

УДК 552.31:553.061.2:(234.853)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651

Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента

Д. Н. Салихов¹, В. В. Холоднов², В. Н. Пучков², И. Р. Рахимов¹

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: magm@ufaras.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 22.07.2019 г., принята к печати 19.02.2020 г.

Объект исследования. Смена геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный в позднем девоне–раннем карбоне в результате коллизии Магнитогорской островной дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента на западе и сочленения несколько позже этой дуги с Восточно-Уральским гетерогенным композитным террейном. *Материалы и методы.* Содержания петрогенных элементов и микроэлементов (методами XRF, ICP MS) в породах позднепалеозойских островодужных комплексов Магнитогорской островной дуги определены в основном в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН. В данной работе обобщены также многочисленные опубликованные и фондовые данные, характеризующие состав и условия формирования этих образований. *Результаты.* Установлено, что островодужный магматизм Магнитогорской палеодуги в этот период (поздний девон–ранний карбон) синхронно сменялся формированием внутриплитных вулкано-интрузивных образований. Островодужная магмогенерация и ее проявления контролировались широтной линейной зональностью и разными глубинами формирования магматических очагов, отражая самостоятельность и пространственную обособленность этих событий. *Заключение.* В процессе усиливающейся коллизии имело место смешение разных по источникам мантийных расплавов с контаминацией островодужных пород внутриплитной субщелочной (плюмзависимой) магмой. Из анализа состава и содержаний высокозарядных и флюидомобильных химических элементов следует, что надсубдукционные флюиды играли важную роль в эволюции позднеостроводужных магматических серий.

Ключевые слова: аккреция, коллизия, надсубдукционный и внутриплитный магматизм, геохимия микроэлементов, мантия, кора, их взаимодействие

Источник финансирования

В ИГГ УрО РАН исследования проведены в рамках финансирования темы № 0393-2016, № гос. рег. АААА-А18-118052590029-6, № АААА-А18-118052590032-6

Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent

Delir N. Salikhov¹, Vladimir V. Kholodnov², Viktor N. Puchkov², Il'dar R. Rakhimov¹

¹Institute of Geology UFRS of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: magm@ufaras.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 22.07.2019, accepted 19.02.2020

Research subject. The article sets out to investigate the change of the geodynamic regime from the island-arc type to the accretionary-collisional type in the Late Devonian–Early Carboniferous, which occurred as a result of 1) a collision between the Western part of the Magnitogorsk island arc and the Eastern margin of the East European continent and 2) its later coupling with the heterogeneous composite East Uralian terrain. *Materials and methods.* The content of petrogenic

Для цитирования: Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2020) Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента. *Литосфера*, **20**(5), 630–651. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651

For citation: Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2020) Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent. *Litosfera*, **20**(5), 630–651. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651

© Д.Н. Салихов, В.В. Холоднов, В.Н. Пучков, И.Р. Рахимов, 2020

elements and microelements in the rocks of the Late Paleozoic island-arc complexes of the Magnitogorsk island arc were determined using XRF and ICP MS methods at the Laboratory of Physicochemical Research Methods of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. In addition, available publications on the composition and formation conditions of these complexes were reviewed. *Results.* It was found that, in the Late Devonian–Early Carboniferous period, the process of island-arc magmatism of the Magnitogorsk paleoarc was substituted with the formation of intraplate volcano-intrusive complexes. The island-arc magmagenesis and its manifestations were controlled by a latitudinal linear zoning and different depths of formation of magmatic chambers, reflecting the self-consistency and spatial isolation of these events. *Conclusion.* Due to the intensifying collision, melts from different mantle sources were mixing, thus contaminating the island-arc rocks by intraplate (plume-dependent) magmas. According to the composition and concentrations of high-field strength and fluid-mobile chemical elements, suprasubduction fluids played an important role in the evolution of late-island arc magmatic series.

Keywords: *accretion, collision, suprasubductional and intraplate magmatism, microelement geochemistry, mantle, crust, interaction*

Funding information

The research was supported by the theme No. 0393-2016, St. Reg. No. AAAA-A18-118052590029-6 of IGG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

В верхнем девоне и раннем карбоне на Южном Урале произошли события, спровоцировавшие изменения геодинамической обстановки. Столкновение Магнитогорской островной дуги (МОД) и пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) происходило в пограничной зоне этих двух крупных геоструктур, ко-со ориентированной на СЗ под углом 30–40°. Коллизия сопровождалась сдвиговыми деформациями и трансформным скольжением центральной и восточной частей Магнитогорской вулканической дуги и восточно-задуговой области Южного Урала на север, отражая тем самым мягкую динамику столкновения и тектонического смещения. Последствия процесса коллизии островной дуги и пассивной окраины континента выразились в накоплении мощного грауваккового флиша (зилаирская свита – D₃fm–C₁t₁); образовании уралтауского аккреционного комплекса, включающего в себя метаморфиты высоких давлений и низких температур; завершении проявлений островодужного и активизации внутриплитного вулканизма и интрузивного магматизма, а также начале формирования (365 млн лет назад) в пределах всей новообразованной окраинно-континентальной структуры Среднего и Южного Урала крупных анатектических мантийно-коровых гранитоидных батолитов ГТГГ-типа (Ферштатер, 2013б). МОД перед началом указанного столкновения представляла собой территорию активного надсубдукционного островодужного вулканизма среднего и начала верхнего девона, сопровождаемого малыми интрузиями

и дайками среднего и кислого состава. Накопление флиша зилаирской свиты, начавшееся в конце франа, продолжалось затем в течение всего фамена, вплоть до начала турне. Это время знаменует остановку процессов субдукции, заклинивание зоны субдукции с отрывом слэба и одновременным подъемом горячего астеносферного диапира в область мантийного клина и нижней коры. В дальнейшем, начиная с позднего турне, на большей части территории МОД установился рифтогенно-плюмовый режим. В это время МОД полностью аккретировала к краю континента ВЕК, составив с ним единое целое.

Ниже дана более детальная характеристика состава и условий формирования позднеостроводужных и внутриплитных вулканогенных и интрузивных образований франа, фамена и раннего турне в структуре МОД относительно двух более ранних работ данного авторского коллектива (Салихов и др., 2016, 2019). Будет показано, что они формировались, последовательно смещаясь с запада на восток и контролируясь меридиональными зонами, с нарастающим во времени процессом смешения островодужных мантийных расплавов с внутриплитной субщелочной плюмзависимой магмой позднедевонского астеносферного диапира-плюма.

1. Базальт-андезитобазальтовая формация фронтальной зоны МОД

Вулканы верхнего франа и низов фамена (Маслов, Артюшкова, 2010), представляющие бугорко-дакскую свиту на крайнем западе Магнитогорско-

го мегасинклиория, по составу отвечают базальтам, андезибазальтам и андезитам, их пирокластическим образованиям, типичным для островной дуги. Разрезы этих толщ, слагающие гору Большую западнее пос. Москово и Вятский, охарактеризованы подробно (Плюснин, Плюснина, 1965; Смирнов и др., 1974; Маслов и др., 1999). Нижняя часть свиты (600–700 м) сложена в основном туфами, ксенотуфами и туффитами порфирировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов, верхняя (400–450 м) – туфами, реже лавами порфирировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых трахибазальтов, базальтов и андезитов. Среди вулканитов бугодакской свиты известны и жерловые фации. В низах вулканогенных толщ много околожерловых образований. Это бомбовые туфы порфирировых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов. В верхней части свиты отмечается чередование лавовых, пирокластических и осадочных фаций (Мосейчук и др., 2000).

В минеральном составе базальтов и андезибазальтов этой свиты присутствуют крупные, до 0.5 см, кристаллы клинопироксена. По оптическим свойствам они отвечают авгитам, реже – диопсидам, аналогичным клинопироксенам, получившим распространение восточнее в аблязовской свите. Наряду с клинопироксеном в базальтах отмечаются псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита, принадлежащие по форме выделений к агрегатам вторичных минералов по оливину и ортопироксену. Клинопироксен является единственным темноцветным силикатным минералом, сохранившим свежий облик. Плагиоклаз во вкрапленниках широкопластитчатый, редко зональный, представлен лабрадором (An_{55}), изредка битовнитом (An_{75}). В плагиоклазе отмечаются включения апатита, титаномагнетита, а магнетит является обычным минералом основной массы.

По химическому составу (табл. 1) породы этой свиты соответствуют магматитам нормальной щелочности – от натриевого до калий-натриевого типа.

Базальты отвечают составам толеитовой и известково-щелочной серий. Они характеризуются пониженной титанистостью, что вместе с умеренной глиноземистостью ($AI\# = (Al_2O_3 / (TFeO + MgO)) - 0.9 - 1.1$) указывает на их принадлежность к базальтам островных дуг (Кутолин, 1969).

Таблица 1. Типовые химические составы базальтов бугодакской свиты

Table 1. Typic chemical compositions of basalts of Bugodak Formation

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
62-16/3	50.0	0.82	16.5	3.4	6.99	0.22	4.40	8.52	3.30	0.80	0.14	4.66	99.75
63-16/11	50.0	0.82	16.1	3.1	4.38	0.23	10.0	8.52	3.0	1.0	0.14	3.00	100.51
64-16/2	49.0	0.67	16.0	4.8	4.68	0.17	8.6	7.1	4.0	1.0	0.1	3.72	99.75
62-16/2	50.0	0.82	16.9	2.91	6.46	0.23	5.0	8.52	3.0	2.0	0.14	3.72	99.70

Содержание информативных микроэлементов в породах бугодакской свиты отражают спайдерграммы рис. 1. Отличительной геохимической особенностью пород является обогащенность их крупноионными литофилами (здесь и далее все в г/т): Cs – 0.12–0.2, Rb – 8.2–22.9, Ba – 13.9–193.3, Sr – 63.3–679.2, часть из которых характеризуется широким диапазоном количественных вариаций. Более стабильны радиоактивные элементы (Th – 0.49–0.77). В резком минимуме, но с широкими вариациями содержаний на спайдерграммах отмечаются сидерофильные элементы, такие как Cr – 55.7–103.9 и Ni – 22.5–57.2, содержание Co – 29.7–35.4 более стабильно. Высокозарядные элементы: Nb – 0.8–1.9, Ta – 0.046–0.08, Zr – 28.7–35.9, Hf – 0.9–1.1 на спайдерграммах также образуют характерные минимумы, свойственные островодужным образованиям.

Базальты бугодакской свиты слабо обогащены легкими РЗЭ при очень небольшой европиевой положительной аномалии (см. рис. 1б), а среднее отношение $(La/Yb)_N$ составляет 3.5, что в целом соответствует среднему составу островодужного базальта.

Возраст бугодакской свиты определен по ее залеганию выше фаунистически охарактеризованных отложений мукасовской свиты (нижняя часть губинского горизонта франского яруса) и ниже отложений зилаирской свиты, которая начинается с низов фамена (шамейский горизонт). Бугодакская свита отвечает верхней части губинского горизонта, т.е. представляет собой позднедевонскую (франскую) базальт-андезибазальтовую формацию фронтальной зоны вулканической островной дуги. Допускается отнесение верхов свиты к низам фамена, к зоне *triangularis* (Маслов, Артюшкова, 2010).

2. Вулкано-интрузивные образования внутренней зоны МОД

Вулканоинтрузивные образования аблязовской свиты ($D_3f - D_3fm$) и интрузив Погорельского массива развиты восточнее границы Западно-Кизильского разлома во внутренней части МОД. Аблязовская свита изучена многими исследователями (Мосейчук и др., 1990, 1995; Штейнберг, Сурин, 1987; Салихов и др., 1987; Бочкарев, Сурин, 1993; и др.). Свита сложена базальтами, реже андезибазальта-

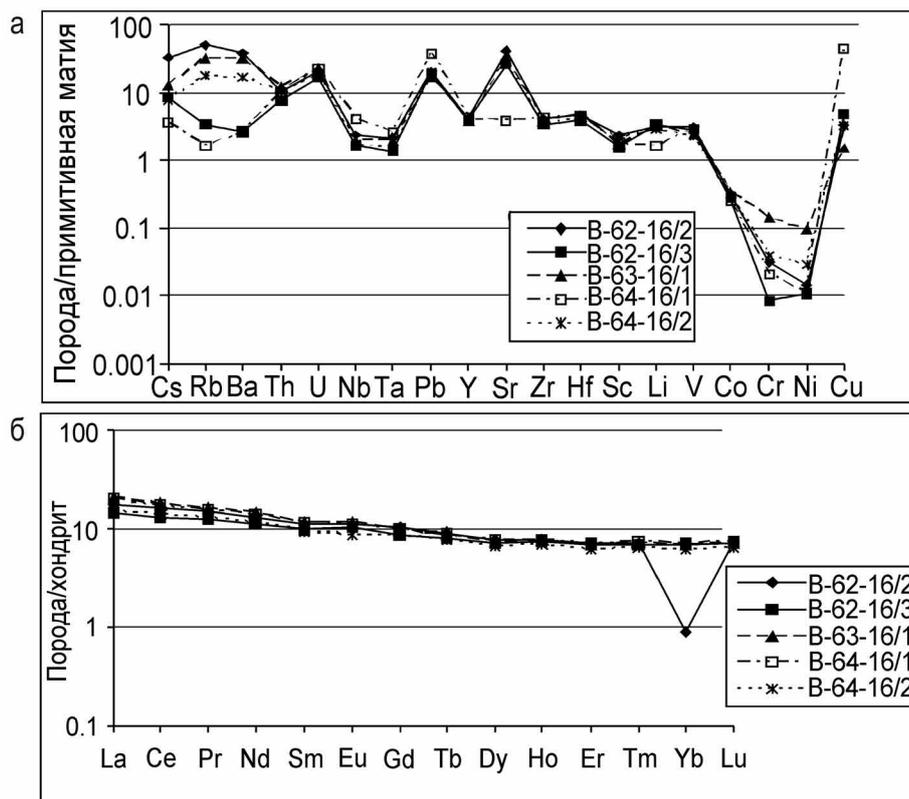


Рис. 1. Микроэлементные спайдерграммы для базальтов бугодакской свиты.

а – редкие и рассеянные элементы, б – редкоземельные элементы. Состав примитивной мантии – по (Lyubetskaya, Korenaga, 2007), состав хондрита – по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 1. Microelement spidergrams for Bugodak Formation basalts

а – trace elements, б – REE. The composition of primitive mantle after (Lyubetskaya, Korenaga, 2007), composition of chondrite after (Sun, McDonough, 1989).

ми, трахибазальтами, трахиандезитами, пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, их лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, изредка с прослоями туфов риодацитов, силицитов и известняков. В верхних горизонтах аблязовской свиты появляются отдельные потоки трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Выше они сменяются ритмичными пачками мелколапиллиевых и пепловых туфов базальтов, а в верхней части ритмов – аргиллизированными и гематитизированными породами вишневой и сиреневой окраски. Мощность свиты 320–1200 м. Она лежит на кремнистых сланцах, вулканотерригенных песчаниках и алевролитах бабарыкинской свиты (D₃f), а те, в свою очередь, на базальтах, андезибазальтах и обломочных породах урлядинской свиты (D₂–D₃f), и согласно перекрыта вулканитами новоивановской толщи (D₃ fm) (Маслов, Артюшкова, 2010).

В минеральном составе базальтов аблязовской свиты присутствует клинопироксен, сохранивший

свежий облик. Вкрапленники его имеют зональное строение. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатый, представлен битовнитом (An₇₅). Присутствуют также псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита по оливину. Встречаются титаномагнетит и апатит, в основной массе появляется магнетит.

В работе Т.Н. Сурина (1997) отмечается, что клинопироксены в вулканитах аблязовской свиты отвечают по составу диопсиду Ca₄₆Mg_{39–41}Fe_{15–14} и авгиту Ca_{45–42}Mg₄₃Fe_{14–15}, имеется и более железистый авгит Ca₄₉Mg₄₀Fe₁₇. По соотношению кремнезема и суммы щелочей пироксены ранних генераций характеризуются повышенной глиноземистостью (Al₂O₃ > 4%). Наиболее титанистые (0.95–1.13%) и глиноземистые клинопироксены отвечают здесь минералам известково-щелочных вулканитов, заметно отличаясь от клинопироксенов толеитовой серии. Пироксены поздней генерации характеризуются увеличением магниальности (Mg# 0.97–7.80%) при снижении железистости (TFeO – 5.0%) в краевой части вкрапленников

по сравнению с их центрами (TFeO – 8.1%). Аналогичная зональность отмечается для пироксенов франских базальтов хр. Биягода (биягодинская толща, аналог бугодакской свиты), развитых в западной части Магнитогорской островной дуги.

Химический состав пород аблязовской свиты приведен в табл. 2.

Тип щелочности пород аблязовской свиты колеблется от натриевого до калий-натриевого, причем последний имеет преимущественное распространение. Базальты свиты отвечают составу толеитовой серии, благодаря повышенной железистости: $Fe\#(TFeO(FeO + MgO)100) = 62-71$, а андезибазальты и андезиты отвечают известково-щелочной серии характеризуются повышенной глиноземистостью (AI# – 1.2–1.4%).

Важной геохимической особенностью состава пород этой свиты также является их значительная обогащенность крупноионными литофилами (г/т): Cs – 3.0–8.7, Rb – 13–45, Ba – 650–750, Th – 1.5–3, Sr – 280–397. На спайдерграммах (рис. 2) отчетливо выделяются резкие минимумы для кобальта (20–36 г/т), хрома (19–54 г/т) и никеля (30–58 г/т), и максимум для V. Низкие и умеренные содержания характерны для высокозарядных элементов (Nb – 3.0–4.1, Zr – 51–75 г/т). О преимущественной принадлежности пород к островодужным образованиям свидетельствуют высокие величины отношений Ba/Nb – 163.7–174.2 (Кеппежинская, 1990).

Базальты аблязовской свиты (см. рис. 2б) обогащены легкими РЗЭ. Средняя величина отношений $(La/Yb)_N$ в них составляет 1.0–2.9. Характерна отчетливая отрицательная европиевая аномалия.

На основании минералогических и геохимических данных аблязовские базальты франан-низов фамена интерпретируются как типичные островодужные образования преимущественно известково-щелочного ряда.

Погорельский габбро-диоритовый комплекс

Погорельский массив имеет форму лополита, который осложнен дугообразными апофизами. Массив вытянут в меридиональном направлении на 10 км при общей ширине около 5 км. Массив выделен (Штейнберг и др., 1990) и относительно детально исследован (Салихов, Митрофанов, 1994). Погорельский комплекс прорывает среднедевонский александринский (D_2) и позднедевонский аблязовский вулканический комплексы. В свою очередь, Погорельский массив прорван Верхнеуральским массивом с изотопной датировкой 362 млн лет (поздний фамен).

Минеральный состав. Погорельский массив представлен мезократовыми, меланократовыми и лейкократовыми габбро и диоритами. Плаггиоклаз составляет 35–50%, клинопироксен, частично замещенный роговой обманкой – 35–50, ортопирок-

Таблица 2. Средние химические составы вулканитов аблязовской свиты

Table 2. Average chemical compositions of Ablyazovo Formation volcanites

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50.00	50.79	50.78	52.26	54.87	57.95
TiO ₂	0.95	0.78	0.78	1.04	0.76	0.69
Al ₂ O ₃	16.88	18.04	16.43	16.09	17.25	17.51
Fe ₂ O ₃	5.21	4.45	4.60	4.98	3.92	4.63
FeO	6.30	5.90	5.81	6.13	5.06	3.61
MnO	0.19	0.14	0.16	0.18	0.17	0.11
MgO	7.11	6.87	7.80	6.22	5.09	3.36
CaO	8.10	9.45	9.83	9.00	8.26	5.87
Na ₂ O	3.34	2.90	2.79	3.38	3.28	4.32
K ₂ O	1.70	0.53	0.84	0.54	1.18	1.72
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.18	0.18	0.16	0.23
n	29	50	152	16	49	?

Примечание. 1 – трахибазальты и умереннощелочные базальты, 2 – базальты порфиоровые плаггиоклазовые, 3 – базальты порфиоровые пироксен-плаггиоклазовые, 4 – андезибазальты и лейкобазальты афировые, 5 – андезибазальты порфиоровые, 6 – андезиты порфиоровые; n – количество анализов. Пересчитано на сухой остаток.

Note. 1 – Trachybasalts and moderately alkaline basalts, 2 – porphyric plagioclase basalts, 3 – porphyric pyroxene-plagioclase basalts, 4 – aphyric andesibasalts and leucobasalts, 5 – porphyric andesibasalts, 6 – porphyric andesites; n – number of analyses. Calculated for a dry residue.

сен – 0.5–3, оливин – 0–2% этих пород. Плаггиоклаз зональный: в центре – лабрадор (An_{51-67}), на краях зерен – олигоклаз (An_{20-30}). Клинопироксен – авгит $En_{38-46}Wo_{41-43}Fe_{13-21}$, по которому развивается светло-зеленая роговая обманка с переменной железистостью. Биотит – коричневатобурый лепидомелан с железистостью $Fe\# = 47$. Ортопироксен представлен бронзитом с 25–27 мол. % *Fs*. Обычно он образует сростки с клинопироксеном. Оливин содержит 25–35 мол. % *Fa*, замещен тальком и магнетитом. В интерстициях минералов безоливиновых габбро отмечаются кварц, ортоклаз-микрпертит $Or_{74}Ab_{26}$. Акцессорные минералы – магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен. Для Погорельского массива характерно наличие в его составе комплексного медносульфидно-титаномагнетитового оруденения (Погорельское месторождение), которое относится к субформации среднетитанистых руд волковского типа. Апатиты в месторождениях такого типа (Волковском и Погорельском) обогащены Cl (0.5–2.0 мас. %). Относительно высокий окислительный потенциал рудообразующего процесса на этих месторождениях определил умеренное содержание титана в рудном титаномагнетите (2–8 мас.% TiO₂) (Холоднов, Бушляков, 2002).

Химический состав пород. Габброиды и особенно диориты Погорельского массива, так же

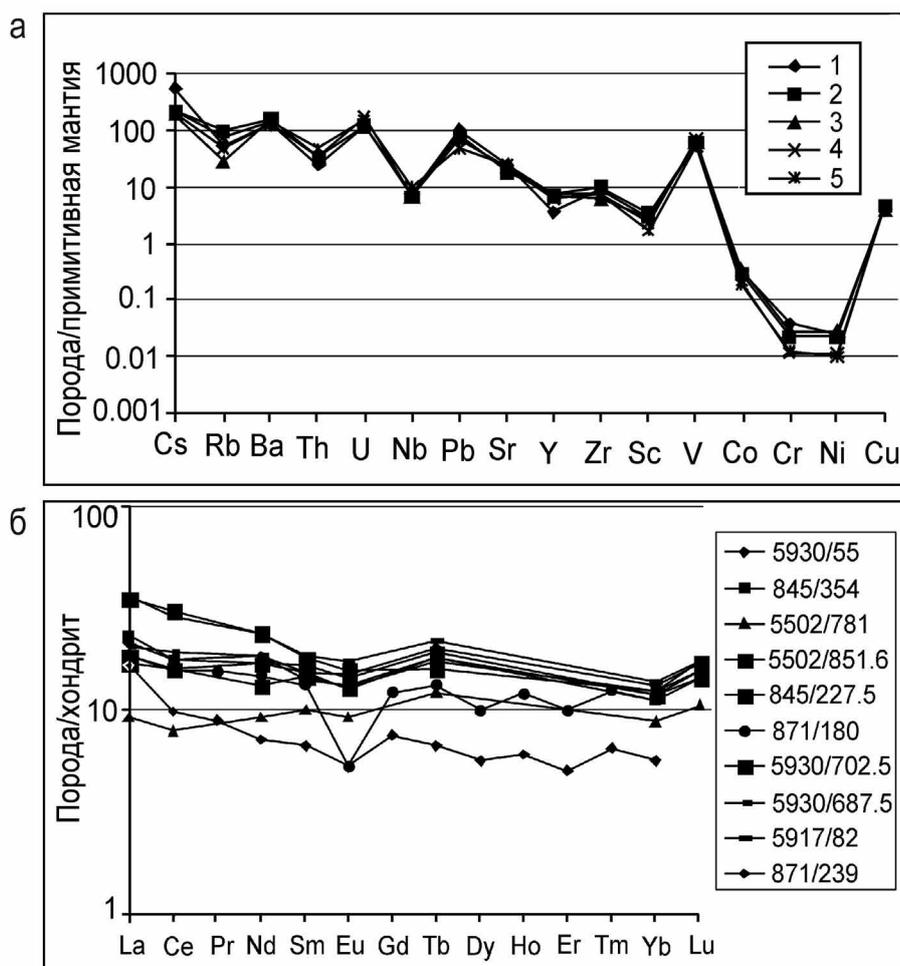


Рис. 2. Спайдерграммы для пород аблязовской свиты.

а – редкие и рассеянные элементы: 1 – трахибазальты и умереннощелочные базальты, 2 – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 3 – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 4 – андезибазальты и лейкобазальты афировые, 5 – андезибазальты порфировые; б – редкоземельные элементы (5930/55 – базальт умереннощелочной порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 845/354 – туф базальта порфирового пироксен-плагиоклазового, 5502/781 – базальт крупнопорфировый плагиоклаз-пироксеновый, 5502/851.6 – базальт среднепорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 845/227.5 – базальт мелкопорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 871/180 – базальт порфировый пироксен-плагиоклазовый, 5930/702.5, 5930/687.5 – андезибазальт умереннощелочной, 5917/82 – андезибазальт порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 871/239 – андезибазальт крупнопорфировый пироксен-плагиоклазовый).

Fig. 2. Spidergrams for rocks of Abliazovo Formation.

а – trace elements: 1 – trachybasalts and moderately alkaline basalts, 2 – plagioclase porphyric basalts, 3 – porphyric pyroxene-plagioclase basalts, 4 – andesibasalts and aphyric leucobasalts, 5 – porphyric andesibasalts); б – REE (5930/55 – moderately alkaline basalt porphyric pyroxene-plagioclase from a fragment in tuff, 845/354 – tuff of porphyric pyroxene-plagioclase basalt, 5502/781 – coarse porphyric plagioclase-pyroxene basalt, 5502/851.6 – medium-porphyric pyroxene-plagioclase basalt from a fragment in tuff; 845/227.5 – small-porphyric pyroxene-plagioclase basalt andesibasalt 871/180 porphyric pyroxene-plagioclase basalt, 5930/702.5, 5930/687.5 – medium-alkaline andesibasalt, 5917/82 – porphyric pyroxene-plagioclase andesibasalt from a fragment in tuff, 871/239 – coarse porphyric pyroxene-plagioclase andesibasalt).

как и аблязовские вулканиты, ближе соответствую-
 ют калий-натриевой известково-щелочной се-
 рии (табл. 3). В то же время для габброидов это-
 го массива характерна сравнительно высокая сум-
 марная железистость (TFeO 9.63–15.66). Железо-
 магниальное отношение (TFeO/MgO) здесь так-
 же устойчиво высокое (1.7–3.0), что приближа-

ет их и к породам толеитовой серии. Содержание
 TiO₂ (0.89–1.34%) в породах погорельского ком-
 плекса умеренное. Меланократовые габбро ха-
 рактеризуются высокими содержаниями CaO (до
 12.5%) при пониженной концентрации глинозема
 (13.5%), в диоритах содержание глинозема увели-
 чивается до 17.7%.

Таблица 3. Средние химические составы пород погорельского комплекса**Table 3.** Average chemical compositions of rocks of Pogorelsky complex

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	55.68	0.98	17.11	4.09	5.54	0.20	3.10	7.85	3.32	1.83	0.31
2	51.21	0.89	17.70	4.35	6.15	0.18	5.22	9.81	2.86	1.45	0.20
3	46.57	1.16	13.48	7.01	7.97	0.21	8.14	12.51	1.82	0.97	0.17
4	44.85	1.34	13.82	9.72	5.94	0.19	9.11	12.46	1.41	0.98	0.17
1-п	43.0	1.30	13.39	9.42	5.76	0.18	8.83	12.07	1.37	0.95	0.16

Примечание. 1 – диориты, 2 – габбро мезократовое, 3 – габбро меланократовое, 4 и 1-п – габбро рудное с титаномagnetитовой и медно-сульфидной минерализацией соответственно.

Note. 1 – diorites, 2 – gabbro mesocratic, 3 – gabbro melanocratic; samples 4 and 1-p – ore – containing gabbro with titanomagnetite and copper-sulfide mineralization, respectively.

Как и базальты аблязовской свиты, габброиды погорельского комплекса имеют сравнительно высокие количественные показатели крупноионных литофилов (все в г/т): Rb – 38–65, Cs – 1.0–3.8, Ba – 330–900), а также U – 3, Pb – 8–22 и V – 300. Пониженными содержаниями характеризуются высокозарядные элементы: Nb – 2.6, Ta – 0.8, Zr – 40–85, Hf – 3.3–5.5, Y – < 10 г/т, а также сидерофильные и некоторые др. компоненты: Sc – 23–57, Co – 16–74, Cr – 25–180, Ni – 6–115 и др. (рис. 3а). На спайдерграммах они образуют минимумы. Легкие лантаноиды здесь заметно преобладают над редкоземельными элементами иттриевой группы.

Сравнительный анализ состава пород погорельского и аблязовского комплексов отражает их сходство и подтверждает возможную комагматичность вулканитов и интрузивных пород, с принадлежностью их к единой вулcano-интрузивной формации. Высокие величины отношений Ba/Nb габброидов и вулканитов являются показателем формирования их в условиях островодужного режима (Кеpezинкас, 1990). Отношение Cr/Ni закономерно убывает от 1.5 в меланократовых габбро до 0.6 в диоритах. Это указывает на преимущественное фракционирование пироксена по сравнению с оливином. Островодужный геодинамический режим формирования вулcanoгенного аблязовского и погорельского интрузивного комплексов подтверждается, таким образом, петрохимическими и микроэлементными составами.

3. Монцонит-шошонит-грахиандезит-латитовый субщелочной вулcano-интрузивный магматизм МОД

К востоку от пород с нормальной щелочностью аблязовского и погорельского комплексов распространены субщелочные калий-натриевые и калиевые вулcanoгенные и интрузивные образования. Калий-натриевые породы размещаются в более западной части Магнитогорской зоны, а высококали-

евые субщелочные породы тяготеют к Уйско-Новооренбургской шовной зоне. На территории Магнитогорской зоны вулcanoгенные фации этого состава представлены двумя толщами – новоивановской и шумилинской, сопровождающимися вулканеуральским интрузивным комплексом, а в Уйско-Новооренбургской зоне – шелудивогорской толщей с небольшими интрузивными телами, объединенными в ушельскую ассоциацию пород (Иванов и др., 1996).

Новоивановская толща залегает на породах аблязовской свиты и согласно перекрывается шумилинской толщей. Однако шумилинская толща выпадает из ряда разрезов (например, в разрезе горы Железнодорожная), где новоивановская толща перекрывается вулcanoгенной березовской свитой, фаунистически датированной C₁t₂-v₁. В новоивановской толще известны брахиоподы и фораминиферы чепчуговского горизонта фамена, а верхняя граница шумилинской свиты в регионе была условно ограничена нижним турне (Геологическая карта ..., 1967).

Развита восточнее шелудивогорская толща, контролируемая Уйско-Новооренбургской шовной структурой, описана многими исследователями (Бабкин и др., 1971; Иванов и др., 1996). Там же выделены дайки и небольшие интрузивные тела куросанских образований, датируемые губинским горизонтом франского яруса и всем фаменом, что следует из Стратиграфической схемы Урала. Согласно В.А. Маслову и О.В. Артюшковой (2010), изученные в этих толщах конодонты отвечают только верхней половине франа. Возраст нижней части разреза подтверждается находками франских конодонтов, а в верхней его части фауна не обнаружена, и потому в легенде Южноуральской серии карт шелудивогорскую толщу принято датировать только верхним франом. Визуально и микроскопически породы шелудивогорской свиты идентичны породам аблязовской свиты, но по химизму они ближе к новоивановской толще, относящейся к шошонитовой серии.

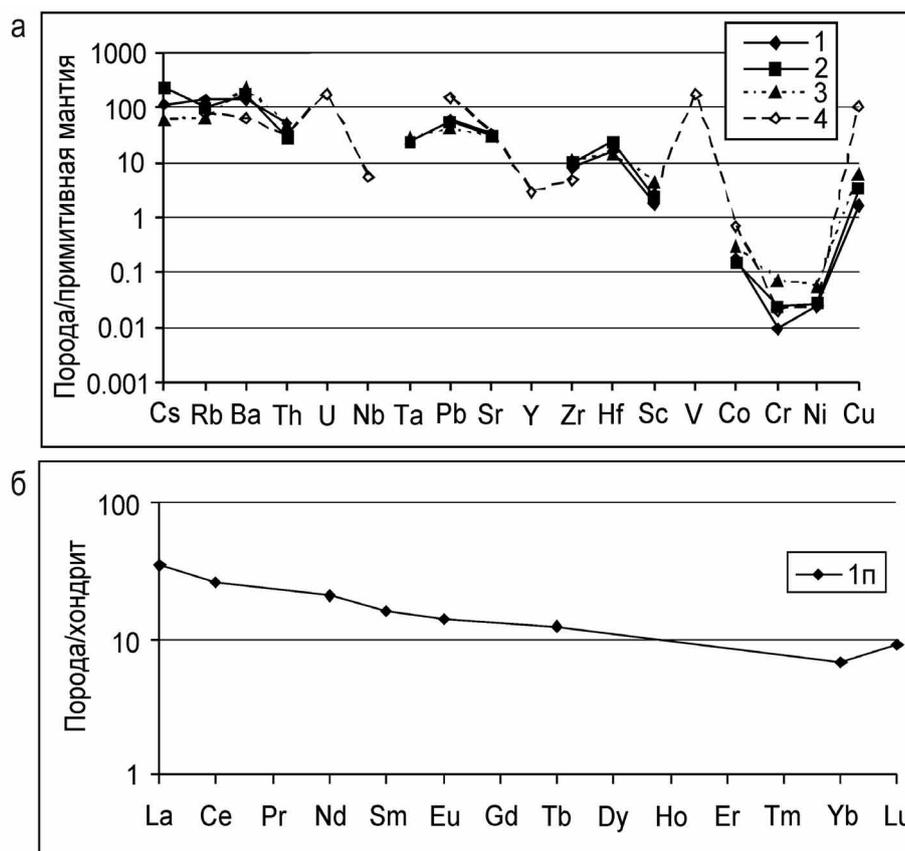


Рис. 3. Спайдерграммы для пород погорельского комплекса.

а – редкие и рассеянные элементы: 1 – диориты, 2 – габбро мезократовое, 3 – габбро меланократовое, 4 и 1п – габбро рудное с титаномагнетитовой и медно-сульфидной минерализацией соответственно; б – редкоземельные элементы.

Fig. 3. Spidergrams for the rocks of Pogorelsky complex.

а – trace elements: 1 – diorites, 2 – gabbro mesocratic, 3 – gabbro melanocratic, 4 and 1п – ore-containing gabbro with titanomagnetite and copper-sulfide mineralization, respectively; б – REE.

Новоивановская толща нижнего фамена сложена трахибазальтами, шошонитами, трахиандезитобазальтами, реже базальтами и андезитовыми плагиооклазовыми и пироксен-плагиооклазовыми порфиритами, а также их лавокластами, туфами и туффитами. Наиболее характерные породы толщи – трахибазальты и трахиандезитобазальты – содержат крупные, до 1–1.5 см, широкопластинчатчатые вкрапления плагиоклаза в количестве до 20–30%. Пироксен в порфировых выделениях практически отсутствует, за исключением мелких, до 1–3 мм, вкраплений авгита. В базальтах иногда отмечаются пироксен и плагиооклаз в виде относительно крупных, до 5–6 мм, вкраплений. Среди названных пород также присутствуют базальты с редкими вкраплениями оливина, замещенного боулингитом. Плагиооклаз обычно сосюритизирован, хлоритизирован и карбонатизирован, а пироксен свежий. В целом вулканы новоивановской толщи вместе с породами вышележащей шумилин-

ской толщи образуют непрерывный ряд умеренно-щелочных пород.

Шумилинская толща сложена трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, трахириодацитами, реже дацитами, риолитами и кластолавами, туфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, брекчиями и другими вулканогенно-осадочными породами. В карьере Магнитогорского месторождения на горе Атач описаны породы, получившие название “атачиты” (Заварицкий, 1961; Ферштатер, 1966; и др.). Это гематитизированные и аргилизированные лавы, кластолавы, туфы, туффиты, туфопесчаники и отложения грязевых потоков, метаморфизованные при формировании гранитоидов магнитогорского комплекса.

Шелудивогорская толща представлена трахибазальтами, шошонитами, абсарокитами, базальтами, андезитобазальтами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками и другими вулканотерригенными породами. Характерные породы этой тол-

Таблица 4. Типовые составы субщелочных вулканических пород шошонитовой серии**Table 4.** Typical compositions of subalkaline volcanic rocks of shoshonite series

№ пробы	Al#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
13-2016	0.49	51.0	0.67	16.78	2.32	4.67	0.18	7.0	7.1	3.14	3.84	0.48	2.40	100.58
14-2016	0.86	48.0	0.55	16.3	3.33	4.45	0.15	11.0	8.52	3.14	1.65	0.35	2.44	99.58
12-2016	0.89	48.0	0.77	16.4	7.0	4.31	0.16	7.10	7.0	2.75	3.80	0.43	2.10	99.82
36	0.80	48.97	0.81	14.58	4.42	5.21	0.16	6.68	8.86	2.85	3.02	0.41	3.17	99.14
37	1.07	51.74	0.94	16.33	4.62	5.21	0.16	5.40	6.35	3.35	3.33	0.32	2.76	100.51
38	1.23	54.35	0.76	15.98	5.41	2.74	0.14	4.77	5.44	4.33	3.03	0.31	2.41	99.67
39	1.38	57.92	0.96	15.04	2.47	5.02	0.12	3.35	4.07	6.50	3.40	0.42	1.14	100.41

Примечание. Новоивановская толща: 12-2016, 14-2016 – трахибазальты; 13-2016 – трахиандезит; шумилинская толща: 39 – латит; шелудивогорская толща: 36 – абсарокит; 37 – шошониты, 38 – банакит.

Note. Novoivanovskaya unit: 12-2016, 14-2016 – trachybasaltes; 13-2016 – trachyandesites; Shumilinsky unit: 39 – latite; Sheludivogorsk unit: 36 – absarokites; 37 – shoshonites, 38 – banakite.

щи – шошониты и абсарокиты – на 10–40% состоят из вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза примерно в равных количествах. Порфиновые выделения в абсарокитах бывают представлены и оливином, который замещается хлоритом и боулингом. В микролитовой и вариолитовой основной массе этих пород много мелких выделений апатита, присутствует и магнетит.

Петрохимические и геохимические (табл. 4) особенности новоивановской и шелудивогорской толщ охарактеризованы во многих работах (Мосейчук и др., 1990; Штейнберг и др., 1990; Язева, Бочкарев, 1998). Вулканы новоивановской толщи, по сравнению с аблязовской, более лейкократовые, содержат больше щелочей и фосфора. Они относятся к умереннощелочным высококалиевым породам. Шелудивогорская толща умереннощелочная, калиевая и калий-натриевая, относительно умереннотитанистая (TiO₂ < 1%). Часть пород отвечает абсарокитам и шошонитам (низы разреза), другая – трахибазальтам и трахиандезитам.

В субщелочных вулканических породах шошонитовой серии наблюдаются высокие количества (г/т): Rb – 70–178, Cs – 16.8–26.6, Ba – 50–882, Sr – 215–933, повышенные концентрации U – 0.47–1.65, Th – 1.14–3.82, и Pb – 5.6–11.1. На спайдерграммах для этих микроэлементов характерны разновеликие максимумы (рис. 4). Широкий диапазон в содержаниях Nb (1.3–14 г/т), Ta и других высокозарядных компонентов (Zr – 31–99, Hf – 0.99–2.47 г/т) отмечают уже минимумы спайдерграмм (см. рис. 4). Минимумы характерны здесь также (г/т) для Y – 9.1–51, Sc – 16.8–26.6, с особенно глубоким минимумом – для Co – 21–42, Cr – 104–250 и Ni – 26–82 при положительной аномалии Cu.

В спектрах РЗЭ наблюдается существенное преобладание легких цериевых лантаноидов над тя-

желыми иттриевыми при общем росте количества РЗЭ, как и других микроэлементов (за исключением для Co, Ni, Cr) от шошонитов к трахиандезитам. Соотношения микроэлементов в породах этой серии близки к типичным островодужным шошонитовым сериям, а высокие показатели Nb, Zr и Cr свидетельствуют о присутствии в их составе плюмового источника.

Верхнеуральский субщелочный интрузивный комплекс

Комплекс включает одноименный массив, расположенный к востоку и юго-востоку от г. Верхнеуральска, а также несколько небольших дугообразных тел в северо-западной части Погорельского массива, ряд интрузивных тел в Амамбайском и Сахаринском массивах и небольшие тела и дайки ушельской ассоциации Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Интрузивные породы этого комплекса являются глубинными аналогами вулканитов шелудивогорской, новоивановской и шумилинской толщ. Комплекс охарактеризован во многих работах (Штейнберг и др., 1990; Бочкарев, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, 1997; Шалагинов и др., 1984; Холоднов, Бушляков, 2002; и др.).

Верхнеуральский массив (возраст 362 млн лет) имеет эллипсоидальную форму, вытянутую субмеридионально почти на 16 км при ширине 7–8 км. Он отличается концентрически-зональной структурой: породы первой фазы, слагающие центр массива, обрамляются породами второй фазы. Первая фаза представлена умереннощелочными оливиновыми и лейкократовыми габбро, монцогаббро, монцонитами, монцодиоритами с дайками щелочных микрогаббро. Вторая фаза сложена кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми монцонита-

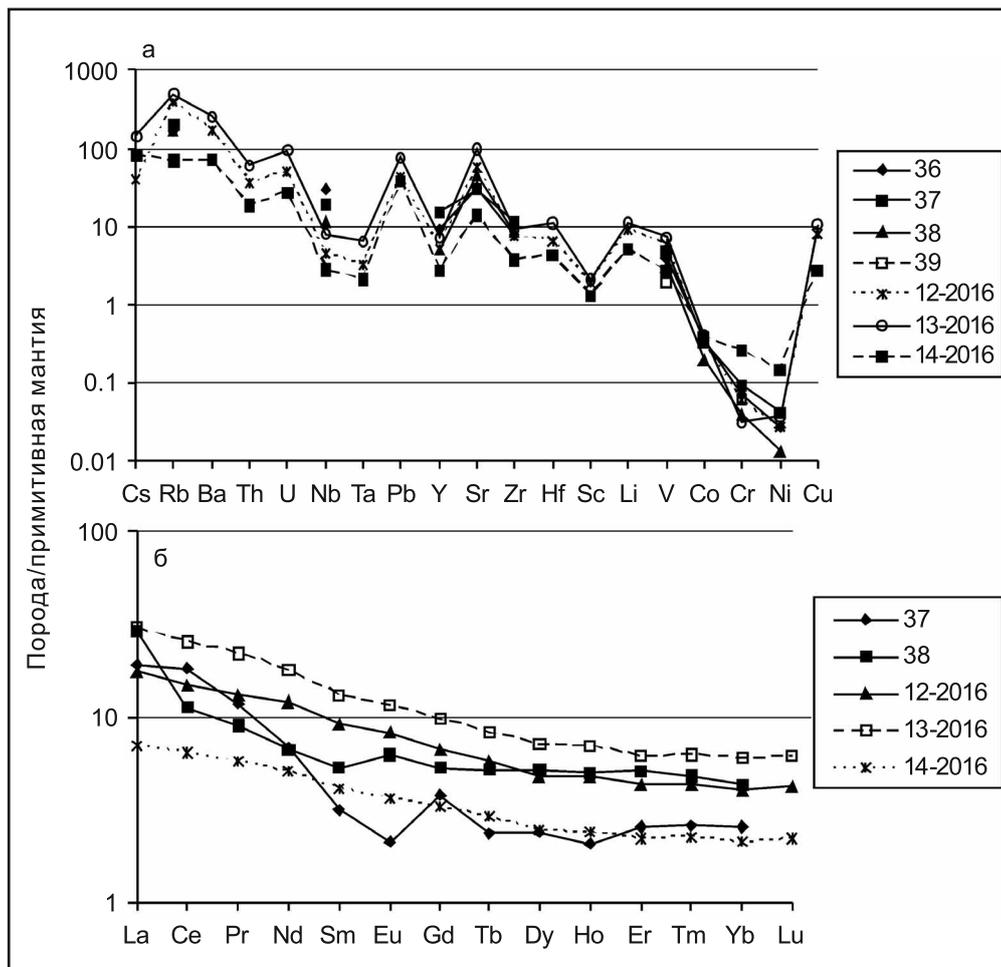


Рис. 4. Спайдерграммы для пород шшонитовой серии.

а – редкие и рассеянные элементы, б – редкоземельные элементы. Номера образцов пород соответствуют таковым в табл. 4.

Fig. 4. Spidergrams for the rocks of shoshonite series.

a – trace elements, б – REE. The numbers of samples correspond to same of Table 4.

ми. В связи с дайками гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и монцонит-порфиров в западном штоке массива размещается Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление. Внешнее кольцо массива сложено сиенитами, кварцевыми сиенитами третьей фазы с дайками кварцевых сиенит-порфиров, микрограносиенитов и микрогранитов. Породы всех фаз массива рассечены дайками высокотитанистых микрогаббро и лампрофиров среднего и основного состава каменноугольного возраста.

Довольно крупное тело этого комплекса – **Амамбайский** сиенитовый массив – расположен к северо-востоку от пос. Амамбайка. Здесь же более широко развиты пироксениты и габбро сахаринско-амамбайского комплекса, датируемого по циркону возрастом 388–374 млн лет (Ферштатер, 2013а). Амамбайский сиенитовый массив в плане

изометричен, его размеры около 4.5×4.0 км. Среди сиенитов вблизи южного контакта присутствуют измененные гипербазиты. Состав пород массива зависит от количественных соотношений калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов. Породы первой фазы отмечаются среди сиенитов второй фазы.

Минеральный состав пород. Умереннощелочные оливиновые габбро верхнеуральского комплекса это мелко-среднезернистые, иногда с такситовой текстурой породы, которые состоят из плагиоклаза (45–55%), клинопироксена, частично замещенного роговой обманкой (35–45%), биотита (5–10%), оливина (2–5%) и небольшого количества калиевого полевого шпата. Аксессуары – апатит, титаномагнетит, магнетит, сфен. Плагиоклаз зональный, в ядре – лабрадор (An_{55-60}), по краям – андезин (An_{40-46}). Клинопироксен – светло-зеленый

авгит $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_{34}\text{Fe}_{22}$. Биотит – красно-бурый лепидомелан. Оливин – гиалосидерит. Умереннощелочные лейкократовые габбро отличаются от охарактеризованных выше пород более кислым составом плагиоклаза (в центре зерен – An_{50} , в краевых частях – олигоклаз An_{23-29}), повышенным количеством калиевого полевого шпата (ортоклазпертита) и наличием кварца. Кварцевые монцодиориты и монзониты Верхнеуральского массива состоят из розоватого плагиоклаза, клинопироксена (авгита) состава $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{32}\text{Fe}_{22-25}$ (35–60%), замещенного роговой обманкой (10–30%), а также биотита (5–10%), калиевого полевого шпата (ортоклазпертита) состава $\text{Or}_{66-69}\text{Ab}_{31-34}$ (5%), кварца (3–10%) (Сурин, 1997). Сиениты образуют внешнюю кольцевую зону этого массива. Они светло-розовые, средне-крупнозернистые, иногда порфировидные. Широкоплабчатые выделения калиевого полевого шпата имеют состав $\text{Or}_{62-70}\text{Ab}_{38-30}$ (40–60%), плагиоклаз – 20–30%. Также здесь присутствуют клинопироксен, замещенный роговой обманкой (10–15%) с $F\# = 25-30$, биотит – лепидомелан ($F\# = 47-57$), замещенный хлоритом (2–8%). Кварц (3–10%) развит в интерстициях или в мирмекитовых сростках.

Клинопироксен (авгит) – высокожелезистый, имеет устойчивый состав с количеством ферросилиевого минала 22–25%. Отмечается снижение кальциевости в авгитах второй и третьей фаз Верхнеуральского массива. Кальциевые авгиты характеризуются повышенной глиноземистостью (22.1%), они обогащены стронцием. В позднемагматическую стадию кристаллизации авгит замещается диопсидом со “щелочной спецификой” (Фролова и др., 1985). Судя по невысокой глиноземистости диопсида и величине $\text{Ca}/\text{Al} = 7.7$, его кристаллизация происходила в гипабиссальных условиях (1–2 кбар) (Нестеренко, Арискин, 1993).

Биотит характерен для сиенитов третьей фазы. По химическому составу он отнесен к магнезиальной разновидности аннит-флогопитового ряда при умеренной железистости ($\text{Fe}\# = 48-54$), что типично для гранитоидов сиенитового ряда. Для него характерна повышенная титанистость (3.68% TiO_2) и значительное количество марганца (1100 г/т). В целом состав биотита в сиенитах Верхнеуральского массива близок к таковому в породах шошонитовой серии.

Амфиболы в Верхнеуральском массиве являются роговыми обманками актинолит-гастингситового ряда, близкими по составу к эдениту. От типичных эденитов (Дир и др., 1965) их отличает меньшая магнезиальность (14.5–15.9% MgO) и глиноземистость (4.4–6.1% Al_2O_3), при более высокой титанистости (6.1% TiO_2) и кальциевости (11.9–12.7% CaO). Подобный состав амфиболов типичен для магматитов шошонитовых серий (Кеpezинскas и др., 1988). В амфиболах Верхнеуральского массива содержание F в граноди-

оритах составляет 0.24%, Cl – 0.10, в хлоритах 0.06–0.21 и 0.023–0.054% соответственно.

Апатиты Верхнеуральского массива характеризуются повышенными содержаниями Cl и S, увеличением средних содержаний хлора от 0.52 в апатитах монцогаббро до 1.2% в апатитах рудоносных гранодиорит-порфиров. Содержание F в апатитах варьирует при этом в диапазоне 1–3%. Для серы, изоморфно замещающей в виде комплексов $(\text{SO}_4)^{2-}$ комплексы $(\text{PO}_4)^{3-}$ в структуре апатита, также характерен рост ее содержания в апатите от монцогаббро к гранодиорит-порфирам с максимумом концентраций 0.30% и более при содержании фтора 2.0%. В околорудных метасоматитах с ростом интенсивности процессов хлоритизации, карбонатизации, серицитизации гранодиорит-порфиров содержание Cl и S в апатитах резко снижается, а F возрастает (Холоднов, Бушляков, 2002). По экспериментальным данным (Peng et al., 1997), содержание серы в магматических апатитах контролируется параметрами давления и фугитивности кислорода. В целом здесь наблюдается общая важная закономерность: рост количества сульфидной минерализации в магматических породах, как правило, сопровождается снижением количества изоморфной шестивалентной (окисленной) серы в акцессорных апатитах. Подобный тип зависимостей характерен как для медно-порфировых, так и других генетических типов сульфидных магматогенных месторождений (золото-сульфидно-кварцевых, медносульфидно-никелевых и др.), образование сульфидной минерализации в которых происходит на фоне спада содержания серы в акцессорных апатитах (Коновалова и др., 2013; Холоднов и др., 2015, 2016).

Магнетиты в монзонитах и сиенитах Верхнеуральского массива представлены тремя генерациями. Первая отвечает включениям высокотитанистого титаномагнетита в клинопироксене, она имеет высокие концентрации ванадия (200–400 г/т) и марганца (150–400 г/т). Вторая генерация представлена малотитанистым магнетитом, образовавшимся в поздне- и постмагматическую стадию. Магнетиты такого состава появляются при окислении и разложении ранних высокожелезистых фермических силикатов (Ферштатер, 1987). Третья генерация магнетита контролируется сиенитовыми образованиями третьей заключительной фазы массива, она обогащена Mn – 1500 г/т (Сурин, 1997).

Химический состав основных типов пород верхнеуральского комплекса представлен в табл. 5. Породы принадлежат умереннощелочной серии, в которых количество натрия стабильно, а содержание калия возрастает от основных пород к кислым. В этом же направлении происходит смена типа щелочности от калий-натриевой на калиевую. Количество титана в породах относительно низкое, а алюминия – высокое.

Таблица 5. Химический состав пород Верхнеуральского массива

Table 5. Chemical compositions of rocks of the Verkhneursalsk massif

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
19-1/2016	66.0	0.40	16.0	2.10	1.43	0.04	0.86	1.42	3.50	6.25	0.20	1.76	99.96
18-1/2016	66.0	0.44	16.0	2.10	1.19	0.03	0.40	1.50	3.80	6.25	0.17	1.60	99.45
19А/2016	54.98	0.81	17.57	7.56	3.2	0.15	3.87	6.87	3.80	2.51	0.41	1.70	100.27
21/2016	54.39	0.87	17.67	7.91	3.8	0.172	3.62	7.14	3.94	2.43	0.45	1.70	100.3
20/2016	54.40	0.53	16.19	7.06	3.2	0.22	4.54	6.57	3.17	2.14	0.16	5.3	100.29
12/2016	48.0	0.77	16.40	7.00	4.31	0.16	7.10	7.00	2.75	3.80	0.43	2.10	99.82
42	58.26	0.59	17.90	3.18	2.39	0.10	2.33	4.62	4.49	4.61	0.33	1.37	100.18
43	62.51	0.48	17.12	1.86	1.87	0.09	2.39	3.24	4.58	4.42	0.25	1.28	100.08
45	69.94	0.30	15.01	1.47	1.14	0.03	0.85	1.27	5.08	3.59	0.15	0.94	99.78

Примечание. Пробы: 19-1/2016, 18-1/2016 – кварцевые сиениты; 19А/2016, 21/2016, 20/2016 – сиенито-диориты; 12/2016 – монцодиориты; 42 – сиениты; 43 – кварцевые сиениты; 45 – субщелочные граниты.

Note. Sample: 19-1/2016, 18-1/2016 – quartz syenites; 19А/2016, 21/2016, 20/2016 – syenite-diorites; 12/2016 – monzodiorites; 42 – syenites; 43 – quartz syenites; 45 – subalkaline granites.

Микроэлементный состав пород Верхнеуральского массива отражен на спайдерграммах (рис. 5). Согласно приведенным данным, в рассматриваемой ассоциации пород отмечается обогащенность их крупноионными литофильными элементами (г/т): Cs – 5.4–18.2, Rb – 65.8–13, Ba – 192.6–518.6, Sr – 76.4–1117, а также радиоактивными элементами: Th – 5.5–15.8, U – 1.2–4.89 и Pb – 2.7–9.7. Повышенные количества характерны и для высоkozарядных микроэлементов: Nb – 5.25–11.8, Ta – 0.25–0.64, Zr – 40.9–228.4 и Hf – 1.2–5.3 г/т, образующих вместе с тем относительные минимумы на спайдерграммах. Более значительные минимумы свойственны Li – 1.5–8.1, Y – 0.68–16.86, Sc и V, а Ni – 9.5–14.8, Cr – 15–429.4 и Co – 3.5–21.4 г/т – образуют наиболее глубокий минимум, на фоне положительного значения содержаний для Cu. РЗЭ обнаруживают сильную степень фракционирования, с резким преобладанием легких лантаноидов.

Генерация исходного расплава субщелочных вулканогенных пород (новоивановская, шумилинская и шелудивогорская толщи), а также верхнеуральского интрузивного комплекса, очевидно, происходила из неистощенной (лерцолитовой) мантии (Сурин, 1997). Область зарождения магматических расплавов располагалась, по-видимому, на большей глубине по сравнению с комплексами типичных островных дуг (бугодакская и аблязовская свиты). Первичные расплавы затем претерпели дифференциацию в промежуточных очагах на глубинах 20–30 км (Язева, Бочкарев, 1998), сопровождаясь выпадением из расплава оливина, клинопироксена и титаномагнетита и накоплением летучих компонентов. В дальнейшем в периферических (приповерхностных) условиях, где сконцентрировалась флюидонасыщенная часть расплава, проис-

ходило фракционирование полевошпат-амфиболовой ассоциации минералов. Важной геохимической особенностью этой умереннощелочной вулкано-интрузивной шошонитовой ассоциации является также ее высококалиевая специализация. Кроме того, в некоторых разновидностях пород здесь установлена повышенная хромистость (до 430 г/т Cr) и повышенное содержание Nb (до 10–11 г/т), что обычно не свойственно типичным островодужным породам. Можно отметить, что повышенные содержания упомянутых микроэлементов более характерны для пород в разрезах Уйско-Новооренбургской шовной зоны, особенно в вулканитах позднего франа. В вулканитах фамена щелочность пород в основном отвечает умереннощелочной серии. Количество оксида натрия в них превышает содержание оксида калия вдвое. В трахибазальтах и трахиандезитах фаменского возраста отмечается близость соотношений в распределении Nb.

Таким образом, с запада на восток в структуре МОД в этот период времени происходит изменение состава исходных магм, контролируемых быстрой эволюцией геодинамического режима. Это, возможно, было обусловлено отрывом слэба, либо увеличением его наклона с последующим погружением в зону, где формировался субщелочной (шошонитовый) расплав: с геохимическими показателями как островодужного, так и внутриплитного (плюмового) режимов. Это позволяет рассматривать магматизм данного этапа как производный переходной геодинамической обстановки от островодужной к внутриплитной, более характерной для окраинно-континентального этапа развития Магнитогорской мегазоны в карбоне, усложненного трансформным рифтогенезом движения литосферных плит (Салихов и др., 2019; и др.).

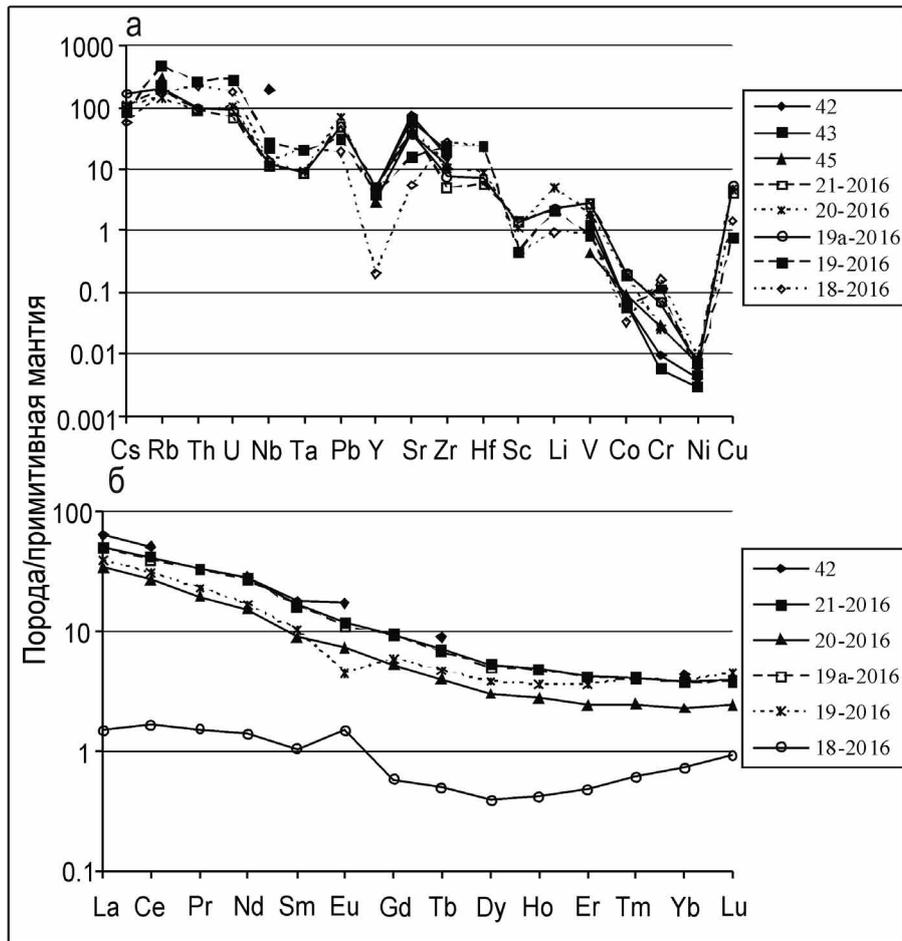


Рис. 5. Спайдерграммы пород Верхнеуральского массива.

а – редкие и рассеянные, б – редкоземельные элементы. Пробы: 42 – сиениты; 43 – кварцевые сиениты; 45 – субщелочные граниты; 21-2016, 20-2016, 19а-2016 – сиенито-диориты; 19-2016, 18-2016 – сиениты.

Fig. 5. Spidergrams of rocks of the Verkhneuralsk massif.

а – trace elements, б – REE. Sample: 42 – syenites; 43 – quartz syenites; 45 – subalkaline granites; 21-2016, 20-2016, 19a-2016 – yenidoiorites; 19-2016, 18-2016 – syenites.

4. Пикритоидный магматизм Магнитогорской зоны в верхнем девоне–раннем турне

В восточном обрамлении МОД, в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны, получили распространение вулканогенные и интрузивные образования пикритоидов сара-тюбинской толща.

Сара-тюбинская вулканогенная толща получила распространение и на юго-западе Гумбейской подзоны Буранного блока. В составе толща широко развиты ксенотуфы смешанного состава с пирокластикой от высокомагнезиальных пикритов до базальтов, с преобладанием меймечитов. Выделяются две пачки: нижняя сложена ксенотуфами смешанного состава, верхняя (маломощная) – вулканогенно-осадочная. Подробная характеристика рассматриваемых пород приведена в работах

А.В. Говоровой (1981), В.М. Мосейчука и Т.Н. Сурина (1998).

Сара-тюбинская толща хорошо обнажена и вскрыта скважинами. Наблюдается вулканическая ритмичность, мощность ритмов от 1 до 20 м. В нижней части ритмов в составе пирокластики преобладают пикриты, состоящие из кристаллов серпентинизированного высокомагнезиального оливина в окружении каемки из стекла, отвечающего по составу меймечиту. Пирокластика представлена шлаковидным стекловатым базальтом с вкрапленниками клинопироксена. В средней части ритмов в составе пирокластики преобладают низкомагнезиальные пикриты и пикробазальты с вкрапленниками оливина и клинопироксена. Ксенотуфы представлены обломками субвулканических пород: от магнезиальных пикри-

Таблица 6. Средние и типовые составы пород сара-тюбинской толщи

Table 6. Average and typical compositions of rocks of the Sara-tyube unit

Компонент	4870	3/84.5	Ср30	5/87.8	5/85.5	Ср45	1/53	6002-181	543	2/963.8
SiO ₂	38.4	41.4	45.01	42.14	40.72	44.83	46.56	44.36	48.64	51.80
TiO ₂	0.13	0.21	0.32	0.35	0.60	0.55	0.65	0.94	0.75	0.75
Al ₂ O ₃	3.5	3.54	5.08	6.63	7.24	8.27	10.0	14.69	14.56	18.40
Fe ₂ O ₃	5.2	4.49	6.89	3.11	3.63	5.02	6.77	3.66	4.36	5.03
FeO	3.77	4.15	4.09	5.57	6.17	5.79	3.87	3.76	6.24	5.49
MnO	0.105	0.14	0.13	0.16	0.19	0.14	0.19	0.10	0.15	0.05
MgO	34.5	30.9	35.68	24.76	22.78	24.8	14.05	9.91	7.32	4.24
CaO	0.75	2.70	2.43	8.70	10.12	9.61	8.70	16.04	8.98	5.38
Na ₂ O	0.10	0.31	0.14	0.38	0.38	0.46	1.77	0.23	1.17	0.27
K ₂ O	0.05	<0.07	0.09	0.05	0.43	0.33	2.24	0.83	5.17	3.10
P ₂ O ₅	–	0.08	0.15	0.198	0.240	0.23	0.155	0.241	0.308	0.55
П.п.п.	13.4	10.1		6.60	6.28		4.36	4.64	2.48	3.89
Сумма	100.12	38.0		98.6	99.48		99.92	99.90	100.31	99.08

Примечание. Пробы: 4870, 3/84.5 – меймечиты; 5/87.8, 5/85.5 – пикриты; 1/53, 6002-181, 543 – базальты; 2/963.8 – базальты.

Note. Sample: 4870, 3/84.5 – meymechites; 5/87.8, 5/85.5 – picrites; 1/53, 6002-181, 543 – basalts; 2/963.8 – basalts.

тов до базальтов. Обломки имеют размеры от микроскопических до глыбовых (до 10 м). В пределах ритмов разновидности пород сменяются снизу вверх от меймечитов до умеренномагнезиальных пикритов.

Минеральный состав пород. Вулканиды представлены туфами и субвулканическими образованиями. Минералы представляют собой вкрапления в тонкообломочной массе. Это зерна оливина, хромшпинелидов, орто- и клинопироксена. Оливин характеризуется повышенной магнезиальностью и повышенной кальциевостью – с колебанием фаялитового компонента от 4.8 до 8.3% (Мосейчук, Сурин, 1997). Обычно составы таких оливинов объясняются “загрязнением” расплавов ксеногенным веществом или выделением оливина более ранней фазы (Лазыко, 1988). Судя по высокому содержанию алюминия (Al₂O₃ до 0.55%) и почти полной сохранности шпинели, температура расплава при низком давлении, по-видимому, составляла 1445°C (Дир и др., 1966). Хромистые шпинелиды сара-тюбинской толщи характеризуются повышенной глиноземистостью (Al₂O₃ – 7.07–12.45%). Ромбические пироксены по составу отвечают пограничной области между энстатитом и бронзитом – с содержанием ферросилитового минала 9.5–10.9%, кристаллизовавшимся из ультраосновной магмы. Клинопироксен по составу соответствует диопсиду и высококальциевому авгиту переменной железистости, колебания ферросилитового компонента составляют от 5 до 13%. Клинопироксенам также свойственна слабая натриевость (не выше 0.27 %). Титаномагнетит по содержа-

нию титана отвечает двум группам: низкотитанистой (TiO₂ – 3.9–6.0%) и высокотитанистой (TiO₂ – 10.5–14.1%). Предположительно они соответствуют двум разным генерациям – высокотемпературной высокотитанистой и относительно низкотемпературной низкотитанистой. Магнетит развит в виде рудной пыли (Говорова, 1981), проявившейся в процессе серпентинизации пород. Гранаты объединяются в три группы. Первую образует альмандин с примесью пироповой, спессартитовой и гроссуляровой составляющих, называемых пиральспитами. Гранаты этой группы являются ксенокристами. Аналогичные гранаты описаны в нижекаменноугольных вулканидах Ю. Урала (Порошин, 1988). Вторую группу составляют пиральспиты с долей гроссуляра 26–29%. По-видимому, они имеют метаморфогенное происхождение и образовались при низких *P-T* параметрах (Мосейчук, Сурин, 1998). К третьей группе отнесены гранаты андрадит-гроссулярового ряда метасоматического происхождения (Порошин, 1988). Флогопиты присутствуют в пикритах и меймечитах в виде редких и мелких чешуй двух разновидностей – красный тетраферрифлогопит и бурый пятнистый флогопит. Первая из них отличается повышенной титанистостью (TiO₂ – 1.51–2.25%) и железистостью (TFeO – 3.56–7.52%), второй свойственна повышенная хромистость.

Типовые химические составы обломков субвулканических пикритоидов в туфах (табл. 6) характеризуются повышенными содержаниями глинозема (3.5–7.9%). Суммарное железо в них (8.64–10.81%) отвечает умеренным значениям стандарт-

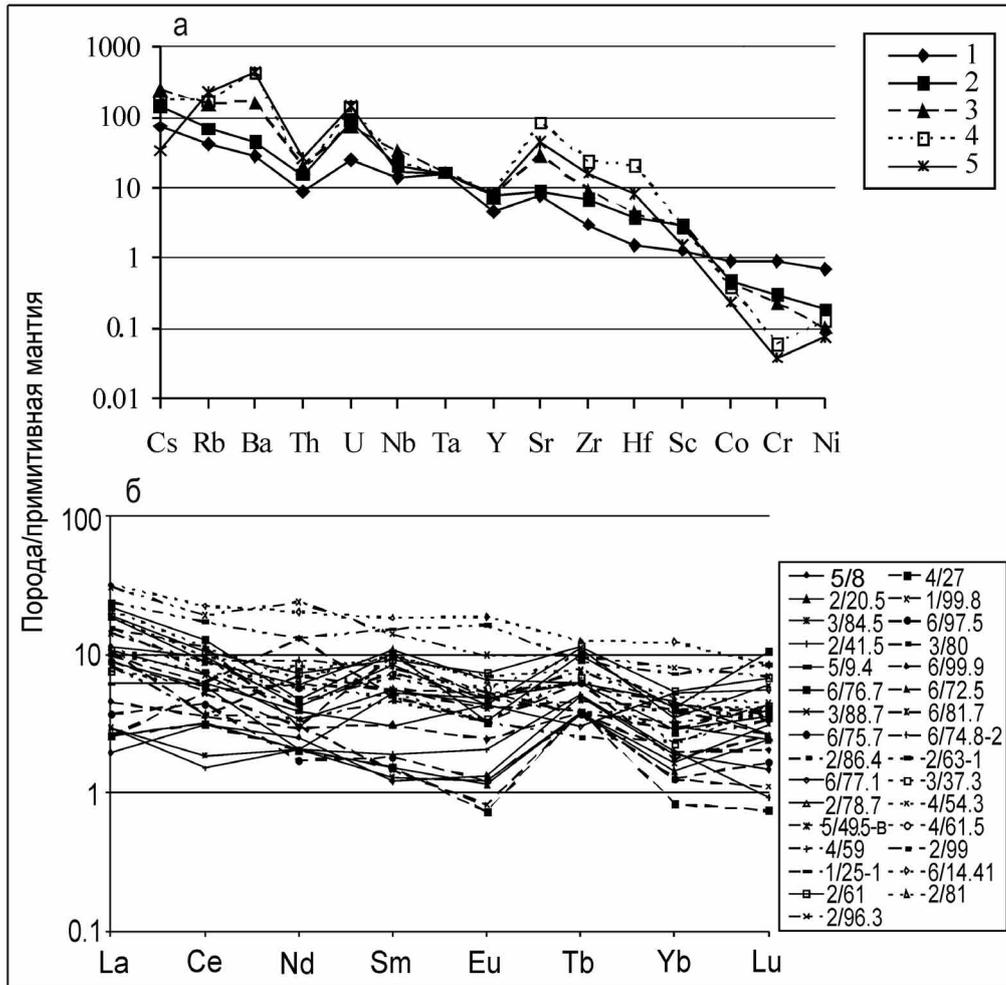


Рис. 6. Спайдерграммы средних составов пород (а) и РЗЭ (б) для вулканитов сара-тюбинской толщи. Нормировано по составу примитивной мантии (Anderson, 1987)].

1 – высокомагнезиальные пикриты, 2 – пикриты, 3 – пикробазальты, 4 – базальты, 5 – андезибазальты, по данным (Мосейчук, Сурин, 1998); РЗЭ по (Салихов и др., 20196).

Fig. 6. Spidergram for average compositions of volcanics (a) and REE (б) of the Sara-Tyube unit. Normalized to primitive mantle (Anderson, 1987).

1 – high-magnesian picrites, 2 – picrites, 3 – picrobasalts, 4 – basalts, 5 – andesibasalts after (Moseichuk, Surin, 1998); REE after (Salikhov et al. 2019 6).

ных пикритоидов. Содержание MgO предельно высокое (30.9–34.5) и соответствует нижней граничной области. Отметим также, что щелочные компоненты в породах Сара-Тюбинского комплекса фиксируются в предельно низких количествах (0.05–0.10%), а в пикритобазальтах и базальтах они количественно увеличиваются (Na_2O – 0.23–1.74, K_2O – 0.83–5.17%), отвечая калиевой специализации. Отметим также повышенное и высокое содержание CaO (8.7–14.05%).

Данные спайдерграмм (рис. 6) свидетельствуют о том, что крупноионные литофильные микроэлементы (все в г/т): Cs – 1.17–4.0, Rb – 19.9–110, Ba – 238–2236, Sr – 120–725, как и радиоактивные эле-

менты U – 0.43–2.45, а также Zr – 25.5–191 и Hf – 0.87–4.8 – обнаруживают рост содержаний от высокомагнезиальных пород (меймечитов) к пикробазальтам, базальтам и андезибазальтам. Тогда как такие высокозарядные микроэлементы, как Nb – 6.3–15.3, Ta – 0.5, имеют более стабильные умеренно высокие концентрации. Вместе с тем Y и Th образуют заметные минимумы. Содержания Co – 25–94.7, Cr – 157–2356 и Ni – 5–10 – имеют широкий диапазон количественных вариаций и показывают глубокий отрицательный минимум. В сара-тюбинской толще по уровню их концентраций высокозарядные микроэлементы относятся к группе повышенного и высокого содержания.

Распределение РЗЭ рассмотрено на примере обломков пород в ксенотуфах. Они в основном представлены пикритами, меймечитами и меньше – базальтами. Суммарные содержания РЗЭ в них варьируют от 7.4 до 86.2 г/т, при этом в ультраосновных разновидностях пород преобладают содержания 15.7–28.5, а в базальтах – 33.6–86.2 г/т. Величины отношений La/Yb в шприсгеймитах составляет 1.5, в пикритах – 2.2–3.7, базальтах – 4.3–5.9 г/т. Отмечается небольшая отрицательная европиевая аномалия.

Исходный пикритоидный расплав по составу отвечает внутриплитному геодинамическому режиму, сформировавшемуся под влиянием мантийного диапира – плюма в задуговой области.

Сара-тюбинские вулканы сформировались в результате эксплозии протяженных по вертикали очагов флюидонасыщенных продуктов дифференциации умеренномагнезиальной пикритовой магмы. Высокие содержания магнетита и сидерофильных элементов в породах толщи свидетельствуют о том, что образование исходной магмы вызвано высокой степенью плавления деплетированного мантийного субстрата (Сурин, 1997). Содержание Са (0.23–0.46%) в оливинах указывает на небольшую глубину начальной стадии его кристаллизации (около 70 км) и соответствует температуре более 1300°C (Лазыко и др., 1988; Шинкарев, Иванников, 1983). В дальнейшем кристаллизация продолжалась в условиях снижения количества Mg при накоплении Са. При снижении температуры оливин вступил в реакцию с пикробазальтовым расплавом, что привело к его обеднению кальцием и накоплению щелочей. Окончательная дифференциация расплава происходила по периферии магматического очага и сопровождалась накоплением летучих компонентов и кристаллизацией высокотемпературных (1150–1100°C) клинопироксенов в режиме увеличивающегося давления. Эти условия являются близкими по составу оливин-пироксен-плагиоклазовой эвтектике при водном давлении 3 кбар. Высокая флюидонасыщенность остаточного расплава приводит к повышению фугитивности кислорода и к образованию на заключительной стадии кристаллизации пород железо-титанистых окисных фаз (титаномagnetита и ильменита).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Южном Урале в Магнитогорской мегазоне в позднем девоне–раннем турне последовательно формировались завершающие позднеостроводужные вулкано-интрузивные и осадочные (флишевые) комплексы, которые в то же время были синхронными наиболее ранним аккреционно-коллизийным процессам (с возникновением аккреционного комплекса в зоне Уралтау) при столкновении Магнитогорской островной дуги и окраины Вос-

точно-Европейского континента. В это время еще продолжает весьма активно действовать энергетика надсубдукционного островодужного магматизма, поэтому порфириновый состав пород отражает характерные особенности формационной принадлежности этих позднеостроводужных (и одновременно аккреционно-коллизийных) образований. Магмагенерация и ее проявления в этот период контролировались широтной линейной зональностью и разными глубинами формирования магматических очагов, отражая самостоятельность и пространственную обособленность как позднеостроводужных, так и аккреционно-коллизийных событий. Завершающий островодужный магматизм Магнитогорской палеодуги в этот период синхронно сменялся формированием внутриплитных вулкано-интрузивных образований, усиливающимися во времени. В результате этого имело место смешение разных по источникам мантийных магм: островодужных и внутриплитных плюма-зависимых. Время воздействия этого плюма на позднеостроводужный магматизм Магнитогорской палеодуги можно датировать возрастным интервалом 375–360 млн лет (фамен).

Так синхронно с типичными островодужными образованиями в восточной части МОД формируется субщелочная вулкано-интрузивная трахибазальт-монцосиенит-шошонит-латитовая формация, которая характеризуется не только повышенной щелочностью и калиевой геохимической специализацией, но и сравнительно повышенным содержанием как высокозарядных микроэлементов, в частности Nb, Zr и др., а также Sr. Эти характерные химические элементы свидетельствуют о вовлечении в магмагенерацию астеносферного диапира (Мартьянов и др., 2013). В результате генерируется субщелочной расплав с геохимическими показателями переходного состава между надсубдукционным и внутриплитным геодинамическими режимами. В граничной с Восточно-Уральской мегазоной области, в пределах Уйско-Новоуренбургской шовной зоны, получили распространение вулканогенные и интрузивные образования пикритоидов сара-тюбинской толщи. Генерация пикритоидного расплава этой толщи происходила, по-видимому, на еще большей глубине в верхней мантии, чем генерация субщелочного расплава, производного для монцонит-шошонит-латитовой ассоциации пород. В составе сара-тюбинской толщи широко развиты ксенотуфы смешанного состава с пирокластикой от высокомагнезиальных пикритов до базальтов, с преобладанием меймечитов. Возраст пикритоидов этой толщи определен на основании находок брахиопод и раннетурнейских фораминифер, которые перекрыты осадками с фауной верхнего турне (кизловский горизонт) (Мосейчук и др., 2000). Таким образом, эти пикритоиды формировались, по-

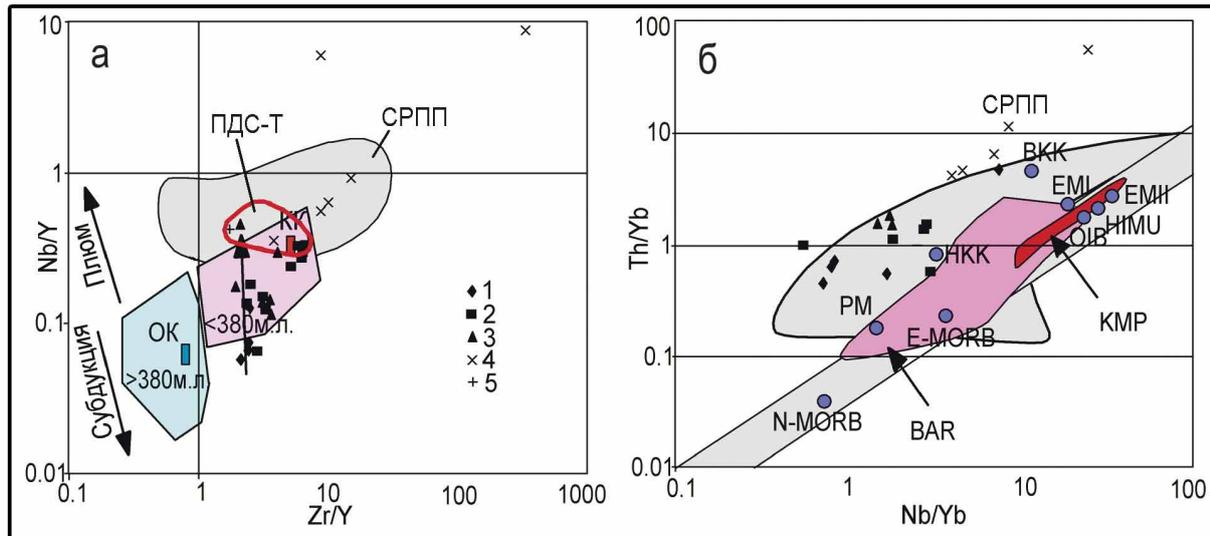


Рис. 7. Диаграммы геохимической эволюции позднеостроводужных вулканогенных и интрузивных образований, завершающих развитие Магнитогорской островной дуги.

а. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) отражает соотношения в магматических породах плюмзависимого и субдукционного компонентов (стрелки). Верхнее серое поле СРПП – базальты, габброиды Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующие в среднем рифее крупную изверженную плюмовую провинцию (Холоднов и др., 2017), зеленое и розовое поля – габброиды Урала старше и моложе 380 млн лет соответственно, по Г.Б. Ферштатеру (2013б), из которых первые тяготеют к полю составов океанической коры ОК, а более молодые располагаются в поле континентальных базитов. ПДС-Т – пикритоиды сара-тюбинской толщи.

б. Диаграмма Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008). КМР – Красноморский рифт, по (Volker et al., 1997); ВАР – Восточно-Африканский рифт, по (Barrat et al., 1998; Lowenstern et al., 2006; Duffield et al., 1997; Daoud et al., 2010; Prestvik et al., 2010; Rooney et al., 2013). Серая линейная полоса – мантийная последовательность и точки средних составов мантийных (N-MORB, E-MORB, OIB и др.) и коровых источников (ВКК и НКК – верхняя и нижняя континентальная кора).

1 – базальты бугодакской свиты; 2 – вулканы и гипербазиты аблязовской свиты; 3 – вулканы шелудивогорской свиты; 4 – верхнеуральский субщелочной интрузивный комплекс; 5 – породы сара-тюбинской толщи – красный овал с буквенным обозначением ПДС-Т.

Fig. 7. Diagrams of a chemical evolution of late-island arc volcanogenic and intrusive rocks, closing the development of the Magnitogorsk island arc.

а. Diagram Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) as a reflection of relationship of a plume-dependent and subductional components in magmatic rocks (arrows). Fields: the upper grey СРПП – basalts, gabbroids of the Bashkirian megantyclinorium of the western slope of the Southern Urals – forming in the Middle Riphean a LIP (Kholodnov et al., 2017), green and red fields – gabbroids of the Urals, older than and younger than 380 Ma, respectively, after (Fershtater, 2013), the former are close to the field of compositions of the oceanic crust (OK), and the latter take the field of continental basites. ПДС-Т – picritoids of the Sara-tyube unit.

б. The diagram Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008). The following fields are shown: КМР – Red Sea rift, after (Volker et al., 1997); ВАР – East African rift, after (Barrat et al., 1998; Lowenstern et al., 2006; Duffield et al., 1997; Daoud et al., 2010; Prestvik et al., 2010; Rooney et al., 2013). Grey linear band – a mantle succession and points of medium compositions of the mantle (N-MORB, E-MORB, OIB and oth.) and mantle sources (ВКК и НКК – the upper and lower continental crust).

1 – Basalts of the Bugodak Formation; 2 – volcanics and ultramafics of the Abliazovo Formation; 3 – volcanics of the Sheludivogorsk Formation; 4 – Verkhneursalsk subalkaline intrusive complex; 5 – rocks of Sara-tyube unit – red circle with ПДС-Т letters.

видимому, субсинхронно или достаточно близко во времени со субщелочными породами трахибазальт-монцосиенит-шошонит-латитовой формации. Генерация пикритоидного расплава происходила на более глубоком мантийном уровне, при температуре расплава выше 1300°C и предельном давлении до 18 кбар, что соответствует глубине в 70–75 км (Шинкарев, Иванников, 1983). Возможно, что источник расплава мог соответствовать плюмзависимому составу мантийной “горячей точки”. Здесь же началась кристаллизация расплава, которая продолжалась и при его подъеме на поверхность.

Геохимические данные свидетельствуют о том, что в последовательно формирующихся позднеостроводужных свитах и комплексах МОД происходит направленный рост содержаний не только крупноионных литофильных элементов Cs, Rb, Ba, но и высокозарядных (до 10 раз и более) элементов Nb, Ta, Y и других, что отличает эти вулканы от типично островодужных, связанных с дегидратацией слэба. Тренд отношений высокозарядных элементов (Nb/Y и Zr/Y) наглядно показан на диаграммах рис. 7, характеризующих рост доли в островодужных магматических породах плюмзависимых компонентов. Так, в вулканах бугодак-

ской свиты Nb/Y отношение составляет 0.06–0.07, в порфиридах аблязовской свиты – 0.12–0.18, в вулканитах шошонит-латитовой серии – 0.14–0.30, в субщелочных интрузивных породах Верхнеуральского массива – 0.30–0.55, а в пикритоидах сара-тюбинской толщи – 0.36–0.61. При этом отношение Zr/Y остается практически постоянным. Сара-тюбинские пикритоиды, как и монцодиориты, монцогаббро Верхнеуральского массива, уверенно попадают (см. рис. 7) в поле среднерифейских пород (базальты, габброиды) Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующих здесь в среднем рифее крупную изверженную плюмзависимую (КМП, или LIP) провинцию (Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018).

Проявление подобной геохимической эволюции позднеостроводужных комплексов МОД свидетельствует о формировании их в процессе смешения разных по источникам магм. В результате смешения в магмы субдукционного генезиса последовательно с количественным нарастанием во времени добавлялся плюмовый компонент. Об этом, например, может свидетельствовать сопоставление данных по составу наиболее ранних и самых поздних серий МОД позднего девона–раннего карбона.

Химические составы вулканитов более ранней островодужной андезито-базальтовой серии (%): SiO₂ – 49.0–54.9; TiO₂ – 0.7–1.0; Al₂O₃ – 16.0–18.0; TFeO – 5.9–10.7; MgO – 4.4–10.0, CaO – 5.8–9.8, Na₂O – 2.8–4.0, P₂O₅ – 0.5–1.7; *высокозарядные элементы* (г/т): Nb – 0.78–3.3, Zr – 28.1–75, Ta – 0.04–0.08, Hf – 0.95–1.09, Y – 11.7–25; другие компоненты (г/т): Cr – 30–103, Co – 23–35.4, Ni – 20.8–57.1, Rb – 8.1–24, Sr – 280–369, Sc – 20–30, Cs – 0.06–0.5.

Пикриты и меймечиты самого позднего сара-тюбинского комплекса представлены составами (%): SiO₂ – 32.4–47.8, TiO₂ – 0.54–0.66, Al₂O₃ – 4.9–12.3, TFeO – 8.7–11.8, MgO – 13.9–29.7, CaO – 8.6–12.8, Na₂O – 0.1–1.25, K₂O – 0.1–2.6, P₂O₅ – 0.2–0.3; *высокозарядные элементы* (г/т): Nb – 6.3–15.3, Zr – 25.5–140; другие компоненты: Y – 15–28, Sc – 15–37, Cr – 103–810, Co – 25–52, Ba – 140–2286, Rb – 20–110, Cs – 0.5–4.

Для вулканитов шошонит-латитовой серии характерны составы промежуточного типа (%): SiO₂ – 48–57, TiO₂ – 0.67–0.9, Al₂O₃ – 14.6–16.8, TFeO – 4.2–7.4, MgO – 3.4–11.0, CaO – 4.1–8.7, Na₂O – 2.7–6.5, K₂O – 1.6–3.8; *высокозарядные элементы* (г/т): Nb – 3.6–9.0, Zr – 32–99, Y – 18–51; другие компоненты: Cr – 104–250, Co – 21–40, Ni – 52–82, Rb – 33–223, Sr – 215–1517, Sc – 0.65–2.25.

В целом, породы сара-тюбинской толщи по своему составу ближе всего отвечают внутриплитному геодинамическому режиму, проявившемуся в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны (бывшей задуговой области МОД), под влиянием воздействия позднедевонского мантийного диапира – плюма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабкин В.В., Шалагинов Э.В., Малолетко И.Г. (1971) Отчет о результатах геолого-съемочных работ на площади планшетов N-40-84-Б, N-41-61-В, N-41-73-А, проведенных Сухтелинским геолого-съемочным отрядом в Верхнеуральском и Уйском районах Челябинской области в 1966–1971 гг. Т. 1–4. Челябинский ТГФ.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 80 с.
- Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000. (1967) Ред. И.Д. Соболев.
- Говорова А.В. (1981) Ультраосновные автомагматические брекчии Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 44 с.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. (1965) Породообразующие минералы. I. Ортопироксены и кольцевые силикаты. II. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 372 и 407 с.
- Заварицкий А.Н. (1961) Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 750 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. (1996) К геологии Уральских гор Южного Урала. *Ежегодник-1995*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 40–45.
- Кепежинская П.К. (1990) Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 174 с.
- Кепежинская П.К., Кравченко-Бережная П.П., Гулько Н.И. (1988) Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужной шошонитовой серии. *Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы*. Новосибирск: Наука, 98–114.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2013) Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения. *Литосфера*, (6), 65–72.
- Кутюлин В.А. (1969) Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 143 с.
- Лазько Е.Е. (1988) Кимберлиты. Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов. *Магматические горные породы. 5. Ультраосновные породы*. М.: Наука, 196–217.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. (2013) Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований. *Петрология*, 21(1), 94–108.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. (1999) Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 82 с. Препринт.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратификация и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. (1998) Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенез. Уфа, УНЦ РАН, 118 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В.

- (1995) Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 24 с.
- 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 Н.Л. (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-А, Б, В. Т. 1-9. Челябинский ТГФ. 2360 с.
- Нестеренко Г.В., Арискин А.А. (1993) Глубины кристаллизации базальтовой магмы. *Геохимия*, (1), 77-87.
- Плюсинин К.П., Плюснина А.А. (1965) Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южноуральская. Лист N – 40 – XXX. Объяснительная записка. М.: Недра, 104 с.
- Порошин Е.Е. (1988) Гранаты нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорского синклиория Урала и ассимиляция вещества коры. *Докл. АН СССР*, **300**(4), 914-918.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692-705.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал) Уфа: УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. (2016) Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала). *Литосфера*, (5), 35-57.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019а) Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, **19**(2), 191-208.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднепалеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука. 2019. 392 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. (1987) Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклиория (геология, петрохимия, геохимия) Уфа. ИГ БФАН СССР, 33 с. Препринт.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. (1974) Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 218 с.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, 309 с.
- Ферштатер Г.Б. (1966) Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Изд-во ИГ УФАН, 123 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 263 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013а) Магматизм эпохи закрытия Уральского палеоокеана и формирования подвижного пояса: состав, особенности эволюции, источники *Петрология*, **21**(2), 202-224.
- Ферштатер Г.Б. (2013б) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. (1985) Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 275 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- 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., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. (2016) Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные). *Минералогия*, (1), 54-65
- 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*, **17**(2), 5-26.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. (1983) 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 трапеций N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геолого-съемочным отрядом в 1985–1990 гг. Т. 1–7. Челябинск, ТГФ.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н. (1987) Средне-позднелавский вулканизм Магнитогорского прогиба. *Эволюция магматизма Урала*. Свердловск, 155-157.
- Язев Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, 203 с.
- Anderson D.L. (1987) The depth of mantle reservoirs. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles Geochemical Society, Special Publ.* (Ed. B.O. Mysen), (1), 3-11.
- Barrat J.-A., Fourcade S., Jahn B.-M., Cheminee J.-L., Capdevila R. (1998) Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Erta-Ale Range (Ethiopia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 85-100.
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. *Lithos*, **79**, 491-504.
- Daoud M.A., Maury R.C., Barrat J.-A., Taylor R.N., Le Gall B., Guillou H., Cotten J., Rolet J. (2010) A LREE-depleted component in the Afar plume: further evidence from Quaternary Djibouti basalts. *Lithos*, **114**, 327-336.
- Duffield W.A., Bullen T.D., Clyne M.A., Fournier R.O., Janik C.J., Lanphere M.A., Lowenstern J.B., Smith J.G., Woldegiorgis L., Kahsai G., Weldemariam K., Tesfai T. (1997) Geothermal potential of the Alid volcanic center, Danakil depression, Eritrea. *U. S. Geol. Surv. open file rept.*, (97-291), 1-62.
- Lowenstern J.B., Charlier Bruce L.A., Clyne M.A., Wooden J.L. (2006) Extreme U-Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophyric granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystal-

- lization at Alid volcanic center, Eritrea. *J. Petrol.*, (47), 2105-2122.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, (82), 1210-1224.
- Prestvik T., Scherer E.E., Mezger K., Danyushevsky L.V. (2010) Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 731-751.
- Rooney T.O., Mohr P.A., Dosso L., Hall C.M. (2013) Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (102), 65-88.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London*, **42**, 313-345.
- Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. (1997) Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Tectonophysics*, **278**, 15-29.
- from quaternary Djibouti basalts. *Lithos*, **114**, 327-336.
- Dier U.A., Haun R.A., Zusman J. (1965). *Porodoobrazuyushchie mineraly. I. Ortopiroxeny i koltsevye silikaty. II. Tsepochechnye silikaty* [Rock-forming minerals. I. Orthopyroxenes and ring silicates. II. Chain silicates]. Moscow, Mir Publ., 372 p. and 407 p. (In Russian)
- Duffield W.A., Bullen T.D., Clynne M.A., Fournier R.O., Janik C.J., Lanphere M.A., Lowenstern J.B., Smith J.G., Woldegiorgis L., Kahsai G., Weldemariam K., Tesfai T. (1997) Geothermal potential of the Alid volcanic center, Danakil depression, Eritrea. *U. S. Geol. Surv. open file rept.* (97-291), 1-62.
- Fershtater G.B. (1966). *Magnitogorskaya gabbro-granitnaya intruziya* [Magnitogorsk gabbro-granite intrusion]. Sverdlovsk, IG UF Akad. Nauk SSSR, 123 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1987). *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 263 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013a). Magmatism of the epoch of closure of the Uralian paleocean and formation of the mobile belt: composition, specifics of evolution, sources. *Petrologiya*, **21**(2), 202-224. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013b) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN, 368 p. (In Russian)
- Frolova N.I., Burikova I.A., Gushchin A.V., Frolov V.T., Syvorotkin V.L. (1985) *Proiskhozhdenie vulkanicheskikh serii ostrovnykh dug* [The origin of volcanic series of island arcs]. Moscow, Nedra Publ., 275 p. (In Russian).
- Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1 : 200 000 (Geological map of the Urals, scale 1 : 200 000). (1967) (Ed. I.D. Sobolev). (In Russian)
- Govorova A.V. (1981) *Ul'traosnovnye avtomagmaticheskie brekchii Yuzhnogo Urala* [Ultramafic automagmatic breccias of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNTS AN SSSR, 44 p. (In Russian)
- Kepezhinskas P.K. (1990) *Kainozoiskie vulkanicheskie serii obramleniya okrainnykh morei* [Cenozoic volcanic series of frames of marginal seas]. Moscow, Nauka Publ., 174 p. (In Russian)
- Kepezhinskas P.K., Kravchenko-Berezhnaya P.P., Gul'ko N.I. (1988) Cenozoic shoshonitic magmatism of the Northern Kamchatka and a problem of tectonic interpretation of the island-arc shoshonitic series. *Mafitovye formatzii zon aktivizatsii na raznykh etapakh evolyutsii litosfery* [Mafitic formations of activation zones at different stages of evolution of lithosphere]. Novosibirsk, Nauka Publ., 98-114. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Galogens in endogenic ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. (2017) Riphean magmatism and ore formation, preceding the opening of the Uralian paleo-ocean (Western slope of the Southern Urals). *Litosfera*, **17**(2), 5-26. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Rakhimov I.R. (2015) The role of galogens and sulfur in apatites for evaluation of a potential mineralization of Late Paleozoic gabbroids of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals) for Cu-Ni, Fe-Ti and Au ore mineralization *Mineralogiya*, (3), 45-61. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Seravkin I.B., Kosarev A.M., Konovalova

- va E.V., Shagalov E.S. (2016) Distribution of galogens and sulfur in apatites of copper porphyry deposits of the Southern Urals (new data). *Mineralogiya*, (1), 54-65. (In Russian)
- Konovalova E.V., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2013) Elements-mineralizers (sulfur and galogens) in apatites of the Shartash massif and Bereзовsky gold deposit). *Litosfera*, (6), 65-72. (In Russian)
- Kutolin V.A. (1969) *Statisticheskoe izuchenie khimizma bazal'tov raznykh formatsii* [Statistical study of a chemistry of basalts of various formations]. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Laz'ko E.E. (1988) Kimberlites. Tipomorphism of rock-forming minerals of the ultramafites. *Magmaticheskie porody. 5. Ul'traosnovnye porody* [Magmatic rocks. 5. Ultramafic rocks]. Moscow, Nauka Publ., 196-217. (In Russian)
- Lowenstern J.B., Charlier Bruce L.A., Clyne M.A., Wooden J.L. (2006) Extreme U-Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophyric granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystallization at Alid volcanic center, Eritrea. *J. Petrol.*, **47**, 2105-2122.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21.
- Martynov Yu.A., Khanchuk A.I. (2013) Cenozoic volcanism of Eastern Sikhote-Alin: Results and prospects of petrological research. *Petrologiya*, **21**(1), 94-108. (In Russian)
- Maslov V.A., Artiushkova O.V. (2010) *Stratifikatsiya i korrelyatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoj megazoni Yuzhnogo Urala* [Stratification and correlation of Devonian deposits of Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artiushkova O.V., Nurmukhametov E.M. (1999) *Franskie otlozheniya Magnitogorskogo megasklinoriya* [Frasian deposits of the Magnitogorsk megasyntinorium]. Preprint. Ufa, IG USC RAS, 82 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Surin T.N. (1998) *Famen-turneiskaya bazal't-pikritovaya (sara-tyubinskaya) tolshcha Vostochno-Magnitogorskoj zony Yuzhnogo Urala: geologiya, geokhimiya, mineralogiya i petrogenez* [Famennian-Tournaisian basal't-picrite (Sara-Tyube) strata of the East Magnitogorsk zone of the Southern Urals: geology, geochemistry, mineralogy and petrogenesis]. Ufa, IG USC RAS, 118 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Surin T.N., Yarkova A.V., Kashina L.V. (1995) *Magnitogorskoe rudnoe pole. Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po osnovnym mestorozhdeniyam Magnitogorskogo rudnogo polya* [The Magnitogorsk ore field. Guide for a geological tour of the main deposits of the Magnitogorsk ore field]. Ufa: UNTs RAN, 24 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G. (2000) *Otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1 : 200 000 listov N-40-XXIV, XXX (novaya seriya). Magnitogorskaya ploschad'* [Report on additional geological exploration, scale 1 : 200 000 sheets N-40-XXIV, XXX (new series). Magnitogorsk area]. V. 1. Chelyabinsk TGF. (In Russian, unpublished)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Poplavskaya N.L. (1990) *Otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1 : 25 000, srednemashtabnom glubinnom geologicheskom kartirovani i obshchikh poiskakh zheleznykh rud na Magnitogorskoj ploschadi, vypolnennykh Geologo-geofizicheskoi partiei v 1985-1990 gg. Listy N-40-95-A, B, C.* [Report on additional geological exploration at a scale of 1 : 25 000, medium-scale deep geological mapping and general prospecting for iron ores in the Magnitogorsk area, carried out by the Geological and Geophysical Party in 1985-90. Sheets N-40-95-A, B, C]. Chelyabinsk TGF. 2360 p. (In Russian, unpublished)
- Nesterenko G.V., Ariskin A.A. (1993) The depth of crystallization of basalt magmas. *Geokhimiya*, (1), 77-87. (In Russian)
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, (82), 1210-1224.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48.
- Plyusnin K.P., Plyusnina A.A. (1965) *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Yuzhnoural'skaya. List N-40-XXX. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological map of USSR, scales 1 : 200 000. South Uralian series. Sheet N-40-XXX. Explanatory notes]. Moscow, Nedra Publ., 104 p. (In Russian)
- Poroshin E.E. (1988) Garnets of the Lower Carboniferous volcanics of the Magnitogorsk synclinorium of the Urals and assimilation of the crust substance. *Dokl. AN SSSR*, **300**(4), 914-918. (In Russian)
- Prestvik T., Scherer E.E., Mezger K., Danyushevsky L.V. (2010) Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (159), 731-751.
- Puchkov V.N. (2018) Plume-dependent granite- rhyolite magmatism. *Litosfera*, **18**(5), 692-705. (In Russian)
- Rooney T.O., Mohr P.A., Dosso L., Hall C.M. (2013) Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (102), 65-88.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. (2016) Carboniferous-Permian magmatism and ore mineralization, connected with it (Magnitogorsk and East-Uralian megazones of the Southern Urals). *Litosfera*, (5), 35-57. (In Russian)
- 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 of the Southern Urals. *Litosfera*, **19**(2), 191-208. (In Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) Intruzivnyi magmatizm verkhnego devona – nizhnego karbona Magnitogorskogo megasklinoriya (Yuzhnyi Ural) [Intrusive magmatism of the Upper Devonian-Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasyntinorium (Southern Urals)]. Ufa, USC RAS, 142 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V., Salikhova R.N., Moseichuk V.M. (1987) *Vulkanizm pozdnego devona Magnitogorskogo megasklinoriya (geologiya, petrokhimiya, geokhimiya)* [Volcanism of the Late Devonian of the Magnitogorsk megasyntinorium (geology, petrochemistry, geochemistry)]. Preprint. Ufa, IG Bash. FAN SSSR. 33 p. (In Russian)

- Shinkarev N.F., Ivannikov V.V. (1993) *Fiziko-khimicheskaya petrologiya izverzhennykh porod* [Physicochemical petrology of igneous rocks]. St.Petersburg, Nedra Publ., 271 p. (In Russian)
- Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdullin 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 ploshchadi v predelakh trapetsii N-40-71-G, N-40-83-B, provedennykh Orlovskim geologo-s'emochnym otryadom v 1985–1990 gg.* [Report on the additional geological study of the surface of the Paleozoic basement at a scale of 1 : 25 000, medium-scale volumetric geological mapping and general prospecting for copper pyrite ores in the Orlovskaya area within the sheets N-40-71-D, N-40-83-B carried out by the Orlovskiy geological survey team in 1985–1990]. V. 1–7. Chelyabinsk TGF. (In Russian, unpublished)
- Shteinberg A.D., Surin T.N. (1987) Middle-Late Devonian volcanism of Magnitogorsk. *Evolyutsiya magmatizma Urala* [Evolution of Urals magmatism]. Sverdlovsk, UFA AN SSSR, 155-157. (In Russian)
- Smirnov G.A., Smirnova N.A., Klyuzhina M.L., Anfimov L.V. (1974). *Materialy k paleogeografii Urala. Ocherk V. Franskii vek* [Materials for paleogeography of the Urals. Sketch V. Frasnian age]. Moscow, Nauka Publ., 218 p. (In Russian)
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc.*, London, (42), 313-345.
- Surin T.N. (1997) Petrologo-mineralogicheskie issledovaniya magmatitov Vostochno-Magnitogorskogo poyasa (Yuzhnyi Ural) [Petrological-mineralogical studies of magmatic rocks of the East-Magnitogorsk belt]. Miass, 309 p. (In Russian)
- Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. (1997) Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Tectonophysics*, (278), 15-29.
- 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 a geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 203 p. (In Russian)
- Zavaritsky A.N. (1961) *Gora Magnitnaya i ee mestorozhdeniya zheleznykh rud. Izbrannye trudy* [Magnitnaya Mountain and its deposits of iron ores. Selected publications.]. III. Moscow, AN SSSR 750 p. (In Russian)