

УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОЙ И ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ РАННЕЭМССКОГО ВРЕМЕНИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

А.М. Косарев

Институт геологии Уфимского НЦ РАН

450000, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

E-mail: ig@anrb.ru

Поступила в редакцию 20 апреля 2007 г.

Проведен анализ особенностей распределения редких и редкоземельных элементов в умереннощелочных вулканических породах раннеэмского возраста Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) с целью их геодинамической интерпретации. В раннеэмское время в Магнитогорской мегазоне сформировались два вулканических комплекса: мостостроевский (D_{1e_1}) соответствует надсубдукционным шошонитовым сериям зрелых островных дуг и джаилганский комплекс (D_{1e_1} ?), сопоставимый с субщелочными базальтами задуговых бассейнов. Исходные магмы мостостроевского комплекса были, вероятно, выплавлены из деплетированной мантии при участии флюидов, обогащенных субдукционной компонентой. Джаилганский комплекс высокотитанистых субщелочных базальтов прошел эволюцию от обогащенных базальтов, близких к T-, E-MORB, до толеитовых базальтов вышележащего киембаевского комплекса, близких к N-MORB. Такая эволюция характерна для внутридуговых трогов, фиксирующих расщепление островных дуг.

Ключевые слова: *петрология, геохимия, субдукция, островные дуги, субщелочной вулканизм, геодинамика, Южный Урал.*

SUBALKALINE VOLCANISM OF THE LOWER EMSIAN OF THE SOUTHERN URALS: GEOCHEMICAL PECULIARITIES AND GEODYNAMIC RECONSTRUCTIONS

A.M. Kosarev

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS

An analysis of trace elements had been done for subalkaline volcanic rocks of the Lower Emsian section of the Magnitogorsk zone (Southern Urals) with the aim of their better geodynamic interpretation. Two complexes were formed during the time under discussion: Mostostroy complex (Lower Emsian) corresponds to conditions of the suprasubduction shoshonitic series of the mature island arc; Djailgan complex corresponds to the backarc basin subalkaline basalts. The subalkaline basalts and picrobasalts of the Mostostroy arc complex are the fossil records of a thermal pulse and depleted mantle melting with the condition of subduction-related fluids. The high-titanium subalkaline basalts of the Djailgan complex was undergone an evolution from enriched T-E-MORB-like basalts to the tholeiitic N-MORB-like basalts of covering Kiembai complex. This evolution is characteristic for intra-arc troughs.

Key words: *petrology, geochemistry, subduction, island arc, subalkaline volcanism, geodynamic, South Urals.*

Умереннощелочной и щелочной вулканизм на Южном Урале и прилегающих территориях проявлялся неоднократно на стадии континентального рифтогенеза, в океаническую, островодужную и завершающую коллизионную стадии. Особенностью позиции вулканизма повышенной щелочности является его приуроченность к завершающим либо начальным

этапам мегациклов и циклов магматической и вулканической деятельности. Эти данные, в свою очередь, позволили говорить о преобладании в эти отрезки геологической истории режимов растяжения (начало циклов) или сжатия (конец циклов).

Субщелочной и щелочной вулканизм раннедевонского (D_{1e_1}) возраста распространен

в пределах Магнитогорской палеозоны довольно широко [Фролова, Островская, 1969; Тищенко, 1971; Вулканизм..., 1992; Рыкус, 1992; Язева, Бочкарев, 1998; Бочкарев, Язева, 2000]. В последние годы география этих проявлений расширилась в связи с проведением геологосъемочных [Мосейчук и др., 2000.; Князев, Князева, 2006] и тематических работ. Всего в настоящее время известно 6 участков в периферической зоне Магнитогорской синформы, расположенных на западном и восточном ее бортах.

В сопредельных районах проявления умереннощелочного вулканизма раннедевонского возраста известны на Среднем Урале и в Сакмарской зоне Мугоджар.

На Среднем Урале вулканизм повышенной щелочности протекал более интенсивно и длительно в позднесилурийско-раннедевонско-эйфельский отрезок времени [Корреляция..., 1991] и, по мнению большинства исследователей, завершает ордовик-нижнедевонский цикл вулканизма [Штрейс, 1951] или развитие силурийско-среднедевонской островной дуги [Чурилин, Малахова, 1973; Чурилин 1989; Язева, Бочкарев, 1998; Бочкарев, Язева, 2000]. В Сакмарской зоне Мугоджар субщелочной вулканизм происходил, как и в Магнитогорской зоне, в раннем эмсе [Кориневский, 1971].

Особенность геологической позиции мостостроевского комплекса заключается в отсутствии достоверных проявлений эффузивного вулканизма островодужного типа в период, предшествующий накоплению этого комплекса, от позднего силура (S_2w) до пражского яруса раннего девона включительно (D_1p). После завершения ордовик-раннесилурийского океанического вулканизма, в позднем силуре-раннем девоне (D_1l) происходило кремненакопление сакмарской свиты, а в раннедевонское время (D_1l-e_1) отложение кремнисто-терригенно-известковистой мазовской свиты, рыскужинских известняков и вулканогенно-осадочных пород рыскужинской, ильтибановской и мансуровской(?) толщ. В верхней части разреза мазовской свиты, в районе оз. Купа, отмечаются прослои туфов трахитового состава, являющиеся удаленной фацией мостостроевского комплекса. Иные, более ранние проявления магматизма представлены протрузиями серпентинитов, интрузиями габбро и габбро-диабазов, а также толщей магматокластических ультрабазит-серпентинитовых и габбро-обломочных осадочных брекчий и гравелитов, образовав-

шихся ранее мостостроевского комплекса в дораннеэмское время. Комплекс интрузий и магматокластических пород распространен в зоне серпентинитового меланжа и олистостром Глубинного Уральского разлома (ГУР) в районах дер. Байгускарово, Казанка, Ишкинино.

В окрестностях пос. Миндяк изучены гранат-пироксен-амфиболовые метагаббро, которые имеют радиометрический возраст 414-410 млн. лет [Пушкарев, 2001; Scatlow et al., 2000; Spadea, D'Antonio, 2006]. Этот возраст, соответствующий прагиен-лохковскому времени, по геологической шкале 2004 г., совпадает с наиболее древними датировками фрагментов кремнистых пород в кремнисто-обломочных толщах Присакмарской зоны по конодонтовой и другой фауне, составляющими 398-416 млн. лет [Стратиграфия..., 1993; Аристов и др., 2005]. Этот период развития Магнитогорского палеовулканического пояса соответствует раннему этапу субдукции, фазе высокотемпературного [Пушкарев, 2001; Spadea, Antonio, 2006] субдукционного метаморфизма, сформировавшего на основе океанических базитов гранатовые метагаббро района пос. Миндяк и времени накопления мазовской осадочной свиты и ее возрастных аналогов. Радиометрический возраст 411-414 млн. лет имеет часть габброидов Хабаровинского массива [Пушкарев, Калеганов, 1993].

Возвращаясь к толщам вулканогенно-осадочных пород нижнедевонского возраста, следует отметить, что слагающие их породы интерпретируются как вулканогенно-терригенные [Маслов, Артющкова, 2000, 2002], тефроидные (туфы, туфопесчаники) генетические типы [Анисимов, 1978; Иванов и др., 1997] или как эпикластические породы различной гранулометрии [Руженцев, 1976; Аристов и др., 2005]. Присутствие среди обломков этих пород вулканитов основного, среднего и кислого состава порфирированного облика позволяли считать их фациями, удаленными от островодужных вулканических гряд центральных вулканов, которые возможно располагались восточнее и ныне погребены под средне-верхнедевонскими и каменноугольными отложениями или уничтожены субдукционно-коллизийными процессами. Возраст тефроидов рыскужинской толщи по находкам брахиопод определен как ранний эмс [Иванов и др., 1997]. В шлифах по гравелитам и песчаникам рыскужинской толщи, любезно представленных автору Г.А. Мизенсом, наряду с вулканокластами присутствуют обломки ам-

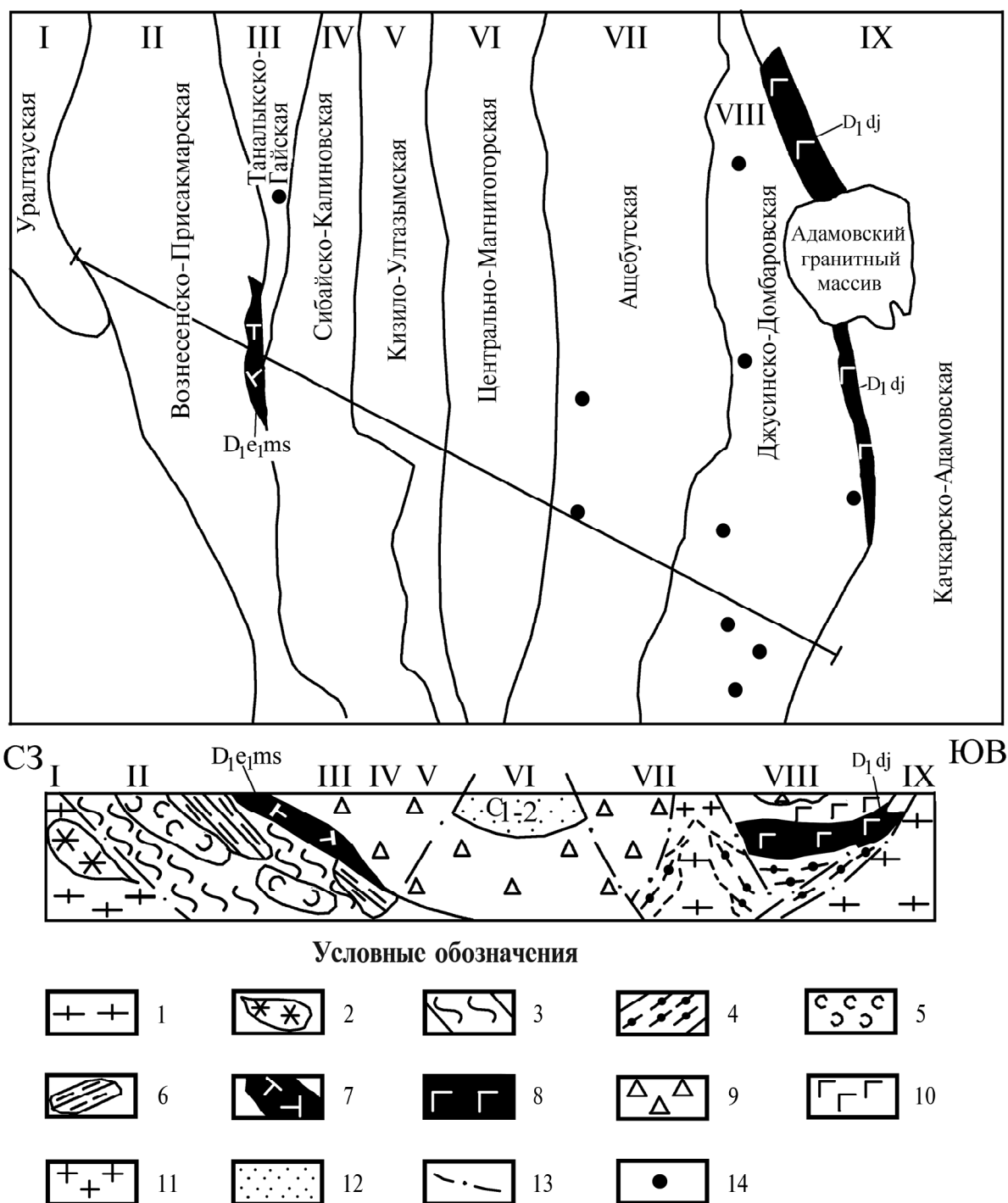


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования южной части Магнитогорской мегазоны и схематический геологический разрез.

Номера структурно-формационных зон: I – Уралтауская; II – Вознесенско-Присакмарская; III – Таналыкско-Гайская; IV – Сибайско-Калиновская; V – Кизило-Ултазымская; VI – Центрально-Магнитогорская; VII – Ащевутская; VIII – Джусинско-Домбаровская; IX – Качкарско-Адамовская.

1 – кристаллический фундамент; 2 – продукты высокобарического метаморфизма; 3 – серпентинитовый меланж; 4 – толщи фации зеленых сланцев; 5 – фрагменты океанических базальтов; 6 – фрагменты разреза Сакмарской (S_{1-2}) и Мазовской (D_1) свит; 7 – вулканиты Мостостроевского комплекса (D_1e_1ms); 8 – аповулканические сланцы Джайлганского комплекса ($D_1e_1(?)dj$); 9 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи позднеэмского-верхнедевонского возраста островодужных (D_1e_2 - D_2ef_1 и D_2zv - D_3fm) и внутридугового спредингового бассейна (D_2ef_2) стадий развития Магнитогорской островной дуги; 10 – вулканогенные толщи (D_1e_2) Киембаевского и Акжарского комплексов задугового субокеанического спредингового бассейна; 11 – граниты Pz_{2-3} ; 12 – вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения карбона; 13 – разрывные нарушения; 14 – колчеданные месторождения.

фибролизированных габбро, роговообманково-пироксеновых габбро(-диоритов) и микродиоритов и большое количество кристаллокластов плагиоклаза (50 % площади шлифа). Судя по всему, наряду с перемывом вулканокластического материала, происходил размыв интрузивных пород габбро-диоритового ряда. Многочисленные интрузии габброидов из зоны ГУР на Южном Урале по данным Д.Н. Салихова (неопубликованные материалы) имеют островодужные геохимические характеристики.

В Магнитогорской мегазоне вулканы умереннощелочной и щелочной серий раннеэмского возраста по степени дифференциации представлены двумя формациями: дифференцированной низкотитанистой тефрит-шошонит-латит-трахитовой и слабо дифференцированной высокотитанистой тефрит-трахибазальтовой. Первая из названных формаций представлена мостостроевским комплексом (D_1e_1) на западном крыле Магнитогорской синформы, вторая – джаилганским комплексом ($D_1e_1?$) на восточном крыле Магнитогорской синформы (рис. 1). Эти комплексы мы рассмотрим более детально.

Мостостроевский дифференцированный тефрит-шошонит-латит-трахитовый комплекс

Комплекс детально изучен в южной части западного крыла Магнитогорской синформы в районе города Орск [Тищенко, 1971]. Образования мостостроевского комплекса развиты на западной границе Гайского рудного района в области его сочленения с Присакмарской меланжевой зоной и откартированы на площади от пос. Репино на севере до железнодорожного моста дороги Орск-Кандагач через р. Урал на юге, включая и левобережье р. Урал. Предполагается, что на севере толщи мостостроевского вулканического комплекса залегают со стратиграфическим контактом на серпентинизированных ультрабазитах Присакмарской зоны. На юге, в районе г. Орск, мостостроевский комплекс с тектоническим контактом залегает на кремнистых породах сакмарской свиты (рис. 1) [Тищенко и др., 1978; Стратиграфия..., 1993]. По простиранию с севера на юг комплекс прослежен на 25 км, мощность комплекса варьирует по данным В.Т. Тищенко от 100 до 1000 метров.

В районе пос. Репино, на левом берегу р. Елшанки, разрез мостостроевского комплекса

представлен эффузивными латитами и трахитами, переслаивающимися с кремнисто-обломочными конглобрекциями фтанитоидов, песчаниками, кремнистыми алевролитами. В верхней части разреза комплекса, в прослое кремнистых сланцев, собраны конодонты зоны grobergi, характеризующие нижнюю часть разреза эмского яруса нижнего девона [Стратиграфия..., 1993]. Общая ширина разреза составляет около 600 м, предполагаемая мощность комплекса 250-300 м. Количество эффузивов в разрезе достигает по визуальной оценке 80 % от общей мощности.

Выше толщ пород мостостроевского комплекса залегает пачка эффузивных базальтов, вариолитов и их брекчий с прослоями кремнисто-обломочных фтанитоидов, общей мощностью около 60 м. Эффузивные породы относятся к нормальнощелочному низкотитанистому умеренномагнезиальному типу с содержаниями SiO_2 , варьирующими от 53,5 до 60,8 мас. %. По своим характеристикам эти породы близки к некоторым разновидностям вулканитов, охарактеризованным П. Йонасом [Jonas, 2004] и В.В. Зайковым [2006] на Ишкинском рудном поле в составе баймак-бурибаевской толщи. В последней, наряду с вулканидами нормальной щелочности, присутствуют субщелочные базальты и средние породы, первые из которых характерны и для нижней толщи стратотипического разреза баймак-бурибаевской свиты по р. Таналык, в районе дер. Хворостянка (табл. 1, проба № 5 – Т-4Б) [Косарев и др., 2005]. Комагматами вулканитов баймак-бурибаевской свиты являются габброиды из обломков магматокластических брекчий и из даек Ишкинского рудного поля [Симонов и др., 2000; Jonas, 2004; Зайков, 2006] и из конглобрекчий горы Див Байгускаровского участка. Среди габброидов и габбро-диабазов названных участков присутствуют аналоги магнезиальных островодужных толеитов, бонинитов и натриевых трахибазальтов [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005]. Выше предполагаемого аналога баймак-бурибаевской толщи в разрезе у дер. Репино залегает пачка базальтов и долерито-базальтов с прослоями кремнистых пород, датированная эйфельским возрастом по конодонтовой фауне (зона *Kockelianus*) [Стратиграфия..., 1993].

К той же формации, что и мостостроевский комплекс, судя по присутствию латитов (SiO_2 – 57,5 %, K_2O – 4,4 %, Na_2O – 3,5 %), от-

Таблица 1

Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах
мостостроевского, баймак-бурибаевского и джаилганского вулканических комплексов

№ проб	1	2	3	4	5	6	7	8
	2-4	2-4/3	4-4/1	7-4/1	Т-4Б	3379/ 1297	3379/ 1229	3379/ 984
SiO ₂	57,64	63,31	63,36	61,91	52,8	44,4	44,6	46,8
TiO ₂	0,83	0,63	0,68	0,72	1,51	2,22	4,19	0,93
Al ₂ O ₃	19,88	19,65	19,89	17,21	16,43	14,5	12,5	15,9
Fe ₂ O ₃	5,59	2	2,46	4,46	13,5	12,7	15	8,82
MnO	0,12	0,05	0,03	0,05	0,19	0,28	0,27	0,19
MgO	0,7	0,59	0,49	1,31	2,37	7,28	5,47	8,88
CaO	1,2	1,23	1,16	2,82	4,88	6,02	8,13	11,37
Na ₂ O	2,14	8,64	9,45	5,4	6,35	3,39	3,26	2,53
K ₂ O	9,67	2,1	0,53	3,23	0,21	0,13	1,28	0,12
P ₂ O ₅	0,44	0,25	0,26	0,26	0,38	0,31	0,37	0,06
п.п.п.	1,8	1,55	1,69	2,64		8	1,66	1,81
Y	100,02	100,01	100,03	100,02	99,63	99,87	97	97,4
Mg#	21	41	30	23	28	56	45	57
Li	–	–	–	–	4,3	10	2	1
Rb	84	20	16	31	1,7	0,834	34,8	0,528
Cs	–	–	–	–	0,19	0,032	1,119	0,005
Sr	–	–	–	–	141	244	189	208
Ba	1500	242	77	591	24,2	61	407	58
Sc	5	9	4	3	–	28	41	29
V	143	39	62	31	310	276	447	178
Cr	9	8	15	9	35	41	117	317
Co	13	6	7	7	14,5	52	34	25
Ni	18	11	13	11	12,8	19	27	130
Cu	57	82	52	24	–	–	–	–
Zn	75	42	34	84	155,8	88	112	89
Ga	14	17	18	11	17,2	–	–	–
Y	21	43	31	30	31,5	28	44	17
Nb	13,7	15,1	11,46	10,84	5,6	2	6	1
Ta	–	–	–	–	0,51	0,587	0,992	0,603
Zr	130,4	172	163,8	114,5	71	98	238	70
Hf	–	–	–	–	2,04	0,58	1,39	0,818
U	3,19	5,48	4,81	2,62	0,4	0,224	0,166	0,05
Th	8,4	10,43	10,85	9,25	0,46	0,686	0,341	0,155
La	37,94	29,02	35,26	30,78	10,5	6,634	9,663	1,969
Ce	96,55	78	97,83	87,78	24,5	18,63	32,76	5,825
Pr	10,93	9,23	10,42	10,22	3,7	3,061	4,575	1,006
Nd	35,19	33,78	40,41	39,37	16,3	18	26,13	6,286
Sm	7,07	7,26	9,44	9,35	4,6	5,271	7,722	2,166
Eu	2,78	1,51	3,11	1,96	1,6	2,022	2,637	0,788
Gd	9,66	11,26	9,86	8,09	5,26	5,996	9,025	2,822
Tb	1	1,59	1,2	0,94	0,87	0,867	1,346	0,451
Dy	5,38	8,87	7,66	6,67	5,66	6,113	9,469	3,419
Ho	0,84	1,99	1,31	1,23	1,17	1,03	1,618	0,608

№ проб	1	2	3	4	5	6	7	8
	2-4	2-4/3	4-4/1	7-4/1	Т-4Б	3379/ 1297	3379/ 1229	3379/ 984
Er	3,01	4,78	4,08	2,97	3,37	3,337	5,182	2,058
Tm	0,42	0,66	0,47	0,4	0,43	0,39	0,605	0,263
Yb	2,46	3,82	3,61	3,52	2,96	2,612	3,942	1,786
Lu	0,44	0,7	0,56	0,55	0,4	0,303	0,449	0,23

Примечание. 1-4 – мостостроевский комплекс (D_1e_1): 1 – латит, 2, 3, 4 – трахиты; 5 – баймак-бурибаевский комплекс (D_1e_2), нижняя толща, муджеирит [Косарев и др., 2005]; 6-8 – породы рудного поля Летнего месторождения Домбаровского рудного района: 6, 7 – тефриты джаилганского комплекса (D_1e_1), 8 – субокеанический толеитовый базальт киембаевского комплекса (D_1e_2).

носятся часть олистоцитов и обломков эдафогенных брекчий в зоне серпентинитового меланжа ГУРа в районе дер. Байгускарово. Вероятно, в эту формацию следует включить и эпидейцитовые базальты и латиты из зоны ГУРа, известные в районе р. Краснохты, южнее дер. Поляковка [Фролова, Островская, 1969].

По данным В.Т. Тищенко, в основных породах пикробазальтового состава присутствуют плагиоклаз, калишпат, клинопироксен, эгириноавгит. Среди вторичных минералов постоянно присутствуют биотит и гидробиотит, цеолиты, лейкоксен, цоизит (пумпеллиит?). Для трахитов характерна трахитовая и близкая к ортофировой микроструктура основной массы. В основной массе наблюдаются многочисленные пелитизированные микролиты полевого шпата (плагиоклаза?), изометрические порфировые выделения ортоклаза, микрофенокриты призматической формы и микролиты коричневого биотита лейстовидной формы (возможно, замещенного биотитом пироксена).

По петрохимическим материалам В.Т. Тищенко и автора суммарная щелочность составляет в пикробазальтах 3,83 %, в тефритах – 8,9 %, в тефритофоидитах – 11,5 %, в трахитах – 12,5 % (рис. 2А). Породы комплекса обладают пониженной и умеренной титанистостью: преобладают содержания $TiO_2 < 1$ %, изредка они достигают 1,14-1,39 %. В обобщенном разрезе рассматриваемого комплекса, составленном на основании фрагментов, вскрытых скважинами и горными выработками и обнажающихся на левом берегу р. Урал, наряду с субщелочными породами трахит-латитового ряда, присутствуют мелилитовые и псевдолейцитовые базальты [Тищенко, 1971]. По химическим анализам и, в частности, по соотношениям

$SiO_2-(K_2O + Na_2O)$ (рис. 2) главными типами вулканитов, слагающих мостостроевский комплекс, являются пикробазальты, трахибазальты, тефриты, фонотефриты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты, образующие устойчивую ассоциацию. В ряду вулканитов от основных к кислым суммарная щелочность возрастает, что свидетельствует о ее первично-магматической природе. Эволюция вулканизма в изученном фрагменте разреза (район дер. Репино) имеет гомодромный характер. Вулканические породы преимущественно эффузивной фации переслаиваются с кремнистыми и кремнисто-обломочными породами фтанитоидного типа.

Для шошонитов, латитов и трахитов мостостроевского комплекса, по сравнению с шошонитами, бенморейтами и трахитами шошонитовой серии Камчатки и дуги Волкана [Петрология..., 1987], установлены близкие концентрации Cr (8-15 г/т), Ni (11-18 г/т), Co (6-13 г/т), Sc (3-9 г/т), Th (8,4-10,8 г/т), U (2,6-5,4 г/т), Rb (16-84 г/т), Yb (2,46-3,82 г/т), Ba (242-1500 г/т), пониженные концентрации Zr (114,5-172 г/т) и Sr (76-159 г/т), повышенные и близкие количества K_2O (3,23-9,67 %), Al_2O_3 (17,2-19,89 %), La (29-37,9 г/т), Sm (7,07-9,44 г/т), Nb (10,8-15,1 г/т) (табл. 1).

Легкие РЗЭ содержатся в заметно повышенных количествах по сравнению с тяжелыми РЗЭ, что находит отражение в повышенных значениях отношения La/Yb, варьирующего от 7,6 до 15,2, и в нисходящем характере графика распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 2В). Подобное распределение РЗЭ характерно для вулканитов известково-щелочной и умеренно-щелочной серий с повышенной щелочностью.

Несмотря на умеренные и повышенные концентрации большинства литофильных эле-

ментов в вулканитах мостостроевского комплекса, на спайдер-диаграмме порода/N-MORB (рис. 2Б) хорошо проявлены негативные аномалии Nb, Zr, Ti, Y и положительные аномалии U, Th. Очевиден также и широкий размах колебаний K, Rb, Ba, что, скорее всего, связано с вторичными процессами перераспределения и частичного выноса этих элементов и свидетельствует о первично повышенных концентрациях крупноионных элементов в породах. Степень обогащения мантийных надсубдукционных магм крупноионными элементами, по мнению А.Д. Сондерса и Дж. Тарни [1987], пропорциональна возрасту зоны субдукции. Чем древнее зона субдукции, тем более ультрабазиты мантийного типа и выплав-

ляемые из них магмы обогащены крупноионными элементами. С этих позиций можно предполагать, что вулканиты мостостроевского комплекса являются поздними относительно глубинными и высокотемпературными выплавками мантийного клина, расположенного над зоной субдукции, чем и объясняется их сходство с вулканитами туринского комплекса [Чурилин, 1989; Бочкарев, Язева, 2000] (рис. 3).

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что вулканиты мостостроевского комплекса по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между умеренно-щелочными шощонитовыми сериями островных дуг и щелочными и умеренно-щелочными сериями орогенных поясов [Фролова, Бурикова, 1997].

Четкое проявление на спайдер-диаграммах порода/N-MORB (рис. 2Б) отрицательных аномалий высокозарядных элементов (Nb, Zr, Ti, Y), низкие концентрации элементов группы железа (Ni, Co, Sc, Cr) и повышенные первичные количества крупноионных элементов (U, Th, Ba, K, Rb) и легких РЗЭ свидетельствуют о том, что вулканиты мостостроевского комплекса являются производными магм, выплавленных на относительно глубоких уровнях из деплетированных ультрабазитов надсубдукционного мантийного клина и подверженных фракционированию на путях движения к поверхности. Вероятно также частичное метасоматическое обогащение вещества мантийного клина некоторыми крупноионными литофильными элементами, прежде всего калием, в период, предшествующий выплавлению исходных магм. Высокая подвижность крупноионных элементов в процессе дегидратации серпенти-

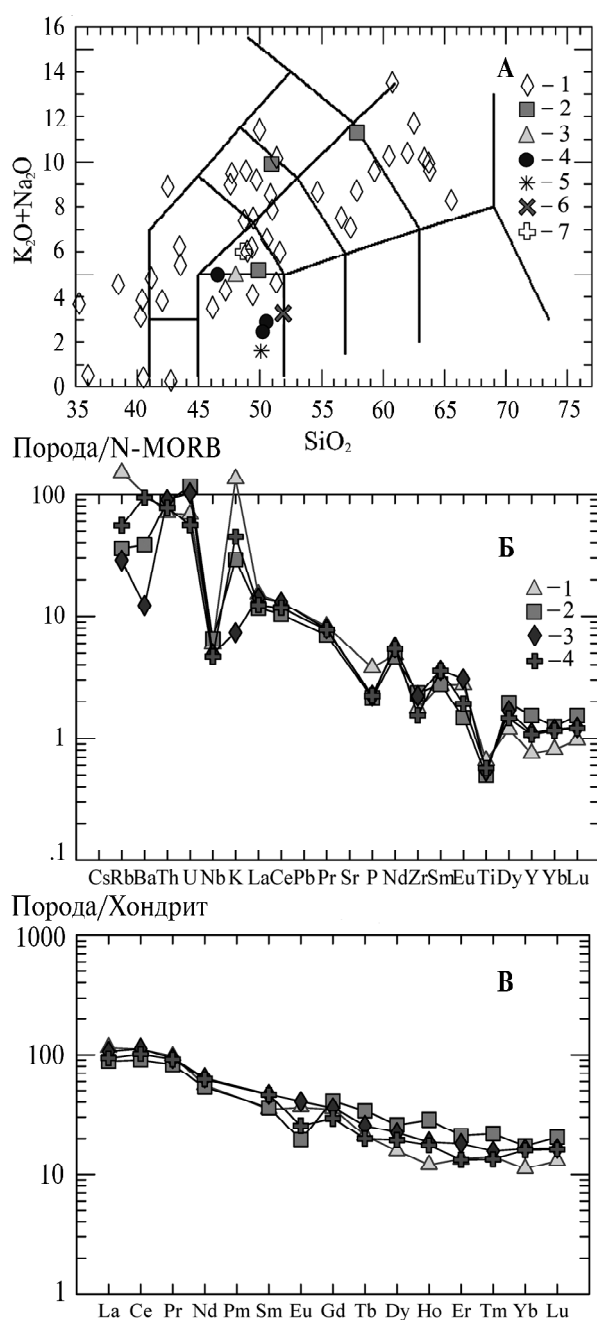


Рис. 2. Особенности распределения щелочей и микроэлементов в вулканитах мостостроевского комплекса.

А – диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$. 1 – Мостостроевский комплекс [Тищенко, 1971]; 2 – район дер. Поляковка [Фролова, Островская, 1969]; 3 – район дер. Утяганово; 4 – базальты типов N-, T-, E-MORB; 5 – толеитовые базальты островных дуг; 6 – известково-щелочные базальты; 7 – трахибазальты [Фролова, Бурикова, 1997].

Б – распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB (авторские материалы); 1 – латит; 2-4 – трахиты из района дер. Репино (анализы микроэлементов выполнены методом ICP-MS в лаборатории ИГЕМ, г. Москва).

В – распределение РЗЭ, нормированных по хондриту, в тех же породах.

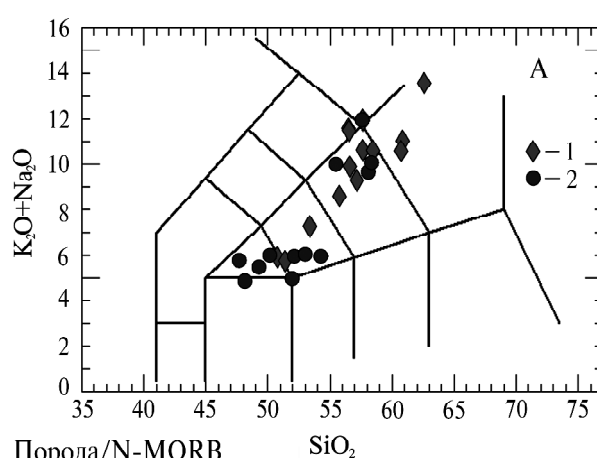
нитов при давлении 12 кбар и температуре 850°C показана экспериментами Y. Tatsumi с соавторами [1986]. В пользу возможности метасоматического привноса калия в область мантийного клина, прилежащую сверху к субдуцирующей плите, говорит и присутствие флогопита в габброидах, расположенных на периферии Миндякского ультрабазитового массива [Scarrow et al., 2000; Spadea, D'Antonuo, 2006].

Джаилганский слабодифференцированный тефрит-трахибазальтовый вулканический комплекс

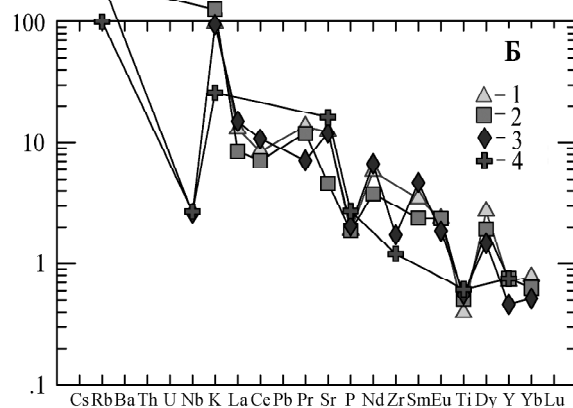
Породы комплекса присутствуют в восточном и западном бортах Магнитогорской синформы. Наиболее представительный разрез изучен глубокими скважинами на восточном крыле Магнитогорской мегазоны, в Домбаровском районе, на рудном поле Летнего колчеданного месторождения. Месторождение залегает в толще субокеанических базальтов киембаевской свиты [Вулканизм..., 1992; Рыкус, 1992] верхнеэмского возраста, который установлен по фауне конодонтов [Стратиграфия..., 1993]. В подрудной части разреза Летнего месторождения выделена пачка базальтов, «эксплозивных диабаз-габбро-габбродиабазовых брекчий» и мелкоподушечных афировых базальтов и гиалокластитов, включаемых в состав подрудной толщи рудовмещающей киембаевской формации [Лядский и др., 1988]. По материалам детального изучения керна глубоких скважин восточного фланга рудного поля Летнего месторождения установлено [Косарев и др., 1991; Вулканизм..., 1992; Рыкус, 1992], что ниже рудовмещающей базальтовой киембаевской свиты (D_{1e2}) располагается кремнисто-трахибазальтовая формация, представленная эпидот-плагиоклаз амфиболовыми и слю-

дисто-полевошпатовыми ортосланцами. Эти сланцы образовались по базальтам, долерито-базальтам и вулканомиковым гравийно-псаммитовым отложениям. В виде редких мало-мощных прослоев присутствуют также темно-серые кремнистые породы. Апотрахибазальтовые ортосланцы состоят из эпидота, актинолита, кварца, карбоната, плагиоклаза, серицита, биотита, хлорита, пылевидного магнетита, сфена, реже ильменита.

Авторы последних обобщающих геологических работ ГДП-200 А.С. Лисов и П.В. Лядский кремнисто-трахибазальтовую формацию включают в состав тюлькбайской толщи



Порода/N-MORB



Порода/Хондрит

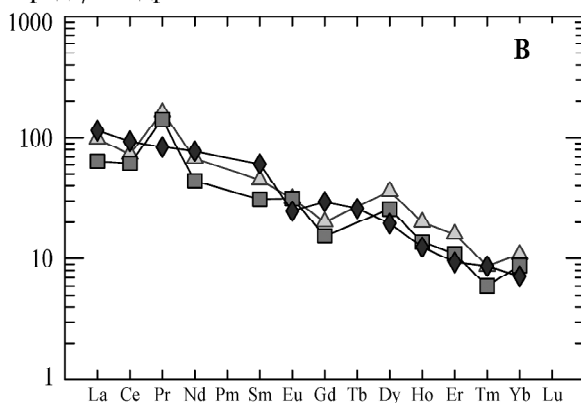


Рис. 3. Особенности распределения щелочей и микроэлементов в магматитах тагилкушвинского и краснотурьинского комплексов Среднего Урала.

А – диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ [Le Bas et al., 1986]. 1 – тагилкушвинский комплекс. 2 – краснотурьинский комплекс.

Б – распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB. 1-3 – латиты, 4 – абсарокит [Бочкарев, Язева, 2000].

В – распределение РЗЭ, нормированных по хондриту.

нижнедевонского возраста. На отдельных участках выделение этой толщи и ее объем дискуссионны. Однако в подрудной зоне рудного поля Летнего месторождения объем и геологическая позиция кремнисто-трахибазальтовой формации и тюлькубайской толщи совпадают. В скв. 3379, расположенной на восточном фланге месторождения Летнего, граница базальтов киембаевской колчеданоносной формации (D_{1e_2}) и кремнисто-трахибазальтовой формации (D_{1e_1} ?) проходит на глубине 1171 м (материалы автора). Трахибазальтовая формация по названной скважине прослежена до забоя на глубине 1299 м. Мощность этой формации оценивается в 700-1000 м. На

дневную поверхность кремнисто-трахибазальтовая формация выходит (рис. 1) полосой шириной до 3 км на широте Акжарского месторождения в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон и прослежена на север на 90 км севернее широты Джусинского месторождения [Вулканизм..., 1992]. В центральной части рудного поля Летнего месторождения, в связи с его синклинальной структурой, трахибазальтовая формация погружена на глубину более 1300 м и скважинами не вскрывалась.

Ниже ортосланцев джаилганского комплекса предполагается толща зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. По материалам ГДП-200 в юго-восточной части Ащевутаской зоны располагается антиформная структура, в которой присутствуют амфибол-гранат-дистеновые гранито-гнейсы, аналогичные распространенным в Восточно-Мугоджарской мегазоне.

Толща умереннощелочных умеренно- и высокотитанистых базальтов (D_{1e_1}) изучена в Гумбейской зоне восточного борта Магнитогорской синформы в разрезах близ станции Субутак и по р. Гумбейке у пос. Требиятский [Мосейчук и др., 2000; Артюшкова, устное сообщение].

Толща высоко-умереннотитанистых натриевых трахибазальтов (D_{1e_1}), переслаивающихся с фтанитоидами, откартирована на западном крыле Магнитогорской синформы в районе дер. Утяганово Абзелиловского района Ю.Г. и О.Ю. Князевыми [2006] в процессе проведения геологосъемочных работ. Базальты датированы ранним эмсом по конодонтовой фауне (сборы и определения О.В. Артюшковой и В.А. Маслова).

В составе джаилганского вулканического комплекса среди основных пород присутству-

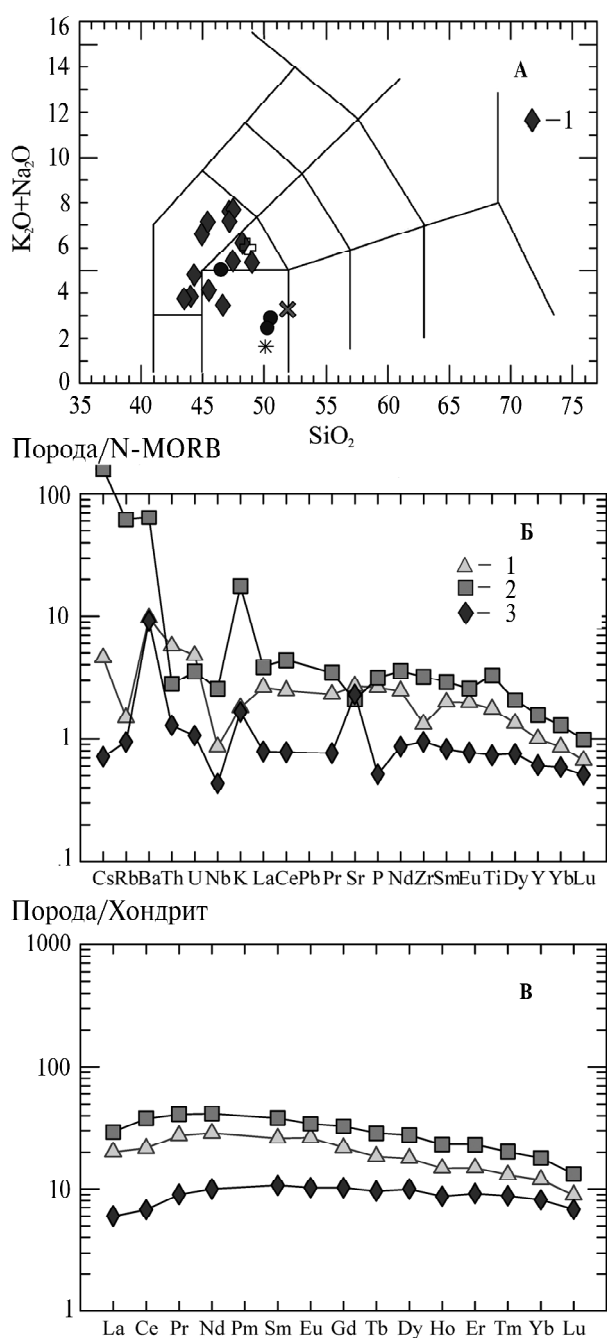


Рис. 4. Особенности распределения щелочей и микроэлементов в вулканитах джаилганского комплекса.

А – Соотношения $(K_2O + Na_2O)$ и SiO_2 . 1 – вулканиты джаилганского трахибазальтового комплекса (D_{1e_1} ?) Остальные условные знаки см. рис. 2. [Рыкус, 1992 и авторские материалы]; Б – распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Sun, McDon, 1989]; В – распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Nasir, 1974] в тефритах джаилганского (1, 2) и толеитовых базальтах киембаевского (3) комплексов Домбаровского района. Анализы выполнены методами ICP-MS и рентгено-флуоресцентного анализа в лаборатории Музея Естественной Истории, г. Лондон и в Лаборатории Университета г. Аахена, Германия.

ют тефриты, трахибазальты, реже базальты нормальной щелочности (рис. 4А).

Перечисленные базальты имеют нестандартный состав: они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (2,0–4,86 %), суммарного железа (9,8–16,6 %), повышенной суммарной щелочностью ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3,3\text{--}7,69$ %), что сближает их с базальтами океанических островов, континентальных рифтовых зон, с E-MORB типом базальтов. Крупноионные элементы и Zr, в меньшей мере Ta и Nb, имеют широкий диапазон колебаний концентраций, K_2O (0,09–2,97 %), Rb (1,5–39,7 г/т), Ba (57–300 г/т), Sr (169–340 г/т), Zr (66–368 г/т), Ta (0,59–0,99 г/т), Nb (6–12 г/т), что, скорее всего, указывает на неравномерный вынос наиболее подвижных элементов из части вулканитов и на первичные умеренно повышенные концентрации этих элементов, которые сопоставимы с базальтами постостроводужной формации калиевых щелочных базальтов Камчатки [Петрология..., 1987]. Пониженные содержания Nb (6–12 г/т), Sr (16,3–27 г/т), умеренные Ni (52–100 г/т), легких РЗЭ (La – 9,08–10,4 г/т, Ce – 24 г/т, Nd – 19,6 г/т, Sm – 6,62–7,8 г/т), повышенные U (3,3 г/т), Th (1,45 г/т), сближают базальты джаилганского комплекса с островодужными и постостроводужными шошонитовыми базальтами повышенной щелочности [Перепелов, 2005]. На спайдер-диаграмме порода/N-MORB (рис. 4Б) Nb и Zr образуют относительные минимумы концентраций, что также характерно для островодужных вулканитов. Наличие щелочного тренда подтверждается обогащением пород легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 4В). Несоответствие стандартным типам субщелочных базальтов может быть вызвано, прежде всего, деплетированным характером мантийного субстрата (умеренно низкие концентрации Ta, Nb, Cr) и его обогащением крупноионными элементами (Ba, Rb, K) в результате процессов мантийного метасоматоза [Сондерс, Тарни, 1987]. Подобный «нестандартный» геохимический тип базальтов наиболее характерен для Западно-Тихоокеанской системы окраинных морей [Федоров, Филатова, 2002].

Обсуждение результатов

Мостостроевский и джаилганский вулканические комплексы повышенной щелочности сформировались в различных геодинамических обстановках. Низкотитанистый мостостроев-

ский комплекс несет геохимические черты шошонитовых петрогенетических серий и выплавления исходных магм из мантийного клина над зоной субдукции. Большое сходство с мостостроевским комплексом по химизму обнаруживают и низкотитанистые вулканиты чанчарского комплекса Сакмарской зоны Мугоджар [Кориневский, 1971; Бочкарев, Язева, 2000] и туринского комплекса Среднего Урала [Чурилин, 1989; Бочкарев, Язева, 2000]. Отличительной чертой ассоциации вулканитов мостостроевского комплекса от других, перечисленных выше проявлений субщелочных пород, является широкий размах колебаний по кислотности и присутствие в этом комплексе пикробазальтов, тефритов, мелилитовых и эпилейцитовых базальтов [Фролова, Островская, 1969; Тищенко, 1971, 1978].

Низкотитанистый мостостроевский вулканический комплекс (D_{le}) формировался одновременно с накоплением верхней части разреза осадочной мазовской свиты, которая содержит прослои туфов трахибазальтового состава [Тищенко и др., 1978; Стратиграфия..., 1993]. Отложение толщ мазовской свиты, а также синхронных ей известняков лохков-пражского возраста районов дер. Рыскужино и Вознесенки и олистостромового горизонта района дер. Байгускарово происходило в морском бассейне, уровень которого колеблется от больших до умеренных глубин, о чем говорит присутствие в разрезе кремнистых радиоляритов и известняков.

По фаунистическим материалам [Тищенко и др., 1978; Тищенко, Черкасов, 1985; Стратиграфия..., 1993] накопление мазовской свиты происходило в раннем девоне, в лохковэмское время.

Вероятно, на границе силура и раннего девона начинается процесс субдукции. Этот процесс сопровождался тектоническим дроблением океанической литосферы и заложением будущего глубоководного желоба. Возможно, именно эта стадия фиксируется образованием мегаолистоустромы, состоящей из блоков и олистолитов мощностью в несколько сотен метров, сложенных породами океанической коры. В Вознесенско-Присакмарской зоне, в южной ее части, на Байгускаровском и Ишкининском участках, мегаолистолиты, ныне представляющие фрагменты мегаолистолисто-серпентинитового меланжа, представлены следующими разновидностями [Мелекесцева, Зайков, 2003; Се-

равкин и др., 2003]: 1 – фрагменты толщ эффузивных базальтов океанического типа с прослоями кремнистых и углисто-кремнистых пород, содержащими конодонты ордовикского и граптолиты силурийского возраста; 2 – гофрированные кремнистые сланцы; 3 – углеродистые сланцы с силурийскими граптолитами. Позднее (?), в раннеэмское время, мегаолистостромовый горизонт наращивается олистолитами шошонитов и латитов, субщелочных габбро-диабазов и блоками кремнистых пород неясного возраста. Шошониты Ишкининского участка из нижней пластины мегаолистолит-серпентинитового меланжа (содержания SiO_2 – 53,7 %; K_2O – 4,32 %; Na_2O – 2,6 %) по химизму сопоставимы с аналогичными породами мостостроевского комплекса.

В следующий этап формирования разреза Вознесенско-Присакмарской зоны происходило протрузивное внедрение серпентинизированных ультрабазитов, появление их на поверхности морского дна и последующий подводный размыв этих пород. На Ишкининском участке пластина относительно массивных серпентинитов, залегающая выше мегаолистолит-серпентинитового меланжа, в свою очередь перекрывается осадочными конглобрекциями серпентинизированных ультрабазитов мощностью 10–40 м. Конглобрекции серпентинизированных гарцбургитов и дунитов имеют тектонический нижний контакт с серпентинитами, а в верхней части своего разреза вмещают колчеданные руды Ишкининского месторождения [Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2004; Зайков, 2006]. На Байгускаровском участке мономиктовые брекчии серпентинизированных гарцбургитов залегают в основании слоистого олистоостромового горизонта, сложенного гравийно-псефитовыми конглобрекциями серпентинитов, габбро-диабазов, кремнисто-обломочных пород. Иногда конглобрекции серпентинитов залегают на массивных серпентинитах со стратиграфическим контактом (наблюдения С.Г. Самыгина, И.Б. Серавкина и автора). В одном случае они (брекчии) образуют маломощную (мощностью 0,3 м) пачку переслаивания с кремнистыми алевролитами и перекрываются толщей тех же алевролитов. Эти данные позволяют считать мономиктовые серпентинитовые брекчии продуктами подводного размыва нижележащих серпентинитов и относить их к эдафогенным образованиям. Подобные породы весьма характерны для современных зон глубо-

ководных желобов. На Южном Урале разрез Вознесенско-Присакмарской зоны, сложенный мегаолистолит-серпентинитовым меланжем и эдафогенными брекчиями серпентинитов фиксируют положение древнего глубоководного желоба и зоны субдукции восточного падения нижедевонской островной дуги [Иванов, 1998; Коротеев и др., 2001].

Наиболее ярким примером фации глубоководного желоба [Мурдмаа, 1987] может служить Марианский желоб. Здесь, в нижней части внутреннего склона (на глубине 8–11 км), имеет место «почти сплошное обнажение глубинных пород фундамента островной дуги, относящейся к офиолитовой ассоциации» [Скорнякова, Липкина, 1975]. В южной части желоба в обнажениях выходят глубинные породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габброиды, амфиболиты, пироксениты), обломки которых образуют здесь эдафогенные осыпи [Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978; Мурдмаа, 1987].

Выше серпентинитовых брекчий на Ишкининском участке залегает толща вулканогенных и вулканогенно-обломочных и интрузивных пород, по химическому составу соответствующих магнезиальным и умеренномагнезиальным базальтам и бонинитам, что позволяет сопоставить эту толщу с баймак-бурибаевской формацией позднеэмского возраста [Симонов и др., 2000; Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2004]. Наряду с перечисленными типами пород, по табличным данным [Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2004; Зайков, 2006] в составе вулканогенной толщи в значительном количестве присутствуют субщелочные натриевые базальты (гавайиты) и габбро-диабазы, а также средние субщелочные породы – мудиериты и бенморейты. Среди вулканогенных толщ баймак-бурибаевской формации подобные составы встречены нами в первой толще баймак-бурибаевского стратотипического разреза по р. Таналык и в разрезе по р. Ташла у быв. дер. Казанка. Приведенные выше геологические материалы позволяют считать вулканогенную толщу Ишкининского участка выклинками разреза баймак-бурибаевской формации. Позднеэмский возраст баймак-бурибаевских вулканитов и раннеэмский возраст субщелочных и щелочных вулканитов мостостроевского комплекса позволяет предполагать, что вывод на морское дно серпентинитов и образование серпентинитовых осадочных брекчий произошли в раннем

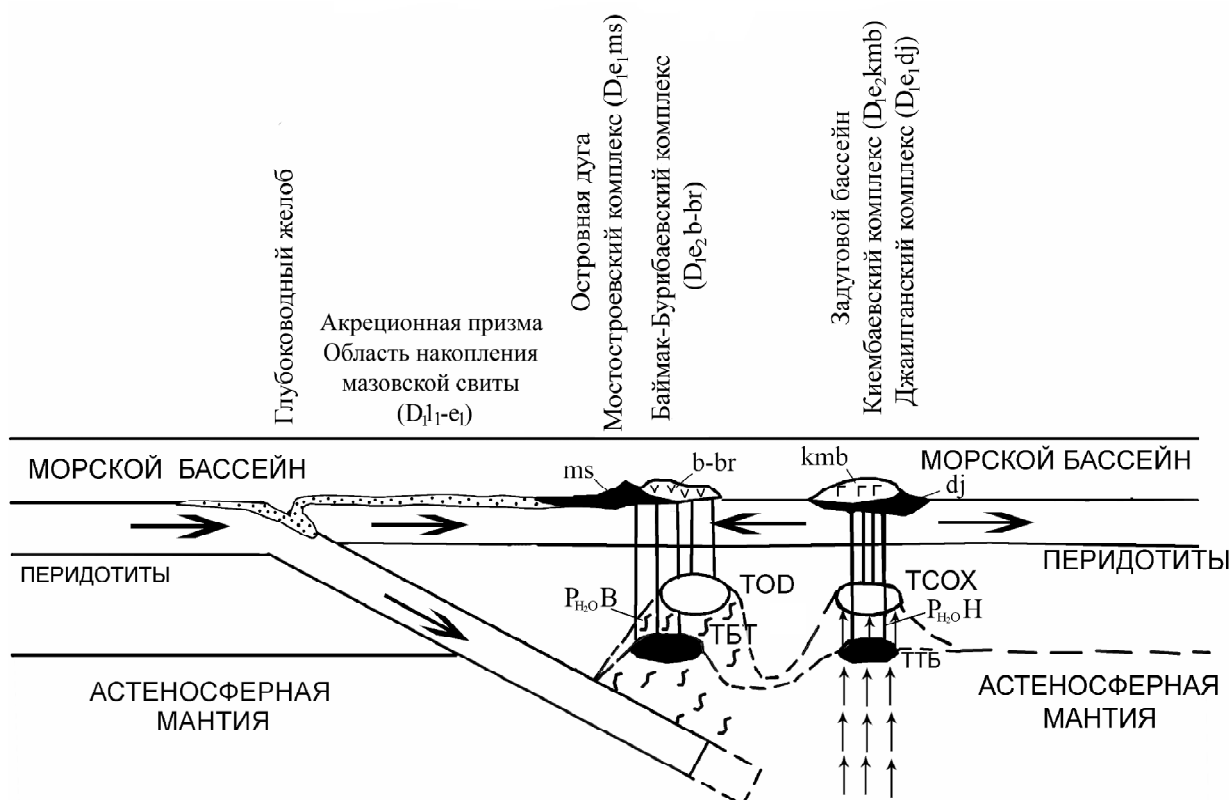


Рис. 5. Геодинамическая модель раннеэмского вулканизма Южного Урала. Залитые черным и незалитые линзы – предполагаемые зоны выплавления исходных магм различных петрогенетических серий: ТТБ – тефрит-трахибазальтовой; TOD – толеитовой островодужной; ТБТ – трахибазальт-трахитовой (шошонитовой); Т-СОХ – толеитовой субокеанической.

Условные обозначения: $P_{H_2O} B$ – области с высоким P_{H_2O} ; $P_{H_2O} H$ – области с низким P_{H_2O} ; $\downarrow$ – зоны подъема субдукционных флюидов; $\uparrow$ – зоны миграции мантийных флюидов.

эмсе, близко по времени к формированию мостостроевского комплекса. Однако вулканические сооружения мостостроевского комплекса были удалены от осевой части желоба и лишь поставляли материал для формирования мегаолистоостром. В пользу этого свидетельствует присутствие субщелочных калиево-натриевых вулканитов, аналогичных слагающим мостостроевский комплекс, в составе пластин мегаолистоостромово-серпентинитового меланжа Ишкининского и Байгускаровского участков, самые молодые фрагменты которого сложены шошонитами и латитами с высокими содержаниями K_2O и высокой суммарной щелочностью. Естественно предположить, что процесс протрузий серпентинизированных ультрабазитов был растянут во времени, в связи с чем и тела серпентинитов могут располагаться на разных стратиграфических уровнях – от позднесилурийского до начала позднеэмского времени. Фор-

мирование мегаолистоостромово-серпентинитового мегамеланжа и серпентинитовых эдафогенных брекчий связывается нами с процессом субдукции, образованием желоба и сложным надвиганием клиньев океанической коры и мантии. В это же время происходят и крупные гравитационные оползни во вновь возникший желоб [Дьюи, Берд, 1974], формирующие мегаолистоостромовые горизонты. Радиологический возраст брекчий гранатовых метагабброидов района Миндякского ультрабазитового массива (414-410 млн. лет) соответствующий лохов-пражскому интервалу нижнего девона [Scarrow et al., 2000; Spadea, D'Antonio, 2006] подтверждает вывод об активности субдукционного процесса в доэмское нижнедевонское время. Аргументом в пользу раннедевонского, возможно, доэмского времени появления на поверхности земной коры серпентинизированных гарцбургитов, является их присутствие в

обломках эмсской шандинской олистостромы (конодонтовые зоны *mial-serotinus*), а также наличие в песчаниках той же толщи высокохромистых хромшпинелидов, характерных для гарцбургитов. Более древние, в частности, ордовикские терригенные породы содержат иные низкохромистые хромшпинелиды [Кориневский, 1987].

Нижняя и средняя части мазовской свиты, по данным В.Т. Тищенко, не содержат вулканогенных пород. В их составе преобладают полимиктовые и мономиктовые песчаники, алевролиты, глинисто-углисто-кремнистые сланцы, кремнистые породы, туфопесчаники, туфоконгломераты, известковистые песчаники, битуминозные известняки, линзы и обломки рифогенных известняков [Стратиграфия..., 1993]. Присутствие в верхней части разреза мазовской свиты туфов трахитового состава указывает на то, что накопление ее происходило в бассейне между вулканической зоной мостостроевского комплекса и глубоководным желобом.

При геодинамических реконструкциях в Вознесенско-Присакмарской зоне возникает также проблема губерлинской свиты (вулканического островодужного туфогенного комплекса), которая датировалась средним-поздним ордовиком [Унифицированные..., 1980], ранним-средним девоном [Пучков, Иванов, 1985], а в последних публикациях по стратиграфии и вулканизму Вознесенско-Присакмарской зоны имеет вновь ордовик-раннесилурийский (O_2-S_1) возраст, установленный по фауне конодонтов [Руженцев, Самыгин, 2004; Борисенко, Рязанцев, 2005]. Однако приводимые в последней из вышеназванных работ аналитические данные по базальтам районов пос. Белошапка и Мазово вряд ли могут служить аргументом в пользу Губерлинской островной дуги. Эти базальты, и по выводам самих авторов, по ряду параметров сопоставимы с разными типами океанических базальтов. Следует также отметить, что кремнекислые породы района пос. Белошапка, анализы которых приведены в той же работе, действительно имеют геохимические характеристики островодужных дацит-риолитов. Но возникает вопрос, имеют ли эти породы тот же возраст, что и датированные ордовиком фрагменты кремнисто-базальтового разреза.

Несмотря на терригенно-карбонатно-тефроидный состав разреза мазовской свиты и ее возрастных аналогов, учитывая хорошо выра-

женный «шошонитовый» геохимический тип вулканитов мостостроевского комплекса, мы предполагаем, что он завершает ранний этап (лохков-раннеэмсский) развития островодужной системы, главными событиями которого были формирование глубоководного желоба, заложение зоны субдукции и образование в условиях сжатия аккреционной призмы. Следует еще раз подчеркнуть большое сходство геохимических особенностей и близость стратиграфического положения мостостроевского комплекса на Южном Урале и туринского комплекса на Среднем Урале (рис. 2, 3). Это сходство с туринским комплексом особенно подчеркивается отсутствием в разрезе, подстилающем мостостроевский комплекс, вулканитов островодужных формаций, что отмечалось и Н.С. Чурилиным [1989] при характеристике геологической позиции базальт-трахитовой формации на Среднем Урале. Нет вулканитов островодужного типа и в удаленной фациальной зоне мостостроевских вулканических центров, фрагменты которой представлены мазовской осадочной свитой, содержащей прослой туфов трахитового состава. Островодужные вулканогенные породы с различной степенью представительности возрастных датировок и геохимических характеристик известны лишь в Сакмарской структурной зоне [Кориневский, 1975; Пучков, 2000], соотношения с которой Магнитогорской мегазоны имеют тектонический характер. Чаще других в качестве формации островодужного типа упоминается силурийский байтерекский комплекс [Кориневский, 1975, табл. 2], в составе которого присутствуют основные, средние и кислые типы пород. Однако обращает на себя внимание обилие субщелочных вулканитов, в частности трахибазальтов (SiO_2 – 46,23 %; TiO_2 – 2,32 %; Na_2O – 4,0 %; K_2O – 1,71 %), трахиандезибазальтов (SiO_2 – 56,83 %; TiO_2 – 0,78 %; Na_2O – 7,2 %; K_2O – 0,1 %), трахиандезитов, соответствующих гавайитам, муджиеритам и бенморейтам, характерным для океанических островов [Фролова, Бурикова, 1997]. Отсутствие геохимических характеристик вулканитов байтерекского комплекса не позволяет сделать более обоснованный вывод о его геодинамической позиции. Следует еще раз отметить, что в Сакмарской зоне есть возрастной и формационный аналог мостостроевского комплекса – чанчарский вулканический комплекс, что, однако, не снимает отмеченных проблем [Пучков, 2000].

Стратиграфически выше вулканогенных толщ мостостроевского комплекса (D_1e_1) располагается баймак-бурибаевская базальт-риолитовая формация верхнеэмского (D_1e_2) возраста. Стратотипические разрезы ее располагаются севернее и восточнее площади развития вулканитов мостостроевского комплекса, что указывает на миграцию во времени зон активного вулканизма в этом направлении. В составе Бурибайского вулканического комплекса (снизу вверх по разрезу) присутствуют субщелочные натриевые вулканиты, магнезиальные островодужные толеиты, бониниты и кислые породы дацит-риодацитового состава, характерные для ранних этапов эволюции фронтальных энсиматических островных дуг.

В современных островодужных системах субщелочные калиевые шошонитовые серии известны преимущественно в тыловых зонах островных дуг на поздних завершающих этапах развития последних [Петрология, 1987; Богатилов, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Перепелов, 2005]. На ранней стадии формирования Курильской островной дуги возникли вулканиты (силлы и лавовые потоки) шошонитовой серии на островах Танфильева и Хоккайдо [Фролова и др., 1985; Цветков и др., 1985] в составе малокурильской флишоидной формации. Последняя подстилается подводно-коллювиальной храмовской и базальтовой низкотитанистой крабозаводской свитами [Фролова и др., 1985]. В геологических материалах по Малокурильской островной дуге можно усмотреть некоторую аналогию (отсутствие активного предшествующего вулканизма) с мостостроевским комплексом и мазовской осадочной свитой, а также с чанчарским комплексом [Кориневский, 1988]. Нами предполагается, что мостостроевский комплекс возник на завершающей стадии ордовикско-раннедевонского тектоно-магматического цикла. На его раннедевонском этапе произошло протрузивное тектоническое выведение на поверхность морского дна глубоководного желоба серпентинизированных ультрабазитов и внедрение габброидов, из которых сформировались эдафогенные брекчии, а после переотложения и смешения, и олистостромовый горизонт. Значительные объемы островодужных габброидов в условиях сжатия и формирования акреционной призмы, могли концентрироваться на границе нижняя кора-верхняя мантия, наращивая мощность коры снизу, формируя дайковый комплекс, но не

имея выхода на поверхность. Концентрация больших объемов магм на границе кора-мантия известна из результатов сейсмического зондирования Курило-Камчатской островодужной системы [Балеста, 1981; Федотов, 1991].

Образование расплавов, исходных для формирования ассоциации вулканитов мостостроевского комплекса, могло происходить по схеме, разработанной применительно к Курильской островной дуге Г.П. Авдейко с соавторами [2006]. В этой модели поступление водного флюида в вероятную область магмообразования мантийного клина предполагается многостадийным путем. Сначала происходит дегидратация субдуцирующей плиты на относительно высоком уровне (дегидратация амфибола, клинохлора, мусковита, тремолита), что сопровождается гидратацией и последующей дегидратацией основания мантийного клина, увлекаемого вниз с пододвигаемой плитой. Следующий этап дегидратации и поступления небольших объемов флюидов в мантийный клин будет на большей глубине, где и предполагается выплавление субщелочных магм, из которых образовались вулканиты мостостроевского комплекса. Подъем мантийного диапира в связи с возрастанием количества субдукционных флюидов приводит к выходу его из зоны мантийного клина, богатой калием, а повышение температуры в центральной части мантийного клина ведет сначала к выплавлению натриевых субщелочных, а затем толеитовых базальтов и бонинитов Баймак-Бурибаевского комплекса (рис. 5).

Высокотитанистый джаилганский комплекс обладает геохимическими чертами Т- и Е-MORB и островодужных базальтов, что довольно характерно для окраинных морей [Петрология..., 1987; Федоров, Филатова, 2002]. Формирование исходных расплавов высокотитанистых тефритов и трахибазальтов джаилганского комплекса происходило, вероятно, из частично деплетированной и подверженной метасоматическому обогащению крупноионными элементами мантии. Обращает на себя внимание субпараллельный характер графиков распределения РЗЭ, нормированных по хондриту для субокеанических базальтов вышележащего Киембаевского комплекса и высокотитанистых субщелочных базальтов джаилганского комплекса (рис. 4В). Последнее свидетельствует, вероятно, о генетическом единстве и преемственности геохимической специфики умереннощелоч-

ных базальтов джаилганского комплекса и субокеанических толеитов более молодого Киембаевского комплекса (D_1e_2).

Приведенный формационный ряд скорее всего был образован в результате возникновения в тыловодужной раздвиговой зоне мантийного диапира и его последующего подъема [Gass, 1970, Серавкин, 1986], сопровождавшегося ростом степени плавления мантийного субстрата (рис. 5) и соответственно эволюции магм от щелочных и субщелочных к толеитовым субокеаническим, близким к N-MORB. Главным отличием условий образования исходных магм мостостроевского и джаилганского комплексов было активное участие субдукционных флюидов при выплавлении первых и отсутствие таковых при формировании вторых.

Выводы

1. Мостостроевский и джаилганский вулканические комплексы умереннощелочной и щелочной серий образуют геодинамическую пару, соответствующую условиям островной дуги и задугового бассейна. Мостостроевский комплекс сформировался под влиянием зоны субдукции восточного падения и сопоставим с вулканиками туринского комплекса Среднего Урала и современными абсорокит-шошонитовыми сериями. Джаилганский комплекс возник в процессе спрединга морского дна и заложения задугового бассейна в результате воздействия верхнемантийного магматического диапира. Выплавки последнего продуцировали сначала магму, исходную для высокотитанистого тефрит-трахибазальтового джаилганского комплекса (D_1e_1), а затем – толеит-базальтовую магму, близкую к N-MORB, исходную для вулкаников киембаевского комплекса (D_1e_2).

2. Вулканические породы мостостроевского комплекса несут геохимические черты надсубдукционных островодужных образований, что проявляется в наличии негативных аномалий Nb, Zr, Ti в нормализованных по N-MORB концентрациях и в повышенных содержаниях некогерентных элементов с крупными радиусами ионов (K, Rb, Th, U) и легких РЗЭ. Вулканики джаилганского комплекса имеют нестандартный состав. Характерны высокие содержания TiO_2 , FeO, ($K_2O + Na_2O$), негативные аномалии Nb, положительные – Th и K. На графике нормированных по хондриту концентраций РЗЭ обнаруживается дефицит легких и

тяжелых РЗЭ при повышенных содержаниях средних РЗЭ. Это характерно для океанических толеитов, но в данном случае более высокие значения характерны для всех РЗЭ. Подобная характеристика свидетельствует скорее всего в пользу формирования джаилганского комплекса в условиях зоны задугового спрединга.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

Список литературы

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3 С. 248-265.
- Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А. и др. Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1 : 50 000 объекта «Ургунская площадь» (планшеты N-40-59-Г, N-40-60-В, N-40-71-Б) за 1972-78 годы (в 5-ти томах). Уфа: БТГФ, 1978. Том. 1. 414 с.
- Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. М.: Наука, 2005. С. 36-55.
- Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Борисенко Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 135-153.
- Бочкарев В.С., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191-219.
- Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. Москва: Наука, 2006. 429 с.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала: Докт. дис. в форме научного доклада. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К.С., Бикбаев А.З., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. Первые находки брахиопод в вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1997. С. 13-14.

- Князев Ю.Г., Князева О.Ю. Отчет о производстве ГДП – 1 : 200000, создании и подготовке к изданию геологической карты 200 (новая серия) листа М-40-XXIII. В 2-х томах, 1 папка. Уфа: БГГФ, 2006. Т. 1. 267 с.
- Кориневский В.Г. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-1970. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1971. С. 16-19.
- Кориневский В.Г. Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 58-71.
- Кориневский В.Г. Возраст гипербазитов Кемпирсайского пояса Урала // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 168-171.
- Кориневский В.Г. Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Автореф. докт. дис. М: ГИН АН СССР, 1988. 47 с.
- Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 50-57.
- Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Препринт / С.В. Автонеен, В.В. Ведерников, Д.А. Двоглазов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 75 с.
- Косарев А.М., Рыкус М.В., Салихов Д.Н. Высокотитанистые базальты восточных зон Южного Урала // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 61-71.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22-42.
- Лядский П.В., Полуэктов А.П., Губанов Л.И. и др. Месторождение Летнее // Медноколчеданные месторождения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 23-31.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
- Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В. Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс, 2003. 122 с.
- Мосейчук В.М. Отчет О геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (новая серия). Магнитогорская площадь (в 7 книгах и 4 папках). Челябинск, 2000.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Перепелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Среднего хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 22-36.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник-1984 Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1985. С. 20-21.
- Пушкарёв Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокobarических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 1. Уфа, 2001. С. 155-168.
- Пушкарёв Е.В., Калеганов Б.А. К-Аг возраст магматических комплексов Хабаровинского базит-ультрабазитового массива (Южный Урал) // Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 241-245.
- Рудник Г.Б., Кашиинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеев В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 2. С. 39-47.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 169 с.
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20-44.
- Рыкус М.В. Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.
- Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42-64.
- Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б., Ковязин С.В. Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 174-181.
- Скорнякова Н.С., Липкина М.Н. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба // Океанология. 1975. Т. 15. № 6. С. 1063-1066.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М: Мир, 1987. С. 102-133.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.

- Тищенко В.Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тез. докл. к I симпозию по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ РАН, 1971. С. 43-44.
- Тищенко В.Т., Черкасов В.Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 3-8.
- Тищенко В.Т., Чудинов Ю.А., Шломо Г.П. и др. Отчет «Геологическое строение и полезные ископаемые западного крыла Магнитогорского прогиба в пределах Оренбургской области (в 3х томах). Оренбург, Уфа. 1978. Т. 1. 390 с.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980.
- Федотов С.А. О механизме вулканической деятельности на Камчатке, Курило-Камчатской дуге и в сходных структурах // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 18-29.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3-29.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
- Фролова Т.И., Островская Е.В. О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещ. Т. III. Базальтоидный магматизм и его металлогения. 1969. С. 254-257.
- Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.А., Аракелянц М.И. Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 11-27.
- Чурилин Н.С. Базальт-трахитовая формация Урала // Советская геология. 1989. № 1. С. 93-101.
- Чурилин Н.С., Малахова Л.В. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальт-трахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале // Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 171-177.
- Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР. Т. III. М.: АН СССР, 1951. 380 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. 203 с.
- Gass J.G. The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, gulf of Aden and Ethiopian rifts // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. V. 267. № 1181. P. 369-381.
- Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften. С 498. 2004. Freiberg. 123 p.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. № 3. P. 745-750.
- Nakamura N. Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 5. P. 757-775.
- Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L. et al., Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals//Ofioliti. 2000. V. 25. P. 103-115.
- Spadea P., D'Antonio M. Initiation and evolution of intraoceanic subduction in the Uralides: Geochemical and isotopic constraints from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arc. 2006. V. 15. P. 7-25.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophys. Monograph. 2002. V. 132. P. 101-134.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. V. 23. № 1. P. 17-36.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in the ocean basins / A.D. Sanders and M.J. Norry (Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical Characteristics of Phase Released from a subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks // J. Volcanol. and Geothermal Res. 1986. V. 29. P. 293-309.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Зайков