

Е.И.БОГДАНОВА, Т.Я.ГУЛЯЕВА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ
ВУЛКАНИТАХ БОЛЬШЕБАЛАНДИНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Большебаландинская свита раннесилурийского^I возраста залегает в основании палеозойского вулканогенного разреза в центральной части Восточной вулканогенной (Алапаевско-Брединской) зоны Урала, на участке ее резкого сужения, в районе Челябинского гранитоидного массива. Свита обнажается в крутых береговых обрывах р.Миасс ниже д.Бол. Баландино, где на протяжении около 3 км можно наблюдать выходы лавовых потоков базальтового, андезитобазальтового и андезитового состава общей мощностью около 800 м.

^I Возраст принят при геологической съемке по фауне граптолитов в сходных разрезах, расположенных южнее.

В основании разреза чередуются многочисленные потоки афировых диабазов, а также пироксеновых, реже плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, имеющих подушечное и массивное строение. В средней части преобладают кластолавы пироксен-плагиоклазовых порфиритов с отдельными потоками афировых диабазов и пироксен-связанных порфиритов, со спорадически встречающимися зонами подушечного сложения. Верхняя часть разреза представляет собой нагромождение грубообломочных кластолав пироксеновых порфиритов, в которых отдельные потоки различаются лишь преобладающим размером обломков, характером и составом цемента.

Высокомагнезиальные породы встречаются в нижней и средней частях разреза и преобладают - в верхней. Это серые и голубовато-серые породы с довольно светлой основной массой и вкраплениями пироксена, количество которого варьирует от 5 до 25%. Местами в породах отмечается небольшое количество (1-3%) субфенокристов плагиоклаза.

По химическому составу и набору элементов-примесей высокомагниевые базальты и андезитобазальты могут быть отнесены к породам бонинитового ряда. Однако для окончательного решения необходима характеристика минеральных фаций, обладающих в бонинитах специфическими особенностями в силу их кристаллизации из высокотемпературных водонасыщенных расплавов в процессе быстрого подъема. К таким особенностям относятся: обилие минеральных фаз темноцветных минералов, их сложная (иногда обратная) зональность, широкие вариации состава клинопироксена, когда в одном образце его железистость может меняться от 10 до 60% /2/, структуры закалки; наличие таких необычных высокотемпературных минералов, как клиноэнстатит и, наконец, бонинитовая структура основной массы /3/, характеризующаяся идиоморфизмом пироксена по отношению к плагиоклазу.

Хотя в условиях полного зеленокаменного перерождения пород и уралитизации пироксенов значительная часть этих признаков недоступна для исследования, некоторые черты пород бонинитового ряда в высокомагнезиальных вулканитах большеландинской свиты все же были установлены. Это прежде всего бонинито-вая микроструктура основной массы, несколько генераций выделений темноцветных минералов (фенокристы 2-6, субфенокристы 0,5-1,5, микрофенокристы 0,25-0,1 мм и микролиты), реликты зональности в некоторых фенокристах и микролитах, наконец, периодически встречающееся тонкое полисинтетическое двойникование зерен уралита, которое мы принимали за реликтовые полисинтетические двойники, характерные для клиноэнстатита.

Состав уралита фенокристов исходя из оптических свойств и измерения показателя преломления ($n_p = 1,647-1,649$; $n_g = 1,622$) определялся нами как тремолит-актинолит. Исследования вторичных амфиболов с помощью микрозонда (с.м. таблицу) показали, что наряду с тремолит-актинолитом, а также актинолитом и тремолитом уралит может иметь состав обыкновенной роговой обманки и алюминий-содержащего куммингтонита (проба 123). Причем в обоих случаях амфиболы этого состава ассоциировали с актинолитом либо тремолит-актинолитом внутри одно-го-о вкрапленника, хотя оптически в этих вкрапленниках следы зональности не улавливаются.

Если появление роговой обманки может быть вызвано повышением степени метаморфизма пород, то наличие куммингтонита скорее всего связано с составом матричного минерала. Доказательством этого служит исключительно куммингтонитовый состав уралитов из марианитов оз.Тишки /1/, отличающихся наиболее высокой магнезиальностью (проба 62).

Химический состав уралитов, мас. %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
48а*	56,30	0,07	6,22	7,94	18,10	8,27	0,31	0,02
48б	55,26	0,07	0,97	7,96	18,52	11,63	0,32	0,02
48в	55,54	0,07	1,96	7,95	18,44	11,37	0,32	0,02
55	55,21	0,09	2,54	10,73	16,91	11,89	0,09	0,02
122а	57,18	0,17	1,60	7,62	18,95	10,52	0,16	0,02
122б	58,64	0,17	1,60	7,61	19,65	10,52	0,16	0,02
123а	53,09	0,15	2,69	14,18	16,62	10,94	0,40	0,02
123б	59,29	0,72	13,42	7,33	17,16	1,44	0,34	0,02
123в	54,83	0,71	13,93	10,82	15,43	1,43	0,36	0,02
123г	57,18	0,13	1,69	6,34	18,92	11,98	0,04	0,02
62а	57,85	0,04	8,54	4,15	17,38	4,97	0,17	0,02
62б	58,36	0,04	11,01	4,14	17,19	2,80	0,17	0,02
62в	59,12	0,04	14,69	4,14	16,90	0,58	0,16	0,02

* 48 а, б, в - разные части одного фенокриста (а - роговая обманка, б, в - тремолит-актинолит); 55 - фенокрист (актинолит); 122а - субфенокрист (тремолит-актинолит); 122б - фенокрист (тремолит); 123а - левая часть двойника фенокриста (актинолит); 123б - правая часть двойника фенокриста (глиноземистый куммингтонит); 123в - субфенокрист (глиноземистый куммингтонит); 123г - субфенокрист (тремолит); 62 а, б - фенокрист (кумингтонит); 62в - микрофенокрист (глиноземистый куммингтонит).

Таким образом, исследование уралита позволяет предполагать сложный неоднородный состав вкрапленников пироксена в высокомагматических вулканитах большебаландинской свиты как еще один признак принадлежности этих пород к бонинитовому ряду.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

1. Богданова Е.И. Породы марианит-бонинитового ряда в Восточной вулканогенной зоне Урала // Ежегодник-1988 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С.32-35.
2. Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Д.Г. и др. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
3. Пирс Дж.А., Липпард С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С.134-165.