О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОИДОВ ПАВЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ СТРУКТУРНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ НА СТАДИИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

А. В. Никитин, В. М. Ненахов

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 11 сентября 2017 г.

Аннотация: изучены структурное положение и вещественный состав разновидностей пород, относимых к павловскому комплексу гранитоидов. В формировании Павловского купола выделяются два этапа: первый этап становления в процессе периконтинентальной орогении и второй этап преобразований на уровне консолидированной коры. На первом этапе в процессе развития очагов коровой магмогененрации, как результат пластических деформаций, формировались разнообразные директивные текстуры, выраженные в ориентировке кварца, темноцветных минералов и полевых шпатов, сложно сочетающиеся с массивными текстурами, характерными для полностью переплавленных фаз. В ретроградную стадию даже в массивных текстурах проявляются разнообразные формы катаклаза. Директивность обрамляет центральные части очагов плавления, в целом создавая куполообразную структуру. На стадии консолидированной коры происходят процессы метасоматических преобразований и последующего протрузивного течения проявленного в незначительной степени в виде объёмной дезинтеграции и катаклаза.

Ключевые слова: павловский комплекс, метасоматоз, гранитизация, пластические деформации.

PECULIARITIES OF THE PROCESS OF GRANITIZATION AND STRUCTURAL TRANSFORMATIONS IN PAVLOVSK UPLIFT

Abstract: studied structural position, mineralogical, petrographic, chemical and elemental composition of the variety of rocks belonging to Pavlovsk granitoid complex. There are two stages in the formation of Pavlovsk dome: the first stage is its formation in the process of pericontinental orogeny; the second one is its transformation at the stage of consolidated crust. At the first stage in the result of plastic deformation doing on synchronously with the development of crustal magmageneration focus various oriented textures manifested in orientation of quartz, dark coloured minerals and feldspars which are combined in a variety of ways whith massive textures typical of completely milted mineral phases were formed. At the retrograde stage various forms of cataclysm are observed even in the massive textures. Orientation frames the central parts of the focus of melting forming the dome - shaped structure. At the stage of consolidated crust the processes of metasomatic transformations and subsequent protrusive flow of granites slightly manifested as extensive disintegration and cataclasm take place.

Key words: Pavlovsk complex, metasomatosis, granitization, plastic, deformations.

Введение

Целью предлагаемой работы является уточнение условий формирования пород павловского гранитоидного комплекса на основе анализа их вещественных и структурно-текстурных признаков в контексте эволюции структуры Лосевской шовной зоны, а также последующих структурных преобразований гранитоидов на стадии консолидированной коры.

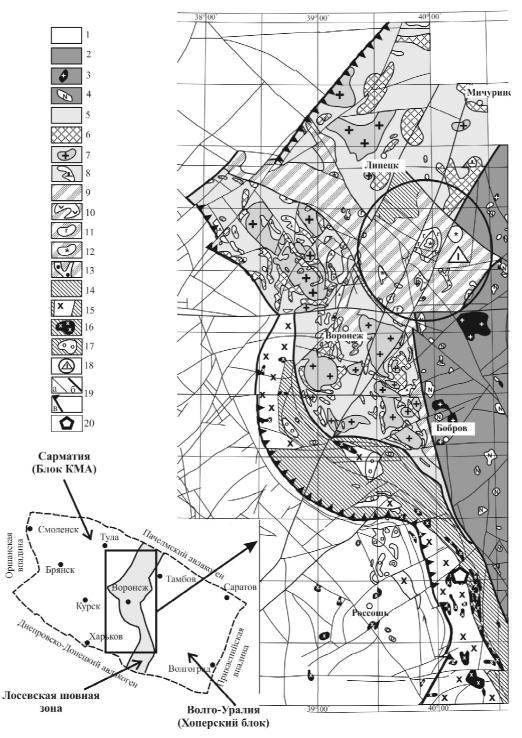
В настоящее время накоплен достаточно обширный материал [1— 4], касающийся относительной внутренней подвижности консолидированной коры, выраженной в том, что, кристаллические породы фундамента в процессе внутриплитного тектогенеза и в эпохи тектонической активизации подвержены зна-

чительным структурно-вещественным преобразованиям. Не составляют здесь исключения и граниты, которые – уже после становления в качестве магматических тел – испытывают перемещение в пространстве и формируют «тела протыкания» типа холодных кристаллических протрузий. Главным структурообразующим механизмом, обеспечивающим 3D подвижность гранитоидов в холодном состоянии, является объемная дезинтеграция и катаклаз, а формой подвижности – катакластическое течение.

При изучении Шкурлатовского месторождения гранитоидов, представляющего собой эталонный объект исследования, благодаря идеальной обнажённости в карьере, глубина которого составляет более 150 м, а

общая площадь – около 25 км² были получены новые данные по составу и взаимоотношениям пород павловской ассоциации.

Шкурлатовское месторождение расположено в Павловском районе Воронежской области: в 1 км к северу от х. Шкурлат. (рис. 1, 1a)



 $Puc.\ 1.$ Схема геологического строения Лосевской шовной зоны: I – Структурно-вещественные комплексы мегаблока КМА; 2-4 – структурно-вещественные комплексы Хоперского мегаблока: 2 – воронцовская серия; 3 – бобровский гранитовый комплекс; 4 – мамонский перидотит-габброноритовый и еланский норит-перидотитовый комплексы; 5-17 – структурно-вещественные комплексы Лосевской шовной зоны: 5 – лосевская серия стрелицкий тип; 6 – лосевская серия подгоренский тип; 7 – усманский плагиогранитный комплекс; 8 – рождественский габбровый комплекс; 9 – воронежская свита; 10 – Байгоровская вулканоплутоническая структура; 11, 12 – ольховский монцонит-габбронорит-гранитный комплекс (1, 2 фазы); 13 – шукавский верлит-габбровый комлекс; 14 – обоянский комплекс (донской тип); 15, 16 – павловский мигматит-гранит-граносиенитовый комплекс (1, 2 фазы); 17 – лискинский гранитный комплекс; 18 – Ольховско-Шукавский блок; 19 – разрывные нарушения (10 – постколлизионные; 10 – синколлизионные; 11 – позднеколлизионные (ретрошарьяж)); 12 – местоположение Павловского карьера.

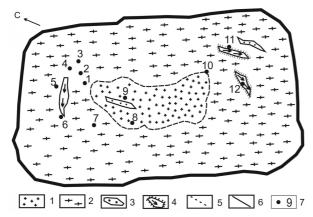


Рис. 1а. Схема Павловского гранитного карьера: 1 – граниты лейкократовые; 2 – граносиениты и кварцевые сиениты; 3 – линзы метапесчаников; 4 – линзы амфиболитов с лейкогранитовой оторочкой; 5 – граница между разновидностями гранитоидов; 6 – поле выхода гранитоидов в пределах карьера; 7 – точки отбора проб.

В процессе исследования было произведено картирование массива гранитоидов и ассоциирующих с ними пород, детально изучен вещественный состав и структура фрагмента купола-вала во вскрытой карьером его части.

Район относится к Павловско-Воронежскому полю распространения гранитоидов, составляя значительную часть Лосевской шовной зоны [5, 6]

С севера Лосевская шовная зона (ЛШЗ) ограничена Пачелмским авлакогеном, с юга – структурой Днепрово-Донецкой впадины, её протяжённость составляет около 300 км при ширине от 10 км в южной до 50 км в северной части. ЛШЗ имеет сложное строение: в северной части она сложена в основном метавулканитами лосевской серии в ассоциации с усманским плагиогранитным и рождественским габброидным комплексами и залегающими выше отложениями воронежской свиты с сопряжённой Байгоровской вулканоплутонической структурой, ольховским вулканоплутоническим и шукавским серпентинито-меланжевым комплексами; в южной части зона сложена донским типом обоянской серии в ассоциации с павловским гранитоидным комплексом.

Все перечисленные СВК образуют нижний структурный этаж. Осадочные породы слагают верхний структурный этаж – платформенный чехол [7].

В основании осадочного чехла залегают средневерхнедевонские слабо литифицированные терригенные и вулканогенно-осадочные породы, которые вверх по разрезу сменяются верхнемеловыми отложениями писчего мела с галькой кварца и фосфоритов.

В юго-восточной части Павловско-Воронежского поля мигматит-гранитные валы и облекающие их мигматитовые зоны имеют неоднородное внутреннее строение, проявляющееся в пластообразном чередовании гранитоидов с мигматизированными породами субстрата [3].

Строение Павловского массива

Гранитоидный массив имеет куполообразную

форму и представляет собой локальное поднятие на Павловском кристаллическом выступе в юговосточной части свода Воронежской антеклизы. Общее погружение массива в ЮВ направлении, а также погружение его крыльев в северо-западном направлении происходит плавно. Наиболее высокие абсолютные отметки кровли гранитоидов составляют 76 м.

Считается, что формирование гранитоидов павловского комплекса происходило в две фазы [8]. <u>Первая фаза</u> представлена средне-крупнозернистыми преимущественно микроклиновыми гранитоидами: гранитами, граносиенитами, гнейсо-гранитами, гнейсо-граносиенитами, преобладающими в составе валов, куполов и мигматитовых зон. <u>Ко второй фазе</u> отнесены лейкократовые среднезернистые и аплитовидные граниты, пегматиты, рассекающие гранитоиды главной фации и супракрустальные породы в виде малых тел и жил.

Однако, взаимоотношения лейкогранитов и среднезернистых гранитоидов значительно сложнее. Речь идёт о том, что наряду с резкими контактами и явно рвущими контактами, указывающими на более поздний возраст лейкогранитов, встречаются визуально идентичные лейкоразности в виде тел с расплывчатыми границами линзообразной и амёбообразной формы.

По литературным данным [2] размеры скиалитов самые разнообразные: от линзовидных ксенолитов и реликтовых прослоев толщиной 2–3 см до тел мощностью в сотни метров при протяжённости в несколько километров.

Главная фация мигматит-гранитных валов и мигматитовых зон представлена средне-крупнозернистыми порфиробластическими гранитами и теневыми мигматитами. Они имеют в различной степени проявленную ориентированную текстуру, совпадающую с общим простиранием структуры и ориентировкой реликтов субстрата. Обычно контакты гранитоидов с породами субстрата согласные, постепенные, резкие секущие контакты встречаются редко.

В бортах карьера в меловых породах отмечается брекчирование и субслойное разлинзование аналогичное наблюдаемой в нижележащих девонских отложениях. Послойное течение предположительно связано с гравитационным сползанием чехла со склонов растущего поднятия [2].

В гранитоидах отмечается ориентированная гнейсовидность и широкое развитие трещин северозападного простирания, по которым породы тектонизированы с образованием линз (подобным продольно разлинзованным телам амфиболитов). Поперечно к ним направлена вторая система трещин северовосточного простирания, менее отчетливая и ясная.

Согласно данным Л. Т. Шевырёва в карьере наблюдается выдавливание отдельных глыб граносиенитов объемом до 3,0 х 3,0 х 4,0м в толщу живетских аргиллитов, в которой они встречаются в бескорневом состоянии с зеркалами скольжения на их поверхности, что свидетельствует о глыбовом течении масс в холодном состоянии. Косвенным признаком позднего появления гранитоидов на современном гипсометри-

ческом уровне является отсутствие коры выветривания на вершинах купола.

На завершающих этапах геологического развития территории (в том числе, в современное время) произошло усиление тектонических процессов. К району г. Павловска, где расположены купола-протрузии приурочено 6 эпицентров землетрясений XIX-XX веков в т.ч. 5-бального (1825 г.), 6-бального (1832 г.) [3].

С. Ю. Колодяжный отмечает, что на границе чехол-фундамент в Павловском своде наблюдаются зоны горизонтального течения с транстенсионными сбросо-сдвигами в фундаменте. Трещиноватость кристаллических пород обусловлена долгоживущими разрывными нарушениями, о которых свидетельствуют характер тектонитов, образованных в процессе хрупко-пластических деформаций, и более поздние проявления глыбовой дезинтеграции пород.

На отдельных участках разрывные нарушения фундамента прослеживаются и в осадочном чехле, в пределах которого испытывают выполаживание, трансформируясь до субпослойных.

Признаками современной активности территории являются: заметные (с амплитудой более 1,0 м) деформации ископаемой почвы. Об активном воздымании купола на современном этапе, свидетельствует также откат русла реки Дон к югу от кристаллического выступа фундамента [2], а также искажения уровня современной поймы долины. р. Гаврило, которая в районе купола круто меняет направление с юго-западного на северо-западное (наследуя простирания важнейших систем сдвиговых дислокаций фундамента) [3].

Особенности строения и распространённость пород в карьере

Наиболее распространенными в карьере гранитоидами являются крупно- и среднезернистые биотитроговообманковые разновидности гранитов и граносиенитов. Макроскопически они розовато-серые и розовато-темно-серые с массивной, часто в большей или меньшей степени разгнейсованной текстурой, с повсеместным катаклазом кварца, что наиболее отчётливо проявлено при микроскопическом изучении.

Граносиениты развиты в участках, насыщенных реликтовыми телами меланократовых гнейсов и амфиболитов.

Макроскопически граниты и граносиениты розовые, порфировидные со слабовыраженной ориентировкой темноцветных минералов. Порфиробласты микроклин-пертита размеров 1–3 см составляют от 5 до 20 % объема породы. Микроструктура основной массы аллотриоморфная или бластогранитная.

Граниты и граносиениты связаны постепенными переходами.

В северо-восточном борту карьера обнажаются линзообразные вытянутые тела амфиболитов темносерого цвета, массивной текстуры, мелко-тонко-зернистой структуры, ориентированные в северозападном, северном направлении. В меньшей степени амфиболиты встречаются в северо-западной стенке

карьера, под смотровой площадкой. В юго-западной и юго-восточной стенках они практически не встречаются. Характерно, что в районе распространения амфиболитовых тел, на контакте с ними часто отмечаются аплитовидные лейкограниты, как в виде маломощных жил, так и маломощных оторочек.

Гнейсы и гранито-гнейсы розовато-серые мезократовые, иногда меланократовые, крупно-, грубозернистой структуры, порфиробластической текстуры, с порфиробластами КПШ. Минеральный состав: КПШ, плагиоклаз, биотит, иногда кварц. Гнейсовидность имеет доминирующее направление, совпадающее с ориентировкой вытянутых тел амфиболитов. Среди гнейсовидных разновидностей пород доминируют меланократовые сиениты, содержащие кварц в незначительных количествах. Отмечается неравномерная пелитизация гранитоидов, за счет чего они меняют окраску с розовой на красную. Визуально наблюдаются интенсивные изменения пелитизации по направлению север – юг, связанные, возможно, с наличием зоны повышенной трещиноватости или дробления в куполе.

Мелкозернистые граниты часто лейкократового облика распространены в виде отдельных тел мощностью 0,5–2,0 м и прожилков – 0,1–0,03 м в юговосточной и северо-западной части карьера, где слагают обособленные тела, представляющие собой мелкие очаги плавления среди гнейсогранитов. Соотношения с гранитогнейсами очень сложные, через зоны мигматизации, в которых часто границу провести невозможно.

Наиболее крупное тело лейкократовых гранитов закартировано в центральном участке нижней донной части карьера. Тело имеет грубо линзообразную в плане форму с длинной осью по диагонали карьера. Лейкограниты розового цвета, массивной текстуры, мелко-среднезернистой гипидиоморфной структуры с визуально определяемыми кварцем (40 %), розовыми полевыми шпатами (около 55 %) и незначительной долей амфибола и биотита (в сумме до 5 %)

Редкой разновидностью гранитов Шкурлатовского карьера являются *плагиограниты*, встречающиеся в юго-восточной части карьера. Их структура, как правило, бластокатакластическая, ориентированная, половина минерального состава приходится на плагиоклаз, кварц 25–30 %, и темноцветов до 25 %. Они представляют собой, по- видимому, реликты ТТГ-ассоциации донской серии.

Все охарактеризованные выше разности пород гранитоидного состава не образуют самостоятельных отдельных тел, а находятся в тесной взаимосвязи друг с другом. Очень часто одни разности переходят постепенно в другие.

Так, например, в юго-восточной части карьера обнажаются сильно тектонизированные микроклинизированные гнейсы, которые являются гибридными породами переменчивого состава, в целом соответствующего гранодиоритам. К северо-западу происходит постепенное исчезновение гнейсовидности, увеличивается количество порфиробласт микроклина с одно-

временным уменьшением темноцветных минералов и гнейсы в интервале первых десятков метров сменяются порфиробластическими граносиенитами.

Таким образом, всю ассоциацию пород, слагающих карьер, можно объединить в две группы: 1) собственно магматические гранитоиды в широком смысле от лейкогранитов и аплитов до гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов и 2) метаморфические, затронутые процессом гранитизации амфиболиты, метапесчаники.

Ниже приводится микроскопическое описание указанных двух групп пород.

Петрография гранитоидов павловского комплекса и ассоциирующих с ними пород

Обычно применительно к изучаемым породам традиционно используется термин гранитоиды павловского интрузивного комплекса. На наш взгляд термин "ассоциация" в данном случае более приемлем, так как совокупность всех данных, включая геологические взаимоотношения, петрографию, петрохимию и геохимию, свидетельствует не о доминировании кристаллизационного фракционирования, характерного для магматических расплавов, а скорее о процессе гранитизации, наложенного на гетерогенный субстрат.

Гнейсовидные граносиениты, кварцсодержа- щие и кварцевые сиениты отличаются только соотношением кварца, КПШ и роговой обманки.

Структура гипидиоморфнозернистая участками катакластическая. Состав: кварц -5-20 %, микроклин -30-45 %, плагиоклаз -10-30 %, роговая обманка -5-40 %, биотит -5-15 %.

Кварц распределен неравномерно, образует локальные скопления ксеноморфных зерен размером 0,4—1,0 мм и прожилки мощностью до 1 мм часто с волнистым погасанием. Количество кварца возрастает пропорционально степени катаклаза пород.

Встречаются три морфологические разновидностии: крупные (0,2-0,4 мм) ксеноморфные зерна, мелкие (0,02-0,08 мм) округлые вростки в полевых шпатах и роговой обманке, тонкозернистый (0,02-0,04 мм) агрегат в составе прожилков и в межзерновом пространстве.

Микроклин образует таблитчатые или неправильной формы выделения размером до 3–4 мм. В отдельных шлифах отмечаются крупные (3–4 мм) таблитчатые зерна нерешетчатого микроклина, содержащие мелкие участки (0,1 мм) с четко проявленным микроклиновым решетчатым эффектом. Это явление является необычным и может свидетельствовать о наличии двух генераций микроклина – более упорядоченного и менее упорядоченного. Более упорядоченный микроклин, вероятно, является наложенным, более низкотемпературным, что может быть результатом автометасоматоза.

Плагиоклаз № 25–35 образует таблитчатые зерна. Наряду с простыми таблитчатыми выделениями в единичных случаях отмечаются порфиробласты (диа-

метром до 4–5 мм), сдвойникованные по карлсбадскому закону. При этом в каждом из элементов двойникования отмечается полисинтетическое двойникование по альбитовому закону, ориентированное ортогонально плоскости карлсбадского двойникования.

Роговая обманка образует агрегаты зерен с размытыми кристаллографическими очертаниями и различной ориентировкой, с хорошо выраженной спайностью. Нередко отмечаются скелетные кристаллы, переполненные гранулированными включениями кварца и других минералов. В некоторых шлифах отмечалось замещение роговой обманки биотитом в периферических частях зерен.

Биотит является второстепенным минералом. Образует удлиненные чешуйки (размером 0,3–1 мм), пространственно связанные с зернами роговой обманки.

Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, сульфидами.

Сфен в виде округлых зерен или ксеноморфных выделений (до 1 мм), обнаруживающих тесную пространственную связь с зернами темноцветных минералов – роговой обманки и биотита.

Апатит в виде прозрачных удлиненно призматических зерен размером до $0,1\,\mathrm{mm}$.

Циркон в виде идиоморфных зерен (размером 0,04–0,08 мм). Часто наблюдаются кристаллы более или менее изометричной округлой формы.

Граниты лейкократовые. От граносиенитов и кварцевых сиенитов лейкократовые граниты отличаются более высокими содержаниями кварца, КПШ и плагиоклаза и пониженным содержанием темноцветных и большинства акцессорных минералов.

Макроскопически лейкократовые граниты представляют собой красновато-розовые или розовые породы с массивной или слабо ориентированной текстурой.

Под микроскопом обнаруживают аллотриоморфнозернистую структуру.

Состав: кварц -20–40 %, микроклин -40–60 %, плагиоклаз -20–40 %, темноцветные (амфибол, биотит, мусковит) - до 5 %.

Кварц в лейкократовых гранитах, как и в граносиенитах, встречается в виде двух морфологических разновидностей: ксеноморфных зерен размером 0,3— 0,5 мм (реже до 1 мм), образующих локальные скопления диаметром 3—6 мм, и тонкозернистого агрегата в межзерновом пространстве и в зонах катаклаза. Катаклаз лейкократовых гранитов отмечается во всех шлифах, однако он, как правило, менее широко проявлен по сравнению с остальными изученными разновидностями пород.

Микроклин развит в виде зерен таблитчатой и неправильной формы, размером 1—4 мм. Часто наблюдается микропертитовое строение зерен. В отдельных шлифах встречены округлые или неправильной формы зерна микроклина мирмекитового строения.

Плагиоклаз образует таблитчатые и неправильные зёрна размером 0,4–0,5 мм. Зерна микроклина и плагиоклаза часто корродированны и разбиты трещинами.

Второстепенные минералы: биотит, роговая обманка, мусковит.

Биотит встречается в виде мелких чешуек, размером 0,1-0,4 мм.

Роговая обманка присутствует в виде чешуек размером 0.3–0.5 мм, часто пространственно связанных с зонами катаклаза, а мусковит — в виде чешуек размером 0.04-0.5 мм наблюдается в межзерновом пространстве или в зонах катаклаза вместе с тонкозернистым агрегатом кварца.

Гранит - аплиты характеризуются мелкозернистой структурой и ориентированной текстурой. Микроструктура пород — аллотриоморфнозернистая с участками катакластической. Состав пород: кварц — 30–40 %, плагиоклаз — 20–25 %, микроклин — 25–40 %, роговая обманка — до 3 %, биотит — второстепенный минерал.

Все минералы, слагающие породу, как правило, не имеют характерных кристаллографических очертаний.

Кварц образует зерна неправильной формы размером 0,08–0,2 мм. В зонах катаклаза, широко проявленного в аплитах, кварц представляет собой тонкозернистый агрегат, содержащий чешуйки биотита и мусковита. Микроклин встречается в виде зерен неправильной формы размером 0,1–0,5 мм (в единичных случаях до 1–2 мм). Иногда образует скелетные кристаллы, переполненные включениями других минералов. Плагиоклаз образует зерна неправильной формы размером 0,1–0,5 мм. Отмечается широкое развитие процесса серицитизации. Роговая обманка встречается в виде зерен с размытыми кристаллографическими очертаниями размером 0,08–0,2 мм. Биотит образует чешуйки размером 0,04–0,08 мм, в большинстве случаев пространственно связанные с зонами катаклаза.

К породам скиалитов относятся амфиболиты, метапесчаники, плагиограниты. Амфиболиты встречаются в виде двух разновидностей.

Амфиболиты слабо гранитизированные представляют собой мелкозернистые породы темно-серого (до черного) цвета с сегрегационными выделениями микроклина, реже образованными прожилками птигматитового типа. Под микроскопом структура гранобластовая с участками лепидогранобластовой. Текстура ориентированная.

Состав: роговая обманка — 40 %, биотит — 20 %, микроклин — 20 %, плагиоклаз — 10–20 %, кварц — 5–10 %.

Амфиболиты интенсивно гранитизированные характеризуются гранобластовой структурой и ориентированной текстурой, подчеркнутой ориентированным расположением зерен темноцветных минералов и протяженными, ориентированными в одном направлении зонами катаклаза.

Состав: кварц-40 %, роговая обманка -20-25 %, плагиоклаз -15-20%, микроклин -15-20 %.

Роговая обманка образует удлиненно-призматические зерна, иногда имеющие правильные кристаллографические очертания. Размеры зерен – 0,5–1,2 мм.

Биотит в виде чешуек вытянутой формы размером до 1,1 мм, ориентированных в одном направлении.

Кварц встречается в виде зерен неправильной формы размером 0.2–0.5 мм. В зонах катаклаза наблюдается в виде тонкозернистого агрегата (0.01–0.03 мм).

Плагиоклаз № 55–65 образует зёрна неправильной, реже таблитчатой формы. Размеры зерен — 0,2–1 мм. Двойникование обычно отсутствует или проявлено слабо (с большим количеством двойниковых полос).

Микроклин встречается в виде таблитчатых или неправильной формы зерен, размером 0,1–0,5 мм. Характеризуется низкой степенью упорядоченности, что проявляется в отсутствии четко выраженного микроклинового решетчатого эффекта.

Микроклин в виде зерен неправильной формы размером 0,3–1,2 мм. Встречаются как нерешетчатые выделения, так и с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Иногда в микроклине присутствуют округлые включения кварца размером 0,05–0,1 мм.

Акцессорные минералы представлены сфеном и единичными округлыми зернами апатита размером до 0,08 мм.

Сфен присутствует в виде зерен неправильной, реже округлой формы, с размером 0,1–0,2 мм.

В отдельных шлифах отмечалось присутствие эпидота в виде округлых или неправильной формы зерен размером до 0,08 мм.

Среди амфиболитов встречаются гиперстен содержащие разности, причём их содержание достигает 10%. Гиперстен образует зерна размером 0,1–0,2 мм, распределен неравномерно.

Метапесчаники характеризуются мелкозернистой структурой и ориентированной текстурой. Микроскопически их можно спутать с гранит-аплитами. Микроструктура — гранобластовая. Состав: кварц — 70–80%, плагиоклаз — 10%, микроклин — 10–20%.

На фоне мелкозернистой основной массы выделяются неправильной, реже таблитчатой формы, зерна микроклина и плагиоклаза с корродированными краями.

Химический состав пород павловской ассоциации

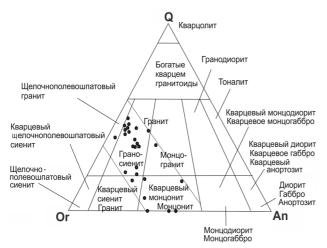
Химический состав определялся на основе данных, полученных по результатам анализов РФА (рентген-флуоресцентный анализ) (табл. 1), проведенных в лаборатории ИГЕМ РАН, с последующим пересчётом на нормативные составы в программе Petro Explorer. Результаты пересчета в виде фигуративных точек вынесены на треугольную диаграмму классификации магматических пород по минеральному составу (рис. 2), рекомендованную Международной подкомиссией по систематике изверженных пород.

На диаграмме в системе Or-Q-An фигуративные точки пород павловской ассоциации располагаются в секторе присутствия в составе пород нормативного К.П.Ш. – от 50 до 70%. В то же время содержания нормативных кварца и анортита испытывают существен-

Таблица 1 Pезультаты анализов PФA, (%)

№ п/п	№ образца	П.п.п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S
1	1/1	0,24	3,82	1,57	15,59	63,57	4,65	2,90	0,62	0,094	6,31	0,21	0,03
2	1/2	0,16	3,29	0,12	13,01	73,71	5,33	0,83	0,08	0,022	3,32	<0,02	<0,02
3	1/3	0,57	4,51	0,41	14,36	71,15	4,02	1,32	0,21	0,036	3,09	0,05	0,03
4	2/2	0,14	3,87	0,90	15,31	67,10	4,40	2,11	0,54	0,039	5,06	0,14	<0,02
5	3/1	0,95	3,84	2,01	15,85	61,14	4,82	3,33	0,81	0,098	6,37	0,28	0,05
6	3/3	2,65	4,18	1,96	15,80	60,23	3,96	3,48	0,82	0,101	5,99	0,31	0,03
7	4/1	0,10	3,88	1,05	16,68	64,93	5,76	2,37	0,57	0,050	3,91	0,16	0,04
8	4/2	<0,10	3,36	0,80	14,93	67,08	4,59	2,12	0,53	0,041	5,99	0,12	<0,02
9	4/3	<0,10	3,49	0,10	13,67	73,98	5,57	0,86	0,05	0,018	2,13	<0,02	<0,02
10	5/1	0,14	3,88	1,83	16,02	62,49	4,75	3,06	0,65	0,065	6,27	0,29	0,02
11	5/2	<0,10	4,15	3,99	16,39	54,89	3,79	6,00	0,75	0,156	8,85	0,39	0,08
12	5/3	1,30	4,48	0,84	14,32	68,29	4,06	1,88	0,36	0,041	3,98	0,09	<0,02
13	5/5	<0,10	6,69	0,89	18,66	63,18	1,95	4,12	0,26	0,043	3,73	0,07	<0,02
14	6/1	0,47	4,75	3,89	16,30	54,89	2,38	6,12	0,97	0,156	9,30	0,37	<0,02
15	6/2	0,97	2,92	11,40	12,58	49,61	2,43	8,33	0,77	0,188	9,73	0,58	0,03
16	6/3	0,17	4,46	1,24	14,63	69,09	3,26	2,03	0,38	0,055	4,17	0,12	0,03
17	7/2	0,15	3,19	0,42	13,47	72,67	5,22	1,39	0,23	0,026	2,85	0,03	0,02
18	7/3	0,24	4,78	2,02	14,44	64,88	2,55	3,85	0,55	0,095	6,05	0,16	<0,02
19	8/1	0,96	4,06	1,09	15,12	64,43	4,42	2,11	0,55	0,047	5,61	0,18	0,98
20	8/3	<0,10	3,26	0,15	12,41	76,23	5,17	0,77	0,09	0,015	1,74	<0,02	<0,02
21	9/1	0,24	3,70	1,32	14,75	65,68	4,73	2,44	0,56	0,068	5,98	0,16	<0,02
22	9/2	<0,10	3,70	0,21	13,99	73,56	5,46	0,97	0,08	0,025	1,81	0,03	<0,02
23	9/3	<0,10	4,26	0,10	13,73	74,29	4,75	0,83	0,07	0,021	1,82	<0,02	<0,02
24	10/1	<0,10	3,95	0,09	13,26	74,93	4,77	0,87	0,07	0,019	1,92	<0,02	0,02
25	10/2	0,41	3,79	0,19	13,27	74,85	5,05	0,88	0,12	0,016	1,32	<0,02	<0,02
26	11/1	0,52	4,53	2,13	17,15	58,81	4,05	3,76	0,83	0,087	7,04	0,41	0,06
27	11/3	<0,10	4,44	0,09	14,19	72,92	5,47	0,68	0,03	0,013	1,98	0,11	<0,02
28	11/4	<0,10	4,63	0,12	13,74	73,66	4,49	0,74	0,08	0,034	2,37	<0,02	<0,02
29	11/5	0,13	3,56	0,90	15,18	67,17	4,67	2,22	0,55	0,040	4,98	0,15	<0,02
30	12/1	<0,10	4,22	0,78	15,25	68,50	4,72	1,88	0,47	0,039	3,65	0,14	<0,02

Условные обозначения к табл.1: 1/1, 5/1, 5/3, 6/3, 7/2, 9/1 – граносиениты; 1/3, 4/1, 7/3, 8/1, 8/3 – граниты; 3/1, 5/2, 5/5, 11/1 – кварцевые сиениты; 1/2, 4/3, 9/2, 10/2 – граниты лейкократовые; 2/2, 4/2, 6/1, 6/2, 11/2, 11/5, 11/2, 12/1 – амфиболиты; 9/3, 10/1, 11/3, 11/4 – гранит аплиты.



Puc. 2. Положение гранитоидов павловской ассоциации на диаграмме классификации магматических пород по ми-

неральному составу: в полях: щелочно-полевошпатовых гранитов (обр.11/3, 8/1, 8/3); гранитов (обр.6/3, 1/3, 10/1, 7/2, 1/2, 10/2, 4/1, 9/2); граносиенитов (обр. 5/1, 1/1, 4/1, 5/3); кварцевых сиенитов (обр. 3/1), кварцевых монцонитов (обр.3/3, 5/5, 11/1); монцонитов (обр. 5/2, 6/2), монцогранитов (обр.7/3).

ные вариации (соответственно от 0 до 65% и от 0 до 75%), определяя всю гамму пород ассоциации. Другими словами при формировании ассоциации различные исходные породы испытывали влияние калиевого метасоматоза. Об этом свидетельствует и повсеместное присутствие микроклина, начиная от гранитоидов и заканчивая амфиболитами.

На диаграмме сумма щелочей — SiO_2 фигуративные точки попадают в поля субщелочных гранитов, граносиенитов и аляскитов, незначительное количество точек отвечает монцонитам, кварцевым сиенитам и кварцевым диоритам (рис. 3).

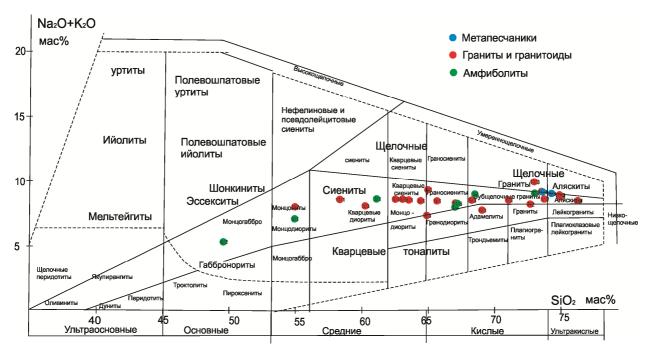


Рис. 3. Положение пород павловской ассоциации на диаграмме классификации интрузивов по содержанию SiO₂ и щелочей.

Геохимия пород павловской ассоциации

Редкие и редкоземельные элементы определялись в лаборатории ИГЕМ РАН методом индукционносвязанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP – MS) с пробоподготовкой включающей кислотное разложение. Пределы обнаружения элементов приведены в таблице 2. Контроль измерения определялся использованием стандартных эталонов.

Геохимия редких земель изучалась по группам пород, относящихся к павловской ассоциации. В ассоциацию входят грубозернистые кварцевые гранитоиды, включающие сиениты, граносиениты, граниты, а также аплиты, амфиболиты (табл. 2).

Аплиты и лейкограниты, характеризуются различной тенденцией поведения REE.

Отмеченные две противоположные тенденции трендов REE свидетельствуют о принадлежности аплитов и лейкогранитов к разным магматогенным процессам — одни являются конечными дифференциатами гранитного расплава, а другие результатом начального селективного плавления.

Среди гранитоидов павловской ассоциации распространены кварцевые сиениты и граносиениты. Наряду с субщелочными гранитами это наиболее обычные для ассоциации типы пород. Они характеризуются высокой суммой редких земель (218–312), невыраженной или слабо проявленной европиевой аномалией, низкими для гранитоидов коэффициентами фракционирования (34,9–59,9), в том числе фракционирования HREE(3,6–4,7) и очень высокими (10–25) Zr/Nb отношениями.

,	11 ,	11 , 1	1		, ,
Порода	№ пробы	∑ REE	La/Yb	Gd/Yb	Zr/Nb
сиениты,	11/1	218	59,9	4,7	10,0
граносиениты	1/1	312	34,9	3,6	25,0
лейкократовые	10/2	57,9	103,3	1,7	47
граниты	9/2	44,2	37,0	4,3	4,3
•	11/3	13,3	11,1	2,1	2,2
OH HIMM I	10/1	52,9	6,5	1,7	1,3
аплиты	9/3	49,11	7,1	2,0	2,2
	11/4	37,07	11	2,7	1,5
омфиболити	12/1	309	87,9	4,5	17
амфиболиты	11/2	168.8	178.5	5.6	32

Таблица 2 Суммы REE и коэффициенты фракционирования в породах павловской ассоциации

Среди лейкогранитов выделяются две существенно различающиеся разновидности. Первая (проба 9/2) характеризуется ярко выраженной отрицательной аномалией европия, а вторая (проба 10/2) – ещё более выраженной положительной аномалией, при этом сумма REE в первом случае ниже (44,2), чем во втором (57,9). Коэффициенты фракционирования для лейкогранитов с европиевым минимумом составляют 37, а для положительно аномальной по европию разновидности она составляет более 103, значительно превосходя этот показатель для главных разновидностей пород. Степень фракционированности HREE (Gd/Yb) для лейкогранитов первой разновидности составляет 4,3 и схожа по этому показателю с гранитоидами главной фазы, а для другой разновидности он составляет всего 1.7. Отношения Zr/Nb для лейкогранитов существенно ниже по сравнению с породами главной фазы (4,3-4,7). Во втором случае отмечается и своеобразный депрессионный характер профиля HREE, для которого характерна ещё и лютециевая положительная аномалия. Профиль с положительной аномалией европия и резким преобладанием LREE над HREE свидетельствует о происхождении этой группы лейкогранитов в результате высокоселективного частичного плавления гнейсового субстрата. При этом граниты представляют собой тела типа сегрегаций, отвечающих начальной стадии выделения гранитной эвтектики при селективном плавлении.

Геометрия профилей REE для аплитов очень похожа, несмотря на значительные отличия по сумме REE. Степень фракционирования незначительная (6,5–11,1), в том числе и для HREE (1,7–2,7). Отношения Zr/Nb очень низкие (1,3–2,2). Всё это свидетельствует о близких условиях их формирования, при кристаллизационной дифференциации, однако явно за счёт эволюции разных локальных очагов.

Амфиболиты характеризуются резким обогащением LREE по сравнению с HREE. Для амфиболитов присущ слабо выраженный европиевый минимум, или его отсутствие. По уровню содержания LREE они сопоставимы с гранитоидами. В тоже время, по содержанию HREE они заметно им уступают. Сумма REE (от 168,8 до 309) сопоставима со значениями в гранитоидах. Коэффициент фракционирования колеб-

лется от 87,9 до 178,5 (пробы 12/1 и 11/2), заметно превосходя по этому показателю остальные породы ассоциации (рис. 4).

Анализ соотношения аплитов и амфиболитов показывает, что аплиты часто образуют оторочки на контакте между граносиенитами и амфиболитами. Это позволяет сделать вывод о том, что аплитовидные породы такого вида являются результатом высокоселективного плавления, спровоцированного внедрением базитового расплава (табл. 2).

Распределение элементов-примесей в породах павловской ассоциации по результатам ICP

На спайдер-диаграммах графики нормированных к хондриту C1 (Sun and Mc Donough, 1989) анализов пород павловской ассоциации (рис. 5) имеют пилообразный вид распределении большинства редких элементов. Для всех пород отмечаются устойчивые положительные пики для элементов, характерных для континентальной коры, таких как Rb и Th, отчасти Ва, а также заниженные содержания Рь и особенно Sn. Для большинства редкоземельных элементов за исключением Lu u Yb, а также Zr, Та и Nb наблюдаются значительные вариации хондритнормированных содержаний, особенно это заметно для Eu. Несколько необычны значения Zr/Nb отношений для пород, казалось бы генетически связанных. Так в граносиенитах он варьирует в диапазоне 10-25, в лейкогранитах от 4,3 до 4,7, а в аплитах снижается до 1,3-2,2 (табл. 3).

Павловские гранитоиды приурочены к полосе развития гнейсов донской серии [9] и близки к ним по своим геохимическим характеристикам (высокие концентрации Rb, Ba, Sr и Zr).

На бинарных диаграммах Пирса (рис. 6) фигуративные точки гранитоидов павловской ассоциации попадают в поля, характерные для синколлизионных, внутриплитных и субдукционных гранитов, часто тяготея к границам перечисленных типов.

Такая же ситуация наблюдается и для тройных диаграмм (рис. 7). Причём фигуративные точки расположены не компактно, а обнаруживают значительный разброс, отражая в различной степени преобладание коллизионной, субдукционной или внутри-

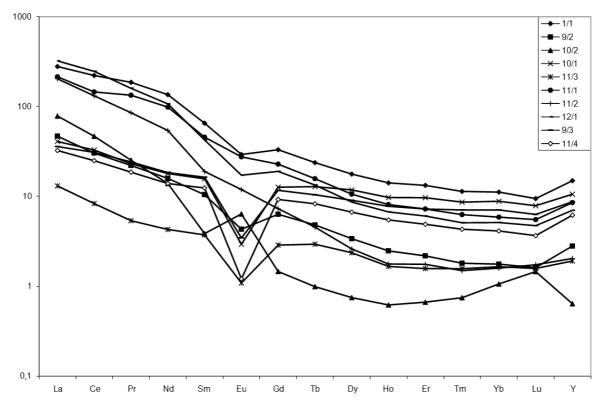
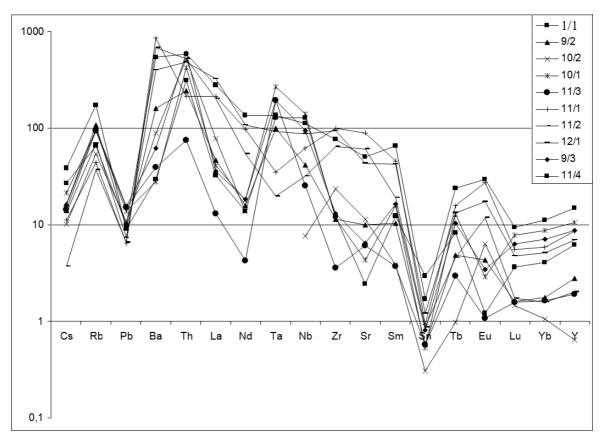


Рис. 4. Нормализованные в отношении хондрита (Sun, McDonough, 1989) спектры редкоземельных элементов в гранитоидах павловской ассоциации: 1/1 – граносиенит; 9/2, 10/2 – лейкогранит; 9/3, 10/1, 11/3, 11/4 – гранит-аплит; 11/1 – кварцевый сиенит; 11/2, 12/1 – амфиболит гранитизированный.



Puc. 5. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в гранитоидах Павловского карьера: 1/1 – граносиенит; 9/2, 10/2 – лейкогранит; 9/3, 10/1, 11/3, 11/4 – гранит-аплит; 11/1 – кварцевый сиенит; 11/2, 12/1 – амфиболит гранитизированный.

 Таблица 3

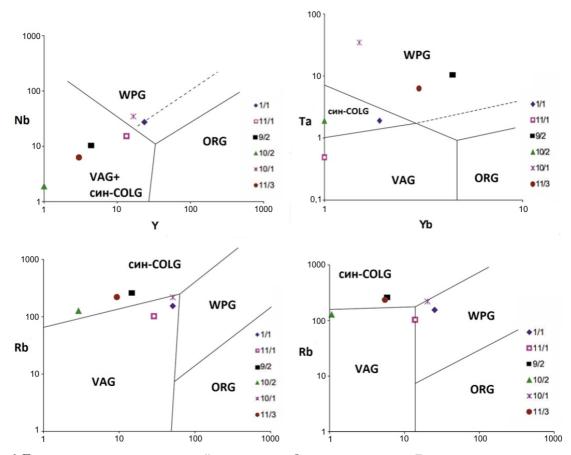
 Концентрации элементов в кристаллических породах павловской ассоциации по результатам ICP

	ПО,	Грано- сиенит					их порооах павловской ассоциации по резу. Гранит-аплит				
Элемент	мкг/г	Гр	Кы це				гранитизиро- ванный				
		1/1	11/1	9/2	10/2	10/1	11/3	9/3	11/4	11/2	12/1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	0,05	47,8	26,2	3,8	8,2	2,2	1,8	2,3	2,6	10,1	34,1
Be	0,01	1,9	1,7	1,9	1,1	3,7	4,6	3,5	4,2	1,0	2,1
Sc	0,1	7,6	6,9	1,0	0,47	1,5	0,7	1,6	0,83	2,0	2,8
V	0,4	56,5	84,2	41,2	9,0	33,7	8,7	6,3	6,9	37,8	37,1
Cr	0,6	37,2	31,7	34,0	8,8	36,5	21,5	18,2	11,7	29,4	20,1
Co	0,1	7,2	9,9	1,1	0,81	1,3	1,2	0,92	1,0	4,0	4,3
Ni	0,8	17,9	17,3	4,0	4,2	4,9	10,1	8,4	9,8	12,8	12,1
Cu	0,3	31,7	26,1	6,2	7,0	8,7	24,0	14,9	35,6	24,0	21,6
Zn	0,2	79,2	85,7	15,0	18,3	8,0	7,7	35,2	13,7	43,7	52,5
Ga	0,05	18,9	20,6	17,3	14,0	22,7	23,1	20,7	22,3	19,2	19,8
As	0,1	0,45	0,60	0,50	0,23	0,20	0,42	0,36	0,3	1,7	1,3
Se	0,3	< 0,9	<ПО	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ПО
Rb	0,1	154	102	250	127	218	220	229	402	86,8	161
Sr	0,1	366	647	72,0	82,7	31,2	44,6	46,5	17,8	444	315
Y	0,1	23,5	13,4	4,4	1,0	16,6	3	13,7	9,7	3,2	11,0
Zr	0,1	298	388	43,9	90,3	44,9	13,9	50,4	46,8	251	364
Nb	0,02	27,4	15,3	10,3	19	34,6	6,3	23,3	31,5	7,9	21,6
Mo	0,04	2,0	1,3	2,0	0,78	2,2	63,0	1,5	1,5	2,3	2,0
Rh	0,07	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ
Pd	0,06	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ
Ag	0,03	0,040	0,070	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	0,044	0,065
Cd	0,03	0,051	<ΠΟ	0,037	<ΠΟ	<ΠΟ	0,085	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ
Sn*	0,2	2,9	1,6	1,0	0,54	0,92	1,0	1,4	5,1	1,5	2,1
Sb	0,03	0,26	0,19	0,08	0,15	0,14	0,29	0,27	0,32	0,40	0,41
Te	0,06	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ
Cs	0,009	5,1	2,1	3,1	1,9	4,0	2,7	3,0	7,3	0,7	2,5
Ba	0,1	1309	2055	387	215	67,5	94	149	71,6	1636	975
La	0,06	66,3	50,9	11,1	18,6	9,7	3,1	8,5	7,7	48,2	76,5
Ce	0,03	136	89,1	18,6	28,6	20,1	5,1	18,9	15,3	80,6	151
Pr	0,008	17,7	12,7	2,1	2,4	2,2	0,51	2,3	1,77	8,1	15,2
Nd	0,008	63,4	46,0	7,4	6,5	8,4	2,0	8,6	6,5	25,3	50,1
Sm	0,003	10,0	7,0	1,6	0,59	2,4	0,57	2,5	1,9	2,9	6,5
Eu	0,006	1,7	1,6	0,25	0,37	0,17	0,063	0,20	0,070	0,69	1,0
Gd	0,008	6,8	4,7	1,3	0,30	2,6	0,59	2,4	1,9	1,5	3,9
Tb	0,006	0,89	0,59	0,18	0,037	0,48	0,11	0,39	0,31	0,17	0,50
Dy	0,008	4,5	2,69	0,86	0,19	3,0	0,60	2,3	1,7	0,66	2,2
Но	0,003	0,80	0,46	0,14	0,035	0,55	0,094	0,44	0,31	0,10	0,38
Er	0,005	2,2	1,2	0,36	0,11	1,6	0,26	1,2	0,81	0,29	1,0
Tm	0,002	0,29	0,16	0,046	0,019	0,22	0,04	0,18	0,11	0,038	0,13
Yb	0,008	1,9	1,0	0,30	0,18	1,5	0,28	1,2	0,70	0,27	0,87
Lu	0,002	0,24	0,14	0,041	0,037	0,20	0,04	0,16	0,093	0,044	0,12
Hf	0,01	6,9	8,0	1,8	2,8	2,8	1,2	2,6	3,1	5,8	8,8
Ta	0,07	1,9	0,49	1,4	<ΠΟ	3,8	2,7	2,7	1,8	0,28	1,3
W	0,02	1,10	0,77	0,83	0,45	0,78	1,1	0,83	0,91	1,1	1,0
Re	0,008	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ
Ir D4	0,007	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ
Pt	0,009	<	<ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ	<ПО	<ΠΟ	<ΠΟ	< ΠΟ	<ΠΟ	<ΠΟ

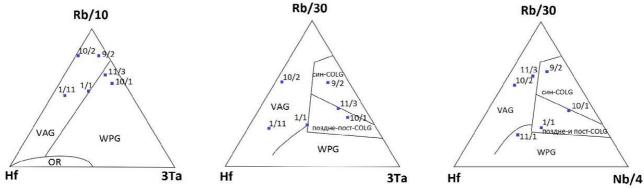
Продолжение таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Au	0,02	<ΠΟ									
Hg	0,003	<ΠΟ									
Tl	0,005	0,91	0,59	1,2	0,65	1,0	0,91	1,1	2,1	0,45	0,80
Pb	0,03	24,6	15,9	23,0	26,7	34,4	37,8	38,4	22,4	16,1	18,2
Bi	0,01	0,071	0,036	0,075	0,031	0,041	0,023	0,034	0,043	0,013	0,024
Th	0,02	17,0	6,2	7,1	15,2	12,4	2,2	17,4	9,1	15,2	14,2
U	0,007	1,6	0,88	8,2	3,5	15,5	16,1	11,9	7,9	2,9	1,3

Примечания: ПО – предел определения.



Puc. 6. Положение гранитоидов павловской ассоциации на бинарных диаграммах. Дискриминантные поля на диаграммах: WAG – субдукционные, cun-COLG – синколлизионные, WPG – внутриплитные, ORG – океанического дна.



Puc. 7. Положение гранитоидов павловской ассоциации на тройных диаграммах. Дискриминантные поля: син-COLG-коллизионные, позднее- и пост-COLG -коллизионные, VAG-островодужные, WPG-внутриплитные.

плитной компоненты, а, следовательно, разную степень и характер корово-мантийного взаимодействия.

По петро- и геохимическим характеристикам гранитоиды павловской ассоциации сопоставимы с гранитоидами активных континентальных окраин фанерозоя, формировавшимися на субдукционном или раннеорогенном этапах тектонической эволюции.

Обсуждение результатов и выводы

Таким образом, в результате проведенных исследований, в совокупности с данными предшественников [2, 3], можно сделать выводы о двух этапах образования структуры Павловского вала: 1. — формирование ассоциации как очага коровой магмогенерации, 2. — постумный (последующий, унаследованный).

На первом этапе согласно базовой геодинамической модели [5] павловский комплекс занимает позицию субдукционных гранитоидов тыловой части ЛШЗ, смещенной относительно усманского комплекса в сторону мегаблока КМА. Его повышенная щелочность по сравнению с усманским комплексом указывает на заглубление очагов магмогенерации и являлась дополнительным аргументом относительно субдукции с востока на запад в современных координатах. Анализируя пространственное положение павловского комплекса и ассоциирующей с ним донской серии в структуре ЛШЗ, а так же их петрологогеохимические и изотопные характеристики [9], свидетельствующие о корово-мантийном взаимодействии субдукционного типа в палеопротерозое, можно говорить об андийском типе субдукции в южной части ЛШЗ, резко отличающейся от его северной части. [6].

Для всех пород павловской ассоциации слагающих куполообразную структуру характерно следующее:

- внутреннее строение представляет собой пластобразное чередование гранитоидов различного состава и линз гранитизированных и мигматизированных пород субстрата, размеры которых варьируют от первых см. до сотен метров;
- наблюдается насыщенность реликтами субстрата и постепенные взаимопереходы гранитоидов с вмещающими породами;
- интенсивное проявление щелочного, преимущественно калиевого метасоматоза, (микроклинизация, окварцевание) в самих гранитоидах и вмещающих породах;
- основные породообразующие минералы гранитоидов и вмещающих пород имеют близкий химический состав, с широко проявленными процессами метасоматического замещения;
- реакционные взаимоотношения между главными породообразующими минералами;
- сильная изменчивость состава и структурнотекстурных особенностей пород;

Все перечисленные достаточно известные фактические данные подтверждены и дополнены нашими исследованиями, результаты которых сводятся к следующему:

- среди однотипных в макровещественном отношении пород выделяются разные геохимические типы, которые возникли в результате разных процессов (лейкограниты селективного плавления и лейкограниты эволюции гранитного расплава);
- для гранитоидов главной фазы профили REE пологие, без выраженных признаков кристаллизационного фракционирования (гранитизация);
- амфиболиты, близкие геохимически, можно разделить, как минимум, на две возрастные группы (дои синочаговые):
- для пород павловской ассоциации в целом характерна геохимическая "пестрота" с преобладанием в одних случаях коровых, в других мантийных характеристик (неопределённые расплывчатые характеристики, не позволяющие однозначную трактовку геодинамической природы гранитоидов; особенности редкоземельной геохимии, резко различные Zr/Nb отношения, значительный разброс содержаний Sr, Ta, Nb и др.).

В этой связи для единичных определений модельных Sm/Nd возрастов и расчётов εNd (от -0,3 до -1,2) [9] для однозначной их интерпретации далеко не достаточно, как не достаточно и единичного U/Pb определения возраста.

По нашим исследованиям наиболее вероятные условия формирования ассоциации пород павловского комплекса связаны с очагами коровой магмогенерации под влиянием восходящего тепломассопереноса, обусловленного пододвигавшейся литосферной плитой и её дегидратацией. Коровые очаги магмогенерации характеризуются наличием тесной ассоциации лейкогранитов, гранитоидов нормального ряда и субщелочного ряда (латитовый тип). Наличие зон оторочек аплитов на контактах с амфиболитами может свидетельствовать о внедрении подкоровых расплавов в субстрат находящийся в стадии начала плавления. При этом дополнительный температурный импульс обеспечивался габброидными расплавами и приводил к активизации начала плавления.

Павловским карьером вскрыта центральная часть купола, представленная магматическими гранитами, характеризующимися массивными текстурами. В юго- восточной части карьера обнажаются сильно тектонизированные микроклинизированные гнейсы. В краевой части центрального купола отмечается начало его перехода в гнейс –мигматитовую раму.

Возраст гранитоидов по данным изотопного датирования акцессорных цирконов уран-свинцовым методом (Шкурлатовский карьер) составил 2076.8 ± 3.1 млн. лет [10].

По-видимому, эта цифра соответствует кульминационной стадии процесса коровой магмогенерации.

Объяснение интегральной (в современном виде) структуры Павловского поля гранитоидов следует в историческом аспекте с учётом всего многообразия выявленных петрографических разновидностей кристаллических пород, их взаимоотношений, микро- и макроструктур.

Павловская гранит - метаморфическая ассоциация, включающая собственно павловский гранитоидный комплекс, а также материнские исходные породы, существенно переработанные процессами метаморфизма и гранитизации, представляет собой глубоко эродированную корневую систему палеопротерозойского периконтинентального орогена [11, 12, 6]. По существу это палеоочаги коровой магмогенерации, глубина которых оценивается от 15 до 25 км. Учитывая латитовый (щелочно-известковый) уклон всех пород можно предположить генерацию флюидного потока за счёт дегидратации пододвигающейся литосферы на глубине 60-70км. Перегретый флюидный поток провоцировал формирование очагов магмогенерации. Наличие в ассоциации 2-х типов гранитаплитов и лейкогранитов свидетельствует о проявлении во вскрытом карьером участке, чётко выраженном и законсервированном двух стадийном процессе метагенеза и связанной с ним проградной и ретроградной магмогенерации. На проградной формировались лейкограниты, представляющие собой высокоселективный расплав, соответствующий гранитной эвтектике как завершающий процесс метаморфической дифференциации. При этом материал лейкосом собирался в камерах сегрегациях (реликты разномасштабных тел которых, часто встречаются среди гнейсовидных граносиенитов). Геохимически эти лейкограниты характеризуются европиевым максимумом. Ретроградную стадию характеризуют аплиты, представляющие собой продукты кристаллизационной дифференциации основного очага. Кульминационная стадия метагенеза достигала фации гранулитов, о чём свидетельствуют реликты пород содержащих пироксены. На границе гранулит-амфиболитовой фации образовался основной объём расплавов павловских граносиенитов-гранитов.

Амфиболиты павловской ассоциации также двух типов. Первые представляют собой метаморфически переработанные с последующей гранитизацией породы метаосадочного комплекса (по О. И. Египко параамфиболиты [7]). Они образуют линзы среди граносиенитов повышенной меланократовости. Вторые явно более поздние тела, часто секущие первичную метаморфогенную директивность пород, но при этом провоцирующие интенсивное плавление, проявленное в виде оторочек лейкократовых гранитоидов на контакте амфиболитов и граносиенитов. По-видимому, они представляют собой внедрившиеся порции базальтоидных расплавов, генерация которых происходила в мантийном клине, в неполностью консолидированный очаг коровой магмогенерации, эволюция которого не завершилась.

На втором, постумном, этапе Павловский гранитный массив подвергся интенсивной тектонической переработке в холодном состоянии, с формированием структуры внедрения типа протрузии.

Кроме того, по данным Л. Т. Шевырёва [3] вблизи Павловской протрузии граносиенитов в кавернах и трещинах во вмещающих отложениях девонского и мелового возраста встречаются гнезда рыжих охр с включениями барита и полиметаллов, концентрации которых возрастает по мере приближения к протрузии

На протрузивный характер воздействия павловских гранитоидов на осадочный чехол указывали различные авторы [2, 3]. Однако сам механизм различные авторы трактуют диаметрально противоположно. Согласно точке зрения Л. Т. Шевырёва Павловский купол возник: "в результате «выдавливания» глыб породы по периферии жесткого Россошанского срединного массива в условиях периодически возникающих обстановок сжатия". С. Ю. Колодяжный же связывает формирование мигматит – гранитного купола с "условиями тектонического течения, транстенсионной декомпрессией, формированием впадин растяжения и перманентным воздыманием свода фундамента, при котором происходит гравитационное соскальзывание осадков чехла с его склонов".

На наш взгляд вторая модель более убедительна. Об этом свидетельствуют следующие факты:

- на макроуровне (в обнажениях) и микроуровне (в шлифах) отмечается объёмная дезинтеграция, брекчирование, катаклаз минеральных зерен, с появлением множественных поверхностей скольжения в виде кливажа и сланцеватости;
- современная эрозионная поверхность изучаемой территории имеет вид "конского хвоста" или "веера"с системой дугообразных нарушений, типа листрических сбросов.

Характерными чертами дискретных гранулированных сред является объёмная дезинтеграция, которая приводит к потере связанности, возникновению гранулярной структуры и понижению вязкости породы, что проявляется в сверхпластичности; дилатансионной переупаковке (увеличения объема) породной массы; способности к катакластическому объемному течению. Появление множественных поверхностей скольжения (кливаж, сланцеватость) и «субпослойной» неоднородности способствует возникновению объемной подвижности горных масс, основным механизмом которой является катакластическое течение в сочетании с другими формами течения (реидная деформация).

Характерной структурной формой, которая возникает в процессе становления гранитных куполов на холодной и «жесткой» стадии их развития, являются «веерные» структуры. Они представляют собой систему разрывов, зон скалывания и рассланцевания, которые расположены в виде конуса («веера), расширяющегося кверху. По направлению вниз все разрывы и трещины сходятся в единую плоскость. На фоне общей выгнутой кверху поверхности гранитного массива, они образуют некоторое грабенобразное понижение, в пределах которого фиксируются выжатые кверху объемы пород. Единая куполообразная поверхность массива при этом нарушена и отдельные ее участки смещены по вертикали. Формирование этих структур связано с тектоническим проседанием, которое компенсирует рост купола и удлинение его поверхности (условия растяжения) [13].

Проблема подвижности кристаллических пород (в том числе и гранитов) не лишена и практической значимости, так как стиль тектонической переработки гранитных массивов может определять их потенциальную нефтегазоносность [14, 4].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Трегуб, А. И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива / А. И. Трегуб // Труды НИИ геологии ВГУ, Воронеж: Издательство ВГУ. 2002. Вып. 9.-220 с.
- 2. *Колодяжный, С. Ю.* Структурные парагенезы Павловского выступа воронежской антеклизы / С. Ю. Колодяжный // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т.78. Вып.4. С. 23–34.
- 3. Шевырёв, Л. Т. Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез / Л. Т. Шевырёв, А. Д. Савко, А. В. Шишов. Воронеж: Издательство ВГУ. 2004. 191 с.
- 4. *Леонов, М. Г.* Вертикальная аккреция земной коры / М. Г. Леонов // Геотектоника. 2005. N 4. C. 25–43.
- 5. Геодинамическая модель формирования ВКМ / H. М. Чернышов [и др.] // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–31.
- 6. *Ненахов, В. М.* Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива а палеопротерозое / В. М. Ненахов, С. В. Бондаренко // Геотектоника. 2011. N2 4. C.43–59.
- 7. Египко, О. И. Некоторые минералого-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов

юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: автореф. дис... канд. геол.-минералог. Наук / О. И. Египко – Воронеж: ВГУ, 1971.-28c.

- 8. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомис. по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук / Под ред. Ефремова С. В. М.: Недра. 1997. 248 с.
- 9. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- 10. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопногеохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. –2009. Т.17. № 6. С.3–16. 11. Чернышов, Н. М. Современные представления о глубинном строении, геодинамике и металлогении ВКМ / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы междунар. конф. Воронеж: Издательство ВГУ. 2001. С. 18–21.
- 12. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива / Ред. В. М. Ненахов [и др.] М.: Γ EOKAPT- Γ EOC 2007 283 с.
- 13. *Леонов*, *М. Г.* О тектонической деформации гранитоидов Тянь-Шаня и Забайкалья / М. Г. Леонов, Ю. А. Морозов, А. В. Никитин // Доклады академии наук. Сер. Геол − 2007. Т. 417. №6 С. 799–805.
- 14. Нефтегазоносность континентального шельфа юга Вьетнама с позиции концепции тектоники литосферных плит / Е. Г. Арешев [идр.] // Геология нефти и газа. 1996. N2 10. C.52—56.

Воронежский государственный университет

Ненахов Виктор Миронович, доктор геологоминералогических наук, профессор, заведующий кафедрой общей геологии и геодинамики

E-mail: ogg@geol.vsu.ru Тел.: +7 (473) 220-89-89

Никитин Александр Васильевич, кандидат геологоминералогических наук, доцент кафедры общей геологии и геодинамики

E-mail: nikav_1960 @mail.ru

Voronezh State University

Nenahov V. M., Doctor of the Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the General Geology and Geodynamics Department

E-mail: ogg@geol.vsu.ru Tel.: +7 (473) 220-89-89

Nikitin A. V., Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor of the General Geology and Geodynamics Department

E-mail: nikav_1960 @mail.ru