

УДК 552.31:553.061.2:(234.853)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала

© 2019 г. Д. Н. Салихов¹, В. В. Холоднов², В. Н. Пучков², И. Р. Рахимов¹¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 6/2, e-mail: magm@ufaras.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 25.05.2018 г., принята к печати 14.06.2018 г.

Объект исследований. В работе дана систематизация позднепалеозойских магматических образований Магнитогорской зоны Южного Урала в процессе последовательного приращения Магнитогорской палеодуги к краю Восточно-Европейского континента (ВЕК), с формированием в фане и карбоне активной континентальной окраины (АКО) Южно-Уральского аккреционно-коллизийного пояса. **Материалы и методы.** Проведено обобщение опубликованных и фондовых материалов, характеризующих магматизм и рудоносность Магнитогорской зоны в девон-карбон-пермское время, выполнены дополнительные исследования химического состава пород (XRF, ISP-MS), характеризующих процессы аккреции, субдукции и плюмовой активности, распределение в них микроэлементов, изучен состав породообразующих и акцессорных минералов (ЕРМА). **Результаты.** Установлено, что Южно-Уральский аккреционно-коллизийный пояс начал формироваться в заключительную фазу развития Магнитогорской островной дуги (МОД) в процессе ее коллизии с краем ВЕК с образованием в фане и карбоне активной континентальной окраины. Продукты позднеостроводужного вулканизма представлены порфиритовой формацией, а в восточном обрамлении дуги – субщелочной монзонит-шошонит-латитовой вулкано-интрузивной ассоциацией пород с промежуточными характеристиками между надсубдукционными и внутриплитными образованиями. Синхронно этому в задуговой обстановке формировались вулканы пикритов и меймечитов – производные мантийного плюма. В процессе смены тектоно-магматического режима с островодужного на окраинно-континентальный формируются мантийные серии внутриплитного типа. В этот период происходит подъем горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккрезированной) окраинно-континентальной литосферы. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с надсубдукционными и промежуточными геохимическими характеристиками для этой геодинамической обстановки на Южном Урале свойственны и значительные объемы мантийно-коровых гранитоидов габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа. Формирование ГТГГ-батолитов происходило при многократном проявлении нижнекорового анатексиса в возрастном интервале 365–290 млн лет. В целом своеобразие геологической истории Магнитогорской зоны в девоне и карбоне, особенности образовавшихся здесь магматических комплексов различной геодинамической принадлежности, состава и генезиса делают эту зону чрезвычайно интересным и важным объектом для изучения процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия.

Ключевые слова: палеодуга, задуговая обстановка, плюм, коллизия, субдукция

Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals)

Delir N. Salikhov¹, Vladimir V. Kholodnov², Viktor N. Puchkov², Il'dar R. Rakhimov¹¹Institute of Geology UFRS of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: magm@ufaras.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 25.05.2018, accepted 14.06.2018

Subject. A systematization of Late-Paleozoic magmatic formations of the Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the process of an accretion of the Magnitogorsk paleoarc to the margin of the East European continent (EEC) with formation in Famienian and Carboniferous active continent margin of South-Uralian accretionary-collisional belt was given in the work. **Materials and methods.** A generalization of published and manuscript materials characterizing magmatism and ore-mineralization of Magnitogorsk zone for the Devonian-Carboniferous-Permian time carried out, additional investigations of chemical composition of rocks (XRF, ISP-MS) characterizing process of accretion, subduction and plume activity,

Для цитирования: Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, 19(2), 191–208. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

For citation: Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals). *Litosfera*, 19(2), 191–208. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208

microelement distribution in them was made, the composition of rock-forming and accessory minerals (EPMA) was studied. *Results.* It is found that the South-Uralian accretionary-collisional belt was beginning to form in the late phase of the development of the Magnitogorsk island arc in the process its collision with EEC margin with formation in the Frasnian and Carboniferous of active continental margin. The products of Late-island-arc volcanism are represented by the porphyrite formation and in the eastern frame of the arc – by subalkaline monzonite-shoshonite-latitude volcanic-intrusive association with intermediate characteristics between the subductional and interplate formations. Synchronously with them, in the backarc setting, picrite and meymechite volcanics – derivatives of a mantle plume are formed. In process of substitution of tectonic-magmatic regime from island-arc to margin-continental intraplate-type mantle series were forming. During this period, hot asthenospheric diapirs (plumes) were rising to the bottom of new-formed (accreted) margin-continental lithosphere. Along with the magmatic associations of intraplate type and rock series of intermediate geochemical type, this geodynamic situation in the Southern Urals is characterized by a presence of great volumes of mantle-crust granitoids of gabbro-tonalite-granodiorite-granite type, that were formed with a manifold manifestation of anatexis in a time interval of 365–290 Ma. *Conclusion.* On the whole the originality of Magnitogorsk zone geological history in the Devonian and Carboniferous, peculiarities of magmatic complexes formed here due to various geodynamic settings, are making this zone an extraordinary interesting and important object to study of processes of plume-lithospheric and mantle-crust interaction.

Keywords: *paleo-arc, back-arc setting, plume, collision, subduction*

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the budget themes of UFITs RAS (No. 0252-2017-0.012, 0246-2019-0080 and 0252-2014-0002). The work, also received partial funding of the RAS Project 19.1 (No. 0246-2018-2061). In IGG UB RAS studies conducted in the framework of theme No. 0393-2016, No. of state registration AAAA A18-118052590029-6.

ПОЗДНЕОСТРОВДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕОДУГИ

Начало орогенеза на Южном Урале связано с развитием Магнитогорской островодужной системы в позднем девоне и раннем карбоне. Событийным в этом процессе было столкновение Магнитогорской островной дуги (МОД) с Восточно-Европейским континентом (ВЕК). МОД ко времени столкновения представляла собой территорию с активным андезибазальтовым вулканизмом.

Натриевые позднеостроводужные известково-щелочные базальты, андезибазальты и андезиты позднего франа и начала фамена, объединенные в бугодакскую свиту, являются типовыми для западной части МОД (рис. 1, табл. 1). Во внутренней части дуги они сменяются близкими по составу базальтами и андезитами аблязовской свиты, датированной также поздним франом и началом фамена [Артюшкова, 2014; Маслов и др., 1997]. В восточной части ареала аблязовской свиты появляются трахибазальты и трахиандезиты. Основной же объем вулканогенных пород представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами и их пирокластикой, как и в бугодакской свите. С аблязовскими вулканидами тесно связаны тела габбро и диоритов. Наиболее крупным и типичным среди них является Погорельский массив.

В Восточно-Магнитогорской подзоне (ВМП) и в Уйско-Новооренбургской шовной зоне (У-НШЗ) (см. рис. 1, табл. 1) вулканогенные разрезы позднего девона представлены шелудивогорской свитой субщелочных вулканидов [Маслов и др., 1997; Иванов, 1998; Тевелев, Кошелева, 2002; Артюшкова, 2014], которые отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой зоны островных

дуг [Мосейчук и др., 2000ф]. Выше залегают отложения новоивановской толщи, которая в ранних работах [Штейнберг и др., 1990ф] описывалась вместе с аблязовскими вулканидами в составе колтубанской или порфиритовой толщи франского яруса. В последнее время новоивановская свита стала датироваться фаменским веком. Установлено, что границы новоивановской свиты скользящие, а полный объем ее отвечает фамену от верхов губинского по чепчуговский горизонт включительно [Мосейчук и др., 2000ф]. Ее нижняя граница иногда может опускаться и во франский ярус [Мосейчук и др., 1990ф], а верхняя – подниматься к раннему карбону. В составе новоивановской свиты развиты вулканиды трахибазальтового и трахиандезитового состава, включая шошониты и абсарокиты, которые так же, как и образования шелудивогорской свиты, отвечают трахибазальт-шошонитовой формации тыловой части островной дуги, проявившиеся в широкоочаговом надсубдукционном геодинамическом режиме. Шумилинская свита сложена преимущественно туфами и туффитами, а в нижней пачке – трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, изредка риодацитами и трахириодацитами. Вместе с вулканидами нижележащей новоивановской свиты, образования шумилинского комплекса относятся к трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации шошонит-латитовой серии тыловых зон островной дуги и датируются фаменом–ранним турне [Пазухин, Артюшкова, 1989ф].

Вулканогенные образования трахибазит-шошонит-латитовой серии сопровождаются интрузивными образованиями верхнеуральского комплекса, сложенного габбро-монзонитами и кварцевыми сиенитами – аналогами шелудивогорской, ново-

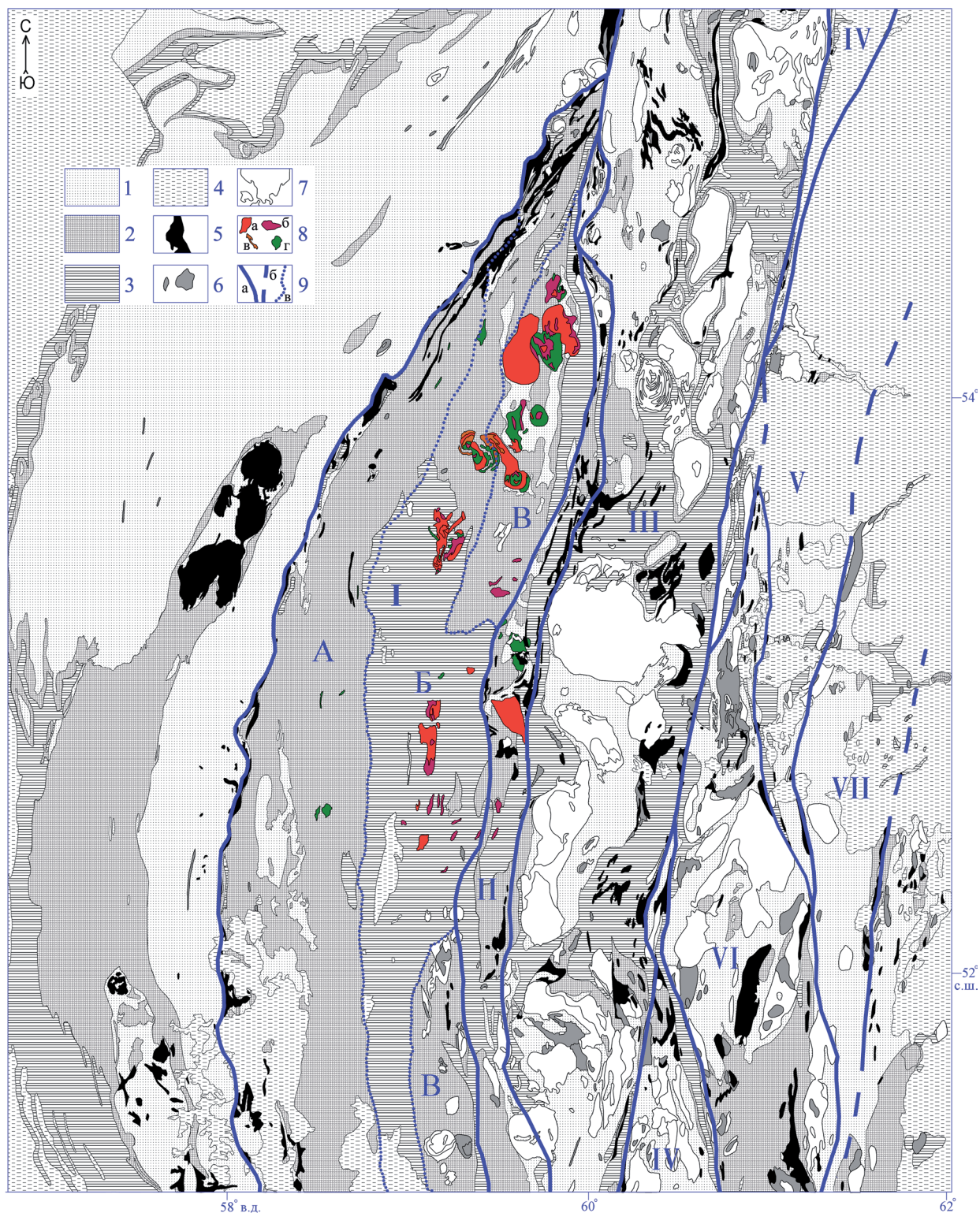


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южного Урала, по [Геологическая карта..., 1979].

1 – додевонские вулканогенно-осадочные образования, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы девона, 3 – вулканогенно-осадочные комплексы карбона, 4 – осадочные комплексы пермского возраста, 5 – гипербазиты, 6 – габброиды, 7 – гранитоиды, 8 – габбро-гранитные интрузии, описанные в данной работе, 9 – тектонические границы (а – разделяющие мегазоны, б – предположительно разделяющие мегазоны, в – разделяющие подзоны: А – Западно-Магнитогорская (ЗМП), Б – Центрально-Магнитогорская (ЦМП), В – Восточно-Магнитогорская (ВМП). I – Магнитогорская мегазона, II – Уйско-Новооренбургская сутура, III – Восточно-Уральская мегазона, IV – Копейская сутура, V – Троицкая зона, VI – Джетыгаринская зона, VII – Валерьяновская зона.

Fig. 1. Structural-geological scheme of the Southern Urals, after [Geologicheskaya karta..., 1979].

1 – pre-Devonian volcanogenic-sedimentary complexes, 2 – Devonian volcanogenic-sedimentary complexes, 3 – Carboniferous volcanogenic-sedimentary complexes, 4 – Permian sedimentary complexes, 5 – ultramafics, 6 – gabbroids, 7 – granitoids, 8 – gabbro-granite intrusions, described in this work, 9 – tektonic boundaries (a – dividing megazones, б – supposed, dividing megazones, в – dividing subzones: А – West Magnitogorsk, Б – Central Magnitogorsk, В – East Magnitogorsk. I – Magnitogorsk megazone, II – Uisk-Novooorenborg suture, III – East Uralian megazone, IV – Kopeisk suture, V – Troitsk zone, VI – Dzhetygara zone, VII – Valerianovka zone.

ивановской и шумилинской свит, датированных изотопными методами 362–361 млн лет [Салихов, Митрофанов, 1994]. Сравнение составов названных вулканогенных и интрузивных комплексов свидетельствует об их общности, а следовательно, о вулкано-интрузивном петрологическом единстве.

В ареале развития вулканогенных образований аблязовской свиты на юго-западе ВМП известна локально проявившаяся сара-тюбинская толща пикритоидов. Она залегает на франских вулканитах, образуя локальные ареалы, и перекрывается туфами и туффитами с прослоями известняков со слабоинформативными формами фораминифер турнейского яруса. В вулканитах сара-тюбинской толщи также известны фаунистические остатки фаменских брахиопод и раннетурнейских фораминифер. Сама же толща перекрыта фаунистически охарактеризованными породами кизеловского горизонта верхнего турне [Мосейчук и др., 2000ф]. Соответственно, сара-тюбинская толща датируется фамен-раннетурнейским временем, синхронно с субщелочной монцонит-шошонит-лагитовой формацией.

Таким образом, аблязовская свита и сара-тюбинская толща, ранее выделяемые в объеме единого геологического тела, связаны между собой последовательным (с небольшим временным перекрытием) внедрением самостоятельных порций расплавов. Необходимо отметить также, что сара-тюбинский вулканогенный комплекс сопровождается сахаринско-амамбайскими интрузивными образованиями верлит-вебстерит-габбровой группы пород, представляющих вместе габбро-пикритоидную магматическую вулкано-интрузивную формацию задугового магматизма. Пространственно пикритоиды сара-тюбинской толщи контролируются Уйско-Новоренбургской шовной зоной, т.е. находятся за пределами или на восточной границе МОД, отвечая задуговой области рифтогенного режима проявления. Исходная пикритоидная магла этой толщи образовалась при высокой степени плавления мантийного истощенного субстрата, близкого по составу к дунит-гарцбургиту. Это следует из высоких значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512668\text{--}0.512821$ [Сурин, 1997]. Генерация такого расплава, при невысокой его флюи-донасыщенности, происходила на достаточно глубинном уровне, соответствующая температуре выше 1200°C , и предельном давлении до 18 кбар. Это отвечает глубине в 70–75 км [Шинкарев, Иванников, 1993; Сурин, 1997]. По-видимому, источник рас-

плава следует относить к мантийному задуговому плюму, проявившемуся в рифтогенном режиме. Это подтверждают геохимические данные: от островодужных вулканитов верхнего франа и низов фамена к высокомагнезиальным пикритоидам сара-тюбинской толщи происходит направленный рост содержания Nb и других высокочargedных элементов. Этот тренд наглядно проявляется по Nb/Y и Zr/Y отношениям, характеризующим соотношение в магматических породах внутриплитного (плюм-зависимого) и субдукционного компонентов. В вулканитах бугодакской свиты Nb/Y отношение составляет 0.06–0.07, в порфиридах аблязовской свиты – 0.12–0.18, в вулканитах шошонитовой серии – 0.14–0.30, а в пикритоидах сара-тюбинской толщи – 0.35–0.60. При этом Zr/Y отношение остается близким для всех позднеостроводужных ассоциаций пород, варьируя в диапазоне 1–3.

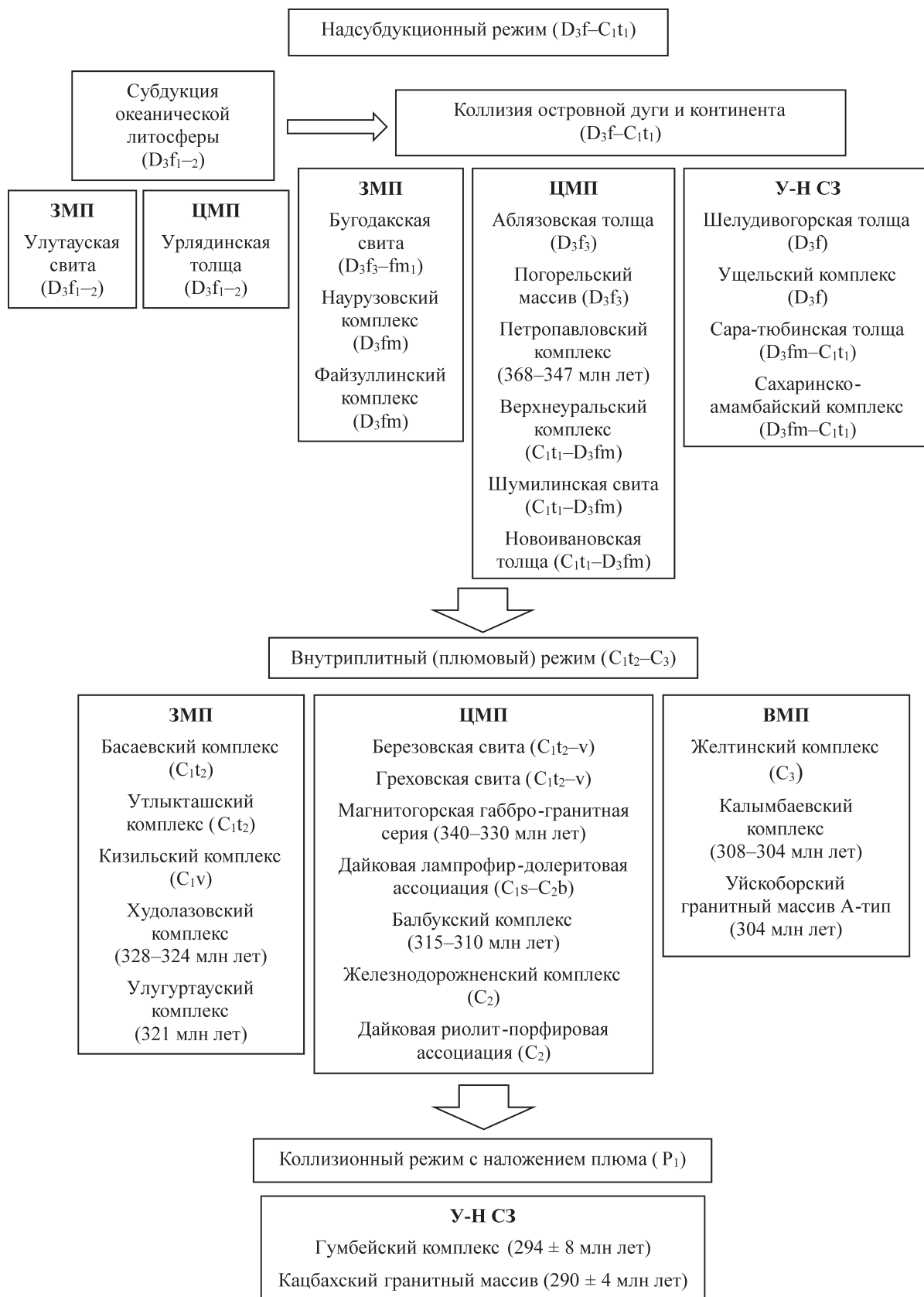
МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИИ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И КОНТИНЕНТА

Рубеж $D_3\text{--}C_1$ соответствует началу формирования на Южном и Среднем Урале (в Восточно-Уральской мегазоне и на севере Магнитогорской мегазоны) крупных окраинно-континентальных полихронных мантийно-коровых батолитов, сложенных породами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) состава [Ферштатер, 2013]. Сложный геодинамический режим позднего девона и карбона определял длительный процесс (365–290 млн лет) и многоэтапность формирования всех наиболее крупных анатектических гранитоидных батолитов этого типа (Верхисетского, Челябинского, Пластовского, Сыростанского и др.). Геодинамическая ситуация формирования батолитов ГТГГ типа в целом была более близка к надсубдукционному окраинно-континентальному режиму (в таблице магматизм этого типа не показан). Для этого типа окраинно-континентального гранитоидного магматизма Урала разработана модель мантийно-корового взаимодействия, результатом которого является масштабная коровая магмогенерация (с рядом последовательных этапов анатексиса), продуцирующая функционирование центров длительной магматической активности (ЦДМА), продолжительностью до 70–80 млн лет и более [Ферштатер, 2013; и др.].

Начальный этап окраинно-континентального корового гранитоидного магматизма в северной

Таблица 1. Принципиальная схема эволюции геодинамики и магматизма Магнитогорской зоны в позднем палеозое

Table 1. Scheme of geodynamic and magmatic evolution of Magnitogorsk zone in the Late Paleozoic



части Магнитогорской мегазоны датируется изотопными методами возрастным диапазоном 360–347 млн лет. В этот период формируется Заматохинский массив гранитоидов и начинает образовываться Ахуновский массив. В последующий этап орогенеза (307–304 млн лет) становление Ахуновского и Карагайского массивов коровых гранитоидов завершается.

Особенностью центров ЦДМА на севере Магнитогорской зоны является наличие в их составе, наряду с коровыми батолитами (Заматохинский, Ахуновский и Карагайский массивы), сравнительно крупных и более сложных по составу многофазных габбро-гранитных интрузий (Петропавловский, Кассельский массивы), также характеризующих ранний этап (347–342 млн лет) гранитообразования этой зоны. Эти массивы выделяются высокой хлороносностью [Холоднов и др., 2009, 2013; и др.]. Завершает магматизм ЦДМА (304 млн лет) наиболее богатый калием Уйскоборский массив граносиенит-гранитного состава.

На дискриминационных диаграммах составы пород Петропавловского габбро-гранитного массива попадают в поле надсубдукционных образований и в то же время образуют на этих диаграммах свой обособленный рой составов, обогащенный Y и Yb, отличный от собственно корово-анатектических серий Ахуновского и Карагайского массивов. По составу породы Петропавловского массива отвечают типичной калий-натриевой известково-щелочной серии. Высокозарядные элементы (Nb, Hf, Zr, U, Th) присутствуют в этом массиве в сравнительно пониженных количествах, относительно невысоким является и содержание TiO_2 (до 1.0 мас. %). Вместе с тем, по соотношению Nb/Y и Zr/Y в породах, габбро-диориты Петропавловского массива попадают и в область магматических серий с возможным дополнительным плюмовым источником.

Дискретно-ареальный характер расположения центров ЦДМА на севере Магнитогорской мегазоны может свидетельствовать о том, что на глубине под ними длительное время функционировали дискретные магмопроводящие зоны (очаги, горячие магматические точки, прожигающие литосферу АКО). Эти дискретные магмопроводящие зоны над мантийными горячими точками, в свою очередь, в условиях блокового строения данной территории [Салихов, Яркова, 1992] контролировались, по-видимому, более крупной и протяженной субмеридиональной тектонической структурой (глубинным сдвиго-раздвиговым разломом). Вполне вероятно, что в раннем карбоне эта позднедевонская магмопроводящая северная структура южнее была максимально активизирована и переросла в систему рифтогенных разломов, затем и в грабен Магнитогорско-Богдановского рифта.

Идея рифтогенеза для Магнитогорской мегазоны в ее Центрально-Магнитогорской подзоне в

различных вариантах нашла отражение в работах К.С. Иванова [1998], Д.Н. Салихова и А.В. Ярковой [1992], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], В.В. Холоднова и Т.Д. Бочарниковой [2007], В.Н. Пучкова [2010] и др. Некоторые из этих авторов считали, что образование Магнитогорской рифтовой структуры в раннем карбоне было обязано косой коллизии океанической и континентальной плит, с обстановками растяжения при сдвиге (типа pull-apart структур). Д.Н. Салихов и А.В. Яркова [1992] возникновение Магнитогорской рифтовой структуры связали со сдвиго-раздвиговыми дислокациями при косой коллизии зрелой девонской Магнитогорской палеодуги и тылового Восточно-Уральского микроконтинента, а несколько позднее к такому же выводу о косой коллизии островной дуги с континентом в визейском веке пришли также Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1998]. По их мнению [Бочкарев, Язева, 2000], раннекаменноугольный рифтогенный магматизм на Южном Урале по времени и геологической позиции отвечал граничным обстановкам между зрелым островодужным режимом и начальным окраинно-континентальным.

Движение МОД на запад в фамене-турне привело к приращению, а затем и к ее надвиганию на окраину ВЕК. Завершился этот процесс образованием Западно-Магнитогорской (ЗМП) и Центрально-Магнитогорской (ЦМП) подзон, отличающихся геологическим строением, составом фундамента и особенностями магматизма каменноугольного времени формирования (см. табл. 1). Граница между ЗМП и ЦМП отвечает Западно-Кизильскому разлому, который севернее переходит в Кирсинский разлом, а затем – в зону разломов восточной границы Имангуловской мульды и далее в зону ГУР. Фиксируемые на дневной поверхности разрывные нарушения являются отражением глубинной границы ВЕК, которая отвечает локальной сдвигово-раздвиговой зоне и образует “slab-window”, пропускающую горячие астеносферные диапиры (плюмы) к основанию литосферы [Салихов и др., 2016].

На западе Магнитогорской мегазоны (в границах ЗМП) в связи со сдвигово-раздвиговыми движениями в карбоне происходило образование субмеридиональной цепочки синклиналий структур – мульд, контролирующих размещение конформных интрузивов в этих структурах. Позиция мульды и конформных базитовых залежей отражает блоковость фундамента из вулканогенно-терригенных толщ девона и раннего турне, которая возникла благодаря тектоническим напряжениям в глубинной части шовной зоны при столкновении ВЕК и ЦМП. Важной составляющей деформаций является вероятное скольжение по глинистым прослоям в плотных кремнистых образованиях терригенных толщ. В результате скольжения происходило отслоение и образование пустот с дальнейшим выполнением их расплавом базитов. Так фор-

мировались конформные интрузивы силлов, лополитов и других согласных с вмещающими толщами интрузивных комплексов (файзуллинский, наурузовский, утыкташский и басаевский комплексы). Первые два из них обладают надсубдукционным химизмом и относятся к завершающему этапу коллизии островной дуги и континента. Химизм последующих комплексов этой зоны указывает на их внутриплитный характер с участием как мантийной, так и коровой компонент (наличие первичных очагов в мантии с последующими процессами анатексиса и контаминации в коре). Завершают формирование конформных тел габброидов диагональные дайки (СВ, СЗ и широтные) долеритов и тоналитов.

В последующий этап в зоне ЗМП формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов худолазовского комплекса. По составу они отвечают высокомагнезиальным с повышенным кальцием и натрием толеитовым долеритам и роговообманковым перидотитам (шприсгеймитам), а также в разной степени контаминированным базитам известково-щелочного состава. Эти интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, которые определяют их многоступенчатость и частое соответствие правильным геометрическим формам, свидетельствуя о внедрении расплава синхронно с тектоническими напряжениями. Внутриплитная геодинамическая обстановка формирования этого комплекса связана с рифтогенно-плюмовым режимом в аккрезированной краевой области ВЕК. Важным обстоятельством является факт ассоциации определенного типа интрузий худолазовского комплекса с сульфидным медно-никелевым оруденением субплатформенного типа, которое в основном концентрируется в донных частях интрузивных тел. Исследования флюидного режима магматических комплексов ЗМП показали [Холоднов и др., 2015], что для пород худолазовского комплекса, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны акцессорные апатиты (в шприсгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими в ЗМП содержаниями сульфатной серы (до 0.65 мас. %) и хлора (до 1.50 мас. %). Время формирования худолазовского комплекса, которое определено изотопными методами как 328–324 млн лет, соответствует серпуховскому и башкирскому векам.

Завершает магматизм ЗМП дайковая серия основного состава (улугуртауский комплекс), получившая распространение в восточной части ЗМП. В составе дайковой серии выделяются роговообманковые долериты, долеритовые порфириды, габбродолериты, габбродиориты и лампрофиды (спессартиты и малхиты). Геодинамическая обстановка формирования серии по геохимическим показателям также близка внутриплитному режиму. Комплекс даек улугуртауского комплекса да-

тирован изотопным методом в 321 млн лет [Рахимов и др., 2014]. Дайковый комплекс сопровождается золото-кварцевым оруденением. Оно контролируется контактовыми зонами даек, в их числе золотое месторождение Тузан.

Таким образом, в границах ЗМП продукты позднепалеозойского магматизма формировались в три этапа, что подтверждено геологическими и изотопными датировками, а также реальными пересечениями магматических тел конкретных комплексов между собой. Все интрузивные и дайковые тела ЗМП по вещественному составу отвечают продуктам мантийной природы.

В Центрально-Магнитогорской подзоне (ЦМП) в режиме локальных трансенсивных раздвигов в раннем карбоне формировался Магнитогорско-Богдановский грабен, контролирующий трещинные излияния высокотитанистых калий-натриевых базальтов и флюидные тепловые потоки. Среди базальтов выделены два типа комплексов: греховский и березовский [Салихов и др., 2014]. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс – разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй – промежуточному типу между субщелочными и известково-щелочными базальтами. Их сопровождают значительные по масштабам проявления кислых вулканитов, которые в основном сконцентрированы в центральной и восточной частях грабена и отвечают субщелочной трахидацит-риолитовой ассоциации.

По соотношению микроэлементов базальты Магнитогорско-Богдановского грабена больше соответствуют внутриплитной геодинамической обстановке (см. табл. 1). В то же время на их состав заметное влияние оказывает островодужный субстрат и надсубдукционный флюид. Это отражают высокие концентрации в базальтах крупноионных литофильных микроэлементов, таких как Ba, Sr, Th, Rb, при наличии повышенных содержаний и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr и др.). Анализ отношений Nb/Y–Zr/Y в базальтах Магнитогорско-Богдановского грабена показал их рост от базальтов трещинного типа (греховский комплекс) к базальтам извержений центрального типа (березовский комплекс), соответственно, в первом комплексе Nb/Y и Zr/Y отношения составляют 0.18–0.28 и 5.1–6.1, а во втором – 0.28–0.46 и 6.1–7.4. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о возможно большей доле плюмового вещества в составе базальтов березовского типа. Подавляющее большинство кислых вулканитов грабена также отвечает калий-натровому типу. Все кислые вулканиты характеризуются относительно повышенной глиноземистостью. Общий состав микроэлементов здесь близок их спектру в базальтах.

Интрузивные образования Магнитогорско-Богдановского грабена выделены в Магнитогорскую габбро-гранитную серию, которая отражает новую рифтогенную тектоно-магматическую активизацию региона [Салихов и др., 2014]. Как и базальтам, габброидам Магнитогорской серии свойственны два различных геохимических типа пород, представленных куйбасовским и богдановским комплексами. Куйбасовский тип габброидов характеризуется наибольшим разнообразием в составе пород. В основном габброиды куйбасовского комплекса представлены битовнитовыми, иногда с биотитом, оливиновыми габброноритами. Значительный объем приходится здесь на кумулятивные образования. Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом кумулятивных пород. Среди них присутствуют тела сплошных титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас). Согласно геохимическим данным, габброиды богдановского и куйбасовского комплексов отвечают базитам внутриплитного (плюм-зависимого) типа. По величине Nb/Y отношений (0.18–0.33) они близки к базальтам березовского и греховского комплексов.

Собственно габбро-гранитные интрузивы Магнитогорской серии образуют два типа залежей – штокообразные и пластовые. Последние представляют собой обычно апофизы штокообразных тел. Большое количество глубоких скважин, пробуренных на массивах в связи с поисками железорудных месторождений, позволили детально изучить их внутреннее строение. Штоки являются расслоенными телами, нижняя часть которых сложена габброидами, а верхняя – гранитоидами. Пластовые тела сложены преимущественно гранитоидами. Внутреннее строение всех штоков однотипно. Судя по гравиметрическим и сейсмическим данным, они простираются до глубины более 10 км и имеют преимущественно габброидный состав. Их верхние 1000–1500 м сложены зоной эруптивных брекчий, которая внизу постепенно сменяется массивными габброидами, а сверху – граносиенитами и гранитами, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров. Эруптивные брекчии представлены обломками габброидов, диоритов, сиенодиоритов, сцементированных более кислым цементом. Состав этого цемента постепенно изменяется снизу вверх: в нижней части зоны брекчий габброиды сцементированы диоритом или сиенодиоритом, а сверху цемент постепенно меняет состав до гранитного и сливается с гранитной покрывкой. Одновременно снизу вверх сокращается и количество обломков.

В вертикальном разрезе штоков, таким образом, выделяются три зоны, каждой из которых соответствует свой комплекс пород (сверху вниз и от поздних к ранним): гранит-граносиенитовый (мощность до 200 м), габбро-гранитоидный (око-

ло 1000 м) и условно габбровый мощностью до 10 000 м [Ферштатер и др., 2005]. Состав нижней зоны в полном объеме неизвестен. Возникновение подобной расслоенности обязано в первую очередь кристаллизационной дифференциации базитового по составу расплава в магматической камере [Ферштатер и др., 1984]. С ранним габбровым комплексом ассоциировано титаномагнетитовое оруденение, с габбро-гранитным – скарново-магнетитовое. Гранит-граносиенитовый комплекс является пострудным по отношению к железоруденению, а это однозначно свидетельствует о том, что и титаномагнетитовое, и скарново-магнетитовое оруденение по возрасту совпадают с магматизмом и сформированы до его завершения.

Пластообразные гранитные интрузивы распространены лишь в северной части грабена в составе Магнитогорской (Московский массив – крупная апофиза Магнитогорского) и Карабулакской (массив Северные Борки) групп массивов. Эти массивы грубо согласны с залеганием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. Самый крупный из них – Московский, судя по сейсмическим данным, имеет мощность в центральной части около 1.5 км. Внутренняя структура пластовых plutонов более гомогенна по сравнению со штокообразными и не обладает ярко выраженными закономерностями. Габброиды в их составе отсутствуют, а гранитоиды повышенной основности (кварцевые сиенодиориты и гранодиориты) образуют небольшие блоки среди преобладающих граносиенитов и гранитов. Железоруденение в связи с пластовыми plutонами неизвестно, но появляется молибденитовая минерализация.

Габброиды в габбро-гранитоидном комплексе – это в основном лабрадоровые роговообманковые разновидности, в которых обычен реликтовый клинопироксен, а также биотит и ортоклаз. Гранитоиды в Магнитогорской серии представлены следующими типами, основанными на структурно-текстурных, петрографо-минералогических и геохимических особенностях, включая внешнюю окраску пород: натриевыми гранитами-плагиогранитами и тоналитами (узьянский тип); калий-натриевыми гранитоидами нормальной щелочности – гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами (алексеевский тип); субщелочными калий-натриевыми гранитами, граносиенитами, сиенитами (московский тип); биотит-роговообманковыми гранитами с равными количествами натрия и калия (разборненский тип); умеренно-щелочными гранитами и граносиенитами (борковский тип); щелочными гранитами и граносиенитами (чекинский тип).

Главным фемическим минералом гранитоидов, вне зависимости от кремнекислотности пород, является низкожелезистая ($Fe/(Fe + Mg) = 0.30–0.33$), низкоглиноземистая роговая обманка [Ферштатер, Бородин, 1975]. Состав плагиоклаза варьирует от

андезина до олигоклаза. Щелочной полевой шпат представлен анортоклазом, который часто образует оторочки вокруг плагиоклаза, а также гранофировые срастания с кварцем. Часть массивов Магнитогорской серии содержит щелочные эгириновые или арфведсонитовые граниты и гранит-порфиры в качестве поздних членов. Эти породы являются самыми молодыми и образуют либо небольшие изолированные массивы (например, Чекинский), либо интрузивные тела и дайки во вмещающих вулканитах и в штокообразных и пластовых интрузивах. Соответственно, в гранитоидах выделенных типов нарастает суммарное содержание щелочей: от 6–7 мас. % в узьянском и алексеевском типах до 8 мас. % в мосовском, борковском и разборненском типах и далее до 9 мас. % и более в чекинском типе. Гранитоиды магнитогорской серии по общим геохимическим признакам близки к предшествующим им во времени габброидам и бимодальным вулканитам (базальтам и риолитам). Они характеризуются высокими содержаниями как крупноионных – Cs, Rb, Ba, Th, так и высоkozарядных – Zr, Hf, Nb, Ta, Y, элементов при существенном росте содержаний последних: от менее щелочных типов гранитоидов к более щелочным. Гранитоиды Магнитогорской серии, как и кислые вулканиты Магнитогорско-Богдановского грабена, также могут быть отнесены к внутриплитной плюм-зависимой ассоциации пород [Ernst, 2014; Пучков, 2018].

Таким образом, в раннем–среднем карбоне в ЦМП образовалась рифтогенная бимодальная вулcano-интрузивная ассоциация пород, для которой характерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных (плюмовых) и надсубдукционных известково-щелочных образований. Специфической особенностью интрузивных пород этой ассоциации являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах, что отражают данные по аксессуарным апатитам [Холоднов, Бушляков, 2002; и др.]. Эти высокие концентрации Cl в условиях окислительного режима магнетитовой феррофации [Ферштатер и др., 2005] определяют массовую экстракцию Fe хлороносным рудообразующим флюидом из богатых железом магм внутриплитного типа с формированием крупных месторождений скарново-магнетитовых и титаномангнетитовых руд.

Завершают интрузивный габбро-гранитный магматизм в ЦМП в среднем и в начале позднего карбона дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров с изотопными датировками 321–310 млн лет [Салихов и др., 2014]. Ассоциация долеритов является здесь близким возрастным аналогом долеритов ЗМП. Изучение петрохимических и геохимических особенностей дайковых образований риолит-порфировой, долерит-лампрофировой и других ассоциаций показало, что независимо от их возраста

последовательности и состава часть из них несет в себе преимущественно надсубдукционные характеристики (железнодороженский комплекс), а часть и отчетливо внутриплитные (плюмовые). К этой группе относятся дайки риолит-порфировой ассоциации в составе родникового, спасского и петропавловского комплексов, а также частично дайки и малые интрузивные тела сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса. Дайки и малые интрузии последнего сопровождаются золото-сульфидно-кварцевым оруденением.

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех последовательно формирующихся ассоциаций даек Магнитогорской зоны свидетельствует о том, что независимо от их относительно го возраста и позиции они сформировались преимущественно во внутриплитном геодинамическом режиме (см. табл. 1). Плюмовый диапир, контролировавший магмогенерацию даек базальтового, субщелочного и гранитного состава, проявился на разных гипсометрических уровнях мантийно-корового разреза.

В последующую фазу позднекаменноугольного магматизма в границах Восточно-Магнитогорской подзоны (ВМП) формируется калымбаевский комплекс лампрофиров и лампроитов и желтинской комплекс субщелочных габбро-порфиров и ультракалиевых гранит-порфиров. Лампроиты и лампрофиры калымбаевского комплекса в Магнитогорской мегазоне изучены в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас. Здесь они представлены поздними дайками, рассекающими нижнекаменноугольный рудоносный габбро-гранитный комплекс пород Магнитогорской серии. Второй район их распространения – Шеинский карьер вблизи г. Челябинск, где они рассекают девонские карбонатные породы, а третий район – у г. Троицк, где дайки секут каменноугольные адамеллиты Нижне-Санарского окраинно-континентального массива. Все эти породы, располагаясь в разных структурных зонах Урала, характеризуются близким возрастом, минеральным и химическим составом [Прибавкин, 2017].

Геохронологические данные, характеризующие изотопный возраст лампроитов и лампрофиров Урала, неоднозначны. Они могут быть разделены на две группы значений [Прибавкин, 2017]. Первая группа объединяет возрастные значения 197–208–221 и 230–293 млн лет (Rb-Sr и K-Ar методы). На основании этих значений возраст калымбаевского комплекса принят как среднетриасовый [Сурин, 1999; Пужаков и др., 2013]. Вторая группа значений указывает на то, что лампроиты и лампрофиры калымбаевского комплекса сформировались в позднем карбоне, возраст данной группы (Ar-Ar метод) – 303–308 млн лет. Близкий возраст – 308 млн лет – для лампрофиров калымбаевского комплекса в Магнитогорской мегазоне полу-

чен Rb-Sr методом Б.В. Беляцким [Мосейчук и др., 2000ф].

Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей и количеству кремнезема отвечают субщелочным породам, а лампроиты занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами [Богатилов и др., 1985; Шарыгин, 1997]. Щелочность лампроитов – калиевая, а лампрофиров – натриевая и калий-натриевая. В породах калымбаевского комплекса наблюдаются высокие содержания редких щелочей (Li, Rb, Cs), крупноионных литофилов (Ba, Sr, U, Th) и повышенные количества редкоземельных и высоkozарядных (Ta, Nb, Hf, Zr, Y) элементов. По данным [Прибавкин, 2017], породы калымбаевского комплекса больше соответствуют характеристикам шошонитов активных континентальных окраин и орогенным лампроитам складчатых областей, чем анорогенным лампроитам платформ. По соотношениям Nb/Y и Zr/Y, характеризующим количество в магматических породах плюм-зависимой составляющей, породы калымбаевского комплекса близки к породам Башкирского среднерифейского плюма, в результате внедрения которого в докембрийскую литосферу западного склона Южного Урала была образована крупная изверженная провинция [Холоднов и др., 2017б]. Наиболее высокая доля плюмового вещества (Nb/Y – 0.73) в калымбаевском комплексе характерна для лампроитов ультраосновного состава. Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений (Nb/Y – 0.41–1.16). Изотопные данные свидетельствуют о формировании пород калымбаевского комплекса из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с DM резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической коры (ЕМ-II), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (ЕМ-I) [Попов и др., 2003]. Таким образом, изотопно-геохимические данные характеризуют лампроиты и лапрофиры Урала метками не только внутриплитных (рифтогенно-плюмовых) образований, но и метками окраинно-континентальной обстановки.

По современным представлениям, лампроитовая магма формируется в результате частичного плавления обогащенного мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами в восстановительных (буфер – углерод–вода) условиях и в присутствии флюида, обогащенного водой [Mitchell, Bergman, 1991]. Согласно сохранившимся в породах высокомагнезиальным оливинам и высокохромистым шпинелям реститовой природы, генерация первичного расплава происходила в условиях шпинелевой фазии глубинности. Образование данного парагенезиса указывает на следующие параметры: P – 20–25 кбар, T – 1350–1400°C. Наличие же высокоглиноземистого моноклинного пироксена свиде-

тельствует о том, что температура расплава могла быть и ниже 1300°C. Восстановительная среда подтверждается находками самородного серебра, теллуридов железа, а также муассанита и железистого армоколита [Сурин, 1999].

Габбро-гранит-порфировая ассоциация даек желтинского комплекса условно датируется поздним карбоном и ранней пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью (ранняя фаза), а также ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Ультракалиевые граниты имеют пониженное содержание глинозема. В породах ранней фазы отмечается сравнительно высокое содержание TiO_2 (до 2.5 мас. %). Наблюдается обогащенность пород крупноионными литофильными компонентами (Cs, Rb, Sr, Ba), а ультракалиевых гранитов – U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf. Распределение микроэлементов в породах отражает связь с гетерогенными магматическими источниками. По составу микроэлементов наиболее близким аналогом для долеритов желтинского комплекса являются сиенодиориты и диорит-порфириты железнородорожного комплекса. Nb/Y отношение в породах первой фазы желтинского комплекса – 0.12–0.14, в железнородорожном комплексе – 0.22. Это свидетельствует о том, что состав магматического источника, как и в случае железнородорожного комплекса, отвечал расплавам, образованным в результате интенсивного мантийно-корового взаимодействия с участием и надсубдукционного (островодужного) субстрата. Доля плюмового компонента в источнике была при этом относительно невелика. В то же время гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высоkozарядных редких элементов Nb, Zr, Y и других близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых более вероятна связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом, расплавами.

Синхронно с магматизмом внутриплитного плюм-зависимого типа (калымбаевский комплекс лампроитов и лампрофиров) в позднем карбоне (307–304 млн лет) на севере Магнитогорской мегазоны в составе ЦДМА завершают свое формирование Ахуновский и Карагайский корово-анатектические гранитоидные батолиты. Наличие единых трендов в эволюции состава пород и минералов [Холоднов и др., 2017а] отражает комагматизм пород (биотит-амфиболовых гранодиоритов, адамеллитов, гранит-порфиров) Ахуновского и Карагайского массивов, а также роль кристаллизационной дифференциации в формировании состава интрузивных и дайковых образований единого ахуново-карагайского интрузивного комплекса. По петрохимическому составу гранитоиды ахуново-карагайского комплекса относятся к породам с нормальной и слабо повышенной (часть даек Аху-

новского и Карагайского массивов) щелочностью. В составе щелочей преобладает натрий, породы этих массивов высокоглиноземистые. К наиболее важным геохимическим характеристикам гранитоидов ахуново-карагайского комплекса относятся повышенные содержания Sr, Ba и Li. Породы этого комплекса бедны высокозарядными элементами – Nb, Zr, U, Th, а также Y и редкоземельными элементами иттриевой группы. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород этого комплекса попадают в поле надсубдукционных образований.

По многим геохимическим параметрам и возрасту формирования Ахуновский и Карагайский массивы близки к породам золотоносного Шарташского массива на Среднем Урале. Эта близость проявляется и в режиме элементов-минерализаторов (галогенов и серы). Для золотоносных массивов ГТГГ типа характерны флюиды с высокой концентрацией в них сульфатной серы на фоне сравнительно низкой активности во флюидах хлора [Холоднов и др., 2012]. Это определяет общие перспективы массивов ахуново-карагайского комплекса на возможное дополнительное обнаружение в связи с ними золотой и золото-шеелитовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами ахуново-карагайского комплекса кварц-жильной золото-шеелитовой (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.) и полиметаллической минерализации.

Практически одновременно с Ахуновским и Карагайским массивами коровых гранитоидов в Ахуновско-Петропавловском ЦДМА завершает свое формирование (304 млн лет) и богатый калием Уйскоборский граносиенит-гранитный массив. Как свидетельствуют геохимические данные, для Уйскоборского массива, по составу близкого к гранитам А-типа, характерны самые высокие в данном ЦДМА содержания Nb, Ta, Y, Y-земель, U, Th, Zr, а также Rb, Pb, Li. Соответственно, в породах, обогащенных U и Th и РЗЭ, появляются собственные редкоземельные (монацит, ксенотим), а также торий и урансодержащие акцессорные минералы. Другой важной геохимической особенностью пород Уйскоборского массива являются низкие содержания Sr и Ba. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки состава пород Уйскоборского массива, относительно других массивов Ахуново-Петропавловского ЦДМА, отличаются наиболее высокими содержаниями Rb, Ta и Nb. R. Ernst [2014] выделяет особые кремнекислые крупные плюмовые магматические провинции (LIPs), в которых граниты имеют характер переходных от известково-щелочных гранитов I-типа к гранитам А-типа. Нередко они расположены на палео- и со-

временных континентальных границах и являются результатом анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных несубдукционными и неорогеническими условиями, а также андерплейтингом вследствие воздействия плюма. Возможно Уйскоборский массив в какой-то мере отвечает подобным условиям своего формирования. По времени формирования и магматическому источнику богатый калием Уйскоборский гранитный массив может быть близким аналогом ультракалиевых гранит-порфиров и микрогранитов желтинского габбро-гранит-порфирового комплекса.

В заключительный этап развития магматизма в Магнитогорской зоне в ее восточном обрамлении формировался монцодиорит-сиенит-гранитный гумбейский комплекс. Он датируется по циркону возрастом 294–290 млн лет. Этот комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, наиболее крупными из них являются Новобуранный и Балканский массивы, вытянутые в субширотном направлении. Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность. Это монцодиориты, монциты, реже – сиениты и кварцевые разновидности последних, еще реже – монцогаббро (шонкиниты). Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами. В минеральном составе пород первой фазы присутствуют оливин (гиалосидерит), клинопироксен, авгит и эгирин-авгит, полевой шпат, высокотитанистый биотит, титаномagnetит с повышенным количеством хрома и магния. По химическому составу породы гумбейского комплекса характеризуются широким диапазоном вариаций по кремнезему (43.0–71.0%) и глинозему (6.90–19.0%). По общей щелочности наиболее магнезиальные породы первой фазы отвечают щелочным пикритами, в которых отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Содержание MgO варьирует в диапазоне 17.8–1.20%. Умеренно повышенные содержания характерны также для TiO_2 и P_2O_5 . В породах гумбейского комплекса высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы. Высокозарядные элементы (Nb, Ta, Zr, Hf) также присутствуют в повышенных количествах. Согласно этим данным, состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по-видимому, внутриплитному плюмовому источнику. Это подтверждает и сравнительно высокое отношение Nb/Y (0.54–0.58). Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией, он сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

КОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА

Продукты данного этапа получили широкое распространение только в границах Восточно-Уральской мегазоны (ВУЗ). В составе Магнитогорской мегазоны они не получили своего развития. Западной границей их распространения является Уйско-Новооренбургская шовная зона, разделяющая Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны.

В ВУЗ в пермское время практически синхронно формировались два типа богатых калием гранитоидных серий (или ассоциаций). Одна из них представлена анатектическими коллизийными гранитными батолитами Южного и Среднего Урала, которые соответственно образуют джабыкско-санарский и мурзинско-адуйский гранитные комплексы, другая на Южном Урале – мантийнокоровой монцодиорит-гранитной Степнинской серией. Породы джабыкско-санарского комплекса на примере сложного и гетерогенного по составу, но наиболее изученного Джабыкского батолита датируются интервалом 289 ± 4.4 – 276.6 ± 2.6 млн лет [Тевелев и др., 2006]. Монцогаббро и граносиениты Мочагинского и Восточно-Ольховского массивов в границах Джабыкского батолита по составу близкие степнинскому комплексу, датированы периодом 281 ± 2.8 – 276 ± 2.3 млн лет [Осипова и др., 2008]. Сам Степнинский монцодиорит-гранитный массив имеет возраст 281.6 ± 6 – 290.3 ± 7 млн лет [Bea et al., 2005].

Монцодиорит-гранитные интрузии степнинского типа на Южном Урале в некоторых случаях образуют дугообразные цепочки и пересекают все его современные структурно-тектонические зоны. На основании особенностей состава и геологической позиции интрузий степнинского комплекса было высказано предположение о плюмовом характере магматизма этого типа [Пучков, 2018].

В средней перми на территории ВУЗ продолжается синколлизийный гранитоидный магматизм, на Среднем Урале завершается формирование крупного редкометалльного Адуйского массива, образуются (возможно, постколлизийные) рудоносные (Мо, W, Be и др.) лейкогранитные высококалиевые массивы (Кременкульский, Малышевский и др.) с изотопными датировками 265 ± 1.4 , 264 ± 1.4 , 260 ± 3 млн лет [Тевелев и др., 2006; Каллистов, 2011].

В границах Уйско-Новооренбургской шовной зоны известен пермский Кацбахский гранитный батолит, вытянутый в северо-западном направлении на 20 км. Время его формирования датировано значением 290 ± 4 млн лет [Ферштатер, 2013]. Массиву соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести клиновидной формы, почти полностью повторяющая в плане форму самого массива.

Выделяются две фазы становления пород этого массива. Граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты первой фазы составляют краевые его части. Они имеют крупнозернистые порфировидные структуры. Умеренно-щелочные биотитовые граниты отвечают породам второй фазы. По химическому составу граниты Кацбахского массива соответствуют субщелочным калий-натриевым породам, пересыщенным глиноземом. В некоторых типах пород этого массива повышена роль высокозарядных элементов и легких РЗЭ, а также Li, Sr и Cr. По геохимическим параметрам гранитоиды Кацбахского массива, в первую очередь биотитовые граниты второй фазы, близки к породам джабыкского гранитного комплекса, который имеет и близкий возраст формирования. В Кацбахском массиве широко развиты пегматиты. Для них характерны сфен, магнетит, гранат, ильменит, рутил, анатаз, в протоколках отмечаются торит, пирит, колумбит, ксенотим, золото, флюорит, турмалин, кианит, монацит. В кварцевых жилах отмечаются шеллит, вольфрамит, флюорит.

Таким образом, в пермский тектоно-магматический этап (290–260 млн лет) гранитоидный магматизм на Урале концентрируется в основном в границах Восточно-Уральской мегазоны и завершает здесь формирование Главного гранитного пояса Урала. Это происходит в условиях жесткой коллизии (гиперколлизии) литосферных плит (ВЕК и Казахстанского континента), завершившей формирование всего Уральского коллизийного орогена (подвижного пояса). В триасе начинается принципиально иная геодинамическая обстановка, проявившаяся в магматической деятельности, отвечающей уже платформенному режиму [Иванов, 1998], с излиянием (250 млн лет) трапповых базальтов и кислых вулканитов в грабенах триасового возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магнитогорская зона Южного Урала представляет собой уникальное образование, реликт одной из наиболее хорошо сохранившихся при коллизийных процессах палеозойских островных дуг Урала. К позднему палеозою Магнитогорская палеодуга вполне сформировалась. В ее составе в конце девона наряду с типичными позднеостроводужными порфиритами (бугодакский комплекс) и сопровождающими их интрузивными фациями (аблязовский комплекс) получила развитие субщелочная монцонит-шошонит-латитовая вулканогинтрузивная формация переходного от надсубдукционного к внутриплитному режиму, а в граничной зоне с ВУЗ – меймечит-верлит-вебстерит-габбровая ассоциация, близкая по геохимическим признакам к плюмовым образованиям.

В конце девона и в раннем карбоне произошла коллизия МОД с пассивной окраиной Восточно-

Европейского континента. Аккреционно-коллизийные процессы в Магнитогорской дуге в течение позднего девона и раннего карбона сопровождались входом в зону субдукции утоненного края ВЕК. Это привело в каменноугольной эпохе к расширению этого континента на восток за счет приключившейся дуги. В дальнейшем, после начала коллизийных процессов Магнитогорской палеодуги с более восточными террейнами, сформировалась Уйско-Новооренбургская сутурная зона, которая разделяет современные Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны Южного Урала.

В данной работе дана петрологическая и геодинамическая типизация магматических комплексов Магнитогорской мегазоны Южного Урала, их флюидного режима и рудоносности, образующихся (поздний девон–карбон) последовательно в процессе приключения Магнитогорской палеодуги и более восточного гетерогенного аккреционного ансамбля Восточно-Уральской мегазоны к краю Восточно-Европейской платформы, с формированием в карбоне сначала активной, а затем и трансформной (скольжение плит) континентальной окраины ВЕК. Установлено, что в связи с этим на постостроводужном этапе эволюции Магнитогорской мегазоны наступает качественно новый этап в эволюции магматизма, флюидного режима и рудогенеза. Субдукция в результате тектонических событий этого этапа затормозилась, зона субдукции заклинилась, произошел разрыв слэба с неоднократным подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) в область мантийного клина и нижней коры. Наиболее интенсивный этап деструктивных рифтогенно-плюмовых процессов в Магнитогорской мегазоне датируется диапазоном 340–315 млн лет. В этот период внутриплитный плюм-зависимый магматизм (см. табл. 1) проявился на обширной территории, но наиболее интенсивно в ЦМП, с миграцией его в западном направлении, к границам с ВЕК, с образованием ЗМП.

На западе Магнитогорской мегазоны (в ЗМП), частично надвинутой на ВЕК, в связи усилением трансформных сдвиго-раздвиговых дислокаций происходит образование субмеридиональной цепочки синклинальных структур – мульды. В бортах таких мульды на раннем этапе формировались конформные залежи габброидов. Затем в Худолазовской мульде вслед за басаевским и кизильским комплексами формируется многофазный худолазовский комплекс роговообманковых перидотитов, габбродолеритов и габбродиоритов, датируемый периодом 328–324 млн лет. Худолазовский комплекс контролирует сульфидные медно-никелевые рудопроявления. Вслед за этим (321 млн лет) происходит внедрение даек габбродолеритов, долеритов и спессартитов улугуртауского комплекса, в контактовых зонах которых образуются рудопроявления

золото-кварцевого типа, в их числе месторождение Тукал.

В ЦМП в раннем карбоне образуется бимодальная вулcano-плутоническая ассоциация, для которой наряду с субдукционными характерны и геохимические характеристики внутриплитных образований. К продуктам этой ассоциации относится Магнитогорская рудоносная габбро-гранитная серия, которая образовалась вслед за бимодальным вулканизмом в пределах крупного Магнитогорско-Богдановского трансформно-рифтогенного грабена. Специфической особенностью этого комплекса, наряду с наличием в породах значительных концентраций Ti, Fe, P и высокочargedных Nb, Ta, Zr, Y, Yb и других элементов, являются высокие концентрации хлора в расплавах и флюидах. В условиях окислительного режима магнетитовой феррофации, характерной для Магнитогорской интрузивной серии, высокие концентрации Cl в расплавах и флюидах определяют массовую экстракцию Fe рудообразующим флюидом из богатых железом магм такого типа, с формированием крупных скарново-магнетитовых (Магнитогорское) и титаномагнетитовых (Малый Куйбас) месторождений. Завершает рифтогенный габбро-гранитный магматизм Магнитогорской серии ассоциация даек и малых интрузий основного, субщелочного и кислого состава, которые на севере ЦМП и ВМП вновь контролируют (балбукский комплекс) золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Заключительный этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской мегазоне датируется поздним карбоном–ранней пермью. Начинается этот этап с формирования калымбаевского комплекса лампроитов и лампрофиров, датируемых возрастом 308–305 млн лет и желтинского комплекса ультракалевых гранит-порфиров, условно датируемых C₃. В Ахуново-Петропавловском ЦДМА на севере Магнитогорской мегазоны на этом этапе формируется наиболее богатый калием Уйско-Борский граносиенит-гранитный массив, близкий к гранитам А-типа. В заключительный тектономагматический этап рифтогенно-плюмового магматизма в ВМЗ формировался и монцодиорит-гранитный гумбейский комплекс, датируемый периодом 294–290 млн лет. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией, он сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-щелочными штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Особое место в истории формирования Магнитогорской и более восточных (Восточно-Уральской и др.) зон Урала в позднем девоне и карбоне занимают окраинно-континентальные коровоанатектические гранитоидные батолиты ГТГГ типа как отражение длительного по времени (365–300 млн лет) процесса надсубдукционного анатексиса в низах коры.

Этот процесс начался (365 млн лет) на стадии аккреции и коллизии островной дуги и более восточных террейнов с Восточно-Европейским континентом, а позже, по-видимому, был связан и с плюмовым магматизмом по типу SLIPs [Ernst, 2014].

Установлено, что длительность и прерывистость формирования окраинно-континентальных корово-анатектических гранитоидных батолитов ГТГГ типа отражает закономерные постостроводужные аккреционно-коллизионные этапы формирования новообразованной континентальной коры Магнитогорской зоны и в целом всего Уральско-го орогена [Холоднов и др., 2016]. При этом важно отметить, что окраинно-континентальный корово-анатектический гранитоидный магматизм в позднем девоне и карбоне был ведущим типом магмообразования во всех более восточных районах Урала. В то же время в Магнитогорской зоне по масштабу своего проявления над ним заметно доминировал деструктивный (по отношению к новообразованной коре) многоэтапный плюм-зависимый рифтогенный магматизм, несущий в себе изотопные метки сильно деплетированного мантийного субстрата.

Пермский коллизионный коровый гранитоидный магматизм был связан с процессами дальнейшего анатексиса, но уже в утолщенной процессами тектонического скучивания и более зрелой новообразованной коре континентального типа. В Магнитогорской мегазоне он практически не проявился. В виде крупных пермских анатектических гранитных батолитов он наиболее характерен для Главной гранитной оси Урала. На пермском коллизионном этапе дискретно нарастала активность фтора, в связи с чем усиливалась специализация поздних гранитоидных комплексов на редкометальное оруденение (Be, Li, Ta, Nb, Mo, W и др.), особенно в тех мегазонах Урала, которые содержали в своем фундаменте и блоки древней допалеозойской континентальной коры. Пермский коллизионный магматизм лишь краем “зацепил” зону восточного граничного Уйско-Новооренбургского меланжа Магнитогорской мегазоны – в виде Кацбахского гранитного массива. В этой же граничной шовной структуре появляется и другой генетический тип пермского гранитоидного магматизма, представленный плюм-зависимыми монцодиорит-гранитными массивами степнинского типа, такими как Уйский и Вандышевский.

В целом своеобразие геологической истории Магнитогорской зоны и особенности образовавшихся здесь магматических комплексов различной геодинамической принадлежности, состава и генезиса делают эту зону чрезвычайно интересным и важным объектом для изучения процессов плюм-литосферного и мантийно-корового взаимодействия. Эти процессы проявляются здесь на фоне аккреции, коллизии, окраинно-

континентальной субдукции с образованием проницаемых зон slab-window, рифтогенезом и грабенообразованием. Последнее, в свою очередь, тесно связано с трансформными сдвиго-раздвиговыми дислокациями, обусловленными скольжением литосферных плит, а также с интенсивными по масштабам и очень длительными по времени корово-анатектическими гранитообразующими процессами (365–300 млн лет), проявляющимися в нижних частях новообразованной коры. С этим разнообразием геодинамических процессов и магматических источников коррелируют особенности состава и режима флюидов и результирующие рудогенетические процессы.

Работа осуществлялась в рамках бюджетных тем ИГ УФИЦ РАН (№ 0252-2017-0.012, 0246-2019-0080 и 0252-2014-0002), а также получила частичное финансирование в рамках Проекта РАН 19.1 (№ 0246-2018-2061). В ИГГ УрО РАН исследования проведены в рамках темы № 0393-2016, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 152 с.
- Богатиков О.А., Махоткин И.Д., Кононова В.А. (1985) Лампроиты и их место в систематике высокомагнетических калиевых пород. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 3-10.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Геологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000, лист N-40, 41. Ред. И.Д. Соболев (1979).
- Иванов К.С. (1998) Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого–Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов. *Проблемы петрогенезиса и рудообразования*. Екатеринбург: УрО РАН, 75-78.
- Каллистов Г.М. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Маслов В.А., Яркова А.В., Артюшкова О.В., Мосейчук В.В., Кузнецов Г.П., Кашина Л.В., Нурмухаметов Э.М. (1997) Корреляция вулканогенных комплексов Магнитогорской мегазоны. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. IV Уральск. петрограф. совещ.* Екатеринбург, ч. 2, 31-33.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. (2000) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (новая серия). Магнитогорская площадь. Кн. 1. Челябинск, ТГФ.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Поплавская Л.В. (1990) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-

- геофизической партией в 1985–90 гг. Листы N-40-95-A-a, б, в. Т. 1–9. Челябинск, ТГФ.
- Осипова Т.А., Тевелев Ал.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2008) Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал). *Докл. АН*, **418**(5), 670–675.
- Пазухин В.Н., Артющкова О.В. (1989) Биостратиграфия девонских и каменноугольных отложений Магнитогорского рудного поля по фауне конодонтов. Отчет по хозяйственной теме: Стратиграфическое расчленение и палеонтологическое обоснование по фауне конодонтов, фораминифер, остракод разрезов девона и карбона Челябинской области за 1987–89 гг. Т. 1. Уфа, Фонды Института геологии БНЦ УрО РАН.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. (2003) Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора–мантия. *Записки ВМО, СХХХII*(3), 16–38.
- Прибавкин С.В. (2017) Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации. *Литосфера*, (1), 53–67.
- Пузаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41-Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 415 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692–706.
- Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. (2014) Башкирский Sr-Nd возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Докл. АН*, **457**(4), 445–450.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014) Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера*, (5), 33–55.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. (2016) Магматизм и оруденение (карбон-пермь) в эволюции аккреционно-коллизионного складчатого пояса Южного Урала. *Литосфера*, (5), 35–57.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. (1992) Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УрО РАН, 138 с.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 309 с.
- Сурин Т.Н. (1999) Триасовые лампроитовиды и лампрофиты (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия, петрогенез. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 127 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И. А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Густова А.С. (2006) Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. *Тр. лаборатории геологии складчатых поясов*. Вып. 4. М., 293 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 287 с.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. (1984) Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 264 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д. (2005) Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала. *Геол. рудн. месторожд.*, **47**(5), 421–443.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д. (2007) Режим галогенов и эволюция крупных железоносных рудно-магматических центров в условиях надсубдукционного рифтогенеза (Магнитогорская мегазона, Ю. Урал). *Эндогенное оруденение в подвижных поясах*. XIII Чтения пам. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 79–83.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. (2012) Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудоге-незе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне. *Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы*. Мат-лы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения пам. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 269–272.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С. (2016) Гранитоидный магматизм и рудоносность Урала и Горного Алтая как отражение особенностей формирования и эволюции континентальной коры. *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения*. Мат-лы Третьей Междунар. науч. конф. Новосибирск: Ин-т геологии и минералогии СО РАН, 198–200.
- Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия*, (3), 45–61.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) *Литосфера*, (2), 5–27.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. (2009) Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и ме-

- таллогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.). *Вестн. Урал. отд. Российского минералог. общества*, (6). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 3-29.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Коновалова Е.В. (2017) Минералогические и геохимические признаки связи интрузивных и дайковых образований Ахуновского и Карагайского гранитных массивов (Южный Урал). *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 183-190.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д. Н. (2013) Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) в эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны. *Ежегодник-2012*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160, 167-175.
- Шарыгин В.В. (1997) Физико-химические особенности кристаллизации лампроитов по данным изучения включений в минералах. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИМП СО РАН, 48 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. (1993) Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 271 с.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н., Абдулин Р.З. (1990) Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапещей N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геологосъемочным отрядом в 1985–1990 гг. Т. 1–7. Челябинск, ТГФ.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, 203 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, (81), 209-233.
- Mitchell R.H., Bergman S.C. (1991) *Petrology of lamproites*. N.Y.: Plenum Publ. Co., 447 p.
- Ernst R. (2014) *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 653 p.
- Ernst R. (2014) *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 653 p.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [The Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 368 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala)* [Petrology of magmatic granitoids (at the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Borodina N.S., Bocharnikova T.D. (2005) Riftogenic magmatism and ore mineralization in the Southern Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 47(5), 421-443. (In Russian)
- Fershtater G.B., Malakhova L.V., Borodina N.S., Rapoport M.S., Smirnov V.N. (1984) *Evgeosinklinal'nye gabbro-granitnye serii* [Eugeosynclinal gabbro-granite series]. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Urala masshtab 1 : 500 000*. Listy N-40, 41 [Geological map of the Urals, 1 : 500 000 scale, sheets N-40, 41] (1979) Ed. I.D. Sobolev. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) The Main Uralian Fault as a Zavaritsky-Benioff paleozone: tectonics and petrogenesis of the main rock complexes. *Problemy petrogenеза i rudobrazovaniya* [Problems of petrogenesis and ore genesis]. Ekaterinburg, UB RAS, 75-78. (In Russian)
- Kallistov G.M. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabinskogo massiva*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk massif. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, UB RAS. 23 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D. (2007) Regime of halogens and evolution of large iron-bearing ore-magmatic centers with over-subduction rifting condition (Magnitogorsk megazone, the Southern Urals). *Endogennoe orudenenie v podvizhnykh poiyasakh (XIII Chteniya pamyati A.N. Zavaritskogo)* [Endogenous mineralization in mobile belts (XIII Readings of memory A.N. Zavaritsky)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 79-83. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S., Kononova E.V. (2012) Elements-mineralizers (halogens and sulfur) in the granitoid magmatism and ore genesis, their evolution through stages of change of geodynamic regimes: Magnitogorsk megazone in the Late Devonian and Carboniferous. *Geodinamika, rudnye mestorozhdeniya i glubinnoe stroenie litosfery. Materialy Vserossiyskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem. XV Chteniya A.N. Zavaritskogo* [Geodynamics, ore deposits and deep structure of lithosphere. Materials All-Russian Sci. Conf. with internat. participation XV Readings of A.N. Zavaritsky]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 269-272. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenno-rudobrazovaniy* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Sharda-kova G.Yu. (2017) Riphean magmatism and ore formation, previous to opening of Ural Paleo-Ocean (West slope of Southern Urals). *Litosfera*, 17(2), 5-27. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Kruk N.N., Petrov G.A., Shagalov E.S. (2016) Granitoid magmatism and ore-mineralization of Urals and Gornyyi Altay as reflection of formation fea-

REFERENCES

- Artiushkova O.V. (2014) *Devonskie konodonty iz vulkanogenno-kremnistykh otlozhenii Magnitogorskoй megazonы Yuzhnogo Urala* [Devonian conodonts from volcanogenic-cherty deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPress Publ., 152 p. (In Russian)
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, (81), 209-233.
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) *Subshchelochnoi magmatizm Urala* [Subalkaline magmatism of the Urals]. Ekaterinburg, UB RAS, 256 p. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Makhotkin I.D., Kononova V.F. (1985) Lamproites and their place in the systematics of high-magnesian potassic rocks. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* (1), 3-10. (In Russian)

- tures and evolution of continental crust. Correlation of altaids and uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny. *Materialy Tret'ei Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii* [Materials of Third international science conference]. Novosibirsk, IGM SB RAS, 198-200. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Rakhimov I.R. (2015) The halogen and sulfur role in the apatites with value of potential ore-mineralization of Late-Paleozoic gabbroids in the West-Magnitogorsk Zone (the Southern Urals) for Cu-Ni, Fe-Ti and Au ore-mineralization. *Mineralogy*, (3), 45-61. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Borodina N.S. (2009) Granitoid magmatism of Northern part of Magnitogorsk megazone: petrogeny, geochemical and metallogeny evolution (Au, Mo, W et al.). *Vestn. Ural Branch Rus. Mineral. Association*, (6), 3-29. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A., Konovalova E.V. (2017a) Mineralogical and geochemical signs of connections of intrusive and dyke formations in the Akhunovo and Karagay granite massifs (Southern Urals). *Ezhegodnik-2016*. Tr. IGG UrO RAN. V. 164. 183-190. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Zamyatin D.A., Salikhov D.N. (2013) Fluid elements-mineralizers (halogens and sulfur) in the evolution of composition and potential ore-mineralization of large Akhunovo-Petropavlovka Areal of orogenic granitoid magmatism in the North of Magnitogorsk megazone. *Ezhegodnik-2012*. Tr. IGG UrO RAN. V. 160, 167-175. (In Russian)
- Maslov V.A., Yarkova A.V., Artyushkova O.V., Moseichuk V.V., Kuznetsov G.P., Kashina L.V., Nurmukhametov E.M. (1997) Correlation of volcanogenic complexes of the Magnitogorsk zone. *Magmatism, metamorfizm i glubinnoe stroenie Urala. Tezisy dokladov IV Ural'skogo petrograficheskogo soveshchaniya*. T. 2 [Magmatism, metamorphism and deep structure of the Urals. Proc. of the IV Uralian Petrogr. Meeting V. 2]. Ekaterinburg, UB RAS, 31-33. (In Russian)
- Mitchell R. H., Bergman S.C. (1991) Petrology of lamproites. N.Y., Plenum Publ. Co., 447 p.
- Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Poplavskaya L.V. (1990) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1 : 25 000, srednemashtabnom glubinnom geologicheskoy kartirovaniy i obshchikh poiskakh zheleznykh rud na Magnitogorskoj ploshchadi, vypolnennykh Geologo-geofizicheskoy partiei v 1985-90 gg. Listy N-40-95-A-a, b, v. T. 1-9* [Report on geological re-study by scale 1 : 25 000, middle-scale deep geological mapping and common search of iron ores in the Magnitogorsk area, carried out by Geological-geophysics party during 1985-90 years. Sheets N-40-95-A-a, b, v. V. 1-9]. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G. (2000) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1 : 200 000 listov N-40-XXIV, XXX (novaya seriya) Magnitogorskaya ploshchad'* [Report on geological re-study by scale 1 : 200 000 of sheets N-40-XXIV, XXX (new series). Magnitogorsk area]. Kn. 1. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Osipova T.A., Tevelev A.I., Popov V.S., Belyatskii B.V. (2008) Sm-Nd and Rb-Sr age of gabbroid rocks in the Jabyk batholith (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, 418(5), 670-675. (In Russian)
- Pazukhin V.N., Artyushkova O.V. (1989) *Biostratigrafiya devonskikh i kamennougol'nykh otlozhenii Magnitogorskogo rudnogo polya po faune konodontov*. T. 1 [Biostratigraphy of Devonian and Carboniferous sediments of Magnitogorsk ore field based fauna of conodonts. V. 1]. Ufa, Fondy IG BSC UB RAS. (In Russian, unpublished)
- Popov V.S., Tevelev A.I., Belyatskii B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. (2003) Isotopic composition of Sr and Nd in the Urals granites as an evidence for the mantle-crust interaction. *Zapiski VMO*, CXXXII (3), 16-38. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2017) Lamproites of the Southern Urals: problems of nomenclature, age geodynamic interpretation. *Litosfera*, 17(1), 53-67. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPolygrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2018) Plume-depending granite-rhyolite magmatism. *Litosfera*, 18(5), 692-706.
- Puzhakov B.A., Savel'ev V.P., Kuznetsov N.S., Shokh N.D. (2013) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000, tret'e pokolenie. Seriya Ural'skaya. List N-41-Chelyabinsk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [The State Geological map of Russian Federation, 1 : 1 000 000 scale (the third generation). Ser. Uralian, Sheet N-41 Chelyabinsk. Explanatory notes]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 415 p. (In Russian)
- Rakhimov I.R., Salikhov D.N., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Kholodnov V.V. (2014) Bashkirian Sr-Nd age of the concluding stage of the collision magmatism of the West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, 457(4), 445-450. (In Russian)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. (2016) Magmatism and ore potential (Carboniferous-Permian) in the evolution of accretionary-collisional fold belt of the Southern Urals. *Litosfera*, (5), 35-57. (In Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) *Intruzivnyi magmatizm verkhnego devona-nizhnego karbona Magnitogorskogo megasinklinoriya (Yuzhnyi Ural)* [The intrusive magmatism of the Upper Devonian-Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasynclinorium (Southern Urals)]. Ufa, USC RAS, 142 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Moseichuk V.V., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. (2014) The Carboniferous volcano-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben in the light of new geologo-geochemical data. *Litosfera*, (5), 33-55. (In Russian)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V. (1992) *Nizhnepaleozoicheskii vulkanizm Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Early Carboniferous volcanism of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa, UB RAS, 138 p. (In Russian)
- Sharygin V.V. (1997) *Fiziko-khimicheskie osobennosti kristallizatsii lamproitov po dannym izucheniya vkhlyucheniya v mineralakh*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Physico-chemical features of crystallization of lamproites after data of inclusions in minerals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, IMP SO RAN, 48 p. (In Russian)

- Shinkarev N.F., Ivannikov V.V. (1993) *Fiziko-khimicheskaya petrologiya izverzhennykh porod* [Physico-chemical petrology of magmatic rocks]. St.Petersburg, Nedra Publ., 271 p. (In Russian).
- Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdulin R.Z. (1990) *Otchet o geologicheskoy doizuchenii poverkhnosti paleozoiskogo fundamenta masshtaba 1 : 25 000, srednemashtabnom ob"emnom geologicheskoy kartirovani i obshchikh poiskakh mednokolchedannykh rud na Orlovskoy ploschadi v predelakh trapetsii N-40-71-G, N-40-83-B, provedennykh Orlovskim geologos"emochnym otryadom v 1985–1990 gg. T. 1–7* [Report on geological re-study of surface of Paleozoic foundation by scale 1 : 25 000, middle-scale volumetric geological mapping and common search of copper-pyrite ores in the Orlovskaya area within trapezium N-40-71-G, N-40-83-B, carried out by Orlovskii geological survey unit during 1985–1990 years]. Chelyabinsk, TGF. (In Russian, unpublished)
- Surin T.N. (1997) *Petrologo-mineralogicheskie issledovaniya magmatitov Vostochno-Magnitogorskogo poyasa (Yuzhnyi Ural)* [Petrologic and mineralogical studies of magmatites of the East-Magnitogorsk belt]. Miass, Geotur Publ., 309 p. (In Russian)
- Surin T.N. (1999) *Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (Kalymbaevskii kompleks) Vostochno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya, petrogenez* [Triassic lamproitoids and lamprophyres (Kalymbaevsky complex) of the East Magnitogorsk zone of the Southern Urals: Mineralogy, Geochemistry, Petrogenesis]. Ufa, IG USC RAS, 127 p. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A. (2002) *Geologicheskoe stroenie i istoriya razvitiya Yuzhnogo Urala (Vostochno-Ural'skoe podnyatie i Zaural'e)* [Geological structure and history of the development of the Southern Urals (East Ural uplift and Trans-Urals)]. Moscow, Moscow St Univ. Publ., 2002, 123 p. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Popov V.S., Kuznetsov I.E., Osipova T.A., Pravikova N.V., Gustova A.S. (2006) *Paleozoidy zony sochleneniya Vostochnogo Urala i Zaural'ya* [Paleozoids of the conjunction zone of the Eastern Urals and Transuralian area]. Tr. laboratorii geologii skladchatykh poyasov (vyp. 4). Moscow, 293 p. (In Russian)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (an experience of geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, UB RAS, 203 p. (In Russian)