значений $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.0332 и $^{176}Hf/^{177}Hf$=0.282772;
t_{DM} — модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавления магмы из деплетированной мантии с использованием $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0.28325 и $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.0384;
t_{DM}^{C} — модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.015, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

и иногда удлиненно призматического габитуса. В центральных частях зерен редко наблюдаются реликты тонкой концентрической зональности (рис. 7). Эти участки небольшого размера до 35 мкм шириной, как правило, трещиноватые, обрастают широкими каймами циркона светло-серого, серого и почти черного цвета в катодолюминесценции. Для большинства зерен характерны неоднородные участки то светлой, то темной окраски на светло-сером фоне, затрагивающие как кристаллы целиком (несколько почти полностью темных зерен), так и их отдельные части. Несмотря на морфологические различия, аналитические данные по цирконам достаточно однородны и укладываются в один временной интервал. Результаты изотопных исследований позволили оценить дисконкордантный возраст 2049 ± 10 млн лет (рис. 7) по всем 23 точкам и конкордантный возраст 2044 ± 9 млн лет по 14 точкам с низкой дискордантностью (D ⩽ 2). Эти значения хорошо согласуются со средневзвешенным $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2047 ± 7 млн лет.

Цирконы в пробе 0157/231.1–242.7 представлены полупрозрачными идиоморфными кристаллами и их обломками призматического и изометричного габитуса. В них наблюдается пятнистая и тонкая зональность. Характерны неоднородные участки темной окраски на светло-сером фоне, затрагивающие как кристаллы целиком, так и их отдельные части. В некоторых кристаллах по тонкой светлой оторочке выделяются ядерные зоны. На изображениях в отраженных электронах в цирконе, за редким исключением, наблюдается сильная трещиноватость и зоны перекристаллизации, которые охватывают как весь кристалл, так и предшествующие узкие зоны концентрического роста. Аналитические данные по цирконам достаточно однородны и 27 точек образуют дискордию на графике с конкордией, за исключением одного ядра (рис. 7). Конкордантный возраст равен 2057 ± 7 млн лет по 10 точкам. Средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст по 14 зернам составил 2060 ± 4 млн лет. Одно зерно в ядерной части имеет $^{207}Pb/^{206}Pb$ архейский возраст.

Результаты исследований изотопного состава гафния в цирконах приведены в табл. 3. Величины $\varepsilon_{Hf}(t)$ в гнейсах-амфиболитах изменяются от –4.3 до 3.3. Модельный возраст источника по DM составил 2290–2640 млн лет.

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД

В настоящей статье приведены новые изотопные данные (табл. 4 и рис. 8) для пород донской серии. Исследованные гнейсы, амфиболиты, мрамор и карбонатно-силикатная порода имеют радиогенный изотопный состав Nd и характеризуются узкими вариациями величин $\varepsilon_{Nd}(t)$ от –1.2 до +3.4 (рассчитаны на возраст 2200 млн лет) и Nd-модельными возрастами $t_{Nd}(DM)$ от 2180 до 2550 млн лет. Общая изохронная зависимость фигуративных точек по породам (табл. 4) в $^{147}Sm/^{144}Nd$ — $^{143}Nd/^{144}Nd$ координатах, отвечает возрасту 2186 ± 45 млн лет. Данные Sm-Nd-исследований (Щипанский и др., 2007) гнейсо-гранитоидов, в свете новых данных о геологии региона, относятся к павловскому комплексу Донского террейна, а не донской серии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст

Архейский возраст донской серии в существующей легенде Центрально-Европейской серии листов не согласуется с новыми Sm-Nd данными. Как метаосадки, так и метавулканиты донской серии имеют палеопротерозойский модельный возраст (табл. 4). Это свидетельствует о том, что метаосадки образовались из палеопротерозойских источников, а расплавы вулканических пород произошли из палеопротерозойского ювенильного мантийного источника. В цирконах, согласно Lu-Hf изотопии, также не обнаружено архейских значений модельного возраста (табл. 3). Оцененные по циркону возрасты из двух проб (2047 ± 7 и 2060 ± 4 млн лет), вероятно, не отражают ни время накопления туфов, ни время извержения вулканитов, так как они очень близки по возрасту или моложе прорывающих их гранитоидов павловского комплекса с возрастом 2063–2077 млн лет (Бибикова и др., 2009; Terentiev et al., 2020). Глубина становления павловских магм в верхней коре оценена по составам амфиболов и находится в интервале 7.5–12 км (Терентьев, Савко, 2017). Если использовать эту оценку, то погружение вулканогенных и осадочных пород донской серии до глубин более 7.5 км становится невозможным, так как на это требуется несколько десятков миллионов лет.

Пятнистое строение цирконов пробы 6391/282–298 вне зоны влияния павловских гранитоидов характерно для метаморфических цирконов (Corfu et al., 2003). Считается, что породы донской серии метаморфизованы в условиях не ниже амфиболитовой фации (Савко, Скрябин, 1999; Терентьев, 2018), которая может обеспечить метаморфическую перекристаллизацию циркона (Rubatto, 2017). Возраст метаморфизма в Донском террейне по монациту и титаниту (Savko et al., 2018) составляет около 2072 ± 7 млн лет, что с учетом погрешностей не совпадает с возрастом циркона 2047 ± 7 млн лет. Тем не менее, результаты U-Pb датирования циркона в пробе 6391/282–298 по пятнистым кристаллам с хорошо видимыми признаками перекристаллизации на BSE-изображениях отражают возраст метаморфизма гнейсов. Препятствием для такой интерпретации служит слишком высокое отношение Th/U в цирконах (более 0.1), что считается характерным для магматического циркона (например, Kelsey, Hand, 2015; Rubatto, 2017). Однако,

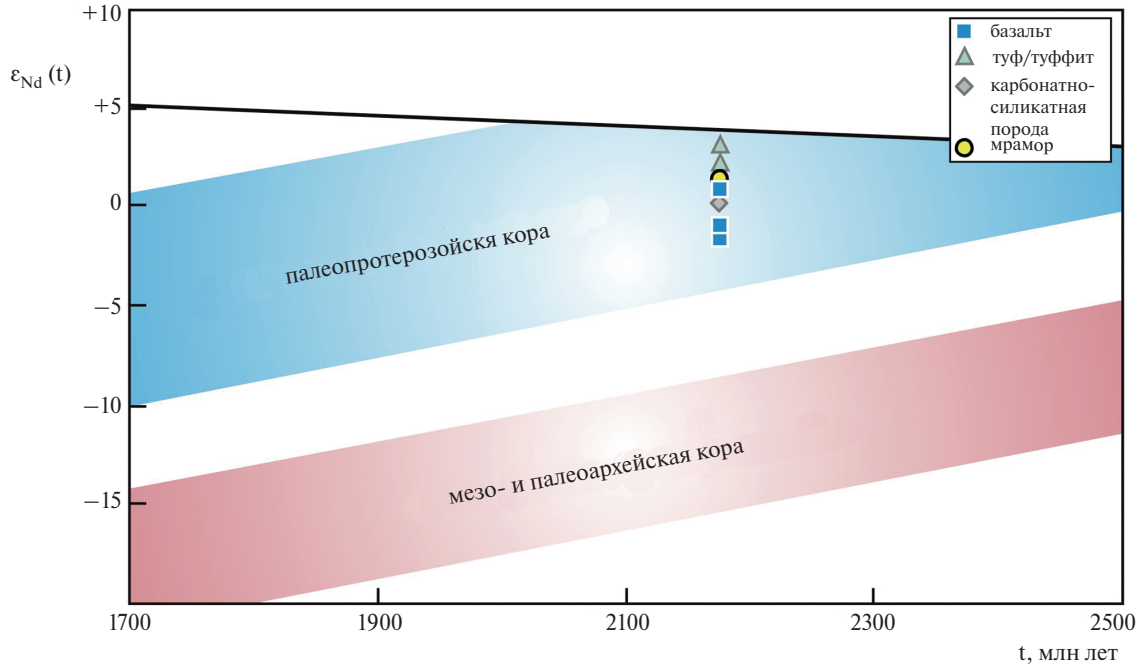


Рис. 8. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t)$ – Возраст для пород донской серии. Поля эволюции изотопного состава Nd континентальной коры даны по (Бибикова и др., 2009; Щипанский и др., 2007; Savko et al., 2021; Terentiev et al., 2016, 2017).

Таблица 4. Sm-Nd данные для супракрустальных пород донской серии

Номер образца	Порода	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±	t*, млн лет	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd}(DM)$, млн лет
0157/231.1	амфиболит массивный	5.20	25.28	0.1244	0.511662	4	2200	+1.4	2364
6391/219.0	амфиболит полосчатый	3.46	16.61	0.1259	0.511783	5	2200	+3.4	2181
К-247/2	амфиболит массивный	6.83	37.08	0.1113	0.511372	5	2200	–0.6	2500
6391/343.0	Bt гнейс субмассивный	5.91	32.33	0.1104	0.511326	7	2200	–1.2	2549
К-284/1	Bt гнейс директивный	4.37	33.26	0.0794	0.511063	4	2200	+2.5	2243
6391/436.0	карбонатно-силикатная порода	3.11	15.38	0.1224	0.511584	5	2200	+0.4	2448
6391/322.0	мрамор	2.57	12.61	0.1230	0.511654	6	2200	+1.6	2339

Примечания. t* — возраст образования.

высокие отношения Th/U (1 и более) в метаморфических цирконах не редкость (Yakymchuk et al., 2018), особенно при высоких температурах и в присутствии флюида или расплава (Rubatto, 2017; Kunz et al., 2018). Метаморфические каймы замещают полностью реликтовые ядра в условиях амфиболитовой фации при температурах 750–780 °C (Kunz et al., 2018), что соответствует пиковым температурам метаморфизма донской серии 780 °C (Терентьев, 2018). Вероятных метаморфических событий, судя по CL-изображениям, два: им отвечают в цирконах изотропные темные участки и пятнистые светлые и светло-серые зоны. Однако по аналитическим данным эти зоны почти не различимы, можно лишь отметить, что темные участки преимущественно моложе, чем 2050 млн лет ($^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст), а светлые зоны древнее этой границы.

Полученный в пробе 0157/231.1–242.7 возраст 2060 ± 4 млн лет по осциляционно-зональным кристаллам совпадает с возрастом гранитоидного батолита, вмещающего ксенолит. Это подтверждается как близким возрастом кристаллизации павловских гранитоидов, так и многочисленными признаками перекристаллизации циркона. Тем не менее, единственное ядро с архейским возрастом, наряду с 2831 ± 21 и 2979 ± 7 млн лет возрастами

ядер из лискинских гранитоидов и гнейсов Донского террейна (Терентьев, 2016; Лобач-Жученко и др., 2017), свидетельствуют о том, что, по крайней мере, подстилающие или окружающие породы донской серии имеют архейский возраст. Это подтверждает и изотопный состав гранитоидов в Донском террейне, которые характеризуются как архейскими до 2.8 млрд лет, так и протерозойскими Nd-модельными возрастами (Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2024).

Таким образом, вопрос о точном возрасте накопления осадков и вулканитов донской серии остался нерешенным. Основной вывод по изотопным и геохронологическим данным: донская серия, состоящая из вулканогенных и осадочных пород, может подстилаться архейскими породами, содержит архейские детритовые цирконы, но ее возраст не древнее 2300 млн лет.

Тектоническая обстановка

Как упоминалось ранее, тектоническое положение ВДО, и Донского террейна в частности, вызывает разногласия, при этом одни исследователи полагают, что этот ороген представлял собой внутриконтинентальный рифт (Чернышов и др., 1997; Mints et al., 2015), тогда как другие утверждают, что он развился на континентальной окраине (Shchipansky, Bogdanova, 1996; Щипанский и др., 2007). Формирование лосевской серии, нижняя часть которой — это предполагаемый эквивалент донской серии, в системе островная дуга — задуговой бассейн предложено позднее (Terentiev et al., 2017; Terentiev, Santosh, 2020).

Донская серия включает следующие наиболее широко распространенные типы пород: (1) амфиболиты и гнейсы, преимущественно вулканогенной и вулканогенно-осадочной природы; (2) метаморфизированные известняки и мергели (мраморы и карбонатно-силикатные породы). Метатерригенные породы встречаются очень редко,— это гнейсы с примесью глиноземистых минералов и графита. Такая ассоциация пород характерна как для современных активных континентальных окраин, так и для внутриплитных бассейнов. Следует отметить, что среди палеопротерозойских пород Донского террейна встречаются “окна” фундамента архейского Курского блока (Savko et al., 2021), установленные по редким древним (2.6–3.0 млрд лет) ядрам циркона, как из амфиболита, так и из гранитоидов. Таким образом, отложения донской серии формировались рядом и/или на древнем континентальном фундаменте, что также может быть связано с образованием либо в обстановке активной континентальной окраины, либо во внутриплитной обстановке.

Доступные U-Pb данные по циркону для вулканических пород донской серии согласуются с возрастом метаморфизма Волго-Донского орогена или моделью коллизии континентальных блоков. Модельные возрасты показывают, что вулканизм и седиментация, которые сформировали протолиты донской серии произошли в период около 2.2 млрд лет назад. Эти вулканические и осадочные события сопоставимы с возрастом около 2175 млн лет нижней части лосевской серии, которая примыкает к донской серии с востока (Terentiev et al., 2017).

Большинство изученных пород донской серии имеют ювенильный изотопный состав Nd: положительные или слабо отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ и близкие модельные возрасты 2181–2448 млн лет. Два образца метавулканитов характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ и на 100 млн лет более древними модельными возрастами [$t_{Nd}(DM)$], что, скорее всего, связано с контаминацией материалом континентальной коры. Для цирконов из метавулканитов характерны знакопеременные значения $\varepsilon_{Hf}(t)$, в среднем близкие к нулю и схожие модельные возрасты, около 2.4 млрд лет. Эти изотопные характеристики предполагают обогащенный мантийный или смешанный корово-мантийный источник исходных расплавов вулканитов и ювенильный источник для осадков. На рис. 8, показано, что изотопный состав неодима в вулканитах донской серии существенно отличался от изотопного состава деплетированной мантии в момент формирования пород. Их источниками могли являться субдуцирующая океаническая плита, расположенные выше мантийный клин и континентальная кора, что характерно для обстановки активной континентальной окраины. Океаническая плита старше на 100–200 млн лет, чем породы донской серии, если опираться на неодимовые и гафниевые модельные возрасты (табл. 3 и 4).

На нормализованных к примитивной мантии диаграммах микроэлементов вулканические породы донской серии демонстрируют обогащение LILE и LREE, а также отрицательные аномалии Nb–Ta–Ti, подобно вулканическим породам островодужного типа, образовавшимся в результате плавления метасоматизированного мантийного клина (что подтверждают высокие содержания Cr и Ni в основных вулканитах, до 788 и 255 ppm, соответственно). Относительно высокое содержание HFSE и оксидов Fe-Ti в вулканических породах донской серии позволяет предположить, что их расплавы могли возникнуть из мантийного источника с амфиболом в рестите, подобного базальтам окраин континентов. Реститовый амфибол в мантии предполагает, что вулканические породы донской серии произошли из водонасыщеной магмы. Переменные отношения несовместимых элементов Ce/Y (0.5–5.2) при постоянном Zr/Nb (около 20) (Elliott et al., 1997) также позволяют предположить, что формирование вулканических пород Донского террейна произошло в результате значительного притока флюидов. Считается, что повышенные

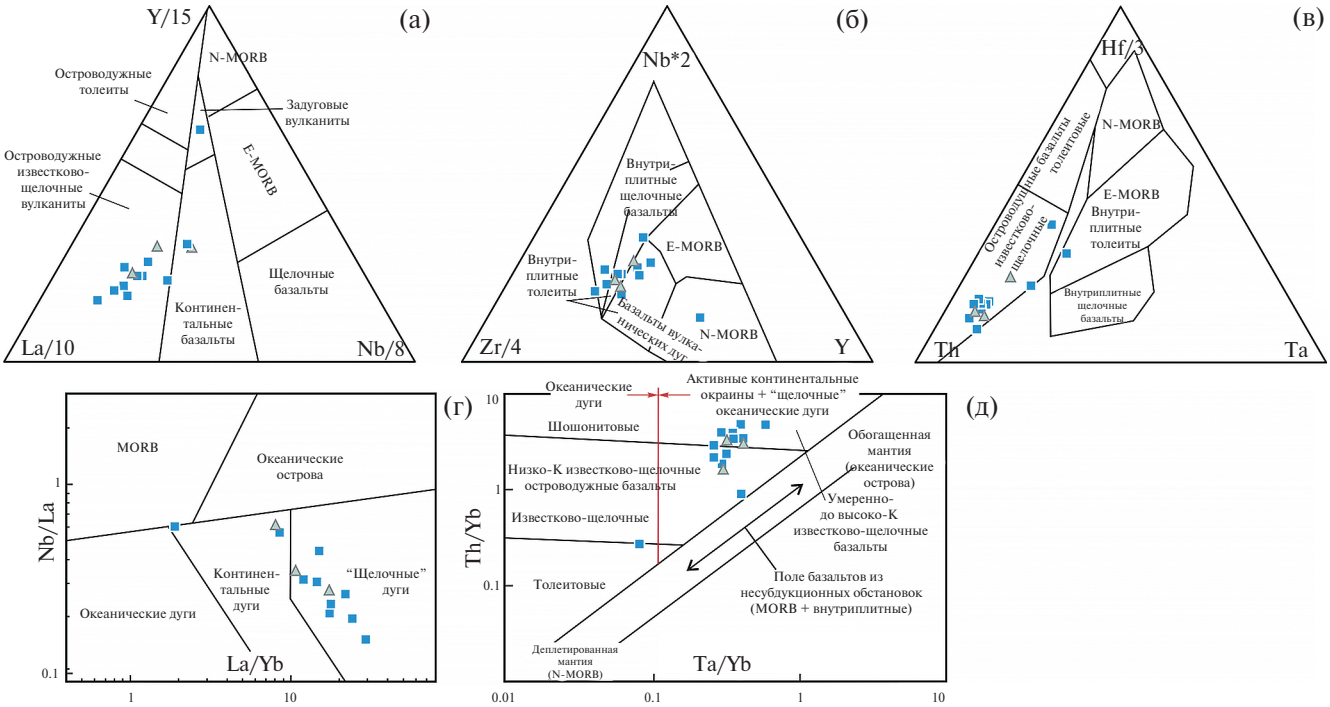


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы для амфиболитов донской серии: (а) — (Cabanis et Lecolle, 1989); (б) — (Meschede, 1986); (в) — (Wood, 1980); (г) — (Hollocher et al., 2012); (д) — (Pearce, 1982) .

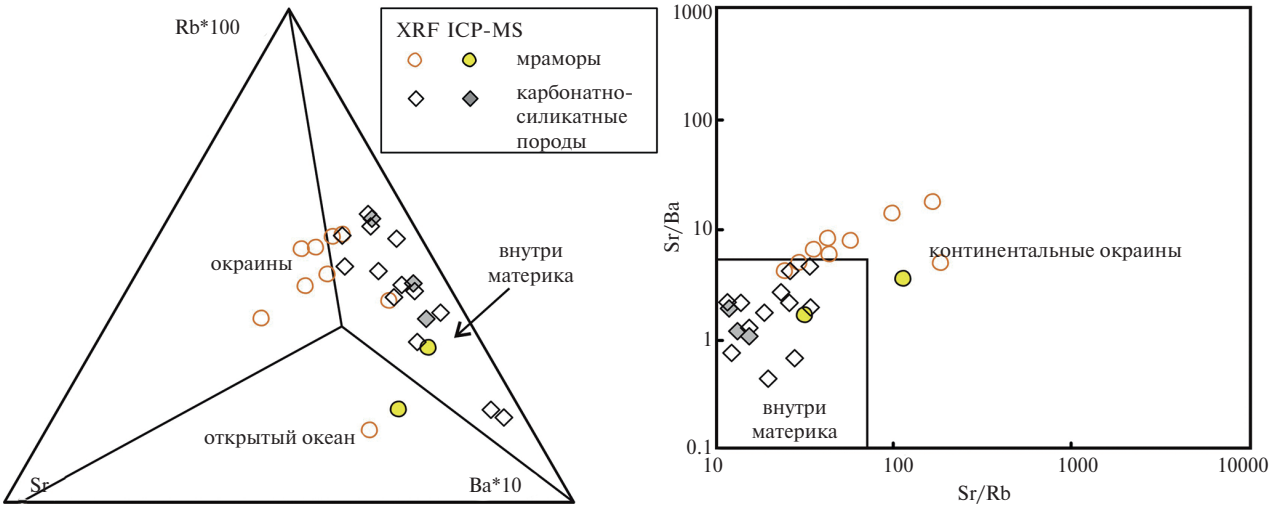


Рис. 10. Дискриминационные диаграммы (Zhang et al., 2017) для карбонатных пород донской серии.

отношения Sr/Nd (чаще всего более 20) при низких отношениях Th/Yb (менше 1) для андезибазальт-андезита отражают привнос флюидов из погружающейся плиты (Woodhead et al., 1998).

На дискриминантных диаграммах большинство вулканических пород донской серии имеют сходство с магматическими дугами на окраинах континентов; немногие образцы демонстрируют родство с внутриплитными породами (рис. 9). Кроме того, в вулканических породах донской серии относительно близковозрастных вулканических пород нижней части лосевской серии (Terentiev et al., 2017) наблюдается увеличение содержаний K_2O, K_2O/Na_2O, K_2O+Na_2O и $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ с востока на запад, что подразумевает субдукцию на запад и согласуется с геологическим распространением вулканических пород донской и лосевской серий. Вулканические породы донской серии в районе исследований и вулканические породы нижней части лосевской серии, примыкающей с востока, имеют сходные комплексы пород. Они сложены в основном базальтами, андезибазальтами и андезитами с небольшим количеством дацитов, которые литологически сходны с ассоциациями

вулканитов в современных дугах на окраинах континентов, но явно отличаются от ассоциаций континентальных рифтов или мантийных плюмов, которые, как правило, бимодальны.

По метаосадочным породам также осуществлена попытка оценки геодинамических условий формирования. Использованы дискриминационные диаграммы для известняков различных тектонических обстановок (Zhang et al., 2017). Мы отдаем себе отчет об отсутствии “чистых” мраморов в донской серии, и примесь силикатной составляющей сильно нарушает концентрации редких элементов, однако их соотношения могут остаться постоянными. Мраморы и карбонатно-силикатные породы (по данным ICP-MS и XRF) донской серии попадают в поля континентальных окраин и внутренних частей континентов (рис. 10), что может отражать их промежуточное тектоническое положение. Однако контрастные положительные Eu-аномалии на графиках, нормализованных к постархейским австралийским сланцам, характерные для известняков внутренних частей континентов, отсутствуют в мраморах и карбонатно-силикатных породах донской серии.

Таким образом, мы приходим к выводу, что вулканические породы Донского террейна, скорее всего, образовались в результате плавления метасоматизированной мантии в зоне субдукции на восточной окраине Сарматии. В совокупности имеющиеся петрологические, геохимические и геохронологические данные подтверждают модель дуги на континентальной окраине для формирования вулканических и осадочных пород донской серии. Возможным аналогом донской серии является центральноприазовская серия (в основном это — темрюкская свита) Украинского щита. Она, как правило, изучена в районах распространения архейских пород Приазовского блока и содержит плагиогнейсы биотит-амфиболовые, амфибол-двупироксеновые, двупироксеновые, гранат-биотитовые, графит-биотитовые, биотит-силиманитовые, основные пироксенсодержащие кристаллосланцы, железистые и безрудные кварциты, мраморы и карбонатно-силикатные породы. Возраст детритовых цирконов из слюдистых кварцитов темрюкской свиты варьирует от 3.23 до 2.76 млрд лет (Артеменко и др., 2020), однако Nd-модельный возраст силикатных осадков центральноприазовской серии составил 2.34–2.31 млрд лет (Кузнецов и др., 2017). Корреляция центральноприазовской и донской серий позволяет сделать важный вывод: донская серия может быть обнаружена западнее Донского террейна на архейских породах Сарматии, где она фациально изменится с преимущественно вулканогенной на осадочную — увеличится доля глиноземистых и графитовых гнейсов, кварцитов, уменьшится доля амфиболитов.

Признание Донского террейна как окраинной континентальной дуги важно для реконструкции Восточно-Европейского кратона. Как отмечено во множестве работ (например, Zhao et al., 2003; Johansson, 2014; Terentiev, Santosh, 2020), до окончательной сборки суперконтинента Колумбия, слагающие его блоки претерпели длительное, связанное с субдукцией разрастание вдоль некоторых своих континентальных окраин, образовав ряд аккреционных зон, включая огромный магматический аккреционный пояс возрастом 2.3–2.05 млрд лет (Трансамазонский ороген в Амазонии, Эбурнианский ороген в Западной Африке и ВДО). В этой работе, компиляция наших недавних петрологических, геохимических и геохронологических данных по западной части ВДО, показывает, что на восточной окраине Сарматии существовали две близковременные зоны субдукции — одна с погружением слэба непосредственно под Сарматию (в результате образуется донская серия) и вторая в системе островная дуга — задуговой бассейн (в объеме лосевской серии) с погружением слэба под Лосевскую островную дугу.

ВЫВОДЫ

1. Вулканические породы донской серии изначально представляли собой преимущественно базальты, андезибазальты и андезиты с небольшим количеством дацитов, их туфы, которые литологически сходны с породными ассоциациями дуг окраин континентов, но отличаются от ассоциаций континентальных рифтов или мантийных плюмов. Осадочные породы представлены мраморами и карбонатно-силикатными породами, которые аналогичны карбонатным осадкам континентальных дуг.

2. По изотопным и геохронологическим данным отложения донской серии могли подстилаться архейскими породами, содержат архейские детритовые цирконы, но возраст ее образования не древнее 2300 млн лет. Фациальным и возрастным аналогом донской серии является темрюкская свита центральноприазовской серии Украинского щита.

3. Изотопный состав гафния в цирконе и неодима в валовых пробах пород донской серии указывают на их ювенильное происхождение. Основным источником расплавов, очевидно, был обогащенный мантийный клин над субдуцирующей океанической плитой возрастом около 2300 млн лет.

4. Геохимия вулканических пород Донского террейна, характерная для вулканитов активных окраин континентов, указывает на наличие палеопротерозойской зоны субдукции вдоль восточной окраины Сарматского сегмента Восточно-Европейской платформы, которая существовала одновременно/близко по времени второй зоне субдукции под внутриокеаническую островную (Лосевскую) дугу.

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за детальное ознакомление с рукописью и замечания, которые способствовали улучшению статьи, а также научному редактору журнала С. А. Силантьеву.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артеменко Г. В., Беккер А. Ю., Хоффманн А., Шумлянський Л. В. (2020) LA-ICP-MS U-Pb вік кластогенного циркону з кварцитів темрюцької світи (Новоукраїнське залізорудне родовище Корсацького блоку, Західне Приазов'я). *Геологічний журнал*. (**3**), 36–46.

Бердников М. Д., Молотков С. П. (1977) Раннедокембрийский гранитоидный комплекс юго-востока ВКМ. *Вопросы геологии и металлогении докембрия ВКМ*. Воронеж, 14–20.

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Постников А. В., Попова Л. П., Кирнозова Т. И., Фугзан М. М., Глущенко В. В. (2009) Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **17** (6), 3–16.

Буш, А.А., Ермаков, Л.Н., Уйманова, Л.Н. (2000) Геодинамическая модель формирования позднейархейских, раннепротерозойских структур Воронежского массива. *Геотектоника*, (**4**), 14–24.

Епифанов Б. П. (1959) Вопросы стратиграфии докембрия Курско-Воронежской антеклизы. *Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, Вып. 2. Курская магнитная аномалия*. Калужское книжное изд-во, 28–52.

Кузнецов А. Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина, Т. В. Константинова Г. В. (2017) Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемостратиграфия и U–Pb-геохронология. *ДАН*. **484** (6), 725–728.

Лебедев И. П. (1998). К вопросу о геологической природе глубинных неоднородностей земной коры Воронежского кристаллического массива и истории их формирования в раннем докембрии. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей*. Труды международной конференции, Воронеж, 308–314.

Лобач-Жученко С.Б., Рыборак М. В., Салтыкова Т. Е., Сергеев С. А., Лохов К. И., Боброва Е. М., Сукач В. В., Скублов С. Г., Бережная Н. Г., Альбеков А. Ю. (2017) Формирование континентальной коры Сарматии в архее. *Геология и геофизика*. **58** (12), 1886–1914.

Петракова М. Е., Терентьев Р. А., Юрченко А. В., Савко К. А. (2022) Геохимия и геохронология палеопротерозойских кварцевых монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритов плутона Потудань (Волго-Донской ороген). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. **67** (1), 74–96.

Петракова М. Е., Кузнецов А. Б., Балтыбаев Ш. К., Саватенков В. М., Терентьев Р. А., Савко К. А. (2024) Источники расплавов и условия образования гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита Волго-Донского орогена Восточно-Европейского кратона. *Геохимия*. **69** (5), 437-460.

Петров, Б.М., Чернышев Н. М. (1998) Корреляционная схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива. МПР РФ, Центргео.

Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев О. С., Клагиш Б. Д., Полищук В. И., Павловский В. И., Красовицкая Р. С. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Том 1. Геология. Книга первая. Докембрий. М. Недра, 1970, 440 с.

Савко К. А., Скрябин В. Ю. (1999) Петрология форстерит-клиногумитовых мраморов Воронежского кристаллического массива. *Геология и геофизика*. **40** (4), 592–605.

Терентьев Р. А. (2005) Раннепротерозойский палеобассейн Лосевской шовной зоны, Воронежский кристаллический массив. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, (**1**), 81–94.

Терентьев Р. А. (2016) Петрография и геохронология гранитов Лискинского плутона Воронежского кристаллического массива. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология,* (**3**), 43–52.

Терентьев Р. А. (2018) Геология донской серии докембрия Воронежского кристаллического массива. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология,* (2), 5–19.

Терентьев Р. А., Савко К. А. (2017) Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология,* (3), 34–45.

Чернышов Н. М., Ненахов В. М., Лебедев И. П., Стрик Ю. Н. (1997) Геодинамическая модель формирования Воронежского кристаллического массива. *Геотектоника*, (3), 21–31.

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Ларионова Ю. О. (2007) Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое. *Геотектоника*. (1), 43–70.

Black L. P., Gulson B. L. (1978) The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *J. Austral. Geol. Geophys*. **3**, 227–232.

Bogdanova S. V., Gorbatschev R., Garetsky R. G. (2005) East European Craton. In: Selley R., Cocks R., Plimer I. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, Amsterdam, **2**, 34–49.

Cabanis B. et Lecolle M. (1989) Le diagramme La/l0-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de

mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*. **313**, 2023–2029.

Condie K. C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol*. **104**, 1–37.

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. In: Hanchar J. M., Hoskin P. W.O. (eds) Zircon. *Rev. Mineral. Geochem*. **53**, 469–500.

Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geoph. Res*. **102**, 14991–15019.

Frost B. R. and Frost C. D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *J. Petrol*. **49**, 1955–1969.

Giovanardi T., Lugli F. (2017) The Hf-INATOR: a free data reduction spreads heet for Lu/Hf isotope analysis. *Earth Sci. Informat*. **10**, 517–523.

Goldstein S. J. and Jacobsen S. B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett*. **87**, 249–265.

Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. (2012) Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *Am. J. Sci*. **312**, 357–416.

Irvine T. N. and Baragar W. R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci*. **8**, 523–548.

Jackson S. E., Norman J. P., William L. G., Belousova E. A. (2004) The application of laser ablation -inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol*. **211**, 47–69.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. Earth Planet. Sci. Lett. 67, 137–150.

Johansson Å. (2014) From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model — A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Res*. **244**, 226–235.

Kelsey D. E. and Hand M. (2015) On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geosci. Front*. **6**, 311–356

Kunz B. E., Regis D., Engi M. (2018) Zircon ages in granulite facies rocks: decoupling from geochemistry above 850 °C. *Contrib. Mineral. Petrol*. **173**, 1–26.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite Northern Timan: zircon ages of gabbros and syenites. In: Gee, D.G., Pease, V. (eds.) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geolical Society, London, Memoirs* **30**, 69–74.

LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol*. **27**, 745–750.

Ludwig K. R. (2008) Isoplot / Ex ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, **4**, 77 p.

Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol*. **56**, 207–218.

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Y. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. (2015) East European Craton: Early Precambrian History and 3D Models of Deep Crustal Structure. *Geol. Soc. Am. Spec.*, **510**. DOI: https://doi.org/10.1130/SPE510

Ohta T., Arai H. (2007) Statistical empirical index of chemicalweathering in igneous rocks: a new tool for evaluating the degree of weathering. *Chem. Geol*. **240**, 280–297.

Pearce J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorp R. S., editor, Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks: John Wiley and Sons, New York, 525–548.

Rubatto D. (2017) Zircon: The Metamorphic Mineral. *Rev. Mineral. Geochem*. **83**, 261–295.

Rudnick R., and Gao S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise Geochemistry* **3**, 1–64.

Savko K. A., Samsonov A. V., Kotov A. B., Salnikova E. B., Korish E. H., Larionov A. N., Anisimova I. V., Bazikov N. S. (2018) The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia. *Precambrian Res*. **311**, 1–23

Savko K. A., Samsonov A. V., Larionov A. N., Chervyakovskaya M. V., Korish E. H., Larionova Yu.O., Bazikov N. S., Tsybulyaev S. V. (2021) A buried Paleoarchean core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application. *Precambrian Res*. **353**. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106021

Shaw D. M. (1972) The Origin of the Apsley Gneiss, Ontario. *Can. J. Earth i.* **9** (1), 18–35.

Shchipansky A. A. and Bogdanova S. V. (1996) The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacoeen. *Tectonophysics* **268**, 109–125.

Simonen A. (1953) Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* **160**, 1–64.

Tarrey J., Dalziel I. W.D., DeWit M.J. (1976) Marginal basin 'Rocas Verdes' complex form S. Chile: A model for Archaean greenstone belt formation. In The Early History of the Earth. Edited by B. F. Windley. Wiley, London, 131–146.

Terentiev R. A., Santosh M. (2020) Baltica (East European Craton) and Atlantica (Amazonian and West African Cratons) in the Proterozoic: The pre-Columbia connection. *Earth Sci. Rev*. **210**. DOI: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103378

Terentiev R. A., Savko K. A., Santosh M., Korish E. H., Sarkisyan L. S. (2016) Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Res.* **287**, 48–72.

Terentiev R. A., Savko K. A., Santosh M. (2017) Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite. *Am. J. Sci.* **317** (6), 707–753.

Terentiev R. A., Savko K. A., Petrakova M. E., Santosh M., Korish E. H. (2020) Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Res.* **346**. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790

Winchester J. A. and Floyd P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* **20**, 325–343.

Wood D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Plan. Sci. Lett.* **50**, 11–30.

Woodhead J. D., Eggins S. M., Johnson R. W. (1998) Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes. *J. Petrol.* **39**, 1641–1668.

Yakymchuk C., Kirkland C. L., Clark C. (2018) Th/U ratios in metamorphic zircon. *J. Metamorph. Geol.* **36**, 715–737.

Zhao G. C., Sun M., Wilde S. A., Li S. Z. (2003) Assembly, accretion and breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia supercontinent: records in the North China Craton. *Gondwana Res.* **6**, 417–434.

Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L., Zeng L., Lu L., Zhang Y.-X., Hui J., Jin X., Tang X.-C. (2017) Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. *Earth. Sci. Rev.* **167**, 27–46.

GEOCHEMISTRY AND AGE OF PALEOPROTEROZOIC METAVOLCANOIC AND METASEDIMENTARY ROCKS OF THE DON TERRANE OF THE VOLGA-DON OROGEN

© 2024 R. A. Terentiev[a], *, K. A. Savko[a], E. H. Korish[a], M. V. Chervyakovskaya[b]

[a]Voronezh State University, Universitetskaya square, 1, Voronezh, 394018 Russia
[b]Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Pochtovyi per., 7, Yekaterinburg, 620219 Russia
**e-mail: terentiev@geol.vsu.ru*

Received January 10, 2024; revised March 15, 2024; accepted March 24, 2024

The Don terrane, which is extensively reworked by metamorphism and granitoid intrusions, is part of the Volga–Don orogen stretching along the eastern margin of the Sarmatian segment of the East European Craton. The terrane consists of gneiss-granites of the Pavlovsk complex, metavolcanic rocks, ranging from basaltic andesites to dacites (amphibolites and gneisses), and metasedimentary rocks (marbles and calc-silicate rocks) of the Don Group. The volcanic rocks are typically enriched in LILE and LREE and show negative HFSE anomalies, indicating fluid-assisted melting of the mantle wedge in a subduction zone. The Nd isotopic composition (ε_{Nd2200} = –1.2 to +3.4, model age 2180–2550 Ma) and Hf isotopic composition (ε_{Hf} = –4.3 to +3.3, model age 2290–2640 Ma) indicate an enriched mantle or a mixed crustal–mantle source of the parental melts of the volcanics and a juvenile source for sediments of the Don Group. The U–Pb zircon metamorphic age of the gneisses and amphibolites is 2047 ± 7 Ma, and that of the thermal effect of the granitoid batholith on the host rocks is 2060 ± 4 Ma. According to isotope geochemical and geochronological data, the Don Group is underlain by Archean rocks, contains Archean detrital zircons, but the age of this group is no older than 2300 Ma. A facies and age analogue of the Don Group is the Temryuk Formation of the Central Azov Group of the Ukrainian shield. In the Paleoproterozoic, the eastern margin of Sarmatia was likely a continental arc, which was nearly coeval with the island arc–backarc basin system of the Losevo Group.

Keywords: Voronezh crystalline massif, calc-alkaline mafic rocks, U-Pb age, Sm-Nd isotope age, enriched mantle, subduction