

ĐIỀU KIỆN THÀNH TẠO CỦA PYROXENE VÀ GRANAT TRONG SA KHOÁNG TẠI CHỖ CỦA MỎ SAPHIR ĐẮK NÔNG LIÊN QUAN TỚI BASALT KAINOZOI, MIỀN NAM VIỆT NAM

TRẦN TUẤN ANH, A.E. IZOKH, TRẦN TRỌNG HÒA,
V.V. EGOROVA, R.A. SHELEPAEV, S.Z. SMIRNOV, NGÔ THỊ PHƯỢNG,
PHẠM THỊ DUNG, PHAN ĐỨC LÊ, NGUYỄN ANH TUẤN

I. MỞ ĐẦU

Hoạt động magma basalt nội mảng tuổi Neogen - Đệ tứ phổ biến rộng rãi ở khu vực Đông Nam Á. Sự xuất hiện plume ở khu vực này được một số nhà nghiên cứu gắn với quá trình va chạm Âu-Á [18, 19].

Ở miền Trung và Nam Việt Nam các cao nguyên basalt thường có diện tích tới trên 100 km² và dày tới vài trăm mét, trong khi toàn bộ diện tích các lớp phủ đạt tới trên 23.000 km² [10]. Phần lớn thể tích của các dòng basalt này là basalt tholeite, basalt kiềm chiếm thể tích nhỏ hơn. Các nghiên cứu chi tiết về basalt miền Nam Việt Nam đã phân chia ra hai giai đoạn hoạt động núi lửa [10]. Trong giai đoạn thứ nhất thường phun trào tholeite thạch anh và olivin với một lượng nhỏ basalt kiềm, còn giai đoạn thứ hai đặc trưng bởi sự phun trào của tholeit olivin, basalt kiềm, basanite và đôi khi cả nephelinit [10].

Trong vỏ phong hóa phát triển trực tiếp trên các thành tạo basalt kiềm của giai đoạn thứ hai đã phát hiện được các bao thể sâu (megacryst) của pyroxene, granat, amphibol, feldspar K-Na, phlogopite cũng như các thể từ lherzolite chứa granat, lherzolite chứa spinel, websterite và pyroxenite [11]. Cùng với biểu hiện của các magma basalt là các mỏ sa khoáng aluvi của saphir và zircon, mà cho đến nay, vấn đề nguồn gốc của các mỏ này đã làm nảy sinh nhiều tranh luận [6, 8, 9, 17].

Nghiên cứu các tinh thể lớn granat, sanidine, clinopyroxene từ basalt kiềm và sa khoáng có saphir và zircon cho phép tái lập lịch sử phát triển các lò magma basalt và độ sâu thành tạo của

chúng. Với mục tiêu này, chúng tôi đã tiến hành các nghiên cứu về thành phần cũng như sử dụng các phương pháp nhiệt áp kế khoáng vật cho các megacryst clinopyroxene và granat từ basalt trong trường basalt Đắc Nông (miền Trung Việt Nam), nơi đã tìm thấy saphir và zircon trong các sa khoáng aluvi liên quan với laterit hình thành trên basalt kiềm và basalt tholeite.

II. MẪU THU THẬP VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH

Các tinh thể lớn thu thập từ sa khoáng tại chỗ, phát triển trong laterit của mỏ saphir Đắc Tôn, Đắc Nông gồm các tinh thể lớn của pyroxene, granat, alumospinel giàu Cr và Fe, oxit Fe-Ti. Các tinh thể clinopyroxene có màu đen, kích thước dao động từ vài centimet, có khi lên tới 15 cm; granat thường tạo tập hợp các hạt màu nâu, nâu đỏ có kích thước nhỏ hơn, khoảng một vài centimet. Các tinh thể anorthoclase thường có màu trắng sữa, đôi khi hơi trong, cát khai rõ ràng, kích thước cũng dao động mạnh. Các khoáng vật oxit và spinel thường tìm thấy ở dạng đơn tinh, kích thước dao động một vài milimet.

Thành phần hóa học của khoáng vật được phân tích bằng microzond JEOL- 8100 tại Viện Địa chất và Khoáng vật học Novosibirsk, Viện HLKH Nga, với điện thế 20 keV, cường độ dòng 50 nA. Các mẫu chuẩn quốc tế được sử dụng để hiệu chỉnh mẫu.

Hàm lượng các nguyên tố hiếm vết của các tinh thể lớn pyroxen và granat đã được phân tích từng hạt khoáng vật bằng phương pháp LA ICP-MS ở Viện

Địa chất và Khoáng vật học, Phân viện Sibiri, Viện HLKH Nga. Kết quả phân tích từng hạt trùng với kết quả kiểm tra mẫu chuẩn (NIST 612,614). Sai số phân tích so với mẫu chuẩn không vượt quá 15-25 % đối với các nguyên tố có hàm lượng dưới 1 ppm và 5-10 % đối với các mẫu có hàm lượng > 1 ppm.

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU VÀ MỘT SỐ LUẬN GIẢI

1. Thành phần các nguyên tố chính của pyroxene và granat

Kết quả nghiên cứu thành phần hóa học của các khoáng vật cho thấy : các khoáng vật chính trong sa khoáng đi cùng với saphir và zircon bao gồm pyroxene, granat, aluminospinel giàu Cr và Fe, oxit Fe-Ti có thành phần hemoilmenite. Augite giàu nhôm ($En_{42-54}Fs_{12-20}Wo_{34-44}$) và granat giàu calci ($Prp_{59-66}Alm_{20-27}Grs_{13-15}$) là các khoáng vật có kích thước lớn được hình thành trong lò magma basalt dưới sâu, trong khi pyroxene thấp Ca ($En - 0,80-0,89$), anorthoclase và aluminospinel nằm ở phần Manti trên nông hơn. Các đặc trưng thành phần này phản ánh quá trình xuất sinh và đi lên của lò magma.

Clinopyroxene trong tổ hợp megacryst có thành phần tương ứng với augit cao nhôm (En_{42-54} , Fs_{12-20} , Wo_{34-44}) (bảng 1). Độ magne (Mg#) của clinopyroxene dao động từ 74 đến 81. Hàm lượng Al_2O_3 chiếm 7,7 đến 8,6 % tl và tăng theo mức độ giảm của Mg#. Hàm lượng TiO_2 (0,9-1,54 % tl) và Na_2O (1,42-1,76 % tl) tăng cùng với mức độ tăng FeO trong khoáng vật. Hàm lượng Cr_2O_3 trong hầu hết các mẫu đều nhỏ hơn giới hạn phát hiện được. Khác với clinopyroxene trong các lherzolite và websterite cũng được chính các basalt này mang lên (Mg# = 90-92, $TiO_2 - 0,25-05$ % tl, $Cr_2O_3 - 0-1,23$ % tl), clinopyroxen trong tổ hợp tinh thể lớn có độ Mg thấp hơn, hàm lượng Ti cao hơn và Cr thấp hơn.

Đối sánh thành phần của clinopyroxen cho thấy có mối tương quan về thành phần của Cpx trong các tinh thể lớn với basalt vây quanh. Tương quan này càng rõ ràng hơn khi đối sánh thành phần của các tinh thể lớn Việt Nam với các tinh thể lớn trong các trường núi lửa khác ở Đông và Đông Nam Á. Thí dụ : ở Việt Nam, các tinh thể lớn Cpx giàu Mg hơn, tương ứng với các basaltoid giàu Mg hơn (Mg# = 45-46) ; trong khi đó các basaltoid giàu sắt hơn trong các trường đá núi lửa của Mông Cổ (Mg# = 27)

Bảng 1. Thành phần hóa học của Cpx trong basalt kiềm

	Ký hiệu mẫu									
	IR36-1	PI751-4	IR35-3	IR35-1	IR35a-6	IR35-8	IR36-3	2619a	2619b	2619b
SiO ₂	49,94	49,99	49,74	49,66	48,48	49,65	50,45	49,80	50,45	50,18
TiO ₂	0,92	0,90	0,86	0,97	1,59	0,97	0,74	1,13	0,83	0,84
Al ₂ O ₃	8,20	8,23	8,40	8,29	8,84	8,48	8,05	8,54	8,17	8,16
FeO	6,98	7,00	6,91	7,20	7,97	7,05	6,88	7,21	6,87	6,70
MnO	0,13	0,12	0,13	0,15	0,11	0,14	0,14	0,14	0,18	0,16
MgO	15,23	14,93	15,02	14,84	12,69	14,61	15,74	15,32	16,75	16,41
CaO	16,38	15,93	16,56	16,25	17,27	16,04	15,55	16,21	15,84	15,79
Na ₂ O	1,45	1,54	1,52	1,54	1,87	1,55	1,40	1,66	1,46	1,43
Cr ₂ O ₃	0,02			0,02			0,05	0,02	0,04	0,05
Tổng	99,30	98,70	99,20	98,90	98,80	98,50	99,00	100,00	100,60	99,70
Thành phần hoá học tính theo 6 nguyên tử oxy										
Si	1,834	1,844	1,830	1,832	1,807	1,836	1,850	1,818	1,825	1,829
Ti	0,025	0,025	0,024	0,027	0,045	0,027	0,020	0,031	0,023	0,023
Al	0,355	0,358	0,364	0,360	0,388	0,370	0,348	0,367	0,348	0,351
Fe	0,214	0,216	0,213	0,222	0,248	0,218	0,211	0,220	0,208	0,204
Mg	0,833	0,821	0,823	0,816	0,705	0,805	0,860	0,833	0,903	0,891
Ca	0,645	0,630	0,653	0,642	0,690	0,636	0,611	0,634	0,614	0,617
Na	0,103	0,110	0,108	0,110	0,135	0,111	0,100	0,117	0,102	0,101
Mg#	79,500	79,200	79,500	78,600	73,900	78,700	80,300	79,100	81,300	81,400
P (kbar)	15,300	17,000	14,900	15,400	16,000	15,300	16,300	14,900	14,600	14,900

chứa các Cpx có độ Mg thấp hơn nhiều so với Cpx ở vùng nghiên cứu của Việt Nam. Tương quan này còn quan sát thấy đối với trường hợp Ca, Na, Al. Các tinh thể lớn Cpx từ núi lửa Savarun - Saram (Trung tâm Mông Cổ) giàu Al, Na và nghèo Ca được tách ra từ các đá basalt có hàm lượng các nguyên tố này tương đối cao hơn so với các basaltoid của Việt Nam [4]. Tất cả những số liệu này minh chứng cho sự gắn gũi về nguồn gốc của các tinh thể lớn Cpx và basaltoid vây quanh.

Để xác định áp suất thành tạo các tinh thể lớn Cpx ở Việt Nam, chúng tôi sử dụng áp kế Cpx [13]; Áp kế này được thành lập dựa trên cơ sở mối liên quan giữa áp suất, thể tích của ô mạng thành phần và khối đa diện M1 trong cấu trúc của clinopyroxen. P. Nimis đã phát hiện: với một thành phần dung thể nhất định, thể tích ô mạng tinh thể và thể tích khối đa diện M1 sẽ giảm tuyến tính theo mức độ tăng của áp suất [13]. Phương pháp Nimis dựa trên các kết quả thực nghiệm của clinopyroxen kết tinh từ các dung thể khác nhau về thành phần và hàm lượng nước (basanit, basalt- picrit, basalt cao nhôm) ở áp suất từ 0 đến 24 kbar với các hoạt độ oxy khác nhau.

Đối với các magma không chứa nước và magma bão hòa nước sai số không vượt quá 1,7 kbar.

Bằng phương pháp trên đã xác định áp suất thành tạo các tinh thể lớn clinopyroxen ở Việt Nam là 14-17 kbar. Kết quả thực nghiệm chỉ ra: clinopyroxen có thành phần gần gũi với các tinh thể lớn kết tinh từ các dung thể basalt olivin kiềm tự nhiên có khả năng hình thành ở áp suất 14-16 kbar và nhiệt độ 1.200 °C [7].

Granat trong tập hợp tinh thể lớn ở Việt Nam có thành phần tương ứng với pyrop - almadin (Prp₅₉₋₆₆, Alm₂₀₋₂₇, Grs₁₃₋₁₅), có độ Mg dao động từ 69-76 % (bảng 2). Khác với granat từ Iherzolit thường có hàm lượng Cr₂O₃ đạt tới 0,25 % tl và hàm lượng TiO₂ tương đối cao (TiO₂ - 0,48-0,69 % tl), các tinh thể lớn gần như không chứa Cr₂O₃.

Cũng như clinopyroxen, đối với granat cũng phát hiện mối tương quan chặt chẽ giữa hợp phần pyrop và basaltoid vây quanh. Granat ở Việt Nam cũng giàu Mg hơn (Mg* = 69-76) so với granat ở Mông Cổ (Mg* 61-63) [4].

Bảng 2. Thành phần hóa học của granat trong basalt kiềm

	Ký hiệu mẫu									
	2619b	2619b	2619d	2619d	DLS285	286	286	287	2619a	2619a
SiO ₂	40,09	40,16	41,11	40,18	40,24	41,14	39,73	39,82	40,56	40,49
TiO ₂	0,57	0,55	0,48	0,52	0,53	0,51	0,60	0,60	0,69	0,60
Al ₂ O ₃	22,55	22,56	22,99	22,53	22,69	22,84	22,44	22,21	23,15	23,42
FeO	13,38	13,65	10,48	12,39	11,58	10,57	14,17	14,15	13,63	11,84
MnO	0,40	0,44	0,32	0,38	0,37	0,36	0,91	0,42	0,41	0,34
MgO	16,92	16,86	19,28	17,83	18,24	18,80	16,23	16,21	16,08	18,15
CaO	5,61	5,58	5,25	5,36	5,39	5,25	5,57	5,60	5,93	5,15
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃		0,02	0,09	0,02	0,03	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02
Tổng	99,60	99,90	100,00	99,20	99,10	99,60	99,70	99,10	100,50	100,10

Thành phần hoá học tính theo 12 nguyên tử oxy

Si	2,94	2,94	2,95	2,94	2,94	2,97	2,93	2,95	2,95	2,93
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Al	1,95	1,95	1,95	1,94	1,95	1,94	1,95	1,94	1,98	1,99
Fe	0,82	0,84	0,63	0,76	0,71	0,64	0,87	0,88	0,83	0,72
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,00	0,03	0,02
Mg	1,85	1,84	2,06	1,94	1,98	2,02	1,78	1,79	1,74	1,95
Ca	0,44	0,44	0,40	0,42	0,42	0,41	0,44	0,45	0,46	0,40
Mg#	69,30	68,80	76,60	71,90	73,70	76,00	67,10	67,10	67,80	73,20
Prp	59,40	59,10	66,60	62,30	63,70	66,00	57,60	57,50	57,40	63,70
Alm	26,40	26,80	20,30	24,30	22,70	20,80	28,20	28,20	27,30	23,30
Grs	14,20	14,10	13,00	13,50	13,50	13,20	14,20	14,30	15,20	13,00

2. Đặc điểm địa hóa các nguyên tố hiếm - vết và đất hiếm của các tinh thể lớn

Clinopyroxen thường tích tụ các nguyên tố đất hiếm (REE). Thành phần của clinopyroxen phản ánh đặc trưng địa hóa của magma kết tinh nên nó, còn hàm lượng của các nguyên tố hiếm không tương thích trong pyroxen được xem như những thông số thành phần của magma không phụ thuộc dao động thành phần và các biến đổi thứ sinh của pyroxene. Từ những năm 60 của thế kỷ trước đã có những nghiên cứu đầu tiên về hàm lượng các nguyên tố đất hiếm của clinopyroxene trong các thể từ lherzolite cũng như trong các thiên thạch. Cho đến nay đã có hàng ngàn kết quả phân tích REE trong clinopyroxen được công bố qua các công trình nghiên cứu trên thế giới. Những kết quả này đều chứng minh clinopyroxen rất không đồng nhất về mức độ tích tụ REE, cũng như tỷ lệ giữa đất hiếm nhẹ, trung bình và nặng. Nhìn chung, mức độ tích tụ đất hiếm trong clinopyroxen tăng dần từ thiên thạch và siêu mafic Manti, đến các gabroid và tiếp theo trong các đá trung tính và acid, đặc biệt trong các đá có độ kiềm trội lên. Các nghiên cứu thành phần hiếm vết của clinopyroxen

cũng đã chứng minh chúng được hình thành ở giai đoạn sớm, không phụ thuộc vào sự hình thành do tích tụ hay do phản ứng có thể phản ánh sự cân bằng các dung thể tương ứng trong các giai đoạn khác nhau của tiến hóa các tổ hợp magma.

Tốc độ khuếch tán thấp các nguyên tố không tương thích trong clinopyroxen ở nhiệt độ subsolidus cũng là một đặc điểm quan trọng [21]. Vì thế tinh thể lớn và các ban tinh clinopyroxen được coi như những khoáng vật hình thành sớm trong basalt kiềm và được sử dụng để xác định hệ số phân bố khoáng vật - dung thể và các đặc trưng địa hóa của magma ; từ các magma đó kết tinh clinopyroxen đã mô tả ở trên. [2, 3, 15].

Hàm lượng các nguyên tố đất hiếm trong các tinh thể lớn clinopyroxen gấp 2-6 lần so với trị số của Chondrit (hình 1A, bảng 3). Đường cong phân bố REE chuẩn hóa theo Chondrit phản ánh sự giàu các nguyên tố REE trung bình $(Ce/Sm)_N = 0,68 - 0,81$ và nghèo các lantanoid nặng $(Sm/Yb)_N = 2-2,6$, không có dị thường Eu $(Eu/Eu^* = 1,17/1,23)$. Trên biểu đồ đa nguyên tố chuẩn hóa theo Manti

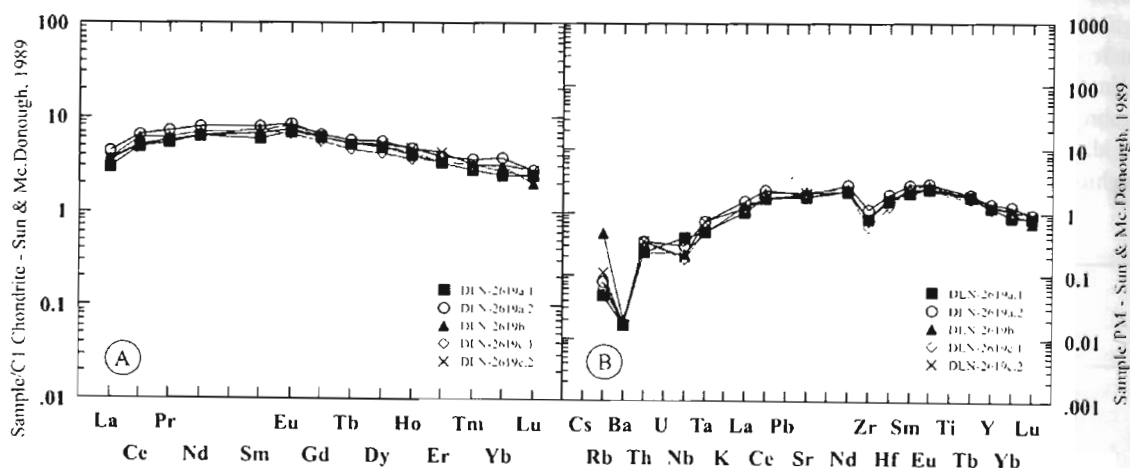
Bảng 3. Thành phần các nguyên tố hiếm - vết trong các tinh thể lớn clinopyroxen và granat

	Clinopyroxen					Granat			
	DLN-2619a		DLN-2619b		DLN-2619c	DLN-2619a		DLN-2619c	
	1	2	1	1	2	1	2	1	2
Rb	0,03	0,05	0,30	0,04	0,07	0,12	0,24	0,16	0,09
Ba	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,56	0,21	0,07	0,06
Th	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,01		0,06
Nb	0,28	0,21	0,16	0,13	0,14	0,15	0,09	0,04	0,07
Ta	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
La	0,69	1,03	0,85	0,85	0,81	0,29	0,06	0,03	0,02
Ce	2,93	3,96	3,67	3,17	3,02	0,92	0,34	0,26	0,22
Pr	0,51	0,68	0,58	0,54	0,53	0,15	0,10	0,08	0,06
Sr	38,00	42,00	45,00	39,00	43,00	4,20	0,64	0,64	0,04
Nd	2,94	3,69	3,24	2,89	2,89	1,05	1,14	0,96	0,85
Zr	9,10	13,00	8,90	6,70	9,60	34,00	55,00	46,00	37,00
Hf	0,49	0,59	0,48	0,39	0,53	0,82	1,36	1,11	0,90
Sm	0,89	1,22	1,09	1,12	1,03	0,84	1,17	1,06	0,88
Eu	0,40	0,49	0,47	0,38	0,43	0,48	0,77	0,62	0,54
Gd	1,23	1,34	1,24	1,14	1,26	2,42	3,73	3,35	2,51
Tb	0,19	0,21	0,19	0,17	0,20	0,61	0,92	0,79	0,69
Dy	1,22	1,38	1,20	1,04	1,30	5,30	7,88	7,25	6,22
Ho	0,22	0,26	0,24	0,20	0,26	1,52	2,01	1,86	1,69
Y	5,30	6,30	5,40	5,10	5,90	41,00	53,00	50,00	48,00
Er	0,54	0,62	0,56	0,55	0,69	1,86	6,23	6,12	5,87
Tm	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,86	0,96	1,03	1,08
Yb	0,41	0,62	0,52	0,45	0,53	6,22	6,06	6,89	7,95
Lu	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	1,03	0,86	1,04	1,32

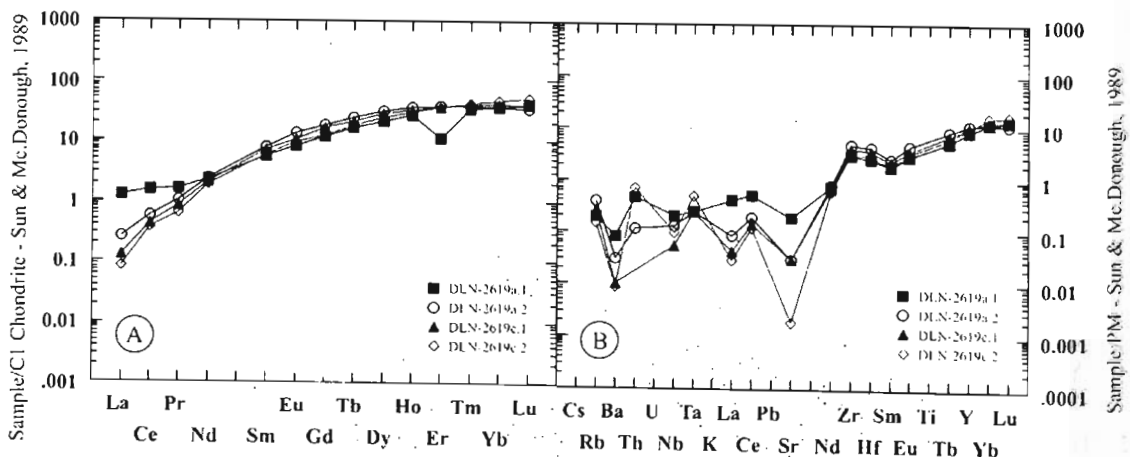
nguyên thủy thể hiện rõ các dị thường âm của Ba, Nb, và Zr (hình 1B). Hàm lượng chung của các lanthanoid trong granat gấp 0,1-40 lần so với trị số của Chondrit. Các mẫu phân tích có đặc trưng chung là sự phân bố của các nguyên tố đất hiếm phân dị rất rõ rệt: sự nghèo kiệt các nguyên tố đất hiếm nhẹ và tăng mạnh các nguyên tố đất hiếm nặng (Nd/Yb)_N = 0,04-0,07 (hình 2A). Trên biểu đồ phân bố đa nguyên tố chuẩn hóa theo Manti nguyên thủy của granat thể hiện các dị thường âm của Sr, Ba (hình 2B). Hàm lượng đất hiếm nặng trong granat gấp 40 lần trị số chondrit. Có thể sử dụng hệ số phân bố khoáng vật - dung thể đối với các hệ basaltoid kiềm để tiến hành xác định thành phần dung thể cân bằng để đối sánh với clinopyroxen trong các tổ hợp tinh thể lớn ở Việt Nam. Chúng tôi đã sử dụng hệ số phân bố của

D. McKenzie và R.K.O'Nions, thông qua con đường thực nghiệm đối với basalt kiềm [12]. Kết quả tính toán nhận được cho thấy đặc trưng địa hóa của các dung thể nhìn chung gần gũi với thành phần của các dung thể basaltoid kiềm mang các tinh thể lớn lên bề mặt.

Bằng phương pháp tính toán tương tự cũng chứng tỏ các tinh thể lớn clinopyroxen có thể đã kết tinh từ dung thể có thành phần gần gũi với basalt mang các tinh thể lớn này. Như vậy, các nghiên cứu trên đây cho thấy: thành phần của các tinh thể lớn clinopyroxen và granat phản ánh các đặc điểm thành phần của basalt kiềm vây quanh chúng và cũng chứng tỏ mối liên quan nguồn gốc giữa basalt và các tinh thể lớn.



Hình 1. Biểu đồ phân bố nguyên tố hiếm chuẩn hóa theo Chondrite (A) và biểu đồ đa nguyên tố chuẩn hóa theo Manti (B) của Cpx trong sa khoáng từ basalt kiềm. Các giá trị chuẩn hóa theo [16]



Hình 2. Biểu đồ phân bố nguyên tố hiếm chuẩn hóa theo Chondrite (A) và biểu đồ đa nguyên tố chuẩn hóa theo Manti (B) của Granat trong sa khoáng từ basalt kiềm. Các giá trị chuẩn hóa theo [16]

Áp suất kết tinh của các tinh thể lớn pyroxen đạt tới 14-17 kbar, tương ứng với độ sâu 56-60 km ; đối với vùng Đông á tương đương tới ranh giới giữa vỏ và Manti thạch quyển.

Chúng tôi giả thiết sự hình thành các tinh thể lớn clinopyroxen và granat xảy ra trong quá trình kết tinh sâu của magma basalt kiềm tại các lò trung gian trên ranh giới vỏ - Manti. Các tinh thể lớn hình thành trước bị cuốn vào và đưa lên bề mặt bởi các đợt phun trào lặp lại của các đợt magma basalt kiềm mới. Lò magma được hình thành ở độ sâu hơn 50 km trên ranh giới vỏ - Manti, hoàn toàn có khả năng là nguồn nhiệt và nguồn chất bốc cho quá trình nóng chảy lớp vỏ dưới.

KẾT LUẬN

Kết quả nghiên cứu chi tiết về thành phần nguyên tố chính và nguyên tố hiếm, đất hiếm trong các tinh thể lớn clinopyroxene và granat trong basalt khu vực Đắk Nông cho phép nêu những nhận định chủ yếu sau :

1. Thành phần của các tinh thể lớn clinopyroxen và granat phản ánh các đặc điểm thành phần của basalt kiềm vây quanh chúng và cũng chứng tỏ mối liên quan nguồn gốc giữa chúng.

2. Các tính toán nhiệt áp kế cho thấy áp suất kết tinh của các tinh thể lớn pyroxen đạt tới 14-17 kbar tương ứng với độ sâu 56-60 km và nhiệt độ khoảng 1.200 °C ; đối với vùng Đông Á tương đương với ranh giới giữa vỏ và Manti thạch quyển.

TÀI LIỆU DẪN

[1] S.M. BARR, J. DOSTAL, 1986 : Petrochemistry and origin of megacrysts in Upper Cenozoic basalts, Thailand. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 1, 2, 107-116.

[2] G. DOBOSI, G.J. JENNER, 1999 : Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, north Hungary : a study by laser ablation microprobe - inductively coupled plasma - mass spectrometry. *Lithos* 46, 4, 731-749.

[3] T. DUNN, C. SEN, 1994 : Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase and olivine in basaltic to andesitic systems : A combined analytical and experimental study : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, 717-733.

[4] V.V. EGOVA, N.I. VOLKOVA, R.A. SHELEPAEV, A.E. IZOKH, 2006 : The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia : evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts. *Mineralogy and Petrology*, Volume 88, Issue 3-4, 419-441.

[5] H. FONTAINE, D.R. WORKMAN, 1978 : Review of the geology and mineral resources of Kampuchea, Laos and Vietnam. Third Regional Conference on Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Bangkok, Thai land.

[6] V. GARNIER, D. OHNENSTETTER et al, 2005 : Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, Southern Vietnam. *Miner. Mag.*, 69(1), 21-38.

[7] D.H. GREEN and W. HIBBERSON, 1970 : The instability of plagioclase and peridotite at high pressure. *Lithos*, 3, 209-221.

[8] J.F. GUO, S.Y. O'REILLY and W.L. GRIFFIN, 1996 : Zircon inclusions in corundum megacrysts I : Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2347-2363.

[9] J. GUO, S.Y. O'REILLY et al, 1996 : Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 4, 368-386.

[10] N. HOANG, M. FLOWER, R. CARLSON, 1996 : Major, trace element and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of enriched mobile asthenosphere with the continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4329-4351.

[11] N. HOANG, M. FLOWER, K. TAMAKI, 1998 : Evidence from ultramafic xenoliths for lithospheric mantle beneath Indochina. *Jour. of Asian Earth Sciences*.

[12] D. MCKENZIE, R.K. O'NIONS, 1991 : Partial melt distributions from inversion of rare-earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32, 5, 1021-1091.

[13] P. NIMIS, 1999 : Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 2 : Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 62-74.

[14] S.Y. O'REILLY et al, 1996 : Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths : impli-

cations for thermobarometry. Mineralogical Magazine, **61**, 257-269.

[15] C.S.J. SHAW and J. EYZAGUIRRE, 2000 : Origin of megacrysts in the alkaline lavas of the West Eifel volcanic field Germany. Lithos v. 50 75-95.

[16] S.S. SUN & W.F. MCDONOUGH, 1989 : Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle compositions and processes. In : A.D. Saunders and M.J. Norry (editors). Magma-tism in the ocean basins. Geological Society. London. 313-345.

[17] F.L. SUTHERLAND, P.O.W. HOSKIN et al, 1998 : Models of corundum origin from alkali basalt terrains: a reappraisal. Contributions to Mineralogy and Petrology, **133**, 356-372.

[18] P. TAPPONNIER, G. PELTZER, A.Y. LEDAIN, R. ARMIJO, P. COBBOLD, 1982 : Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine, Geology, **10**, 611-616.

[19] P. TAPPONNIER et al, 1986 : On the mechanics of the collision between India and Asia, in Collision Tectonics, Coward & Ries (eds.) : Geological Society Special Publication, **19**, 115-157.

[20] PHAN CỰ TIẾN (chủ biên), 1988 : Bản đồ Địa chất Việt Nam, Lào, Campuchia, tỷ lệ 1:1.000.000.

[21] J.A. VAN ORMAN, T.L. GROVE, N. SHIMIZU, 2001: Rare earth element diffusion in diopside :

Influence of temperature, pressure and ionic radius and an elastic model for diffusion in silicates. Contributions to Mineralogy and Petrology, **141**, 687-703.

[22] PHẠM TÍCH XUÂN, N.H., LEE HY UNKOO, 2004 : Địa hóa basalts kainozoic muộn Việt Nam và ý nghĩa kiến tạo của nó. Tc Địa chất, loạt A, **285**, 11-12.

SUMMARY

P-T forming conditions of the pyroxene and garnet megacrysts of Cenozoic basalt in in-situ Dak Nong sapphire mine, south Vietnam

The paper presents detailed investigation on the major, trace and rare earth element characteristics of the clinopyroxene and garnet megacrysts of the Cenozoic basalts in Dak Nong sapphire mine. The researched results imply: the compositions of clinopyroxene and garnet megacrysts reflect compositions of surrounded alkaline basalt, as well as the genetic links between them. Using thermobarometric calculations of clinopyroxene reveal that they were crystallized at pressure of 14 - 17 kbars (50 - 60 km depth) and temperature of ~1200 °C, corresponding to mantle-crust boundary of the Southeast Asia.

Ngày nhận bài : 5-5-2009

Viện Địa chất

(Viện KHvCN Việt Nam),

Viện Địa chất - Khoáng vật học Novosibirsk

(Viện HLKH Nga),

Bảo tàng thiên nhiên

(Viện KHvCN Việt Nam),

Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam