

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОВ ЛИСКИНСКОГО ПЛУТОНА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Р. А. Терентьев

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 8 августа 2016 г.

Аннотация: Лискинский плутон внедрялся как двухфазная концентрически зональная интрузия: первая фаза представлена мелкозернистыми в зоне закалки до крупнозернистых порфировидных в центре лейкомонцогранитами, вторая фаза – микрографическими лейкогранодиоритами, лейкомонцо- и лейкосиеногранитами. Лискинские лейкограниты демонстрируют типичные признаки А-гранитов: высокие содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^*/MgO , TiO_2/MgO , фтора, низкие содержания CaO , MgO , высокие температуры ликвидуса (870 ± 18 °C) и характерный набор акцессорных минералов, включающий ксенотим, тантало-ниобаты, флюорит. Граносиениты/гранодиориты павловского комплекса и лейкограниты бобровского комплексов имеют химический состав отличающийся от гранитов Лискинского плутона. Они демонстрируют известково-щелочные характеристики. Лискинский плутон принадлежит наиболее молодому этапу палеопротерозойской магматической активности (2064 ± 14 млн лет) в Донском террейне ВКМ, которая инициировала внедрение гипабиссальной интрузии. Возраст вмещающих пород Донского террейна соответствует неоархею (около 2,6 млрд лет). Структурные особенности и химический состав лискинских гранитов согласуются с внедрением корового кислого расплава в постколлизивной обстановке.

Ключевые слова: палеопротерозой, Восточно-Сарматский ороген, А-граниты, химизм, тектоническая обстановка.

THE PETROLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITES FROM LISKI PLUTON, VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

Abstract: Liski pluton was emplaced as two-phase ring-shaped pluton involved (1) the first phase consists of fine-grained in the chilled zone to coarse-grained porphyritic in the center leucomonzogranites, (2) the second phase is represented by micrographic leucogranodiorites, leucomonzo- and leucosienogranites. Liski granites display the typical geochemical characteristics of A-type granites, namely high SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^*/MgO , TiO_2/MgO , and F and low CaO and MgO . They have extreme liquidus temperatures (870 ± 18 °C) and are rich in characteristic accessory minerals including xenotime, tantalum-niobates, fluor spar. The granosyenites/granodiorites of Pavlovo complex and leucogranites of Bobrov complex has a chemical composition different from the Liski granites. It displays calc-alkaline characteristics. Liski pluton belongs to the youngest stage of Paleoproterozoic igneous activity (2064 ± 14 Ma) in the Don terrane that triggered in emplacement of the hypabyssal intrusion. Age of host rocks of the Don terrane corresponds to Neoarchean (~2,6 Ga). The Liski granites display the general characteristics of A-type rocks and their structure and chemistry are consistent with a post-collisional setting.

Keywords: Paleoproterozoic, East Sarmatian Orogen, A-granite, chemistry, tectonic setting.

Введение

Донской террейн, породы которого вмещают Лискинский массив, расположен в восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ), близко к его центру (рис. 1б). Центральная и восточная части ВКМ развивались как сегменты Восточно-Сарматского орогена (ВСО, [1]), который сформировался в палеопротерозое за счет столкновения Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейской платформы [2]. Возраст гнейсов донской серии является предметом дискуссий: 1) слабо

отрицательные значения ϵNd и сходство изотопных составов Sr-Nd гнейсов донской серии и локализованных в них гранитоидов павловского комплекса позволили предположить генерацию гранитных расплавов и протолитов гнейсов за счет палеопротерозойского мантийного источника [1]; 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 зону [3, 4].

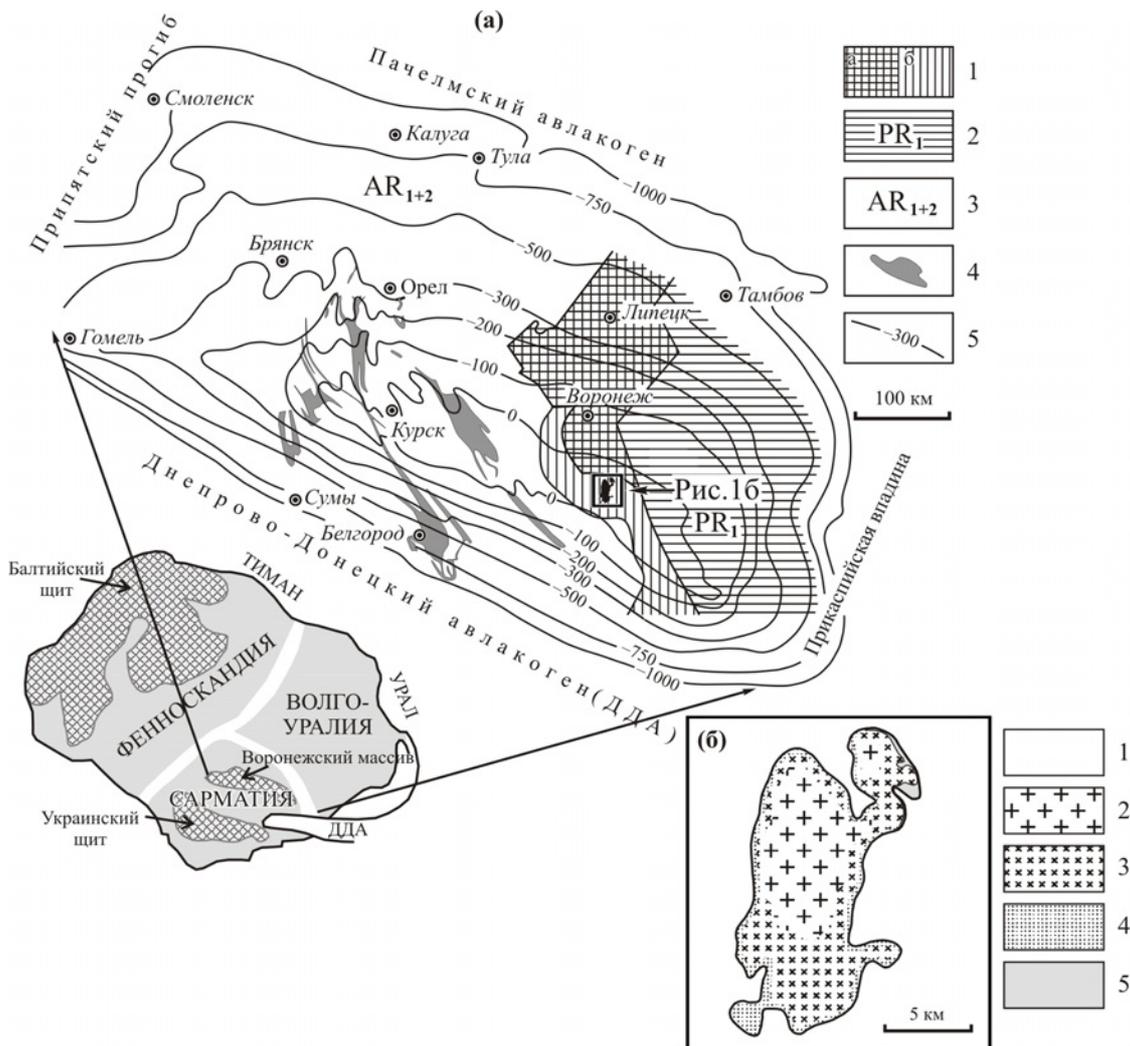


Рис. 1а. Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива: 1 – образования Лосевского (а) и Донского (б) террейнов, 2 – палеопротерозойские породы Воронцовского террейна, 3 – архейские образования Курского террейна, 4 – синклиновые структуры, выполненные палеопротерозойскими породами, 5 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента. Трехсегментное деление Восточно-Европейского кратона по [2]. Рис. 1б. Геологическая схема Лискинского массива по [10]: 1 – вмещающие породы донской серии; первая фаза (2–4): 2 – граниты центральной; 3 – промежуточной и 4 – мелкозернистой фаций; 5 – микрографические граниты второй фазы.

Обширные объемы гранитоидного магматизма были вовлечены в эволюцию донского террейна ВСО (~2040–2077 млн лет), а типы магматизма коррелировались с изменением тектонических обстановок [1, 5–8]. По составу гранитоиды подразделены на два комплекса: (1) павловский, формировавшийся в две фазы: синскладчатую (гнейсовидные граносиениты, гранодиориты и граниты) и постскладчатую (лейкограниты, аплиты и пегматиты) [9], (2) лискинский лейкогранитный [9, 10]. Породы первой фазы павловского комплекса наблюдаются в составе крупных расслоенных валов, куполов, обширных мигматитовых зон. Вторая фаза павловского комплекса прорывает гранитоиды первой фазы и супра-крупные породы в виде малых тел и жил. Некоторые исследователи порфирировидным гранитоидам павловского комплекса приписывали признаки гранитов рапакиви [11]. Лейкограниты лискинского

комплекса иногда трудно отличимы от гранитов второй фазы павловского комплекса [9]. Генетическая связь между этими комплексами и вмещающими гнейсами донской серии слабо освещена и дискуссионна. Кроме того, есть мнение, что лискинский комплекс является аналогом бобровского комплекса [1], который широко распространен в Воронцовском террейне ВСО.

Дискордантный возраст павловского комплекса определен по микронавескам цирконов из порфирировидных гранитов Шкурлатского карьера и дал значение $2076,8 \pm 3,1$ млн лет [5]. Изотопный возраст по цирконам из двуполевошпатовых крупнозернистых гранитов Лискинского плутона определялся ранее [6]. Однако, полученная дискордия проведена через три точки, а верхнее пересечение имеет большую погрешность (2039 ± 158 млн лет; скважина 018, интервалы 82,1–88,0 и 88,0–93,0 м), что не позволяет надежно

сопоставить внедрение гранитов с каким-либо этапом магматической активности.

В статье приведены новые данные по вещественному составу и изотопному U-Pb по цирконам возраст лейкогранитов Лискинского массива, расположенного в восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Геологическая позиция и строение массива

Вмещающими породами Лискинского гранитного массива являются образования донской серии, которые слагают одноименный террейн ВСО и смяты в складки. В обрамлении Лискинского массива донская серия представлена монотонной толщей серых среднезернистых биотит-амфиболовых гнейсов с прослоями амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов. В гнейсах присутствуют угловатые обломки амфибол-полевошпатовых пород, которые аналогичны амфиболитам из прослоев. Иногда обломки имеют округлую форму и различно ориентированную сланцеватость, что позволило предположить грубогерригенную природу гнейсов [4, 10]. Все типы пород донской серии повсеместно, но в разной степени, подвержены региональному анатексису, который привел к образованию мигматитов.

Вокруг Лискинского массива в виде узкой (первые сантиметры) экзоконтактной зоны развиты ореолы контактового метаморфизма, проявленные в исчезновении микроклина, замещении роговой обманки биотитом, появлении гранофировых агрегатов в гнейсах. Наряду с термальным метаморфизмом Лискинской интрузии спорадически установлены процессы флюоритизации, мусковитизации и окварцевания. За пределами экзоконтактной зоны (первые десятки сантиметров) гидротермальные новообразования в гнейсах исчезают. О более широком развитии гидротермальных изменений во вмещающих породах свидетельствуют обширные геохимические аномалии Li и Rb вокруг интрузии [12].

В эрозионном срезе поверхности докембрийского фундамента Лискинский массив занимает площадь около 105 км², имеет овальную форму, вытянутую в субмеридианальном направлении и осложненную мелкими сателлитами. Контакты гранитного массива резкие, четкие, имеют как угловое, так и азимутальное несогласие с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород. В пределах главного тела массива контактовая поверхность полого погружается в сторону вмещающих пород с увеличением падения контакта от центра к периферии от 20° до 40°, что свидетельствует о куполовидном строении.

Лискинский массив имеет характерное для гипабиссальных интрузий субконцентрическое зональное внутреннее строение [10]: краевая зона массива сложена мелкографическими и мелкозернистыми гранитами, а ядерная часть – мелкопорфировидные среднезернистые массивные граниты, обогащенные или обедненные кварцем (рис. 1б). Центральная фация гранитов сменяется краевой (закалочной) фацией че-

рез промежуточную зону шириной 100–200 метров. От центральной к промежуточной зоне массива переход постепенный, с увеличением количества плагиоклаза, с образованием полевошпатовых шпиров и увеличением дисперсии содержаний кварца. Характер взаимоотношений гранитов промежуточной зоны и закалочных пород различен. Постепенный переход наблюдается между микрографическими и среднезернистыми гранитами, что сопровождается уменьшением зернистости и увеличением микрографических кварц-полевошпатовых агрегатов к краям массива. Однако, по мере приближения к участкам насыщения вмещающих гнейсов жильными телами гранитов, контакт между гранитами краевой и промежуточной зон становится резким, четким, похожим на интрузивные взаимоотношения.

Материал и методы исследования

Количественно-минералогический анализ. Содержание главных минералов определялось линейным методом в шлифах на интеграционном столике конструкции Андина (аналитик В. Ю. Скрябин). Для крупно- и среднезернистых пород расстояние между линиями принималось 1 мм, для мелкозернистых – 0,5 мм. Для крупно- и среднезернистых образцов изготавливались шлифы большой площади, как правило, не менее 20 см². Обработка полученной количественной информации осуществлялась с помощью методов математической статистики.

Химический анализ. В работе использованы силикатные химические анализы В. Ю. Скрябина по Лискинскому массиву [10], архивные данные В. М. Богданова по массивам павловского комплекса и неопубликованные (Р. А. Терентьев) данные по Коршевскому массиву бобровского комплекса. Все пробы с аномальными значениями петрогенных оксидов внутри выборки по комплексам были отбракованы с использованием методов математической статистики.

U-Pb изотопное датирование. Проба весом около 2,0 кг отбиралась из керна наименее измененных пород, затем дробилась до крупности 0,5 мм, промывалась до серого шлиха и разделялась в бромформе. Кристаллы циркона отбирались под биноклем из фракции с $d > 2,9$ г/см³. Монофракция цирконов в количестве в количестве 30 зерен выделена из лейкогранита Лискинского плутона (скважина № 6) в ВГУ (минералог Г. С. Золотарева). Выбранные индивиды совместно со стандартами 91500 и TEMORA [13] были зафиксированы смолой EpiFix в пределах шайбы диаметром 25 мм, которая шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. С помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 были получены катодоллюминесцентные изображения, что позволило выбрать подходящие, с точки зрения методологии U-Pb датирования, координаты точек локального микрозондового исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов. Подготовленные таким способом цирконы анализировались 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 [14] (Аналитик А.Н. Ларионов). Вычисление U-Pb возрастов и соответствующих параметрических величин производилось с помощью программы Isoplot Ex ver. 3.6 [15].

Результаты исследования и обсуждение

Вещественный состав пород. Породы закалочной, промежуточной и центральной фаций на основании постепенных переходов от одной фации к другой выделены в единую раннюю фазу внедрения. Кроме шлировидных обособлений они включают ксенолиты биотит-роговообманковых гранитоидов, схожих с породами павловского комплекса. Граниты первой фазы имеют массивную текстуру, гипидиоморфную структуру (рис. 2 а,б), иногда содержат в основной массе порфирировидные выделения кварца и полевых шпатов. Основными темноцветными минералами являются высокожелезистый биотит (0,3–6,2 %; XFe > 0,7) и аксессуарные минералы (0,1–0,6 %), такие как магнетит, ильменит, монацит, апатит, циркон, ортит, тантал-ниобаты, флюорит, равномерно рассеянные в основной массе. По соотношению главных породообразующих минералов граниты первой фазы (рис. 3) представлены обогащенными (31,5–37,5 %) и обедненными кварцем (26,5–29,5 %) лейкомоногранитами (табл. 1). Обеднение или обогащение кварцем обуславливает появление плагиоклаз-кварцевых (силекситовых) и микроклин-плагиоклазовых (полевошпа-

товых) шлиров. Остальные породообразующие минералы представлены альбитом-олигоклазом (25–43 %), микроклином (20,5–43,5 %), мусковитом (0,3–1,6 %). В составе первой фазы преобладают лейкократовые разновидности, однако встречаются и участки, вплоть до шлировидных, обогащенные биотитом.

Фация микрографических гранитов наблюдается вдоль северо-восточного и восточного контактов наиболее крупного сателлита плутона. На основании контрастных структурных и вещественных отличий (микрографический облик и ритмичное изменение зернистости, значительные вариации биотита и полевых шпатов) как от закалочных пород, так и от пород центральной части массива, микрографические граниты относятся ко второй фазе внедрения (остаточный расплав ранней фазы). По минеральному составу породы второй фазы дифференцированы от лейкогранодиоритов до лейкосиеногранитов (рис. 3) благодаря закономерному уменьшению плагиоклаза и увеличению микроклина. Они характеризуются массивной текстурой, мелко-среднезернистой гипидиоморфной структурой. Микрографический кварц-полевошпатовый агрегат (рис. 2 в,г) развит в количестве 15–25 %. Микрографические граниты (табл. 1) состоят из альбита (20–36 %), микроклина (28,5–38,5 %), кварца (28,5–34,5 %), биотита (0,4–4 %), мусковита (0,1–1,6 %), аксессуарных минералов (0,1–0,7 %; ксенотим, циркон, монацит, апатит), среди которых с уменьшением содержания биотита появляется гранат спессартин-альмандинового ряда (до 2,9 %). Лейкократовые граниты слагают около 90 % разреза микрографической фации.

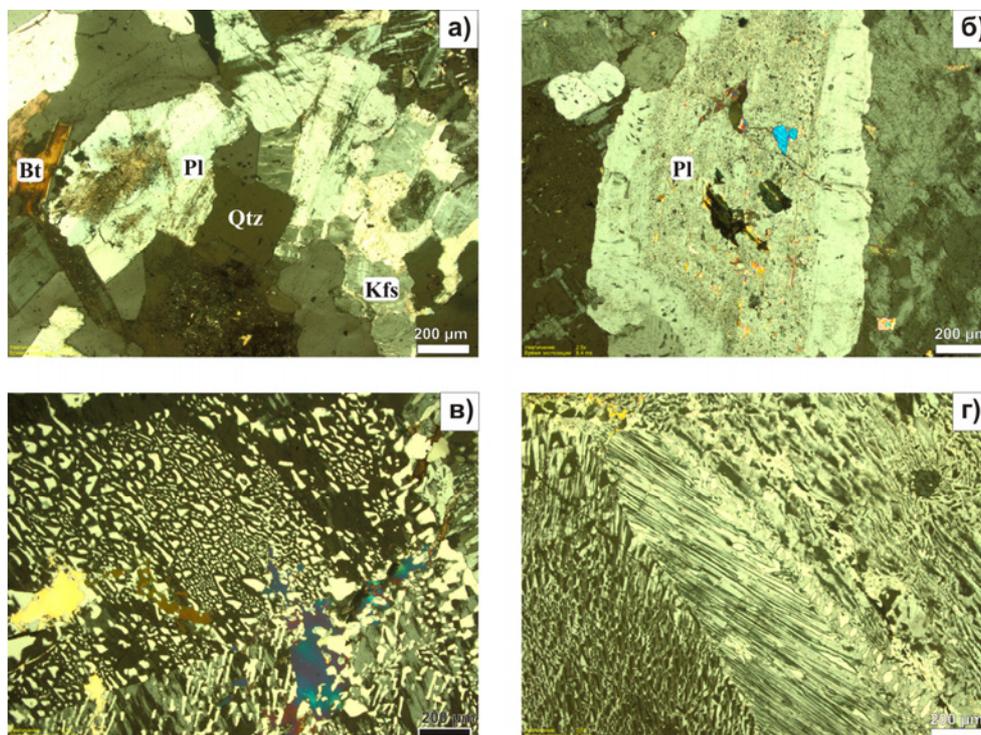


Рис. 2. Фотографии гранитов под микроскопом: (а) – лейкогранит первой фазы (скв. 6, глубина 75,0 м); (б) – зональный кристалл плагиоклаза в лейкограните (скв. К-911, глубина 211,1 м); (в, г) – микрографические граниты второй фазы (скв. К-908, глубины 85,2 и 85,7 м).

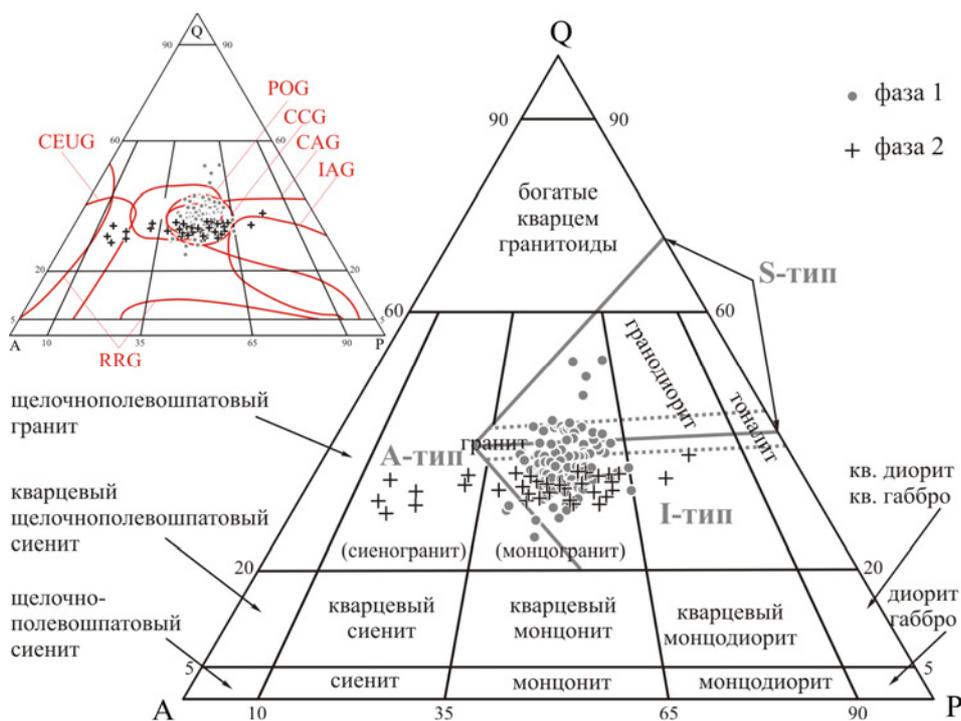


Рис. 3. Модальный минеральный состав гранитоидов Лискинского массива на диаграмме QAP [16]. Q – кварц, А – щелочные полевые шпаты, Р – плагиоклаз. Поля А-, S-, I-типов гранитов даны по [17]. На врезке поля гранитоидов разных тектонических обстановок по [18]: IAG – островодужные, CAG – активных континентальных окраин, CCG – континентальные коллизионные, POG – посторогенные, RRG – связанные с рифтами, CEUG – континентальные эпейрогенические.

Таблица 1

Выборочный минеральный состав (% объем.) гранитов Лискинского плутона

Фаза	Скв.	Глуб., м	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Акцес.	Вторич.
1	К-22	97,7	43,9	27,8	21,7	5,6	0,8	0,2	<0,1
1	К-925	94,4	36,4	31,6	25,9	4,4	1,6	0,1	<0,1
1	К-35	70,1	33,7	34,6	28,8	1,7	1,0	0,1	0,1
1	К-911	215,0	33,2	28,0	33,0	4,2	1,3	0,2	0,1
1	К-911	211,1	30,9	32,1	34,1	1,2	1,3	0,3	0,1
1	К-915	396,8	23,7	32,9	39,0	3,2	0,9	0,1	0,2
2	К-915	380,5	33,8	46,3	18,5	1,2	<0,1	0,2	<0,1
2	К-908	85,2	32,1	39,6	26,1	1,9	0,2	<0,1	0,1
2	К-12	93,7	33,5	33,0	28,4	4,0	0,9	0,2	<0,1
2	К-911	91,8	30,1	28,6	36,6	3,8	0,7	0,2	<0,1
2	К-925	90,3	28,2	12,4	57,5	1,2	0,7	<0,1	<0,1

По химическому составу породы Лискинского массива попадают в поля субщелочных гранитов и лейкогранитов (рис. 4). Граниты обеих фаз демонстрируют ограниченную вариацию составов, однако микрографические граниты второй фазы обогащены SiO₂. Лискинские граниты характеризуются низкими содержаниями глинозема и обогащением железом относительно бобровских гранитов. Низкая глиноземистость и высокая железистость лискинских гранитов подтверждается соответствующими индексами: A/CNK (= молярные Al₂O₃/(CaO+K₂O+Na₂O)) не превышает 1,1, а индекс FeO*/MgO, как правило, более 5. Бобровские граниты, аналогом которых считаются лискинские граниты [1], наоборот, часто характеризуются высокой глиноземистостью (A/CNK = 0,93–1,24) и сильно варьирующей железистостью (FeO*/MgO = 1,5–15,5). По большинству элементов лискинские и павловские граниты образуют единые тренды (рис. 4). Однако, высокая железистость и ти-

танисность (при низком содержании титана) лискинских гранитов, а также различия акцессорной минерализации и позиции относительно складчатости, противоречат возможности образования Лискинского плутона посредством дифференциации граносиенитов/гранодиоритов павловского комплекса.

Температуры кристаллизации, рассчитанные по геотермометру апатитового насыщения [22], составили: для лискинского комплекса 870±18 °C (фаза-1) и 707±20 °C (фаза-2), для бобровского комплекса 846±7 °C, для павловского комплекса 878±16 °C (равномернозернистые) и 972±19 °C (порфировидные). Высокие температуры кристаллизации первой фазы Лискинского плутона, аналогичные расчетам по расплавленным включениям 950–840 °C [10], также противоречат возможности образования лейкогранитов за счет дифференциации типовых (равномернозернистых гнейсовидных) гранитоидов павловского комплекса.

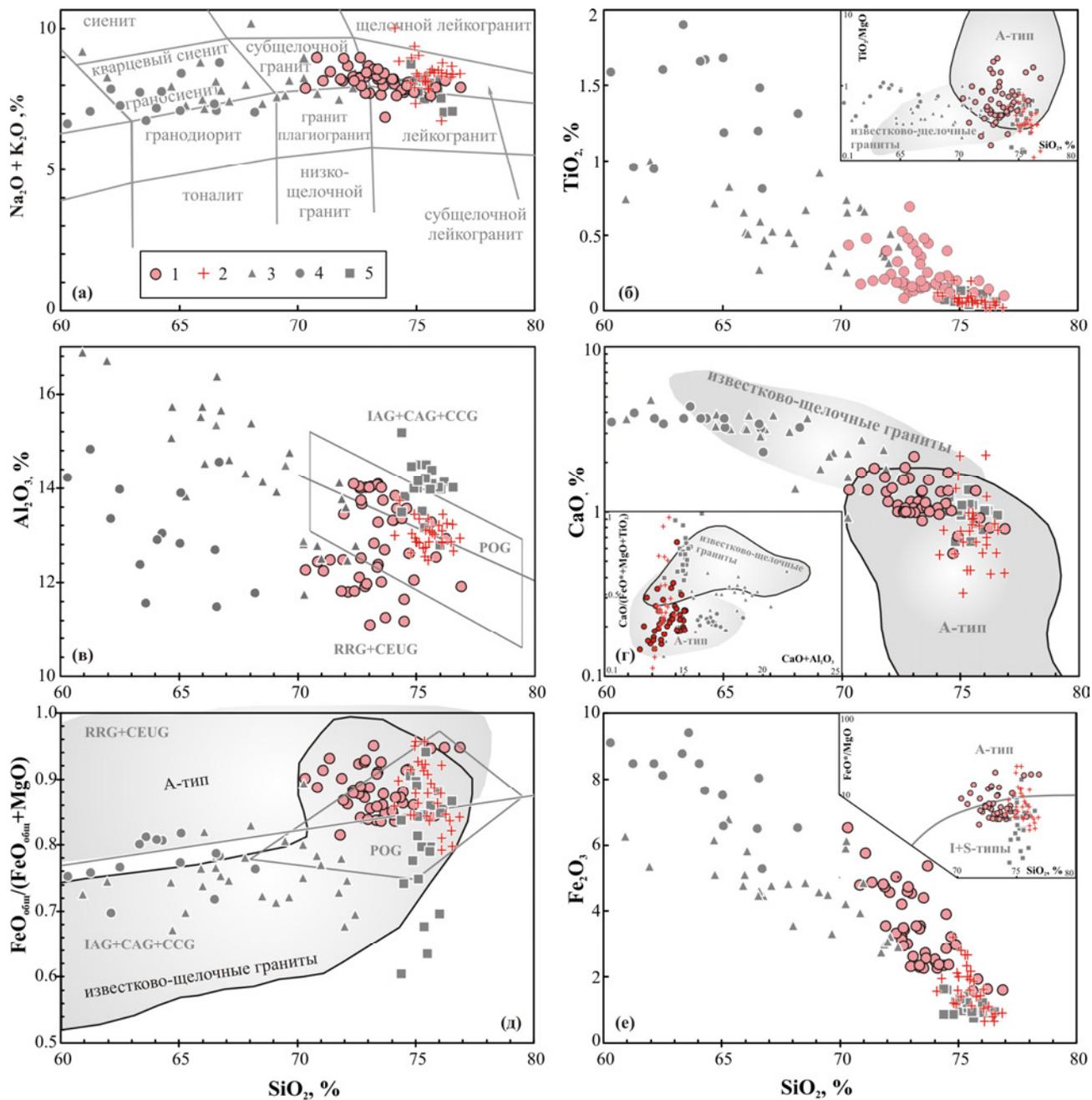


Рис. 4. Вариационные диаграммы: граниты первой (1) и второй (2) фаз Лискинского плутона; равномернозернистые (3) и порфировидные (4) гранитоиды павловского комплекса; граниты Коршевского массива бобровского комплекса (5). Поля гранитоидов разных тектонических обстановок (IAG, CAG, CCG, POG, RRG, CEUG – расшифровку см. на рис. 4) по [18]. Поля известково-щелочных и А-типа гранитов даны по [19, 20]. Разделение А-гранитов и S+I-гранитов на диаграмме FeO*/MgO–SiO₂ по [21].

Высокие температуры ликвидуса гранитоидов с содержанием кремнезема аналогичным лискинским гранитам характерны для А-типа гранитов [23]. На количественно-минералогических и петрохимических диаграммах (рис. 3 и 4) граниты Лискинского плутона совпадают с полями, выделенными как для А-типа, так и для I-типа гранитов. Кроме контрастных отличий А-гранитов от других типов по содержаниям и распределению редких и рассеянных элементов, существуют петрохимические критерии [19, 20] расчленения кислых плутонических пород. Так, умеренная глиноземистость ($A/CNK < 1,1$) отличает лискинские

граниты от S-типа и, соответственно, от гранитов бобровского комплекса. Повышенная железистость, титанистость наряду с низкими концентрациями CaO отличают гранитоиды Лискинского плутона от известково-щелочных серий и от I-гранитов (рис. 4). Обогащенность лискинских гранитов фтором (что подтверждается обилием флюорита), высокая железистость биотита ($X_{Fe} > 0,7$), обилие редкоземельных аксессуарных минералов (ксенотим) и тантало-ниобатов также свидетельствуют об их отличии от серии известково-щелочных гранитов и сближают их с А-типом.

U-Pb изотопный возраст. Аналитические данные, полученные на масс-спектрометре SHRIMP-II для лейкогранита Лискинского массива, приведены в таблице 1. Цирконы демонстрируют признаки магматической кристаллизации с типичной осциляционной зональностью роста (рис. 5). Характерны многочисленные включения и рыжие пятна вдоль трещин. Цирконы в лейкогранитах представлены прозрачными идиоморфными кристаллами или их обломками удлиненно-призматического габитуса от ($l/m=2,14-3,82$) длиной 130–353 и шириной 39–118 μm . По интенсивности люминесцентного свечения в катодных лучах в большинстве кристаллов циркона тонкая ритмичная концентрическая (осцилляционная) зональность роста плохо проявлена (рис. 6), кристаллы выглядят пятнистыми темно-серыми до черных, что характерно для метамиктизированных цирконов.

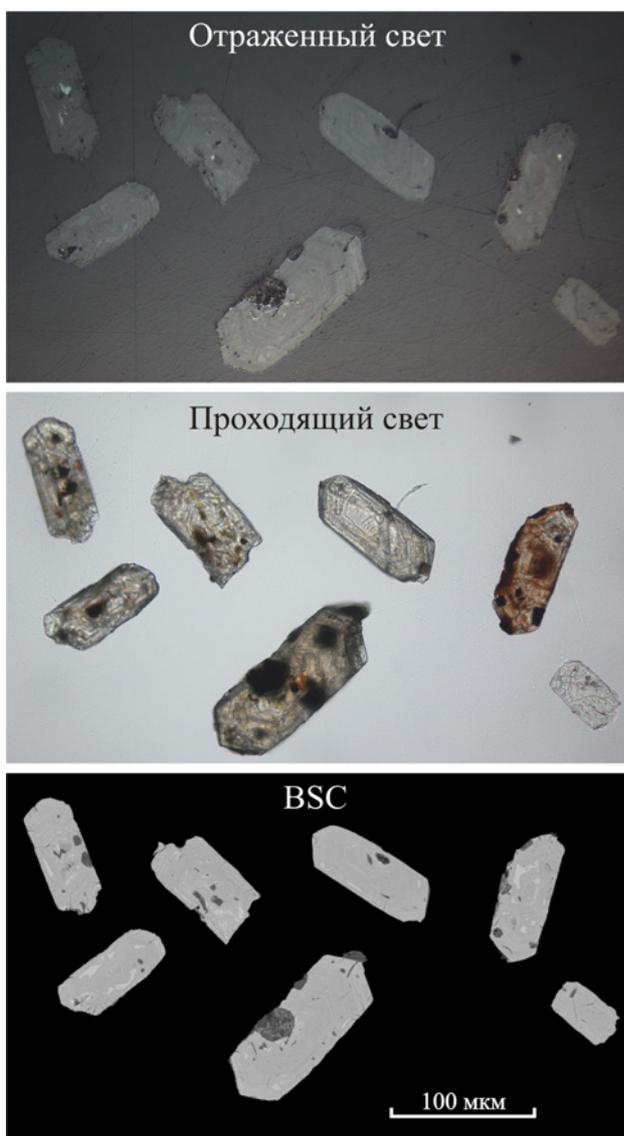


Рис. 5. Некоторые кристаллы цирконов из лейкогранита Лискинского массива в отраженном свете, проходящем свете и BSC-изображении.

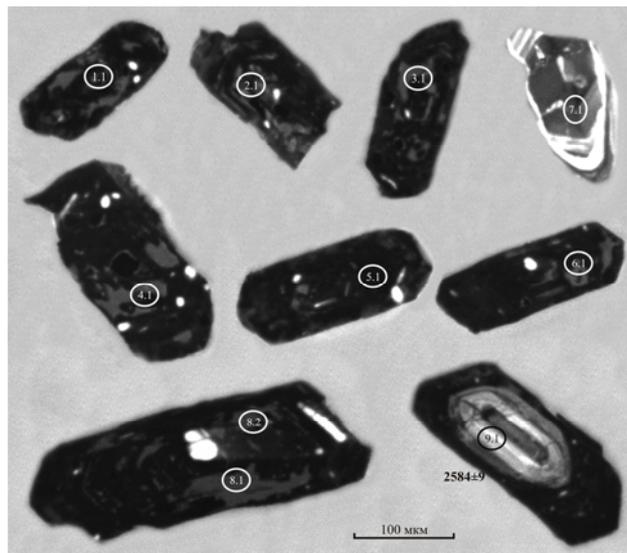


Рис. 6. Катодолуминесцентные фотографии датированных зерен цирконов из лейкогранита Лискинского массива.

Девять зерен циркона были проанализированы и, за исключением одного ядра, демонстрируют высокую дискордантность и высокие отношения $\text{Th}/\text{U} = 0,40-0,99$ (табл. 2). Концентрически зональные кристаллы и оболочки дисконкордантны с возрастом верхнего и нижнего пересечений 2064 ± 14 и 404 ± 13 млн лет, соответственно (СКВО = 0,71; рис. 7). Одно ядро с относительно низкой дискордантностью дает $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2584 ± 9 млн лет.

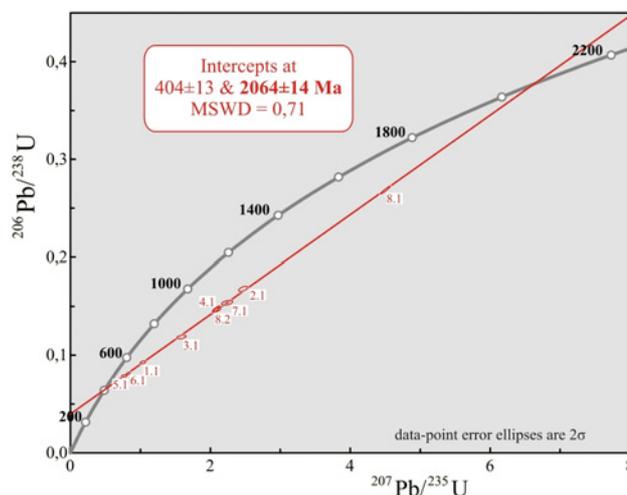


Рис. 7. U-Pb изотопная диаграмма для цирконов из лейкогранита Лискинского массива (скважина б, глубина 75 м).

Осцилляционная зональность цирконов, сходство их морфо-анатомических особенностей и изотопно-геохимических данных свидетельствуют о том, что дискордантная дата 2064 ± 14 млн лет отражает возраст кристаллизации лейкогранитов Лискинского плутона. Нижнее пересечение 404 ± 13 млн лет совпадает с временем извержения фанерозойских базальтов региона и свидетельствует о потере радиогенного Pb в цирконах из лейкогранитов (метамиктизации) в течение

Таблица 2

Результаты U-Pb исследований цирконов

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) ²³⁸ U ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	±%	err cont
Осажденно зональные кристаллы и оболочки																	
1.1	2,48	2240	1988	0,92	183,2	6	1222	46	114	1,0	0,0810	2,3	1,04	2,5	0,0927	1,0	0,409
2.1	1,95	1264	485	0,40	186,4	10	1743	26	74	1,0	0,1066	1,4	2,47	1,8	0,1679	1,0	0,586
3.1	2,88	1563	1183	0,78	164,3	7	1567	47	117	1,1	0,0969	2,5	1,59	2,7	0,1186	1,1	0,386
4.1	0,55	1823	1144	0,65	231,9	12	1672	17	89	1,5	0,1026	0,9	2,08	1,7	0,1472	1,5	0,843
5.1	2,66	3877	3699	0,99	270,1	5	955	63	95	1,0	0,0709	3,1	0,77	3,2	0,0789	1,0	0,315
6.1	0,99	2495	1811	0,75	176,3	5	1037	33	106	1,0	0,0738	1,6	0,83	1,9	0,0814	1,0	0,525
7.1	0,97	604	468	0,80	80,6	9	1726	38	87	1,0	0,1057	2,1	2,24	2,3	0,1538	1,0	0,449
8.1	0,08	2502	1908	0,79	577,5	14	1980	5	29	1,0	0,1216	0,3	4,50	1,0	0,2684	1,0	0,960
8.2	1,35	1481	851	0,59	189,4	8	1692	24	92	1,0	0,1037	1,3	2,10	1,6	0,1467	1,0	0,612
Ядро																	
9.1	0,04	172	24	0,15	62,1	20	2584	9	14	1,0	0,1727	0,6	10,01	1,2	0,4204	1,0	0,876

Примечание: ошибки приведены для интервала ±1σ; Pb* и Pb** – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) – коррекция на Pb, по измеренному ²⁰⁴Pb; D, % – дискордантность 100×[(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1]. Ошибки калибровки 0,31.

девонской тектоно-магматической активизации ВКМ. Единственное датированное ядро с возрастом 2584±9 млн лет указывает на возраст вмещающих пород, захваченных во время внедрения плутона, или на возраст корового магматического источника. Если допустить, что лискинские лейкограниты это результат дифференциации павловских граносиенитов/гранодиоритов, то возраст ядра интерпретируется как возраст магматического источника. С этим вариантом хорошо могло бы согласоваться совпадение возраста ядра из лейкогранитов с модельными возрастными по Sm-Nd данным павловского комплекса 2467–2571 млн лет и его предполагаемых протолитов – гнейсов донской серии 2562–2670 млн лет [1]. Тем не менее, петрохимические данные, расчеты температур ликвидуса гранитных расплавов (как показано выше) и разное структурное положение двух типов гранитов Донского террейна противоречат возможности дифференциации павловских гранитоидов с образованием обогащенных кремнеземом лейкогранитов Лискинского плутона. Так как Лискинский плутон образовался из самостоятельного расплава, то его перегретость (высокие температуры ликвидуса) не позволили бы сохраниться ядрам цирконов (произошло их полное растворение) из корового магматического источника. Значит ядра цирконов были захвачены гранитным расплавом из вмещающих пород при подъеме сквозь среднюю-верхнюю кору. В виду того, что генетическая связь лискинских лейкогранитов с широко распространенными гранитами павловского комплекса исключена, обширных излияний базальтовых магм с щелочными дериватами (как возможных родоначальников кислых расплавов Лискинского плутона) в Донском террейне не установлено, то остается вариант петрогенезиса А-гранитов [21, 23] путем плавления кислых высоко метаморфизованных пород. Такими породами в ближайшем окружении Лискинского плутона являются гранито-гейсовы комплексы архейского возраста.

Полевые и изотопные наблюдения показывают, что лискинские граниты секут неархейские (около 2,6 млрд лет) известково-щелочные породы, палеопротерозойские гранитоиды павловского комплекса и представляют собой наиболее молодой этап магматической активности в Донском террейне. Структурные и контактовые взаимоотношения гранитов демонстрируют внедрение в постколлизивной обстановке, после внедрения гнейсовидных гранитоидов павловского комплекса. Постколлизивная позиция Лискинского массива подтверждается также попаданием составов гранитов в поля, отведен-

ные для посторогенных гранитов (рис. 3 и 4) по классификации [18], а также совпадением с возрастными кристаллизации А- и S-типов гранитов в Воронцовском террейне [24]. Этот вывод согласуется с петрогенезисом А-гранитов, внедряющихся в анорогенных (А1-тип) или в постколлизийных (А2-тип) обстановках [25].

Выводы

1. Лискинский плутон внедрялся как двухфазная концентрически зональная интрузия: первая фаза представлена мелкозернистыми в зоне закалки до крупнозернистых порфирированных в центре лейкогранитами с вариациями содержания кварца, вторая фаза – микрографическими лейкогранодиоритами, лейкомонцо- и лейкосиеногранитами с вариациями содержания полевых шпатов.

2. Лискинские лейкограниты демонстрируют типичные признаки А-гранитов: высокие содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, FeO^*/MgO , TiO_2/MgO , фтора, низкие содержания CaO , MgO , высокие температуры ликвидуса (более 870 ± 18 °С) и характерный набор акцессорных минералов, включающий ксенотим, тантало-ниобаты, флюорит.

3. Граносиениты/гранодиориты павловского комплекса и лейкограниты бобровского комплексов имеют химический состав, отличающийся от гранитов Лискинского плутона. Они демонстрируют известково-щелочные характеристики.

4. Лискинский плутон принадлежит наиболее молодому этапу палеопротерозойской магматической активности (2064 ± 14 млн лет) в Донском террейне ВКМ, которая инициировала внедрение гипабиссальной интрузии. Возраст вмещающих пород Донского террейна соответствует неорархей (около 2,6 млрд лет).

5. Структурные особенности и химический состав лискинских гранитов согласуется с внедрением корового кислого расплава в постколлизийной обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника, 2007. – № 1. – С. 43–70.
2. Bogdanova, S. V. Segments of the East European Craton / S. V. Bogdanova // In Gee, D. G., and Beckholmen, M., (eds.) EUROPROBE in Jablonna 1991: Polish Academy of Sciences, Publications of the Institute of Geophysics, 1993. – V. A-20. – P. 33–38.
3. Полищук, В. Д. Геология, гидрогеология, железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / В. Д. Полищук, Н. И. Голибкин, Ю. С. Зайцев [и др.] // Кн. 1. Докембрий. – М. – 1970. – Т. I. – 436 с.
4. Лебедев, И. П. К вопросу о геологической природе глубинных неоднородностей земной коры Воронежского кристаллического массива и истории их формирования в раннем докембрии / И. П. Лебедев // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Труды международной конференции, Воронеж, 1998. – С. 308–314.

5. Бибикина, Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина, С. В. Богданова, А. В. Постников, Л. П. Попова, Т. И. Кирнозова, М. М. Фугзан, В. В. Глушенко // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 3–16.
6. Найденков, И. В. Новые данные по радиологическому возрасту гранитоидов Центральной части Курской магнитной аномалии / И. В. Найденков, Ю. А. Деревянкин, Л. Ф. Деревянкина, А. А. Архипова // Доклады РАН, 1996. – Т. 351. – № 6. – С. 802–805.
7. Терентьев, Р. А. Проявление син- и постколлизийных гранитов Лосевской шовной зоны (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 2. – С. 70–85.
8. Чернышов, Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик // Геотектоника, 1997. – № 3. – С. 21–30.
9. Египко, О. И. Некоторые минералого-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук / О. И. Египко. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1971. – 367 с.
10. Скрыбин, В. Ю. Природа структурно-вещественной неоднородности гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Лискинского массива): дисс. ... канд. геол.-минер. наук / В. Ю. Скрыбин. – 1988. – 258 с.
11. Бердников, М. Д. Петрология субщелочных гранитов и граносиенитов Павловского массива: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук / М. Д. Бердников. – Новочеркасск. – 1971. – 20 с.
12. Стрик, Ю. Н. Закономерности формирования геохимических ореолов в тепловом поле интрузий (на примере Лискинской гранитной интрузии Воронежского кристаллического массива) / Ю. Н. Стрик, М. Е. Шульга // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2001. – № 12. – С. 137–141.
13. Black, L. P. TEMORA1: a New Zirconstandard for Phanerozoic U-Pb Geochronology / L. P. Black, S. L. Kamo, C. M. Allen, J. N. Aleinikoff, D. W. Davis, R. J. Korsch, C. Foudoulis // Chemical Geology, 2003. – V. 200. – P. 155–170.
14. Larionov, A. N. 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 / A. N. Larionov, V. A. Andreichev, D. G. Gee – Geological Society, London, Memoirs, 2004. – V. 30. – P. 69–74.
15. Ludwig, K. R. Isoplot/Ex ver. 3.6. / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center. Special Publications, 2008. – No 4. – 77 p.
16. Le Maitre, R. W. (ed.) Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. Geol. Mag., 2002. – V. 140. – 367 p.
17. Sun, X. Changming Wang Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of granites from the Fuxin area, Western Liaoning, NE China / X. Sun, J. Deng, Z. Zhao, Z. Zhao, Q. Wang, L. Yang, Q. Gong // Gondwana Research, 2010. – V. 17. – P. 642–652.
18. Maniar, P. D. Tectonic discriminations of granitoids / P. D. Maniar and P. M. Piccoli // Geological Society of America Bulletin, 1989. – V. 101. – P. 635–643.
19. Dall'Agnol, R. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and

petrogenesis of A-type granites / R. Dall'Agnol and D. C. de Oliveira // *Lithos*, 2007. – V. 93. – P. 215–233.

20. Frost, B. R. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins, R. J. Arculus, D. J. Ellis, C. D. Frost // *Journal of Petrology*, 2001. – V. 42. – P. 2033–2048.

21. Eby, G. N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis / G. N. Eby // *Lithos*, 1990. – V. 26. – P. 115–134.

22. Harrison, T. M. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations / T. M. Harrison and E. B. Watson // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984. – V. 48. – P. 1467–1477.

23. Bonin, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects / B. Bonin // *Lithos*, 2007. – V. 97. – P. 1–29.

24. Савко, К. А. Палеопротерозойские граниты А- и S-типа востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования / К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов, Ю. О. Ларионова, Н. С. Базиков // *Петрология*, 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 235–264.

25. Eby, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications / G. N. Eby // *Geology*, 1992. – V. 20. – P. 641–644.

Воронежский государственный университет

Терентьев Роман Анатольевич, ведущий научный сотрудник НИИ Геологии ВГУ, кандидат геолого-минералогических наук

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru

Тел.: 8 (473) 222-73-63

Voronezh State University

Terentiev R. A., leading researcher of Scientific Research Institute of Geology of the VSU, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Tel.: 8 (473) 222-73-63