

В.В. Бочкарев, Р.Г. Язева

СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ К-СУБЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В СТРУКТУРЕ ЗРЕЛОЙ ДЕВОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ НА УРАЛЕ

Показатель стадии зрелой островной дуги - появление существенных объемов субщелочных магматитов [1, 15]. Магнитогорская палеодуга достигла этой стадии в фамене, когда на всем ее протяжении в структурах Южного и Среднего Урала фиксируются проявления калиевых субщелочных вулканитов с комагматичными монцогаббро-сиенитовыми массивами.

Распространение их в аккреционной структуре палеодуги оказалось значительно более широким, чем было известно до наших работ, причем геологическая позиция, состав и локальные тектонические условия появления калиевых субщелочных магматитов в разных участках реконструируемой палеодуги неодинаковы.

Для Восточно-Магнитогорской зоны описывались интрузивно-вулканические центры (верхнеуральский и магнитогорский), совпадающие пространственно с аналогичными центрами стадии развитой островной дуги [9, 10, 12]. Севернее, в Кунашакском районе фрагментом подобного магматического центра является Надыро-Мостовский массив сиенитов с комагматичными субщелочными андезитоидами. В более южных районах Магнитогорской мегазоны аналогичные вулcano-плутониты в фамене неизвестны, т.е. по-видимому, они были проявлены достаточно эпизодично. Характерной особенностью центров субщелочного магматизма, унаследовавших барьерную зону развитой островной дуги, являются малый объем базальтоидов, преимущественно трахидацит-латитовый состав вулканитов и эксплозивный их характер (шумилинский, верхнеуральский комплексы), сиенитовый состав гипабиссальных интрузивных комагматов (Верхнеуральский и подобные ему массивы). Тесная связь их с предшествующими К-Na и К-известково-щелочными сериями, мелководный до наземного характер вулканизма с краснокаменными изменениями, появлением бокситоподобных аргиллитов и т.п. отмечены Д.Н.Салиховым с соавторами [9, 10] и Т.Н.Суриным [12].

С другой стороны, восточнее этих сиенит-латитовых центров нами выделена цепь линейных шошонит-абсарокитовых построек, в пространственной ассоциации с которыми постоянно присутствуют сгруженные субокеанические толеиты, серпентиниты и абиссальные кремнисто-глинистые пачки. В Гумбейской зоне - это фаменские калиевые субщелочные вулканиты Шелудивых гор [11], далее к югу - сахаринский центр меланогаббро, монцогаббро и сиенитов, шошонитов и абсарокитов в бассейне р.Зингейки и амамбайско-кондуровский центр в бассейне р.Бол. Караганка. Севернее Гумбейской зоны аналогичные проявления магматитов прослеживаются в Кундравинско-Сухтелинской аллохтонной структуре и в Алапаевско-Режевском районе [2], южнее - в Ащебутакском (будамшинский вулканогенный комплекс в низовьях р.Суундук) и в Домбаровском районах, т.е. они выявлены на всем протяжении девонской островодужной структуры среди комплексов задуговой абиссальной впадины. Субщелочные вулканиты в этой ситуации представлены афировыми и полифировыми шошонитами и абсарокитами. Афировыми

разностями сложены подушечные и сливные лавы трещинных аппаратов, порфировыми - локальные взрывные центры. В интрузивных фациях преобладают меланогаббро. Кремнекислые породы практически отсутствуют, а магматиты среднего состава (банакиты, латиты, сиениты) эпизодичны. Габбро-шошонит-абсарокитовая ассоциация в современной структуре востока Магнитогорской мегазоны является частью мегамеланжа Браиловской сутуры, в которой сгружены абиссальные комплексы задугового моря. Эта ассоциация сохранилась и в шарьяжных пластинах (сухтелинских, кундравинских) на краю Челябинско-Суундукского микроконтинента. О том, что она не случайна, свидетельствует гипербазитовый состав многочисленных ксенолитов в сиенит-порфирах и граносиенит-порфирах Амамбайского массива, слагающего одну из пластин сутуры, т.е. гипабиссальные фации латит-шошонит-абсарокитовой серии располагались среди сгруженных задуговых офиолитов.

Проявления калиевого субщелочного магматизма барьерной зоны (верхнеуральский и магнитогорский центры) датированы фаменом как фаунистическими методами, так и данными Rb-Sr-изотопии [9].

Тыловодужные шошонит-абсарокитовые вулканиты отнесены к фаменским образованиям после находок фауны в известняках на площади ждановского взрывного центра, северный край которого обнажен на левобережье р.Ильяска [10]. Фаменом датированы и шошониты нижнесуундукского лавового поля [11]. Севернее, в Сухтелинском районе, позднедевонский возраст установлен для переселенческой толщи калиевых субщелочных базальтоидов [4, 14]. В Гумбейской зоне, восточной части Магнитогорской мегазоны шошонит-абсарокитовые вулканиты до нас не выделялись и картировались как пироксен-плагноклазовые базальты и андезитобазальты ($D_{2g}?$, $D_{2e1}?$, $D_{2e2}?$). В бассейнах рек Зингейки и Бол. Караганки их возраст был "привязан" к эйфельским или живетским кремням, залегающим у пос. Александровского, т.е. к разрезу андезито-дацитовой формации улутауского типа, а на севере, в бассейне р.Куросан - к живетским известнякам Желкубаевского лога, слагающим изолированную тектоническую пластину.

Выделяемые по геологическим признакам две группы субщелочных магматитов зрелой девонской островной дуги на Урале различаются по химическому составу (см. таблицу).

Верхнеуральская и магнитогорская интрузивно-вулканические ассоциации барьерной зоны включают полный ряд вулканитов и плутонитов от базальтоидов и монцогаббро до трахидацитов и субщелочных лейкогранитов с преобладанием разностей среднего состава. По суммарной щелочности они принадлежат к субщелочной серии, но, как правило, содержание K_2O ниже, чем Na_2O , и на диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 1) их состав соответствует нижнему уровню высококалиевых магматитов. В противоположность им, калиевые субщелочные магматиты задугового моря (тыловодужные) практически не имеют предельно кислых разностей, преобладают базальтоиды (шошониты, абсарокиты, монцогаббро), в резко подчиненных объемах присутствуют банакиты, латиты, граносиениты. Это типичная К-субщелочная серия, аналогичная малокурильскому комплексу о-ва Танфильева [13], шошонитовой серии Фиджи [15], туринскому комплексу зрелой силурийской островной дуги на Северном Урале [8].

Общей региональной особенностью калиевых субщелочных фаменских базальтоидов в сравнении с современными островодужными является несколько повышенное содержание TiO_2 , не выходящее, однако, за рамки, свойственные низкотитанистым магматическим сериям островных дуг.

По содержанию Zr и Nb субщелочные магматиты зрелой островной палеодуги сходны с предшествующими К-известково-щелочными. Отношение Zr/Nb в них не превышает 10-20, что отличает вулканиты зрелых островных дуг от юных, где оно более 40 [15].

Самыми высокостронциевыми среди вулканитов восточной части Магнитогорской мегазоны являются порфировые банакиты, латиты и шошониты кондуровского центра. По Rb-Sr характеристикам они идентичны граносиенитам Амамбайского и сиенитам Верхнеуральского массивов. Содержание Sr понижено в богатых модалным пироксеном шошонитах и абсарокитах Шелудивых гор (см. таблицу), но при высокой концентрации Rb их состав, так же, как состав других субщелочных магматитов района, соответствует магматическим породам, развитым на коре максимальной мощности (более 30 км).

**Средний химический состав калиевых субщелочных магматитов
зрелой девонской островной дуги, мас. %, г/т**

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,31	56,24	60,85	63,17	65,64	72,94	51,03	52,93
TiO ₂	0,96	0,82	0,58	0,76	0,48	0,26	0,84	0,96
Al ₂ O ₃	17,23	17,24	17,26	17,48	17,63	15,45	15,19	16,71
Fe ₂ O ₃	6,62	4,27	2,77	2,02	2,42	1,16	4,61	4,73
FeO	5,74	4,65	2,95	1,53	1,57	0,43	5,43	5,33
MnO	0,06	0,08	0,08	0,03	0,04	0,05	0,17	0,16
MgO	4,59	3,54	2,99	1,11	0,96	0,56	6,96	5,52
CaO	6,22	5,41	4,09	1,01	1,14	0,44	9,23	6,50
Na ₂ O	4,74	4,87	5,36	5,37	5,05	4,93	2,97	3,43
K ₂ O	2,22	2,65	2,81	7,40	4,62	3,74	3,15	3,41
P ₂ O ₅	0,30	0,34	0,23	0,12	0,15	0,06	0,43	0,33
Rb	75	58	95	155	115	110	74	90
Sr	750	830	905	780	820	950	495	470
Cr	34	28	35	24	18	11	190	250
Ni	18	12	24	17	15	5	54	82
Co	15	18	22	10	8	5	36	35
V	110	165	172	110	95	78	289	374
Zr	65	86	110	150	145	152	66	99
Y	25	27	24	38	44	50	31	51
Nb	-	-	-	-	-	-	14	9
Колич. анализов	16	13	289	2	28	2	12	7

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55,88	58,35	48,73	54,42	58,96	63,27	66,67	70,76
TiO ₂	0,78	0,97	1,39	1,68	0,60	0,49	0,37	0,30
Al ₂ O ₃	16,43	15,15	17,27	16,55	18,12	17,33	16,87	15,19
Fe ₂ O ₃	5,56	2,49	5,70	4,64	3,22	1,88	2,33	1,49
FeO	2,82	5,06	5,12	2,87	2,42	1,89	1,29	1,15
MnO	0,14	0,12	0,15	0,17	0,10	0,09	0,07	0,03
MgO	4,90	3,37	5,72	4,09	2,36	2,42	0,94	0,86
CaO	5,59	4,10	10,39	7,75	4,68	3,28	2,73	1,28
Na ₂ O	4,45	6,55	3,03	3,61	4,54	4,64	4,92	5,14
K ₂ O	3,12	3,43	1,97	2,03	4,67	4,47	3,67	3,63
P ₂ O ₅	0,32	0,42	0,57	0,36	0,33	0,25	0,15	0,15
Rb	79	30	-	-	95	104	114	133
Sr	730	234	-	-	1117	957	812	608
Cr	104	170	-	-	26	15	100	75
Ni	26	-	-	-	8	6	13	14
Co	21	-	-	-	7	7	8	10
V	230	140	-	-	128	90	45	32
Zr	69	-	-	-	129	157	120	93
Y	17	-	-	-	15	16	10	10
Nb	5	-	-	-	9	10	-	-
Колич. анализов	17	2	11	2	7	8	10	8

* - номер по порядку. 1-6 - эффузивы барьерной зоны палеодуги (верхнеуральский комплекс, D₃fm [2]): 1 - шошониты, 2 - банакиты, 3 - латиты, 4 - кварцевые латиты, 5 - трахидациты, 6 - трахириодациты; 7-16 - тыловодужные магматиты (комплексы Гумбейской зоны, D₃fm): 7 - абсарокиты, 8 - шошониты, 9 - банакиты, 10 - латиты, 11 - монцогаббро, 12 - монзониты, 13 - сиениты, 14 - кварцевые сиениты, 15 - граносиениты, 16 - субщелочные граниты. Анализы пересчитаны на сухое вещество

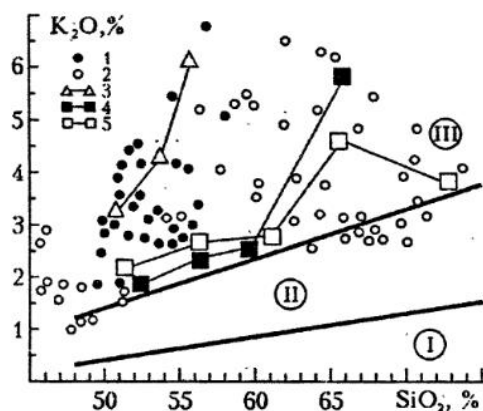


Рис. 1. Диаграмма K_2O-SiO_2 для калиевых субщелочных магматитов зрелой девонской островной дуги.

1 - тыловодужные эффузивы (комплексы Гумбейской зоны, D3fm), 2 - их интрузивные комагматы (Заматохинский, Сахаринский, Амамбайский массивы); 3-5 - вариационные линии среднего состава: 3 - шошонитов малокурильского комплекса [13], 4 - пород Верхнеуральского массива [9], 5 - эффузивов верхнеуральского комплекса, D3fm [2]. I, II, III - поля состава низко-, нормально- и высококалиевых магматических пород соответственно [5]

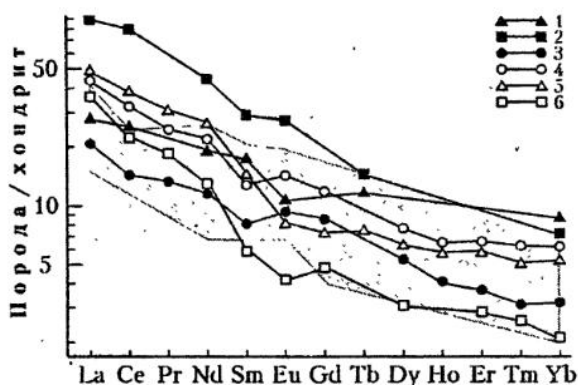


Рис. 2. Нормированное по хондриту [16] содержание РЗЭ в калиевых субщелочных магматитах зрелой девонской островной дуги.

1, 2 - магматиты барьерной зоны: 1 - латит (шумилинский комплекс, D3fm), 2 - сиенит (Верхнеуральский массив); 3-5 - средний состав тыловодужных эффузивов (комплексы Гумбейской зоны, D3fm): 3 - абсарокиты, 4 - шошониты, 5 - банакиты; 6 - кварцевый сиенит (Амамбайский массив). Заштриховано поле состава магматитов калиевой известково-щелочной серии, D3f

Различия в химизме субщелочных магматических пород барьерной зоны палеодуги и ее тылового моря проявились в поведении сидерофильных элементов. Верхнеуральская интрузивно-вулканическая серия, например, как и предшествующая нововоронинская (колтубанская), характеризуется повышенной железистостью, варьирующей в магматитах среднего состава на границе толеитовых и известково-щелочных значений. И той, и другой свойственно низкое содержание Co, Ni, Cr в базальтоидных составах, тогда как гумбейско-амамбайские субщелочные вулканы по этим параметрам идентичны современным шошонитовым сериям, т.е. обогащены элементами группы железа. В модальном минеральном составе эта специфика выразилась в широком развитии пироксен-нофиновых парагенезисов.

Заметного общего обогащения лантаноидами калиевых субщелочных магматитов зрелой девонской островной дуги по отношению к предшествующим породам К-известково-щелочной серии не происходит (рис. 2). Это отмечено и в сводках по химизму современных вулкаников как признак именно островодужного вулканизма [2, 7, 13]. Латиты верхнеуральского и шумилинского комплексов, например, по содержанию и степени фракционирования РЗЭ не отличаются от колтубанских известково-щелочных вулкаников. В комагматичных им сиенитах содержание лантаноидов повышено, но степень фракционирования не изменилась (La/Yb не более 3-4).

В шошонит-абсарокитовой серии и ее интрузивных комагматах (Амамбайский массив) при общем умеренном содержании РЗЭ отмечено возросшее обогащение легкими лантаноидами (La/Yb до 10-12), что коррелируется с их более высокой калиевостью.

Различия двух пространственно разобщенных субщелочных серий стадии зрелой островной палеодуги мы связываем с особенностями геодинамического режима их формирования. Сиенит-латитовые магматиты барьерной зоны - это продукт длительной коровой эволюции островного центра известково-щелочной магмы в обстановке стабильного надсубдукционного сжатия. Они завершают серию интрузивно-вулканических ассоциаций с закономерно нарастающей калиевостью, плавно повышающимися первичными отношениями изотопов стронция [3] и заметно наследуют другие геохимические особенности предшествующих К-известково-щелочных магматитов.

Шошонит-абсарокитовые вулканы и их комагматы сформировались в тылу зрелой барьерной зоны островной палеодуги и над более мощной частью мантийного клина.

В их окружении постоянно фиксируются сгруженные субокеанические офиолиты и кремнистые абиссальные комплексы живетского и раннефранского возраста. Судя по геологической ситуации, появление этих вулканитов не может быть связано с эволюцией предшествующих известково-щелочных магм. Вероятнее всего, это продукты собственно субщелочного мантийного магматизма. Линейный характер вулканических центров, появление афировых подушечных лав свидетельствуют об условиях локального растяжения коры при их внедрении. Мы предполагаем, что излияния шошонитовых лав происходило на фоне начинающегося скучивания океанической коры задугового моря, в обстановках, названных А.А.Ковалевым [6] "pull-apart" (от слова "разрывать"). При косой субдукции, реконструируемой для девонской островной дуги, сгруживание микроплит коры в задуговом море неизбежно должно быть сопряжено со сдвиговой компонентой и кулисными разрывами до глубин возможной магмогенерации. Это и обусловило, с нашей точки зрения, появление линейных центров калиевых субщелочных магматитов на всем протяжении девонской островной дуги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 318 с.
2. Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука. 1993. 80 с.
3. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. 23 с.
4. Кабанов Б.Л. Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 31-44.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
6. Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования. М.: Изд-во МГУ, 1992. 152 с.
7. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
8. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т.1. 318 с.
9. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М. Верхнеуральская группа интрузивов. Уфа: БНЦ РАН, 1990. 32 с.
10. Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа: БНЦ АН СССР, 1987. 33 с.
11. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 125 с.
12. Сурин Т.Н. Раннеживетский контрастный вулканизм Учалино-Александринской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и связь с ним колчеданного рудообразования: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. С.-Пб., 1992. 16 с.
13. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
14. Шалагинов Э.В., Бабкин В.В. Девонский вулканизм Сухтелинской структуры // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 58-59.
15. Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag. Berlin; Heidelberg; New York, 1981. 385 p.
16. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38, №5. P. 757-775.