

В.В. Бочкарев, Р.Г. Язева

ГАВАЙИТ-МУДЖИЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В КАРБОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Эффузивные серии гавайит-муджиеритового состава (с вариациями от базанитов до трахириолитов) и комагматичные им интрузивные породы считаются типоморфными для внутриплитных геодинамических обстановок и дивергентных межплитных режимов [2, 3]. И в том, и в другом случае эти К-Na субщелочные магматиты ассоциируют с К-Na толеитовыми сериями (толеитами океанических островов, траппами). Наряду с перечисленными, наиболее известные ситуации совместного проявления гавайит-муджиеритового и К-Na толеитового вулканизма описаны в составе аккреционных активных окраин, формировавшихся в конвергентном геодинамическом режиме. Примерами могут служить миоценовые толеиты и плейстоценовые гавайиты, муджиериты, бенморенты Невадского рифта, провинции Бассейнов и Хребтов и Центральной Мексики [12, 13, 14], генерация которых связывается с косою субдукцией океанической плиты Хуан де Фука под Северо-Американский континент. Сходные ассоциации выявлены в эшелонированных грабенообразных структурах Охотско-Чукотского пояса и на Камчатском перешейке [6], вдоль обращенных к Австралийскому континенту склонов о. Папуа Новая Гвинея и о. Северный Новой Зеландии [11, 15]. Эти К-Na серии нередко следуют за калиевыми субщелочными (шошонитовыми). Причины их появления и отличия от внутриплитных и собственно рифтогенных образований не вполне ясны. Можно отметить, однако, что во всех случаях они контролируются зонами вторичного, надсубдукционного рифтинга в новообразованной коре континентального типа.

На Урале подобная ситуация существовала в раннекаменноугольное время, когда в связи с косо направленной субдукцией, а затем коллизией дуга - континент в тылу зрелой девонской островной дуги возникла цепь эшелонированных грабенов. Новые геолого-геохимические данные, полученные при разработке легенды к Геодинамической карте-200 Магнитогорской площади, позволили установить, что этот эпизод в истории уральских варисцид сопровождался формированием двух базальтоидных формаций: риолит-базальтовой (C_1t-v_2) с комагматичными габбро и гранитами, а затем - гавайит-муджиеритовой ($C_1v_{1,2}$) со своими интрузивными комагматами [10]. С первой связаны железо-скарновая и титано-магнетитовая промышленная минерализация, со второй - редкметалльная. Ареал распространения формаций охватывает восточные районы Южного и Среднего Урала (до широты г.Алапаевска на севере) и соизмерим с областью развития аналогичных образований в современных активных окраинах. Комплексы толеитовой формации накапливались в периферических грабенах ареала (Богдановско-Магнитогорском, Артемовском, Иргизском) на сгруженных осадочно-вулканогенных отложениях девонских задуговых бассейнов, а субщелочная интрузивно-вулканическая ассоциация локализована в его осевой части, вдоль склонов континентального Восточно-Уральского террейна.

Субщелочные эффузивы, как и толеиты, представлены фациями афировых подушечных лав, гиадокластитами и роями даек. Наиболее крупные пластины базанитов, гавайитов, муджиеритов и трахириолитов выявлены вдоль восточной границы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны (у пос. Амурский и Черкасы, на горе Аркаим в бассейне р.Бол.Караганка, у пос. Требия и Субутак в бассейне р.Гумбейка, на горе Сыпытау в среднем течении р.Куросан и далее на север). Таким образом, с главными выходами турне-визейских толеитовых вулканитов они пространственно разобщены.

В отличие от турне-визейских и серпуховских толеитовых базальтов (березовский, кизильский, иргизский и другие комплексы), химизм которых хорошо изучен и описан [5, 7], К-Na субщелочные магматиты рассматривались как эпизодические, местные отклонения от общего толеитового тренда. О самостоятельности визейского субщелочного магматизма свидетельствует непрерывный, а не бимодальный диапазон состава, варьирующий от ультраосновного до ультракислого (см. таблицу).

Химический состав магматитов синколлизионной К-На субщелочной формации (С₁) Южного Урала, мас. % и г/т

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,2	45,9	53,3	60,06	64,56	71,18	51,03	58,3	65,2	74,8
TiO ₂	3,49	3,63	2,53	1,26	0,53	0,44	2,21	1,32	0,99	0,19
Al ₂ O ₃	14,8	15,51	13,72	15,07	16,73	15,73	14,52	16,12	16,17	12,82
Fe ₂ O ₃		3,72		3,79	1,98	1,46		3,3	3,2	0,91
FeO	15,36	8,97	14,9	3,74	1,44	0,72	12,31	3,92	1,07	0,52
MnO	0,23	0,18	0,16	0,12	0,07	0,01	0,16	0,12	0,1	0,03
MgO	8,46	5,13	4,64	2,58	1,49	0,38	5,11	2,97	1,2	0,61
CaO	5,22	9,97	2,82	3,13	3,37	0,42	9,02	5,17	1,61	0,66
Na ₂ O	3,59	3,92	5,68	5,7	4,93	5,21	3,44	5,16	6,0	3,88
K ₂ O	2,61	0,95	0,35	2,03	2,72	3,14	1,68	1,68	3,0	4,86
P ₂ O ₅	0,42	0,38	0,63	0,4	0,11	0,01	0,12	0,34	0,28	0,03
П.п.п	5,73	1,65	2,38	2,1	2,85	0,95	0,29	1,28	0,8	0,44
Rb	48	19	15	56	76	73	30	40	67	114
Sr	310	585	111	356	264	122	451	486	194	34
Cr	40	219	20	38	14	-	80	52	28	12
Ni	16	200	5	11	23	5	26	20	14	6
Co	30	100	15	8	11	5	36	18	10	5
V	661	676	489	166	120	1	575	163	72	13
Zr	324	316	427	209	540	501	115	158	290	90
Nb	46	45	11	6	20	7	9	19	26	12
La	29	27,5	21,4	31	11	38	13,3	41	270	34
Ce	75	39	48	68	30	79	34,2	91	110	64
Nd	24	31	17	29	10,5	5,3	6,4	54	600	30
Sm	5,5	5,6	5,7	6,3	2,6	9,6	2,6	15	190	6
Eu	1,3	2,8	2	1,9	0,52	3,3	0,6	4,5	46	0,6
Tb	0,51	1	1	1,4	0,4	0,5	0,43	2,9	41	1
Yb	1,2	1,8	3,5	5,4	1,23	7,6	1,5	10	140	4,4
Y	29	38	87	75	41	93	22	89	1298	29

Примечание. 1 - базанит, требиинский комплекс; 2 - гавайит, бахтинский комплекс; 3 - муджиерит, черкасинский комплекс; 4 - бенморейт, аркаимский комплекс; 5 - трахидацит, требиинский комплекс; 6 - трахириодацит, амамбайский комплекс; 7 - монцогаббро, Кассельский массив; 8 - сиенит, Грязнушинский массив; 9. 10 - граносиенит и субщелочной гранит (соответственно), Карабулакский массив

Вся субщелочная серия характеризуется дискретно повышенной концентрацией тугоплавких элементов-примесей (Ti, Nb, Zr) и легких РЗЭ как в сравнении с фаменскими островодужными вулканитами (калиевыми субщелочными), так и по отношению к толеитам березовского и иргизского комплексов (рис. 1, 2). Эта дискретность позволяет говорить о различиях в составе плавящегося мантийного субстрата (деплеированного - для островодужных шошонитов, рифтогенных толеитов и обогащенного - для К-На субщелочных магматитов).

Общее повышение щелочности в раннекаменноугольных базальтоидных формациях происходило исключительно за счет натрия и коррелируется с нарастанием хлороносности магматитов [8]. Установлено, например, что в граносиенитах и поздних высокотитанистых диабазовых дайках магнитогорской серии содержание Cl в апатите достигает максимальных значений (4%), зафиксированных для уральских магматических пород. Этот процесс увязывается с прогрессирующей дегидратацией субдуцированной океанической коры и может рассматриваться как специфическая черта активных окраин.

Судя по опубликованным [9] и новым данным о макро- и микроэлементном составе интрузивных пород, комагматами выделенной гавайит-муджиеритовой формации являются гипабиссальные массивы магнитогорской группы (Магнитогорский, Грязнушинский, Карабулакский, Богдановский, Чекинский), а также Кассельский и Малочекинский. По главным геохимическим параметрам, т.е. вариации кремнекислотности, уровню и типу щелочности, содержанию тугоплавких и редкоземельных элементов-примесей, породы этих массивов ближе к вулканитам визейской субщелочной серии (см. рис. 1, 2), а не к бимодальной турне-визейской толеитовой, как это принято считать [9]. Возрастные датировки Rb-Sr и Sm-Nd методами [4], свидетельствующие о серпуховском возрасте магнитогорских интрузивных массивов, подтверждают их становление вслед за субщелочными, а не за более ранними толеитовыми разностями.

В породах гавайит-муджиеритовой формации и их интрузивных комагматах отчетливо проявлена редкометаллическая геохимическая специализация, свойственная подобным магматитам и в совре-

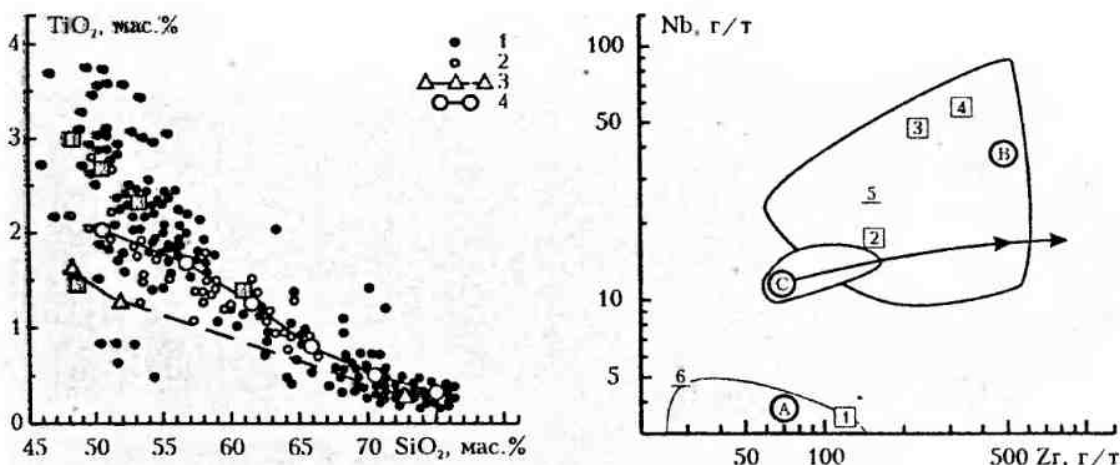


Рис. 1. Диаграмма TiO_2-SiO_2 для раннекаменноугольных магматитов.

1 - эффузивы гавайит-муджиеритовой серии востока Магнитогорской мегазоны; 2 - интрузивные породы Кассельского, Карабулакского и Малочекинского массивов; 3 - тренд состава базальтов и риолитов березовского комплекса [1]; 4 - тренд состава интрузивных пород Магнитогорского массива [9]. Цифрами в квадратах обозначен средний состав эффузивов океанических островов: 1 - щелочных базальтов, 2 - гавайитов, 3 - муджиеритов, 4 - бенморейтов; 5 - недифференцированные траппы [2]. Заштриховано поле состава фаменских эффузивов шошонит-латитового комплекса Магнитогорской мегазоны

Рис. 2. Диаграмма Nb-Zr для раннекаменноугольных габбро и базальтов.

Оконтурированы поля: А - К-Na толеиты березовского комплекса C_1, v_1 ; В - К-Na субщелочные базальтоиды C_1, v_2 ; С - монzogаббро магнитогорского и карабулакского массивов, стрелкой показан тренд их дифференциации до гранитного состава [9]. Цифрами в квадратах обозначен средний состав: 1 - недифференцированных траппов, 2 - толеитов океанических островов, 3 - щелочных базальтов океанических островов, 4 - гавайитов океанических островов [2]; 5 - гавайитов Мексиканской активной континентальной окраины [14], 6 - габбро Куйбасовского массива [9]

менных активных окраинах (плато Колорадо на западе США, Центральная Мексика [2]). Наибольшее содержание циркония (более 1000 г/т), ниобия (до 70 г/т), иттрия (до 1300 г/т) и легких лантаноидов установлено в граносиенитах и рибекитовых гранитах (см. таблицу).

Генерация исходных расплавов, давших гавайит-муджиеритовые и толеитовые серии в условиях активных окраин, т.е. в обстановке господствующего сжатия на границах сходящихся плит, увязывается с краткими эпизодами локального рифтогенеза при сдвиго-раздвиговых деформациях, сопровождавших косонаправленную коллизию островная дуга - континент. Декомпрессия при рифтинге способна вызвать плавление в мантийном клине без дополнительных источников энергии, согласно общеизвестным экспериментальным данным Д.Грина, А.Рингвуда, И.Куширо, Л.Л.Перчука. Щелочность формирующихся расплавов тем выше, чем меньше степень плавления мантийного субстрата, т.е. прямо зависит от глубины очагов плавления и мощности коры, в том числе. Локализация пород гавайит-муджиеритовой серии Южного Урала на периферических участках микроконтинента и миграция синколлизийного рифтинга на более мощные участки коры косвенно объясняет скачкообразное (по сравнению с К-Na толеитами) повышение щелочности формирующихся расплавов. В отличие от сходных продуктов внутриплитных горячих точек и континентальных рифтов, в активных окраинах практически отсутствуют щелочные (фонолитовые, пантеллеритовые) магматиты, а в континентальных рифтах древних и молодых платформ К-Na субщелочные магматиты предшествуют толеитовым.

Список литературы

1. Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т.274, №2. С. 387-391.
2. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
3. Магматические горные породы. Под ред. О.А.Богатикова. Т.6. М.: Наука, 1987. 438 с.

4. Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.З., Чашухина В.А. Sm-Nd изохронное датирование Московского массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1990. С. 67-69.
5. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
6. Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. №4. С. 85-101.
7. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
8. Холоднов В.В., Язева Р.Г. Галогенная специфика процессов петро- и рудогенеза в дивергентных палеогеодинамических обстановках (на примере Урала) // Геохимия. 1997. №11. ...
9. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии /Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
10. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Магматические формации Гумбейской зоны (Южный Урал) // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 125-127.
11. Briggs R.M., Utting A.I., Gibson I.L. The origin of alkaline magmas in an intraplate setting near a subduction zone: the Ngatutura basalts, North Island, New Zealand // J. Volcan. Geotherm. Res. 1990. V. 40, №1. P. 55-70.
12. Fitton I.G., James D., Leeman W.P. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time // J. Geophys. Res. B. 1991. V. 96, №8. P. 13696-13713.
13. Luhr J.F., Pies J.G., Aranda-Gomez J.J. et al. Crustal contamination in early Basin - and - Range hawaiites of Los Encinos volcanic field, Central Mexico // Contrib. Miner. and Petrol. 1995. V. 118, №4. P. 321-339.
14. Moore G., Marone C., Carmichael I. S. E. et al. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt // Geol. Soc. Amer. Bull. 1994. V. 106, №3. P. 383-394.
15. Richards I.P., Chappell B. W., McCulloch M.T. Intraplate - type magmatism in a continent-island arc collision zone: Porgera intrusive complex, Papua New Guinea // Geology. 1990. V. 18, №10. P. 958-961.