

ПРОЯВЛЕНИЕ СИН- И ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ ЛОСЕВСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

Р. А. Терентьев

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 6 сентября 2013 г.

Аннотация. В пределах Лосевской шовной зоны (ЛШЗ) Воронежского кристаллического массива (ВКМ) изучен разрез, представленный двумя типами гранитов: ранние гнейсовидные синколлизийные и поздние массивные постколлизийные. Гнейсовидные синколлизийные граниты отнесены к мигматитовой части усманского комплекса, массивные постколлизийные граниты выделены в самостоятельный девичский гранитный комплекс. Типоморфные признаки гранитов нового девичского комплекса, отличающие их от гранитов усманского комплекса: массивные текстуры как в центральных, так и в экзоконтактовых частях тел, средне-крупнозернистая структура, калишпат – главный породообразующий минерал, постоянная примесь магнетита, умеренная щелочность с равенством или преобладанием калия над натрием, повышенные содержания Zr (>100 ppm), Rb (порядка 150 ppm), Ba (>1000 ppm).

Проведен сравнительный геолого-текстурный, минералого-петрографический и петрогеохимический анализ гранитов изученного разреза и гранитоидов Восточно-Сарматского орогена.

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, палеопротерозой, гранитоиды, геохимия.

Abstract. Within the bounds of Losevo Suture Zone of the Voronezh Crystal Massif the section presented by two types of granites is studied: early gneissosity syncollision granites and late massive post collision ones. Gneissosity syncollision granites are referenced by migmatite part of Usman complex. Massive post collision granites are emitted in an independent Devitsa granite complex. Typomorphic signs of granites of the new Devitsa complex, distinguishing them from granites of an Usman complex is: massive textures both in central, and in exomorphosed parts of granites bodies, average and coarse-grained structure, K-feldspar it is the main rock-forming mineral, constant adulteration of magnetite, moderate alkalinity with equality or prevalence of potassium over sodium, high concentration of Zr (>100 ppm), Rb (around 150 ppm), Ba (>1000 ppm).

The comparative geological and textural, rock fabrics and petrochemical analysis of the studied section granites and granitoids of East- Sarmatian orogenic belt is carried out.

Key words: Voronezh Crystal Massif, Paleoproterozoic, granitoids, geochemistry

Введение

Лосевская шовная зона (ЛШЗ) разделяет Курский и Воронежский мегаблоки Воронежского кристаллического массива (ВКМ) (рис. 1). ВКМ в свою очередь входит в состав Восточно-Европейской платформы и представляет выступ докембрийского фундамента, неглубоко (0-500 м) погребенный под покровом осадочных пород. Традиционно в ЛШЗ выделяются несколько гранитоидных комплексов с запада на восток: в поле развития амфиболит-гнейсовых пород донской серии – павловский комплекс гранодиоритов-граносиенитов (2076.8±3.1 млн лет [1]), лискинский комплекс умереннощелочных гранитов (2064±14 млн лет по неопубликованным данным В.Ю. Скрябина;

2039±158 млн лет [2]), в поле развития лосевской серии – усманский мигматит-трондьемит-гранодиоритовый комплекс (2047±11 – 2066±28 млн лет (Скрябин, Терентьев, неопубликованные данные); 2053±86 – 2112±32 млн лет [2]; 2096.8±3.3 млн лет [1]). Близкоодновременный выше перечисленным (2050±13 млн лет по неопубликованным данным В.Ю. Скрябина, Р.А. Терентьева; 2021.7±8.8 млн лет [1]) бобровский гранитный комплекс развит в пределах Воронежского мегаблока ВКМ.

Ниже дана краткая характеристика гранитоидных комплексов восточной части ВКМ, к которым по своему геолого-структурному положению могут быть отнесены рассматриваемые в работе породы.

Павловский комплекс морфологически представлен крупными куполовидными массивами без

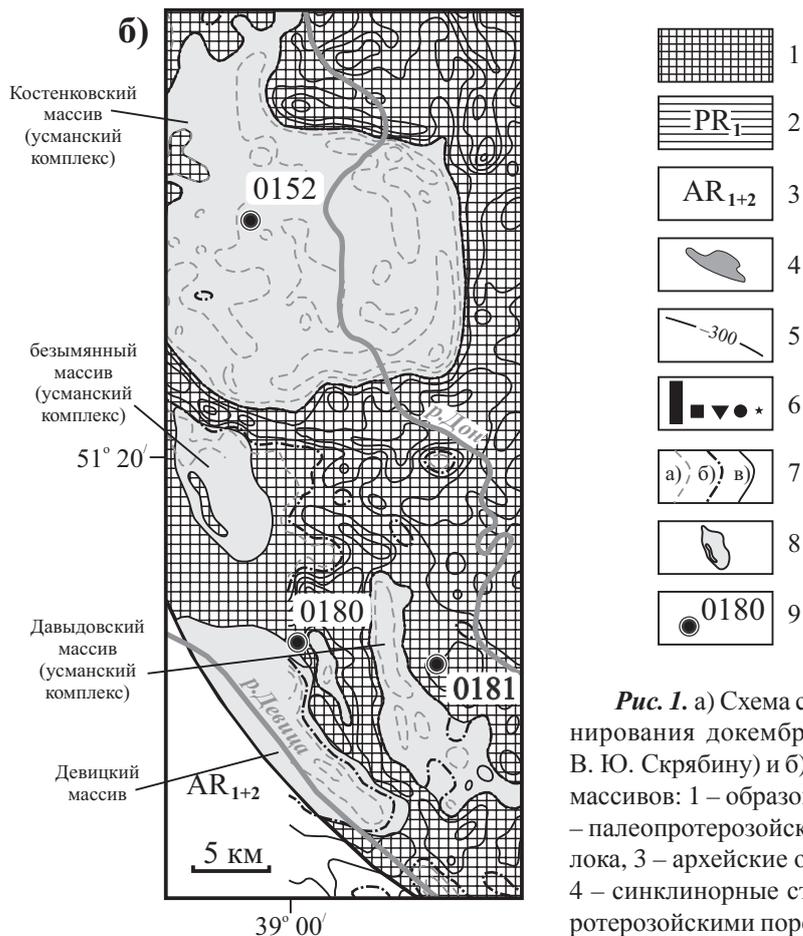
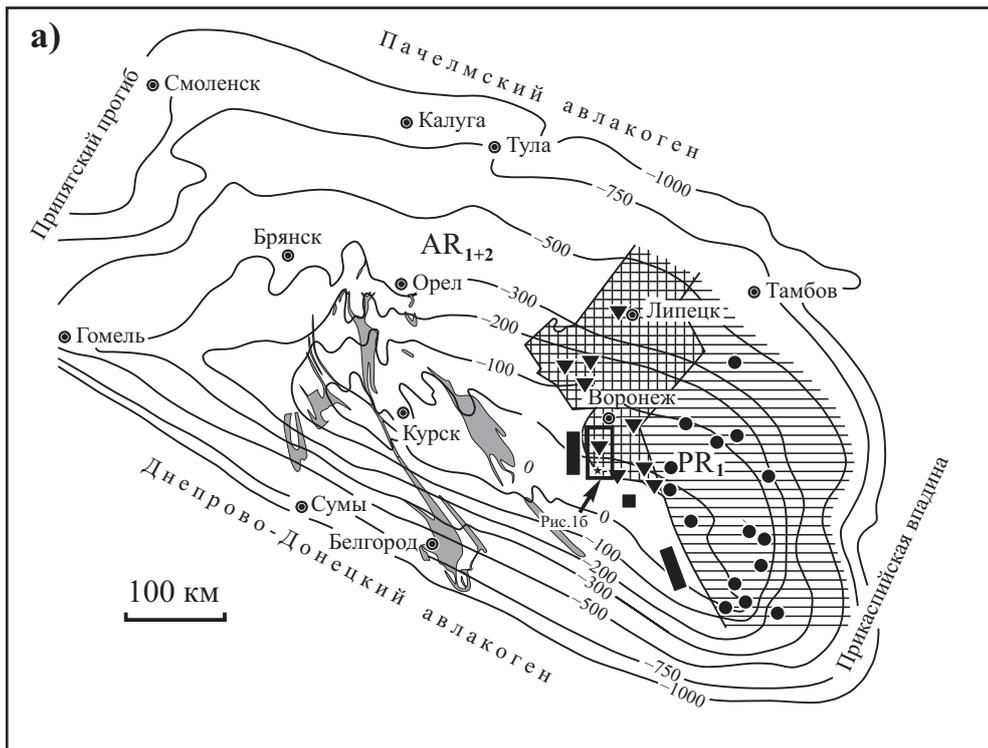


Рис. 1. а) Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента ВКМ (по В. Ю. Скрябину) и б) Схема расположения гранитных массивов: 1 – образования Лосевской шовной зоны, 2 – палеопротерозойские породы Воронежского мегаблока, 3 – архейские образования Курского мегаблока, 4 – синклиновые структуры, выполненные палеопротерозойскими породами, 5 – изогипсы абсолютных

отметок поверхности докембрийского фундамента, 6 – наиболее крупные массивы или скопления мелких массивов павловского (прямоугольники), лискинского (квадрат), усманского (треугольники), бобровского (круги) и девицкого (звездочка) гранитоидных комплексов. Дополнительно к рис. 1б: 7 – аномалии гравитационного поля: отрицательные (а), нулевые (б) и положительные (в), 8 – гранитные массивы, 9 – положение и номера скважин

четких ограничений, сложенными преимущественно мигматитами и разгнейсованными субщелочными гранитоидами. По минералогическому составу в его составе выделяются амфибол-биотитовые граносиениты, гранодиориты умеренной щелочности.

Петротипический массив лискинского комплекса (здесь и далее по данным [3]) площадью 105 км² расположен среди архейских метаморфических образований донской серии, на которые он оказывал контактное воздействие в условиях пироксен-роговиковой фации. Контакты гранитов с вмещающими породами четкие резкие, имеющие как угловое так и азимутальное несогласие с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород. Строение массива субконцентрическое с выделением мелкозернистых и микрографических гранитов краевой и среднезернистых гранитов промежуточной и центральной фаций. Плутонические тела, сложенные лейкократовыми, часто порфировидными плагиоклаз-микроклиновыми, биотитовыми, умеренно щелочными, калиево-натриевыми до калиевых гранитами (первая фаза), дайками гранит-аплитов и пегматитов (вторая фаза).

Гранитоиды усманского интрузивного комплекса занимают около 20 % территории ЛШЗ, образуя крупные массивы площадью до 540 км². Термальное воздействие на вмещающие породы фиксируется в них закономерным изменением состава и зональности амфиболов по мере приближения к контактам интрузий [4]. Сами контакты четкие, резкие; в экзоконтактах присутствуют апофизы и жилы гранитоидов, а в эндоконтактных зонах интрузий – ксенолиты вмещающих пород. Преобладающая часть площади массивов сложена трондьемитами, которые по данным бурения по мере удаления от кровли в глубь интрузий постепенно с уменьшением содержания биотита и увеличением количества микроклина переходят в гранодиориты и лейкогранодиориты.

Геодинамическая интерпретация гранитоидов юго-востока ВКМ представляется Н.М. Чернышовым с соавторами [5] следующим образом: павловский и усманский комплекс – субдукционные гранитоиды, а бобровский и лискинский – коллизионные S-граниты. В более поздних работах изотопно-геохимическими данными обосновано отнесение гранитоидов павловского комплекса к ассоциации активных континентальных окраин [6] и усманских трондьемит-гранодиоритов к коллизионным гранитоидам (данные В.Ю. Скрябина, Р.А. Терентьева, находящиеся в печати). К тому же

в пределах ЛШЗ представлен более широкий спектр гранит- и диоритсодержащих комплексов, чем это представлялось ранее [7]. В настоящей работе пойдет речь о проявлении в одном разрезе двух типов гранитов в поле развития лосевской серии. Сравнение их с гранитоидами известных магматических комплексов юго-востока ВКМ позволяет выделять один из типов в самостоятельный гранитный комплекс.

Фактический материал и методы исследования

Местоположение скважины 0180, керн которой использован для петрографических, геохимических исследований, показано на рис. 1. Опробованы и заимствованы из коллекций В.Ю. Скрябина и Ю.Н. Стрика гранитоиды (107 образцов) и вмещающие метаморфические породы лосевской серии (30 образцов). Осуществлено петрографическое описание 179 шлифов, геохимическим исследованиям подвергнуты 12 образцов по гранитам. Концентрации SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ определены методом ICP-OES (пламенно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на приборе Optima 3300 в ИМГРЭ, Москва (аналитики Б.И. Волков, Ю.И. Гроссе, И.А. Пичугин); содержания FeO и CO₂ – титриметрическим бихроматным и H₂O⁻, H₂O⁺ гравиметрическим стандартными методами (аналитики Б.И. Волков, Ю.И. Гроссе). Показатель точности (при вероятности P = 0.95) для всех элементов не превышал 0.15 ± Δ мас. %.

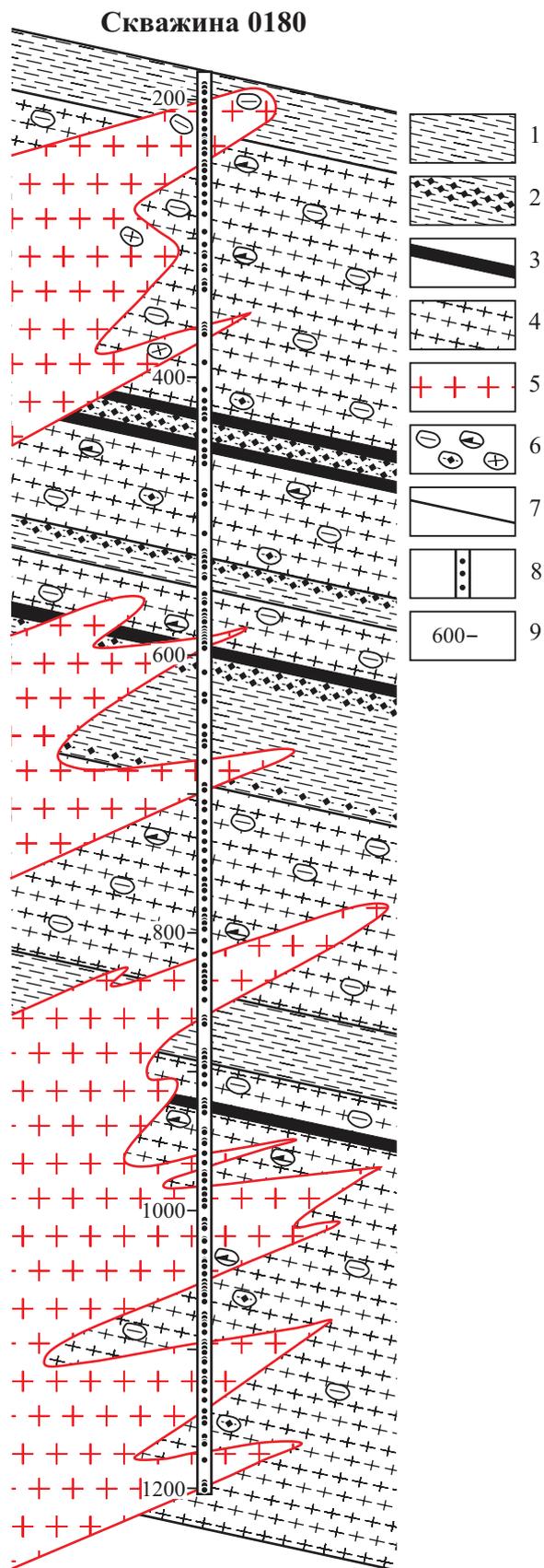
Концентрации редких и рассеянных элементов определены методом ICP-MS в ИМГРЭ (Москва) на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме (аналитики Т.Н. Павлова, Н.В. Васильев). Вскрытие образцов осуществляли по методике кислотного разложения в микроволновой печи из навесок проб массой 50-100 мг. Методика обеспечивает полное разложение большинства магматических, метаморфических и осадочных пород, включая содержащиеся в них трудно разлагающиеся минералы (циркон, монацит и др.). В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.001-0.005 ppm для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) до 0.02-0.05 ppm для легких элементов (Ba, Rb и др.). Показатель точности (при вероятности P = 0.95) для всех элементов составил от 0.24 до 0.50 ± Δ ppm.

Для сравнительной характеристики использованы материалы по гранитоидам ЛШЗ [6] и бобровского комплекса (неопубликованные данные В.Ю. Скрыбина, Р.А. Терентьева). Привлечены неопубликованные петрохимические данные В.М. Богданова и В.Ю. Скрыбина [3] (172 анализа).

Результаты исследования

Геологическая позиция. В пределах ЛШЗ, сложенной в центральной части палеопротерозойскими отложениями лосевской серии, распространены гранитные массивы усманского комплекса площадью до 540 км². В западном блоке, включающем Давыдовский массив, расположен изученный нами разрез в непосредственной близости с полосой распространения донской серии. Скважина 0180 вскрывает предположительно крупную апофизу Давыдовского массива. Разрез представлен (рис. 2) чередованием субогласных слоев метапесчаников, метаалевролитов и сланцев биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовых (видимой мощностью 20-100 м) с гнейсовидными гранитами и полосчатыми мигматитами (видимой мощностью 50-250 м). В метатерригенной части разреза встречаются маломощные (2-18 м) прослои метаалевролитов обогащенных магнетитом (более 10 % от объема породы). Метатерригенные породы часто насыщены субогласными сланцеватости или полосчатости инъекциями гнейсовидных гранитов-мигматитов. В верхней части разреза встречаются прослои (3-8 м) metabазитов предположительно апобазальтовых (эффузивы и туфы), а в нижней части – предположительно апосубвулканическое тело габбро-амфиболитов. Все перечисленные выше породы прорваны телами крупнозернистых массивных гранитов с редкими ксенолитами как metabазитов, метатерригенных пород, так и гнейсовидных гранитов. Гнейсовидные граниты в свою очередь насыщены ксенолитами вмещающих пород с вариациями размеров от первых до десятков сантиметров.

Рис. 2. Модель геологического строения по скважине 0180: 1 – метаграувакки (сланцы, метаалевролиты, редко метасаммиты биотит-амфиболовые), 2 – то же, обогащенные магнетитом (более 5 %), 3 – амфиболиты и зеленокаменные породы апобазальтовые (нижний слой – субвулканической фации – габброамфиболиты, в верхней части – апоэффузивные и апотуфогенные), 4 – мелко-среднезернистые гнейсовидные граниты и полосчатые мигматиты, 5 – крупнозернистые массивные граниты, 6 – ксенолиты пород, указанных в пунктах 1–4, 7 – границы пород, 8 – ствол скважины и места отбора образцов, 9 – глубина в метрах



Вещественный состав гранитов. Граниты гнейсовидные всегда имеют контакты согласные со сланцеватостью вмещающих метатерригенных пород или с директивностью темноцветных минералов в апобазальтоидных амфиболитах (рис. 3), поэтому их следует относить к синкинематическим. Границы контактов всегда четкие без видимых зон контактового воздействия, часто наблюдаются линзовидные апофизы гнейсовидных гранитов во вмещающих породах согласные с их директивностью. Породы мелкозернистые неравномернозернистые за счет относительно крупных зерен кварца (0.1–1.7 мм) в анхимономинеральных линзах и мелкозернистой (0.02–0.2 мм) полевошпатовой массы, линзовидно-гнейсовидной и гнейсовидной текстуры, реже полосчатые за счет чередования с вмещающими породами (субстратом), – такие породы относятся к мигматитам, предположительно иньекционного генезиса. Состоят из переменных количеств калиевого полевого шпата (микроклин 10–15 %), плагиоклаза (альбит-олигоклаз 50–60 %), кварца (20–25 %), биотита (до 5–7 %), измененной роговой обманки (0–2 %), присутствуют ильменит, апатит, редко встречаются гранат и монацит. В целом по минеральному составу породы отвечают стандартным составам гранодиоритов нормального ряда.

Граниты массивные прорывают как метатерригенные породы, так и директивные граниты (см. рис. 3), что свидетельствует в пользу их посткинематического внедрения. В директивных гранитоидах контактивное воздействие массивных гранитов минимальное и проявлено в виде повышенных содержаний темноцветных минералов. Во вмещающих породах в случае минимального экзоконтактового воздействия контакты четкие рвущие, с другой стороны, за счет ороговикования контакты с вмещающими породами становятся нечеткими расплывчатыми. Граниты преимущественно массивные, средне-крупнозернистые (5–10, реже 1–3 мм) с хорошо различимым визуальным составом: плагиоклаз (35–40 %), кварц (20–30 %), калиевый полевой шпат (25–35 %), биотит (1–5 %), роговая обманка (единичные зерна). Отмечается акцессорная примесь магнетита, сфена, циркона, апатита. По минеральному составу породы отвечают переходному составу от гранитов нормального ряда до монцогранитов умереннощелочного ряда. В эндоконтактовых участках иногда наблюдается порфириовидная структура за счет вкрапленников микроклина в мелкозернистой массе.

Петрохимия и геохимия. Граниты гнейсовидные. Содержание петрогенных оксидов в рассмат-

риваемых породах (табл. 2) типично для гранодиоритов. Концентрации SiO_2 устойчивые от 67.7 до 70.6 %. Сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6.6–8.2 %, при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ меньше 0.7. По величине $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ около 1.6 принадлежат к высокоглиноземистым, а по отношению $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 0.53–0.87 к железистым породам. Относительно известных гранитоидов юго-востока ВКМ гнейсовидные граниты характеризуются низкими концентрациями Rb (36.2–105.0 ppm), Cs (0.92–3.1 ppm), Th (1.74–3.7 ppm), U (0.45–1.76 ppm), высокими Sr (385–626 ppm), Y (3.85–8.07 ppm), промежуточными Zr (82.4–90.5 ppm), Ba (453–1254 ppm), Hf (1.97–2.62 ppm), что сближает их с гранитоидами усманского комплекса. Хондритнормализованные спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) близки трондьемитам усманского комплекса (рис. 4): легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми ($\text{La}/\text{Yb} = 17–30$), европиевая аномалия выражена слабо ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.71–1.24$), зависимости суммы РЗЭ (33.1–72.1 ppm) от химического состава пород не наблюдается.

Граниты массивные характеризуются концентрациями SiO_2 68.7–73.9 %. Сумма щелочей варьирует в пределах 7.47–8.9 % при явном преобладании калиевой щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 0.95–1.85). Гранитам свойственна повышенная железистость (0.81–0.89) и глиноземистость (около 1.5). Абсолютные концентрации редких и рассеянных элементов отличают массивные граниты от всех известных на юго-востоке ВКМ гранитоидов: высокие Rb (95–178 ppm), Zr (до 257 ppm), Ba (1002–1455 ppm), Hf (до 6.42 ppm). Сумма РЗЭ (54–267 ppm) выше чем в усманских гранитоидах и гнейсовидных гранитах скважины 0180, с увеличением кремнезема в породах она снижается. Европиевые аномалии слабые (см. рис. 4), но более контрастные чем в гнейсовидных гранитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63–1.5$) при высоком $\text{La}/\text{Yb} = 30–71$.

Обсуждение результатов

Резюмируя вышеизложенное, констатируем, что в изученном разрезе представлены два типа гранитов: первые гнейсовидные субсогласные директивности вмещающих пород, то есть синкинематические, а значит синскладчатые и, вероятнее всего, синколлизийные и вторые массивные прорывающие как метатерригенные породы лосевской серии так и гнейсовидные граниты, то есть более молодые – постколлизийные. Так как коллизия процесс достаточно длительный, то выделенные граниты необходимо относить к двум разным комплексам. Посредством сравнения геологических и петроге-

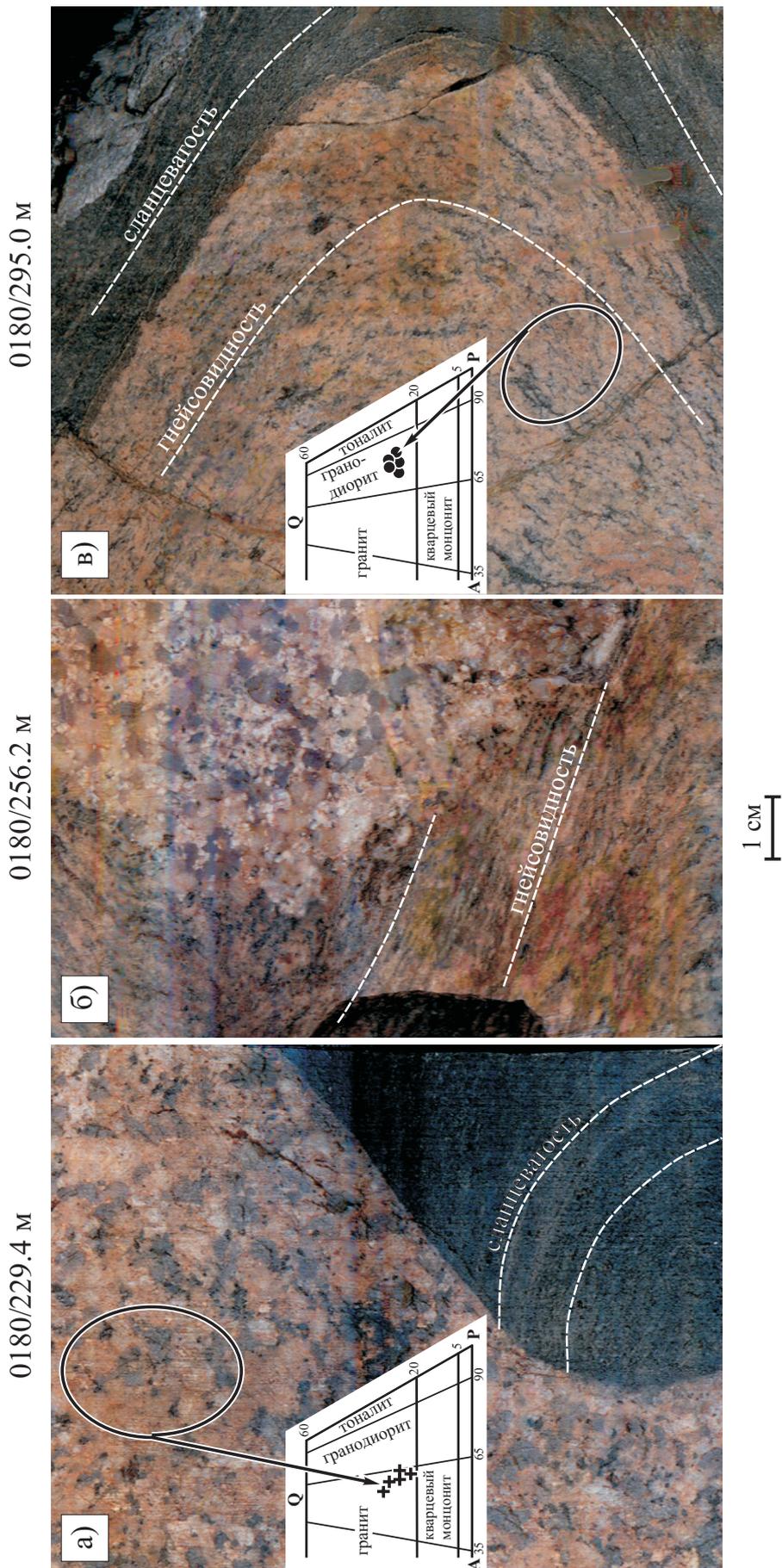


Рис. 3. Иллюстрация контактов по скважине 0180: а) глубина 229.4 м, массивный гранит и сланцеватая метагравякка; б) глубина 256.2 м, массивный и гнейсовидный граниты; в) глубина 295.0 м, гнейсовидный гранит и сланцеватая метагравякка. На врезках – модальный минеральный состав пород, где А – щелочные полевые шпаты, Q – кварц, P – плагиоклаз

Таблица 1
Средние химические составы (%) гранитоидов Восточно-Сарматского орогена (ВКМ)

Компонент	Бобровский комплекс, лейко-граниты (n = 23)				Лискинский комплекс, лейко-граниты среднернзистые и микро-графические (n = 39)**				Павловский комплекс, граносиениты и гранодиориты (n = 12)***				Павловский комплекс, граниты (n = 7)***			
	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}
SiO ₂	74.56	0.74	72.83	75.99	74.74	1.35	71.64	77.28	64.95	2.39	60.62	68.54	70.45	0.79	69.10	71.24
TiO ₂	0.09	0.03	0.04	0.15	0.17	0.15	0.04	0.69	0.69	0.19	0.47	1.00	0.55	0.17	0.36	0.73
Al ₂ O ₃	13.87	0.50	12.64	15.04	12.80	0.50	11.72	13.60	14.99	1.18	13.33	16.79	13.15	0.98	11.79	14.65
Fe ₂ O ₃	0.28	0.12	0.13	0.71	0.58	0.26	0.22	1.23	2.43	1.07	1.55	5.48	1.16	0.40	0.64	1.71
FeO	0.74	0.23	0.16	1.14	1.37	0.77	0.29	3.53	2.83	0.51	1.98	3.60	2.79	1.25	1.40	4.61
MnO	0.04	0.04	0.01	0.16	0.03	0.01	0.00	0.05	0.05	0.02	0.03	0.08	0.04	0.01	0.02	0.06
MgO	0.26	0.19	0.06	0.93	0.45	0.47	0.08	1.88	1.76	0.65	1.14	3.30	1.01	0.26	0.66	1.31
CaO	0.99	0.17	0.65	1.32	0.90	0.36	0.35	2.20	3.37	0.71	1.82	4.82	1.96	0.64	0.91	2.73
Na ₂ O	3.90	0.45	2.96	4.75	3.66	0.38	3.13	4.60	3.86	0.28	3.40	4.30	3.89	0.45	3.20	4.60
K ₂ O	4.16	0.32	3.74	4.88	4.75	0.30	4.10	5.40	4.18	0.47	3.60	5.40	4.37	0.62	3.10	5.00
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.04	0.11	0.05	0.06	0.00	0.22	0.22	0.06	0.15	0.32	0.14	0.05	0.07	0.21
SO ₃	0.02	0.01	0.01	0.05	-	-	-	-	0.12	0.06	0.06	0.27	0.09	0.03	0.05	0.12
ППП	0.81	0.40	0.40	1.85	0.43	0.16	0.05	0.80	0.72	0.37	0.35	1.57	0.66	0.45	0.14	1.53
Total	99.77	0.13	99.58	100.08	99.95	0.54	98.81	101.18	100.10	0.57	99.20	100.78	100.17	0.60	99.42	100.73
Na ₂ O+K ₂ O	8.15	0.39	7.29	9.07	8.46	0.47	7.53	9.40	8.09	0.57	7.45	9.55	8.30	0.29	7.79	8.57
K ₂ O/Na ₂ O	1.09	0.20	0.82	1.63	1.31	0.15	0.89	1.67	1.09	0.14	0.93	1.32	1.15	0.27	0.67	1.56
Fe*	0.81	0.09	0.60	0.94	0.82	0.10	0.60	0.96	0.75	0.04	0.70	0.82	0.78	0.06	0.72	0.89
A/CNK	1.09	0.08	0.93	1.24	1.00	0.05	0.87	1.14	0.89	0.09	0.75	1.05	0.90	0.09	0.76	1.03
A/NK	1.27	0.09	1.12	1.48	1.15	0.07	1.03	1.30	1.38	0.11	1.20	1.60	1.18	0.09	1.03	1.28

Окончание табл. 1

Компонент	Павловский комплекс, порфи- ровидные гранитоиды (n = 11)***				Усманский комплекс, мигматиты, гнейсограниты (n = 17)***				Усманский комплекс, трондьемиты (n = 38)***				Усманский комплекс, гранодиориты и граниты (n = 25)***			
	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}	X	S	X _{min}	X _{max}
SiO ₂	65.38	1.81	63.30	68.28	71.30	1.99	68.04	74.68	70.83	2.10	66.86	74.82	72.40	1.33	69.44	74.32
TiO ₂	1.40	0.49	0.45	2.16	0.43	0.19	0.12	0.69	0.44	0.17	0.18	0.79	0.28	0.15	0.10	0.72
Al ₂ O ₃	12.90	1.21	11.47	15.41	13.85	0.52	13.06	14.62	14.09	0.77	12.19	15.30	13.33	0.78	11.65	14.79
Fe ₂ O ₃	2.31	0.86	0.85	3.75	1.02	0.41	0.31	1.92	1.12	0.52	0.15	2.65	0.78	0.38	0.11	1.49
FeO	4.29	0.77	2.45	5.15	2.32	0.95	0.79	3.96	1.96	0.59	0.86	3.53	1.95	0.91	0.83	4.75
MnO	0.06	0.01	0.05	0.08	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.06	0.03	0.02	0.01	0.13
MgO	1.70	0.45	0.66	2.29	1.01	0.47	0.48	2.26	1.14	0.69	0.01	2.79	0.73	0.46	0.01	2.13
CaO	3.24	0.79	1.38	4.33	2.85	1.26	0.46	4.04	3.10	0.70	1.57	4.33	2.22	0.52	1.34	3.14
Na ₂ O	3.32	0.29	3.00	4.00	5.02	0.34	4.40	5.60	4.80	0.59	3.80	6.80	4.38	0.63	2.50	5.30
K ₂ O	4.70	0.97	3.80	7.20	1.56	0.66	0.80	3.70	1.71	0.59	0.80	2.85	3.55	1.02	1.00	6.80
P ₂ O ₅	0.38	0.12	0.16	0.55	0.22	0.09	0.05	0.39	0.24	0.10	0.05	0.55	0.24	0.10	0.09	0.48
SO ₃	0.29	0.24	0.11	0.98	0.09	0.04	0.07	0.15	0.16	0.16	0.05	0.65	0.14	0.18	0.03	0.64
ППП	0.81	0.24	0.52	1.21	0.62	0.21	0.27	0.85	0.68	0.50	0.05	1.82	0.47	0.48	0.02	2.21
Total	100.48	0.44	99.45	100.92	100.06	0.48	99.25	100.75	100.07	0.44	99.34	100.85	100.25	0.51	99.00	100.83
Na ₂ O+K ₂ O	8.04	1.06	7.00	10.59	6.62	0.71	5.64	8.64	6.64	0.67	5.17	7.84	7.70	0.76	6.22	9.25
K ₂ O/Na ₂ O	1.42	0.30	1.11	2.12	0.31	0.14	0.17	0.76	0.41	0.14	0.15	0.65	0.72	0.33	0.15	1.60
Fe*	0.79	0.03	0.72	0.83	0.76	0.08	0.62	0.89	0.72	0.10	0.57	0.93	0.78	0.10	0.62	0.97
A/CNK	0.79	0.08	0.67	0.97	0.91	0.09	0.80	1.09	0.92	0.07	0.81	1.14	0.89	0.10	0.75	1.19
A/NK	1.23	0.05	1.15	1.31	1.40	0.14	1.08	1.65	1.46	0.15	1.19	1.81	1.22	0.14	1.05	1.71

Примечания: Fe* = (FeO+0.8998 × Fe₂O₃)/(FeO+0.8998 × Fe₂O₃+MgO), A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) и A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) молекулярные количества; ** – анализы В. Ю. Скрябина [3], *** – неопубликованные анализы В. М. Богданова; X – среднее значение, S – стандартное отклонение, X_{min} – минимальное значение, X_{max} – максимальное значение.

Химические составы (мас.%) и концентрации редких и рассеянных элементов (ppm) гранитов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Скважина	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0181
Глубина, м	229.4	239.2	256.2	366.5	369.0	295.0	304.2	337.1	247.8	334.4	362.1	265.5
SiO ₂	70.50	69.20	73.90	68.70	72.20	69.40	67.70	69.60	70.60	68.60	68.70	66.8
TiO ₂	0.29	0.36	0.09	0.25	0.13	0.23	0.19	0.19	0.20	0.18	0.19	0.518
Al ₂ O ₃	13.50	14.90	13.70	15.10	14.60	14.70	15.20	14.30	15.20	15.80	15.30	16.2
Fe ₂ O ₃	1.62	1.34	0.50	1.35	0.75	0.70	0.71	0.95	0.46	0.52	0.69	0.45
FeO	3.30	1.54	1.68	2.53	1.45	2.22	2.90	1.73	2.00	3.73	4.81	1.85
MnO	0.05	0.04	0.03	0.06	0.02	0.04	0.04	0.08	0.03	0.04	0.05	0.046
MgO	0.71	0.63	0.38	0.74	0.27	1.19	0.98	2.29	0.89	0.75	0.81	1.9
CaO	1.42	1.30	1.51	1.47	1.19	0.83	1.92	1.92	1.74	2.36	2.42	2.93
Na ₂ O	2.76	3.77	3.84	4.06	3.67	5.06	5.77	4.58	5.13	5.40	5.14	5.42
K ₂ O	5.10	5.13	3.63	4.52	5.20	3.13	2.15	2.47	2.08	1.88	1.46	1.4
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01	0.06	0.07	0.06	0.04	0.03	0.06	0.498
ППП	0.15	0.72	0.31	0.63	0.54	1.41	1.16	1.41	0.82	0.22	0.28	1.18
Total	99.43	98.98	99.60	99.45	100.04	98.97	98.78	99.58	99.19	99.51	99.91	99.21
K ₂ O/N ₂ O	1.85	1.36	0.95	1.11	1.42	0.62	0.37	0.54	0.41	0.35	0.28	0.26
Fe*	0.87	0.81	0.85	0.84	0.89	0.71	0.78	0.53	0.73	0.85	0.87	0.54
A/CNK	1.07	1.06	1.05	1.06	1.06	1.11	0.99	1.04	1.10	1.04	1.06	1.03
A/NK	1.34	1.27	1.34	1.31	1.25	1.26	1.29	1.40	1.42	1.45	1.53	1.55
Be	0.794	1.5	1.18	1.67	1.48	1.08	1.37	2.54	1.12	1.43	1.45	0.977
Ti	1612	1960	532	1605	847	1366	1124	1150	1102	1129	1227	3521
V	18.1	25.2	15.2	23.7	11.2	27.7	21.1	36.9	25.9	24.4	27	83.6
Cr	51.6	34.5	98.9	65.7	38.3	62.9	73.9	378	46	87.8	350	61.2
Mn	349	282	209	475	194	312	345	627	221	307	377	414
Co	6.9	3.96	4.29	5.09	2.91	7.06	6.79	9.36	5.34	8.12	9.13	6.63
Ni	41.3	35	39.7	21.7	23.1	35.8	44.6	119	41.1	38.7	40	32.4
Cu	16.6	29.4	40.3	23.6	40.4	53.9	28.3	37.1	67.3	35.3	39.1	44.7
Zn	42.7	44.3	23.1	49.3	20.5	37.5	27.5	36.1	40.2	26.7	15.4	48.1
Ga	16.1	19.4	16.9	21.3	18.2	16.6	15.7	19.2	17.4	18.1	17.8	21.2
Rb	150	178	95.1	154	157	105	65.3	93.5	62.6	57.6	36.2	46.4
Sr	286	239	444	335	335	385	432	514	579	522	626	719
Y	7.88	7.71	5.82	15.9	10.8	5.64	7.15	8.07	3.85	4.27	4.69	13
Zr	257	242	50.8	177	108	90.4	90.5	90.3	82.4	87.9	83.6	185
Nb	4.11	11.8	4.56	14.3	8.14	8.65	8.09	12.6	4.3	5.95	5.69	6.67
Mo	15.8	3.65	8.51	8.62	3.91	4.71	5.17	4.12	7.06	5.61	4.6	30
Sn	1.43	1.68	0.9	1.31	0.867	0.577	1.3	1.34	1.13	1.36	1.41	0.989
Cs	2.98	3.91	2.01	2.66	2.14	0.92	0.971	3.01	1.4	1.46	0.968	3.14
Ba	1002	1234	1260	1192	1455	1254	950	831	988	826	453	606

Окончание табл. 2

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Скважина	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0181
Глубина, м	229.4	239.2	256.2	366.5	369.0	295.0	304.2	337.1	247.8	334.4	362.1	265.5
La	29.2	72.6	12.8	61.8	41.8	15.1	12.5	18.8	8.06	7.63	11.1	75.6
Ce	49.3	132	27.4	110	75.1	28.1	25	32	13.6	15	19.4	148
Pr	5.01	13.3	2.09	11.8	8.14	3.23	3.03	3.28	1.59	1.84	2.26	15.9
Nd	16.5	38.5	7.15	38.5	26.5	11.7	11.3	10.9	5.85	7.11	8.33	53.5
Sm	2.24	4.06	1.12	5.57	3.95	1.89	1.9	1.79	1.04	1.15	1.43	6.53
Eu	0.71	0.736	0.521	1.02	0.825	0.435	0.4	0.403	0.39	0.385	0.465	1.19
Gd	1.66	2.07	0.967	3.93	2.71	1.34	1.44	1.36	0.84	0.892	1.09	4.07
Tb	0.22	0.26	0.129	0.564	0.39	0.183	0.214	0.209	0.121	0.129	0.16	0.506
Dy	1.17	1.16	0.69	2.99	1.98	0.985	1.17	1.2	0.663	0.706	0.831	2.44
Ho	0.242	0.232	0.144	0.558	0.384	0.194	0.234	0.245	0.131	0.15	0.159	0.469
Er	0.765	0.786	0.416	1.58	1.1	0.546	0.697	0.755	0.361	0.409	0.472	1.45
Tm	0.125	0.132	0.06	0.227	0.151	0.08	0.101	0.125	0.051	0.058	0.065	0.197
Yb	0.921	1.02	0.429	1.5	0.97	0.519	0.702	0.883	0.332	0.379	0.463	1.35
Lu	0.169	0.197	0.076	0.227	0.147	0.085	0.112	0.141	0.054	0.066	0.071	0.201
Hf	6.42	5.95	1.35	4.51	2.85	2.3	2.31	2.62	1.97	2.13	2.12	4.15
Ta	0.462	0.849	0.311	1.4	0.85	0.39	0.553	0.947	0.19	0.327	0.295	0.389
Th	7.13	8.88	6.85	9.95	6.27	3.07	2.7	10.2	1.74	2.02	2.29	14.3
U	2.87	1.51	0.594	4.12	1.85	1.76	0.5	0.956	0.808	0.482	0.456	1.87
La/Yb	31.70	71.18	29.84	41.20	43.09	29.09	17.81	21.29	24.28	20.13	23.97	56.00
сумма РЗЭ	108	267	54	240	164	64	59	72	33	36	46	311
Eu/Eu*	1.08	0.70	1.50	0.63	0.73	0.80	0.71	0.76	1.24	1.12	1.10	0.66

Примечание: 1–5 – массивные биотитсодержащие граниты, 6–11 – гнейсовидные биотитовые (в том числе амфиболсодержащие 10 и 11) гранодиориты, 12 – тоналит усманского комплекса.

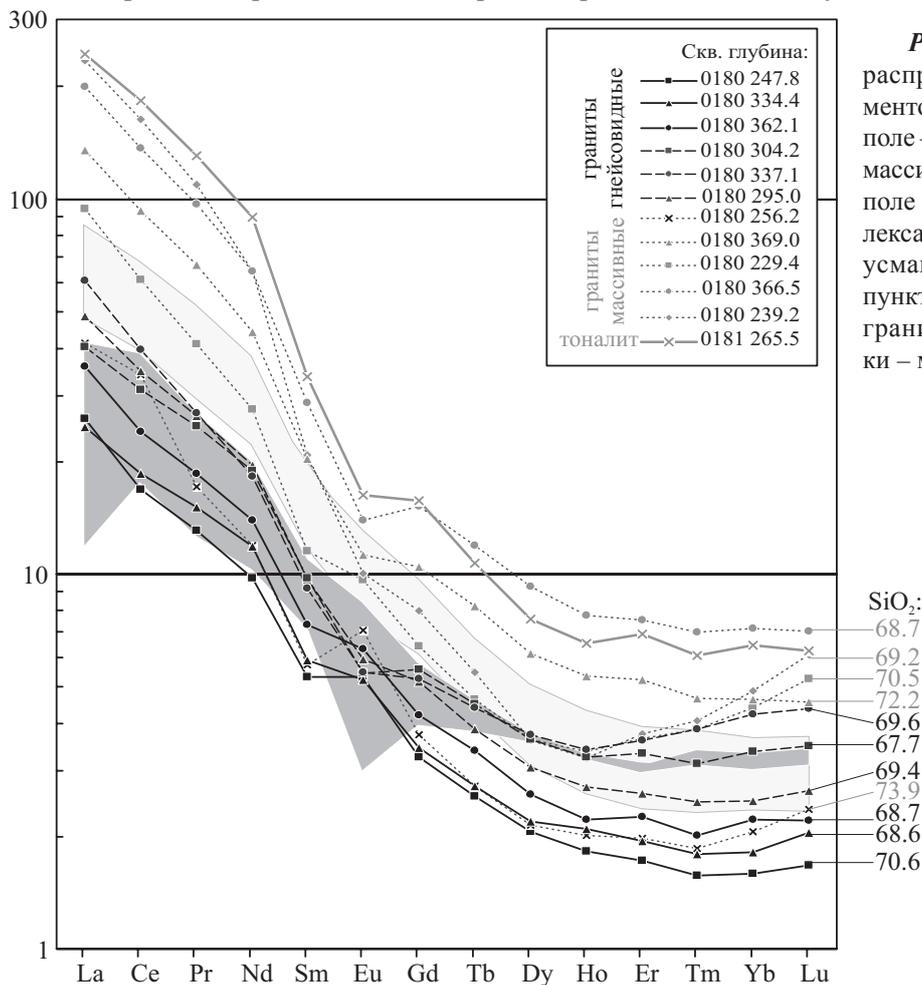


Рис. 4. Хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов в гранитах ЛШЗ: светло-серое поле – трондьемиты петротипического массива усманского комплекса, серое поле – гранитоиды павловского комплекса по [6], серый график – тоналит усманского комплекса, сплошные и пунктирные графики – гнейсовидные граниты, тонко пунктирные графики – массивные граниты

охимических данных по выделенным типам гранитов с гранитсодержащими комплексами юго-востока ВКМ и с главнейшими геохимическими типами гранитов проясним их формационную принадлежность и геотектоническую позицию.

Известные к настоящему времени гранитоидные комплексы юго-востока ВКМ контрастно различаются на классификационной диаграмме TAS (рис. 5). Павловский (граносиенит-гранодиорит-субщелочной гранит), бобровский и лискинский (субщелочные лейкограниты) комплексы относятся к умеренно щелочной серии пород с K_2O/Na_2O отношением от 1.1 в бобровских и павловских гранитоидах, 1.3 – в лискинских до 1.4 в павловских порфиридных гранитоидах. Усманские гранитоиды являются породами нормальной щелочности от гранодиоритов через граниты-тоналиты до трондьемитов (K_2O/Na_2O , как правило, менее 0.8). Изученные граниты скважины 0180 попадают в поле усманских гранитов (гнейсовидные) и в классификационное поле группы субщелочных гранитов (массивные разновидности). Во всех рассматриваемых гранитоидах K_2O более 1%.

По величине глиноземистости $al=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ большинство гранитоидов относятся к высоко глиноземистым. По абсолютным концентрациям Al_2O_3 (см. рис. 5) отличаются бобровские лейкограниты от лискинских, что наряду с калиевым характером последних свидетельствует о зависимости состава лейкогранитов от состава вмещающих пород: кварц-плагиоклазовые метатерригенные породы воронцовской серии и калишпатсодержащие гнейсы донской серии, соответственно. Низкой глиноземистостью ($al=1.15$ в среднем) характеризуются порфиридные гранитоиды, относимые к павловскому комплексу. Согласно тектонической дискриминации гранитоидов [8] большинство комплексов (см. рис. 5) попадают в поле постколлизивной обстановки, за исключением части усманских трондьемитов (поле коллизивных гранитоидов и активных окраин континентов) и порфиридных гранитоидов павловского комплекса (поле анорогенных гранитов). Рассматриваемые в работе гнейсовидные граниты по концентрациям глинозема попадают в поле коллизивных гранитов, а массивные разновидности в поле посторогенных образований.

Индекс железистости показывает, что более 90 % образцов гранитоидов юго-востока ВКМ относятся к магнезиальным разновидностям (см. рис. 5). Повышенной железистостью характеризуются массивные граниты скважины 0180 и часть лейко-

гранитов бобровского, лискинского и гранитов усманского комплексов, что сближает их с гранитами А-типа по классификации [9-11].

Индекс А/CNK, позволяющий разделять I- и S-граниты [12-15], не превышает по моде 1.0 в павловских гранодиорит-граносиенитах и порфиридных гранитоидах; в среднем равен 1.0 в лискинских лейкогранитах; как правило, более 1.0 в бобровских лейкогранитах, гнейсовидных и массивных гранитах скважины 0180; и значительно варьирует от 0.75 до 1.19 в мигматитах-гранитоидах усманского комплекса. Таким образом, к I-гранитам относятся породы павловского и мигматитовая часть усманского комплекса. Другие комплексы с индексом А/CNK более 1.0 соответствуют S-гранитам или занимают промежуточное положение между двумя типами (лейкограниты бобровского и лискинского комплексов, гранитоиды усманского комплекса и граниты обоих типов скважины 0180). Отметим, что по структурно-геологическим (рвущие соотношения с гнейсовидными S-гранитами, массивность) и минералого-петрографическим (типоморфные акцессории – магнетит, сфен, апатит) признакам [12, 14] гнейсовидные граниты скважины 0180 ближе I-типу гранитоидов.

В завершении петрохимического обзора отметим, что на диаграмме R_1-R_2 [16] павловские и усманские гранитоиды попадают в поля доколлизивных, а последние частично в поле мантийно фракционированных пород (рис. 6). Бобровские и лискинские лейкограниты относятся к синколлизивным, а массивные граниты скважины 0180 тяготеют к постколлизивным.

Согласно геохимической дискриминации [17] граниты А-типа отличаются от всех остальных повышенными концентрациями $Zr > 250$ ppm (в трондьемитах усманского комплекса 102-156 ppm, в гранодиоритах павловского комплекса 132-209 ppm, в гранитах бобровского комплекса в среднем 97 ppm, в изученных типах гранитов 88 ppm (гнейсовидные) до 257 ppm (массивные); $Se > 80$ ppm (таких значений Se достигает только во втором типе массивных гранитов). По содержанию остальных индикаторных элементов Nb, Y, Zr изученные геохимическими методами гранитоиды юго-востока ВКМ отличаются от гранитов А-типа. Попытка диагностировать геотектоническую обстановку формирования гранитоидов по соотношениям редких элементов [18, 19] не увенчалась успехом (см. рис. 6). Скольконибудь заметные отличия проявлены на диаграммах с участием Rb и Hf, на которых лейкограниты бобровского комплекса и массивные

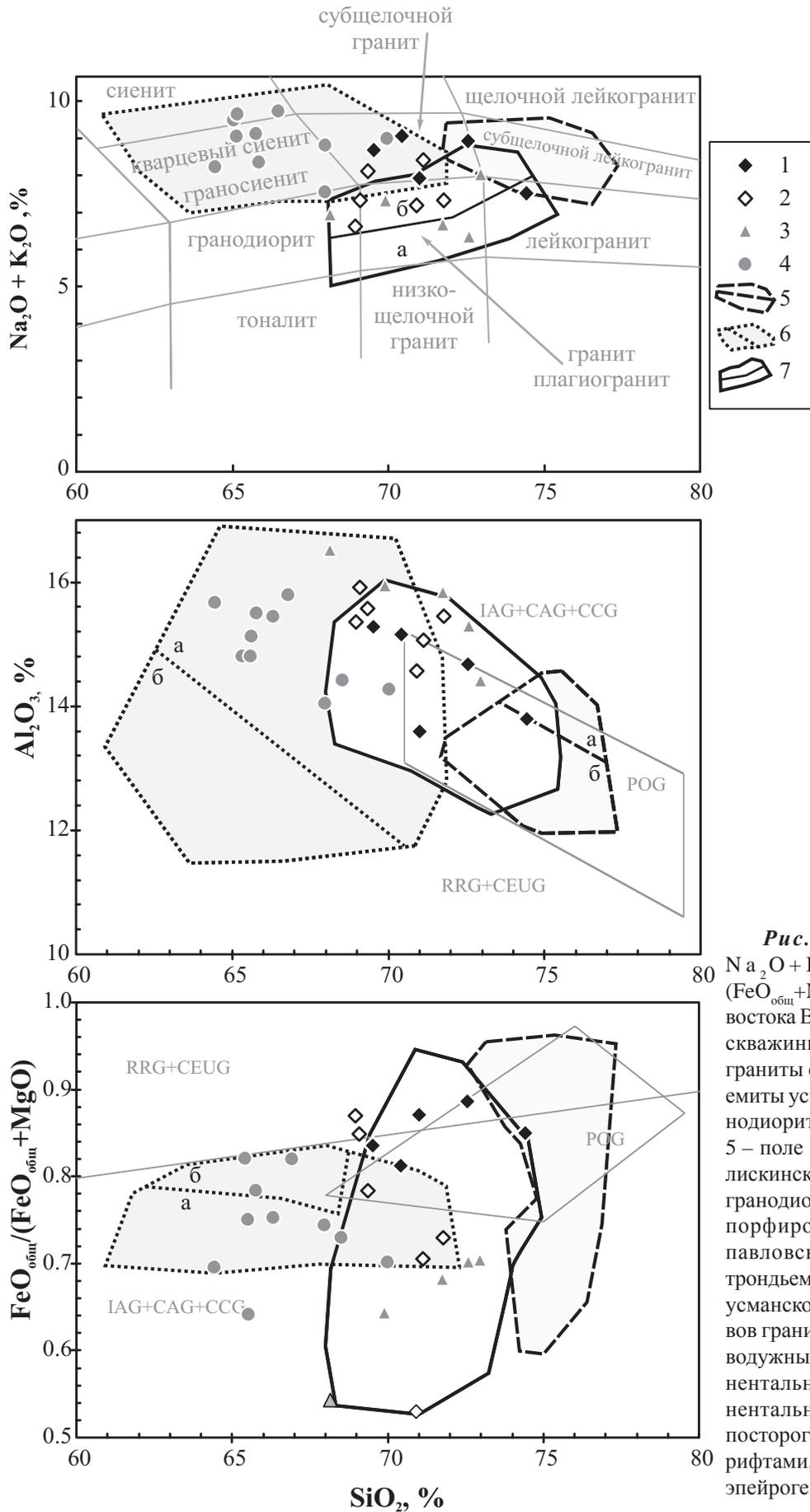


Рис. 5. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ для гранитоидов юго-востока ВКМ: 1 – массивные граниты скважины 0180, 2 – гнейсовидные граниты скважины 0180, 3 – трондьемиты усманского комплекса, 4 – гранодиориты павловского комплекса, 5 – поле гранитов бобровского (а) и лискинского (б) комплексов, 6 – поле гранодиоритов-граносиенитов (а) и порфиroidных гранитоидов (б) павловского комплекса, 7 – поле трондьемитов (а) и гранодиоритов (б) усманского комплекса. Поля составов гранитоидов по [8]: IAG – островодужные, CAG – активных континентальных окраин, CCG – континентальные коллизийные, POG – посторогенные, RRG – связанные с рифтами, CEUG – континентальные эпйрогенические

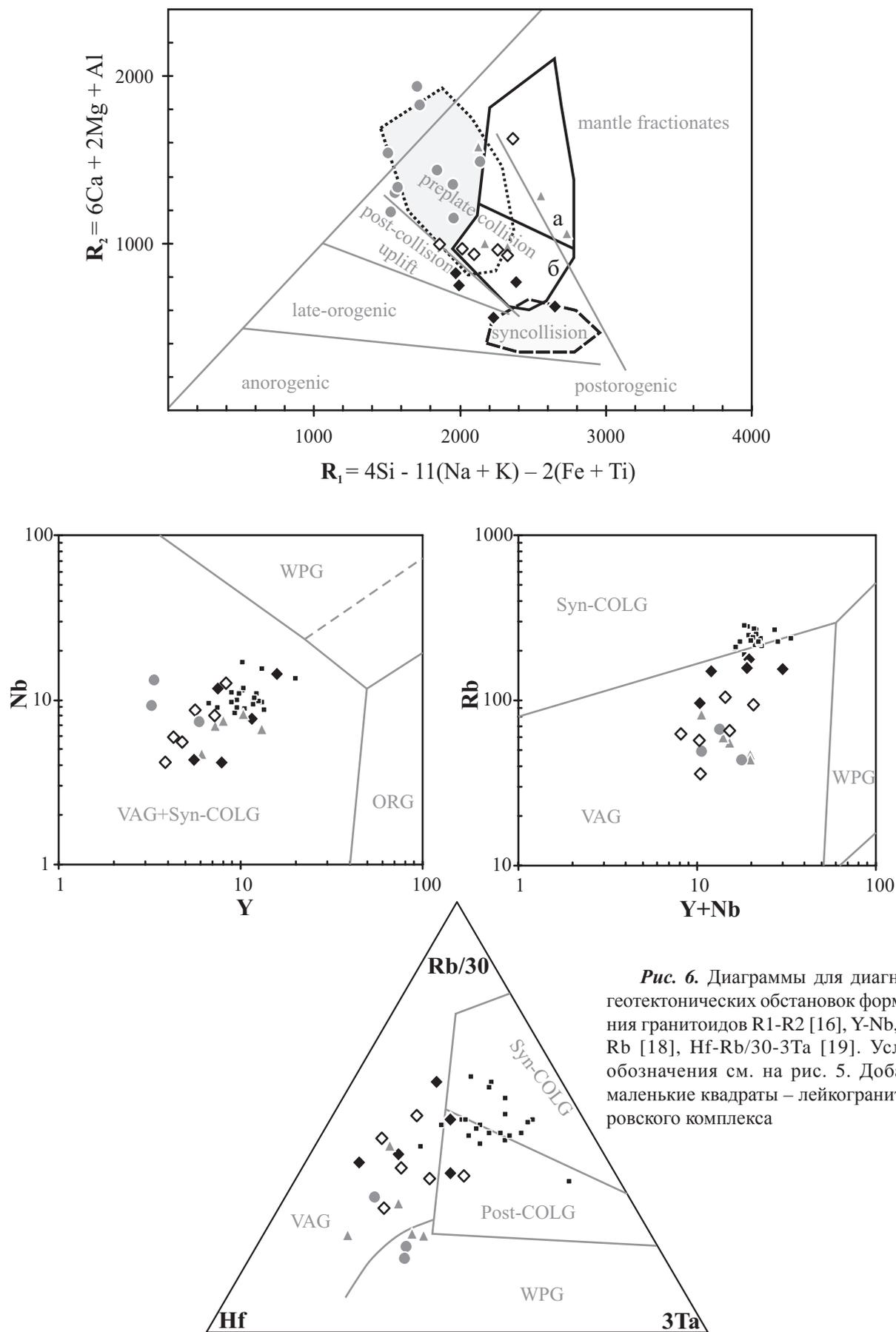


Рис. 6. Диаграммы для диагностики геотектонических обстановок формирования гранитоидов R1-R2 [16], Y-Nb, Y+Nb-Rb [18], Hf-Rb/30-3Ta [19]. Условные обозначения см. на рис. 5. Добавлены маленькие квадраты – лейкограниты бобровского комплекса

Таблица 3

Сравнительная характеристика гранитоидов юго-востока ВКМ

Наименование объекта	Изотопный возраст, млн лет	Вмещающие породы	Текстуры	Структуры	Главные семейства пород	Минералогические особенности*	Петрохимические серии	Геохимический тип	Геотектоническая позиция по петрохимическим данным	Геотектоническая позиция по геохимическим данным
Павловский комплекс: гранодиорит-граносиениты	2076.8±3.1 [1]	Гранодиоритогнейсы донской серии	Гнейсовидные до полосчатых, массивные	От мелко- до крупнозернистых	Гранодиориты, граносиениты	Амфиболы, биотиты, амфиболовые; Ar, Spr, Grt, Zrn, Mag	Умереннощелочная, высоко-К	I-граниты	Доколлизийная, активнокрайняя	Активнокрайняя
Павловский комплекс: порфирировидные граниты	н/д	Гранодиоритогнейсы донской серии	Массивные и гнейсовидные в экзоконтактовой зоне	Порфирировидные	Граносиениты, субщелочные граниты	Биотит-амфиболовые; Ar, Spr, Rt, Zrn, Mag	Умереннощелочная, щелочная, высоко-К, низко-Al	A-граниты (?)	Анорогенная (?)	н/д
Усманский комплекс	2047±11-2066±28 (Скрябин, Терентьев); 2096.8±3.3 [1]	Основные и средние метаграувакки, натриевые метааркозы, метабазалты и металагиориодциты лосевской серии	Массивные и гнейсовидные в экзоконтактовой зоне	От мелко- до крупнозернистых	Трондьемиты, гранодиориты	Биотитовые, амфиболодержащие; Ar, Spr, Ep, Py, Ilm, Zrn	Нормальной щелочности, низко-К, умеренно-К	I-, S-граниты (мигматиты)	Постколлизийная, доколлизийная, активнокрайняя	Активнокрайняя, синколлизийная
Лискинский комплекс	2064±14 (Скрябин, не опубликованные данные);	Гранодиоритогнейсы донской серии	Массивные	Мелко-, среднезернистые, микрографические	Лейкограниты субщелочные	Биотитовые (литиевый); Zrn, Fl, Mnz, Ilm, Ta-Nb	Умереннощелочная, высоко-К		Постколлизийная, коллизийная	н/д
Бобровский комплекс	2050±13 [20]	Метатерригенные (кислые и средние) породы воронцовской серии	Массивные	Мелко-, среднезернистые	Лейкограниты субщелочные	Мусковитсодержащие биотитовые; Zrn, Ar, Mnz, Ilm, Crn, Grt	Умереннощелочная, высоко-К, высоко-Fe	S-граниты	Постколлизийная, коллизийная	Син- и постколлизийная
Гнейсовидные граниты скв. 0180	н/д	Метаграувакки, амфиболиты и диоритогнейсы лосевской серии	Гнейсовидные до полосчатых	Мелкозернистые	Граниты	Биотитовые, амфиболсодержащие; Ilm, Ar, Grt, Mnz	Нормальной щелочности, умеренно-К	S-граниты	Коллизийная, активнокрайняя	Активнокрайняя, синколлизийная
Массивные граниты скв. 0180	2053±86 [2]	Метаграувакки, амфиболиты и диоритогнейсы лосевской серии, гнейсовидные граниты	Массивные	Крупнозернистые	Субщелочные граниты	Биотитовые; Mag, Spr, Zrn, Ar	Умереннощелочная, высоко-К	I-граниты	Постколлизийная	Син- и постколлизийная

* Примечание: аббревиатуры аксессуарных минералов приведены по [21, 22], Ta-Nb – тангало-ниобаты. Минералого-петрографическая характеристика гранитоидов павловского, усманского, лискинского и бобровского комплексов дана по [3, 7, 23].

граниты скважины 0180 тяготеют к полям коллизионных и посколлизонных образований.

Для простоты восприятия выявленные и известные ранее особенности гранитоидов юго-востока ВКМ сведены в таблицу 3. Как показывает анализ приведенных выше данных единственным доколлизонным, а по данным [6] активноокраинным, является гранодиорит-граносиенитовая серия пород павловского комплекса. Все остальные, рассмотренные в работе, гранитоиды кристаллизовались коллизонный и посколлизонный этапы развития ВКМ. Синкинематические мигматит-трондьемит-гранодиориты усманского комплекса относятся нами (данные В.Ю. Скрябина, Р.А. Терентьева, находящиеся в печати) к коллизонной обстановке формирования Восточно-Сарматского орогена. Гнейсовидные граниты скважины 0180 по текстурно-структурным и петрогеохимическим особенностям следует включать в объем мигматитовой части усманского комплекса. Развитые относительно локально постскладчатые лейкограниты бобровского, лискинского комплексов и массивные граниты скважины 0180, рвущие метаморфизованные толщи различного состава по своим параметрам отвечают коллизонной и постколлизонной обстановкам. Различие составов коллизонных гранитов, скорее всего, зависит от состава вмещающего их субстрата в различных структурно-формационных зонах, с востока на запад: Воронежский мегаблок (воронцовская серия), ЛШЗ (лосевская серия) и площадь развития донской серии, объем которой по признаку отличия палеогеотектонической обстановки формирования от сопряженной с ней лосевской серии следует выделять в самостоятельную структурно-формационную зону. В указанном направлении (с востока на запад) изменяется калиево-коллизонных гранитоидов и субстрата: состав обломочной части в метатерригенных породах от плагиоклаз-кварцевых (кислые метаграувакки), кварц-плагиоклазовых (средние и основные метаграувакки) до калишпатсодержащих.

Геолого-структурные и петрогеохимические отличия массивных гранитов скважины 0180 и усманских мигматит-трондьемитов позволяют выделять первые в самостоятельный интрузивный комплекс в пределах ЛШЗ с наименованием – девицкий (по р. Девица).

К анорогенным А-гранитам могут относиться порфиоровидные относительно низкоглиноземистые гранитоиды павловского комплекса, для которых ранее описаны признаки гранитов рапакиви [23]. Для окончательного ответа на вопрос о принадлежности к геохимическому типу и условиям

формирования рапакиви-подобных (порфиоровидных) гранитоидов павловского комплекса необходимы детальные геолого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования.

Заключение

К основным выводам настоящей работы можно отнести:

1. В детально изученном разрезе по скважине 0180 установлены два типа гранитов: ранние гнейсовидные синкинематические (синколлизонные) и поздние массивные посткинематические (постколлизонные). Гнейсовидные синколлизонные граниты отнесены к мигматитовой части усманского комплекса, массивные постколлизонные граниты выделены в самостоятельный девицкий гранитный комплекс.

2. Типоморфные признаки гранитов девицкого комплекса, отличающие их от гранитов усманского комплекса: массивные текстуры как в центральных, так и в экзоконтактовых частях тел; средне-крупнозернистая структура; калишпат – главный породообразующий минерал; постоянная примесь магнетита, благодаря чему породы характеризуются повышенной, относительно усманских гранитоидов, магнитной восприимчивостью; умеренная щелочность с равенством или преобладанием калия над натрием; повышенные содержания Zr (>100 ppm), Rb (порядка 150 ppm), Ba (>1000 ppm).

3. В пределах ЛШЗ и структурах примыкающих с запада (площадь распространения донской серии) и востока (Воронежский мегаблок), объединенных в Восточно-Сарматский палеопротерозойский ороген [6], по геолого-текстурным, минералогическим и петрогеохимическим параметрам идентифицированы гранитоиды относящиеся к последовательно сменяющим друг друга геотектоническим обстановкам: активных окраин (гранодиорит-граносиенитовая серия павловского комплекса), коллизии (усманский, бобровский, лискинский комплексы), посколлизонная обстановка (новый, девицкий комплекс), предполагаемая внутриплитная обстановка (порфиоровидные гранитоиды павловского комплекса).

4. Подтверждено, что бобровский комплекс относится к S-типу гранитов, павловский комплекс к I-типу. Установлена гетерогенность гранитоидов усманского комплекса и их промежуточный состав, отвечающий как I-, так и S типам. Выдвинуто предположение о развитии А-типа гранитоидов с порфиоровидной структурой, в объеме павловского комплекса, в поле донской серии. Подтверждена зависимость вещественного состава коллизонных гранитоидов от состава вмещающего субстрата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикина Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина [и др.] // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2009. – Т. 17, № 6. – С. 3–16.
2. Найденов И. В. Новые данные по радиологическому возрасту гранитоидов Центральной части Курской магнитной аномалии / И. В. Найденов [и др.] // Докл. РАН. – 1996. – Т. 351, № 6. – С. 802–805.
3. Скрыбин В. Ю. Природа структурно-вещественной неоднородности гипабиссальных интрузий (на примере Лискинского массива) автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / В. Ю. Скрыбин. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 1988. – 26 с.
4. Терентьев Р. А. Состав и зональность амфиболов в метабазах как отражение эволюции метаморфизма (на примере лосевской серии ВКМ) / Р. А. Терентьев // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий : материалы XV Молодеж. науч. конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. – СПб., 2004. – С. 168–170.
5. Чернышов Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов [и др.] // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.
6. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
7. Египко О. И. Гранитоиды Воронежского кристаллического массива / О. И. Египко [и др.] // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. – М. : Недра, 1976. – Т. II. – С. 47–54.
8. Maniar P. D. Tectonic discriminations of granitoids / P. D. Maniar & P. M. Piccoli // Geological Society of America Bulletin. – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.
9. Eby G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications / G. N. Eby // Geology. – 1992. – Vol. 20, Issue 7. – P. 641–644.
10. Frost B. R. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost [et al.] // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, Issue 11. – P. 2033–2048.
11. Sylvester P. J. Post-Collisional Alkaline Granites / P. J. Sylvester // The Journal of Geology. – 1989. – Vol. 97. – № 3. – P. 261–280.
12. Chappell B. W. Two contrasting granite types / B. W. Chappell & A. J. R. White // Pacific Geology. – 1974. – V. 8. – P. 173–174.
13. Chappell B. W. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt / B. W. Chappell & A. J. R. White // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 1992. – V. 83. – P. 1–26.
14. Chappell B. W. Two contrasting granite types: 25 years later / B. W. Chappell & A. J. R. White // Australian Journal of Earth Sciences. – 2001. – V. 48. – P. 489–499.
15. Chappell B. W. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas / B. W. Chappell and W. E. Stephens // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 1988. – V. 79. – P. 71–86.
16. Batchelor R. A. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters / R. A. Batchelor & P. Bowden // Chemical Geology. – 1985. – Vol. 48. – P. 43–55.
17. Whalen J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie & B. W. Chappell // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1987. – Vol. 95. – P. 407–419.
18. Pearce J. A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N. W. Harris & A. G. Tindle // Journal of Petrology. – 1984. – Vol. 25. – P. 956–983.
19. Harris N. B. W. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism / N. B. W. Harris, J. A. Pearce, A. G. Tindle // Collision Tectonics. Geological Society London Special Publication / M. P. Coward, A. C. Ries (eds). – 1986. – Vol. 19. – P. 67–81.
20. Кременецкий А. А. Воронежская параметрическая скважина – новый этап познания глубинного строения Воронежского кристаллического массива / А. А. Кременецкий [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 109–117.
21. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals / R. Kretz // Am. Mineral. – 1983. – Vol. 68. – P. 277–279.
22. Whitney D. L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D. L. Whitney and B. W. Evans // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 95. – P. 185–187.
23. Бердников М. Д. Петрология субщелочных гранитов и граносиенитов Павловского массива. автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / М. Д. Бердников. – Новочеркасск, 1971.

Воронежский государственный университет
Р. А. Терентьев, директор учебно-научно-производственного центра «Поисковая геохимия», кандидат геолого-минералогических наук
Тел. 8 (473) 222-73-63
terentiev@geol.vsu.ru

Voronezh State University
R. A. Terentiev, The Director of the Educational-and-Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences
Tel. 8 (473) 222-73-63
terentiev@geol.vsu.ru