

ĐẶC ĐIỂM NHẬN DẠNG CÁC TỔ HỢP SIÊU MAFIC Ở VIỆT NAM

TRẦN TRỌNG HOÀ, NGÔ THỊ PHƯỢNG,
PHAN LƯU ANH

1. Mở đầu

Các thành tạo siêu mafic, chỉ chiếm một phần rất nhỏ trong diện tích của các thành tạo magma, song có ý nghĩa cực kỳ quan trọng trong nghiên cứu địa chất. Trước hết vì liên quan với chúng có nhiều khoáng sản có giá trị: cromit, sulfur nikel-đồng, kim loại nhôm platin, titanomagnetit, phlogopit, nguyên liệu chịu lửa, đá quý (bao gồm cả kim cương). Hiệu suất sinh quặng của các đá siêu mafic cao hơn nhiều so với bất cứ một loại đá magma nào khác. Thêm vào đó, chúng còn có vai trò quan trọng trong việc tìm hiểu trạng thái của Manti và tái lập bối cảnh địa động lực cổ.

Nhiều công trình nghiên cứu về đá siêu mafic ở Việt Nam đã được công bố [1, 5-12, 15-20]. Nhiều tổ hợp đá siêu mafic khác nhau đã được xác lập, vai trò tạo quặng của một số tổ hợp siêu mafic đã được xác định, điều kiện xuất hiện và hình thành của một số tổ hợp đã được làm sáng tỏ.

Tuy nhiên, do mức độ nghiên cứu chi tiết khác nhau nên nhiều tổ hợp siêu mafic chưa được nhận dạng đầy đủ về bản chất kiến tạo cũng như vị trí của chúng trong lịch sử phát triển địa chất khu vực. Bài viết này trình bày một số nét đặc trưng cơ bản của các thành tạo siêu mafic trong các tổ hợp núi lửa - xâm nhập và xâm nhập khác nhau ở Việt Nam trên cơ sở các phân tích định lượng mới về thành phần khoáng vật, hoá học (đặc biệt là hàm lượng các nguyên tố hiếm-vết) và đồng vị của chúng nhằm góp phần làm sáng tỏ các vấn đề trên.

Tư liệu dùng cho bài viết được tổng hợp và chọn lọc từ nhiều đề tài nghiên cứu khác nhau của Phòng Magma - Viện Địa chất (TT KHNTN&CNQG) trong những năm gần đây, trong đó có những tư liệu lần đầu được công bố.

2. Các kiểu tổ hợp đá siêu mafic trong các cấu trúc địa chất

Các thành tạo siêu mafic được đề cập ở đây, bao gồm các đá có hàm lượng $\text{SiO}_2 \leq 45\%$ và hàm lượng $\text{MgO} > 18\%$. Tuy nhiên, trong một số trường hợp, pyroxenit hoặc hornblendit (thường là có $\text{SiO}_2 > 45\%$) cũng được xem xét như là các thành viên họ hàng vì trên thực tế, tổ hợp pyroxen-hornblen ("siêu mafic bazơ") luôn gắn chặt với siêu mafic thực thụ (dunit, olivinit, peridotit...).

Lãnh thổ Việt Nam thuộc về 2 cấu trúc lớn của khu vực châu Á mà ranh giới giữa chúng là đứt gãy Sông Mã [1, 3, 20]. Phần phía bắc đứt gãy Sông Mã là một bộ phận ven rìa nên Nam Trung Hoa (nền Dương Tử), còn phần phía nam - thuộc địa khối Indosini (hình 1). Cấu trúc nội tại của mỗi phần đều khá phức tạp, bao gồm các bồn trũng chống, rift và các đới uốn nếp dạng tuyến được lấp đầy bởi các trầm tích PZ muộn - MZ. Phân cách chúng là những khối nhô (miền nâng) mà trong đó lộ ra các phức hệ đá Tiền Cambri và PZ sớm thuộc móng. Lịch sử hình thành và phát triển của các cấu trúc đó khá phức tạp, chịu ảnh hưởng mạnh của các tác động tách rời và gắn kết các mảnh lục địa cổ.

Các thành tạo siêu mafic ở Việt Nam dựa theo vị trí phân bố trong các cấu trúc địa chất (hình 1) có thể phân chia thành các kiểu sau:

- Kiểu các xâm nhập siêu mafic trong tổ hợp ophiolit thuộc các đới cấu trúc uốn nếp.

- Các tổ hợp siêu mafic giai đoạn hoạt hoá, bao gồm các tổ hợp liên quan tới tạo rift lục địa hoặc các trũng núi lửa - trầm tích (nguồn rift?) và kiểu các tổ hợp siêu mafic trong xâm nhập phân lớp.

- Kiểu các tổ hợp siêu mafic trong các đới biến chất cao tương granulit và amphibolit.

Thuộc về kiểu thứ nhất là hàng loạt các thể siêu mafic trong tổ hợp ophiolit Sông Mã, tổ hợp ophiolit Tam Kỳ - Hiệp Đức. Các thể siêu mafic dải Khâm Đức - Sa Thủy (Pô Cô) ở phía tây khối nhô Kon Tum và các thể siêu mafic vùng nam Hà Giang, Bảo Yên (Lào Cai) ở ven rìa vòm Sông Chảy cũng có thể thuộc kiểu các tổ hợp ophiolit. Theo các tài liệu hiện nay, chúng có tuổi PZ sớm.

Các thành tạo núi lửa - xâm nhập và xâm nhập siêu mafic thuộc giai đoạn hoạt hóa P₂-T₃ là phức tạp nhất, bao gồm các đá thuộc các tổ hợp mafic - siêu mafic loại toleit và toleit á kiềm của rift lục địa Sông Đà, vòm núi lửa - lục nguyên nguồn rift Sông Hiến và các xâm nhập phân lớp phức tạp kiểu Núi Chúa ở Bắc Việt Nam và kiểu Khe Dung ở Trung Việt Nam. Trong hoạt động magma giai đoạn J-P cũng như N-Q khá phổ biến các thành tạo mafic loại toleit và mafic kiềm, song cho đến nay chưa có những tư liệu rõ rệt về các thành tạo siêu mafic, ngoại trừ sự có mặt của các nodul sâu trong các bazan trẻ ở Nam Việt Nam. Trong bài báo này các đá siêu mafic dưới dạng nodul sâu trong bazan không được xem xét.

Kiểu các đá siêu mafic trong các đại biến chất cao tương granulit và amphibolit mới được nghiên cứu trong một vài năm gần đây [6-8]. Đó là các đá pyroxenit olivin-spinel và lertzolit spinel phân bố trong các dải gnei, đá phiến kết tinh cao nhôm đới Sông Hồng. Các đá pyroxenit và peridotit chứa granat ở vùng biến chất Kanac (địa khối Indosini) ở phía nam [Phạm Bình và nnk, 1997. Nghiên cứu các đá siêu mafic kiềm và tiền đề tìm kiếm kim cương ở Tây Nguyên] có thể cũng thuộc kiểu này.

3. Đặc điểm phân biệt của olivin và pyroxen

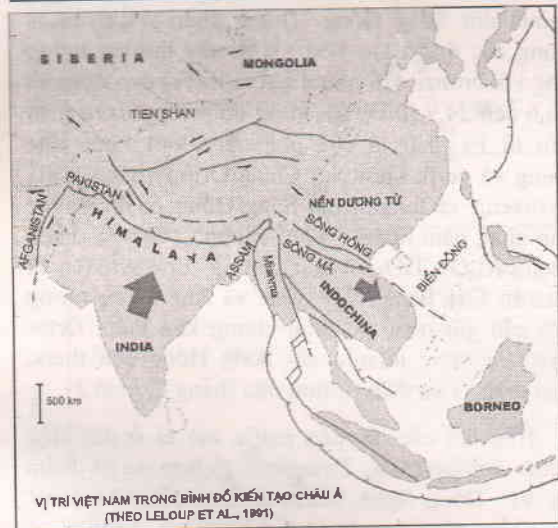
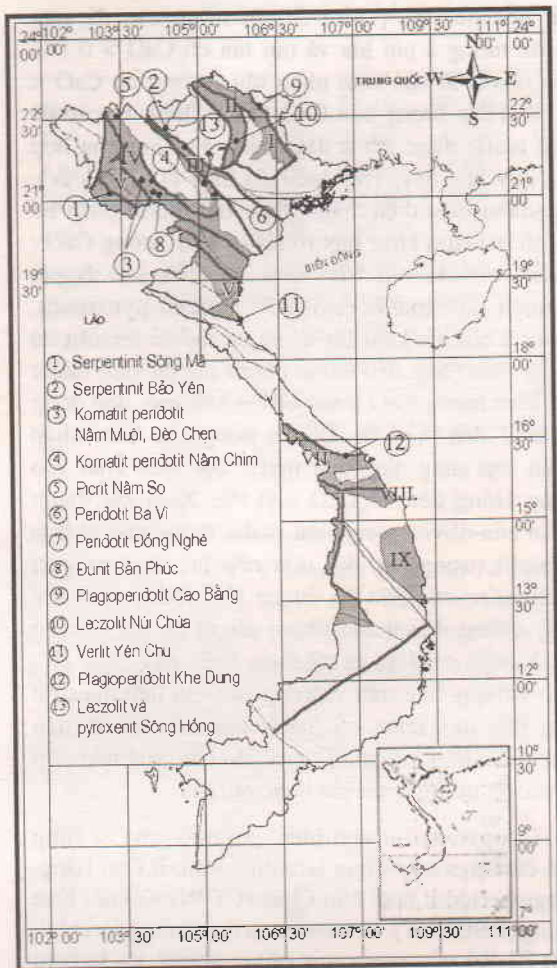
Trong số các khoáng vật thường xuyên có mặt trong các đá siêu mafic thì olivin, ortopyroxen và clinopyroxen là những khoáng vật nguyên sinh chủ yếu. Các đặc điểm tiêu hình về thành phần hoá học của chúng được xem xét trong việc luận giải điều kiện hình thành đá cũng như đối sánh các kiểu tổ hợp siêu mafic. Những tham số thường dùng : độ sắt (Fol), hàm lượng Ni và CaO.

Trong các đá siêu mafic, olivin thường có thành phần nghiêng về minal forsterit trong dãy đồng hình dung dịch cứng forsterit-fayalit. Tuy nhiên olivin trong các tổ hợp đá khác nhau chứa hợp phần fayalit khác nhau (thường là trùng với độ sắt Fol). Olivin có độ sắt thấp nhất (Fol = 7,3-12,5) thuộc về các đá núi lửa, á núi lửa và xâm nhập thành phần siêu mafic (komatit-peridotit, komatit-pyroxenit, dunit) khu vực Nậm Muội và Tạ Khoa (bảng 1, hình 2a) thuộc phần trung tâm cấu trúc Sông Đà (CTSD), trong đó olivin trong dunit khối Bản Phúc ở khu vực nếp lồi Tạ Khoa có Fol thấp nhất ; đặc điểm này khá gần gũi với olivin trong dunit dãy núi giữa đại dương và komatit peridotit Monrow (hình 2a). Olivin trong siêu mafic của ophiolit cũng có đặc điểm tương tự [13] song rất đáng tiếc olivin trong các thành tạo ophiolit ở Việt Nam chưa được nghiên cứu với mức độ cần thiết. Theo kết quả phân tích đơn lẻ của các tác giả (số 13 bảng 1) thì olivin trong dunit serpentinit hoá ở khối Bảo Yên (ven rìa nam khối nâng Sông Chảy) lại có độ sắt rất cao : Fol = 20, thường không đặc trưng cho thành phần của olivin trong các đá siêu mafic thuộc tổ hợp ophiolit. Vấn đề này cần được khảo cứu thêm.

Bảng 1. Thành phần hoá học trung bình của Olivin trong các đá siêu mafic

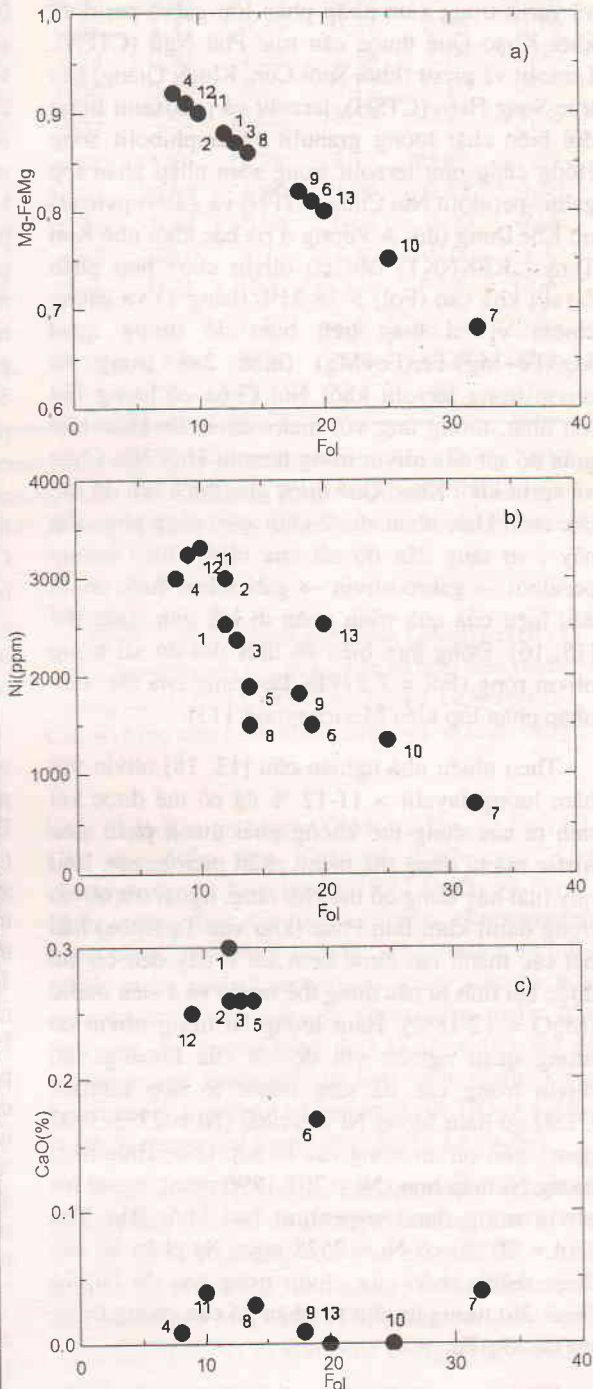
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10*	11	12	13*
FeO	11,61	11,28	12,42	7,69	13,51	17,18	28,65	13,48	17,22	22,48	9,49	9,14	18,52
MgO	46,42	46,09	46,93	49,79	45,11	42,47	34,23	45,43	42,88	37,53	50,23	50,08	42,05
CaO	0,30	0,26	0,26	0,01	0,26	0,17	0,04	0,03	0,01	0,00	0,04	0,25	0,00
NiO	0,32	0,38	0,30	0,38	0,24	0,19	0,09	0,19	0,23	0,17	0,42	0,41	0,32
Ni	2528	3002	2370	3002	1896	1501	707	1501	1817	1343	3318	3239	2528
Fol	12,3	12	12,5	7,3	14,3	18,3	31,3	14,3	18,0	25,0	10,0	9,0	20,0
n	5	1	3	2	11	53	6	7	8	2	3	5	1

1. komatit Nậm Muội, 2. komatit Đèo Chen, 3. komatit Nậm Chim, 4. Dunit khối Bản Phúc, 5. picrit. lertzolit Đông Nghê, 6. lertzolit, picrit Cao Bằng, 7. lertzolit khối Núi Chúa, 8. verlit khối Khao Quế, Yên Chu [17], 9. lertzolit, pyroxenit đới Sông Hồng [8], 10. lertzolit, plagio peridotit khối Khe Dung [Bùi án Niên], 11. peridotit dãy núi giữa đại dương [Initial..., 1979], 12. komatit, peridotit Monrow [Arndt et al, 1977], 13. Dunit serpentinit hoá Bảo Yên. * số liệu lần đầu công bố



Hình 1. Sơ đồ phân bố các thành tạo siêu mafic trong các cấu trúc địa chất Việt Nam
Các đới cấu trúc : I. Sông Hiến . II. Phú Ngũ, III. Sông Hồng, IV. Sông Đà, V. Sông Mã,

VI. Sầm Nưa, VII. A Vương, VIII. Khâm Đức - Sa Thủy, IX. Khối nhô Kon Tum



Hình 2. Vị trí thành phần của olivin trong các tổ hợp siêu mafic theo tương quan Mg/(Fe+Mg)-Fe/(Fe+Mg) (a), FoI-Ni (b) và FoI-CaO (c) Các số hiệu trên hình tương ứng với số hiệu bảng 1

Olivin chứa hợp phần fayalit (Fol) < 18% đặc trưng cho lertzolit và picrit khu vực Ba Vì - Đông Nghệ thuộc CTSD và cấu trúc Fansipan (CTFSP) và verlit trong xâm nhập phân lớp gabro-peridotit khối Khao Quế thuộc cấu trúc Phú Ngũ (CTPN). Lertzolit và picrit (khối Suối Cùn, Khuổi Giàng) cấu trúc Sông Hiến (CTSH), lertzolit và pyroxenit trong đới biến chất tương granulit và amphibolit Sông Hồng cũng như lertzolit trong xâm nhập phân lớp gabro-peridotit Núi Chúa (CTPN) và gabro-pyroxenit Khe Dung (đới A Vương ở rìa bắc khối nhỏ Kon Tum - RBKNKT) đều có olivin chứa hợp phần fayalit khá cao (Fol) > 18-31% (bảng 1) và chúng chiếm vị trí thấp trên biểu đồ tương quan $Mg/(Fe+Mg)-Fe/(Fe+Mg)$ (hình 2a), trong đó olivin trong lertzolit khối Núi Chúa có lượng Fol lớn nhất, tương ứng với hialosiderit. Sự khác biệt giữa độ sắt của olivin trong lertzolit khối Núi Chúa và verlit khối Khao Quế được giải thích bởi độ sâu bóc mòn khác nhau của 2 khối xâm nhập phân lớp này: sự tăng dần độ sắt của olivin theo hướng peridotit → gabro olivin → gabronorit được coi là dấu hiệu của quá trình phân dị kết tinh dung thể [15, 16]. Đồng thời biên độ thay đổi độ sắt trong olivin rộng (Fol = 7-27) là đặc trưng của các xâm nhập phân lớp kiểu Monchegorsk [13].

Theo nhiều nhà nghiên cứu [13, 18] olivin với hàm lượng fayalit > 11-12% đã có thể được kết tinh từ các dung thể không phải thành phần siêu mafic mà từ dung thể thành phần microbazan. Nếu quy luật này đúng có thể cho rằng, ngoại trừ olivin trong dunit khối Bản Phúc (khu vực Tạ Khoa) hầu hết các thành tạo được xem xét ở đây đều có thể được kết tinh từ các dung thể mafic và á siêu mafic ($MgO = 12-18\%$). Hàm lượng Ni trong olivin có tương quan nghịch với độ sắt của khoáng vật, olivin trong các đá siêu mafic tổ hợp komatit CTSD có hàm lượng Ni cao nhất ($Ni = 2373-3002$ ppm), còn olivin trong các tổ hợp khác chứa hàm lượng Ni thấp hơn ($Ni = 707-1896$ ppm), ngoại trừ olivin trong dunit-serpentinit hoá khối Bảo Yên (Fol = 20%) có $Ni = 2528$ ppm. Sự phân bố các điểm thành phần của olivin trong toạ độ Ni-Fol (hình 2b) tương tự như sự phân bố của chúng trong toạ độ Mg-Fe.

Hàm lượng CaO trong olivin không phụ thuộc vào độ sắt của khoáng vật song liên quan rõ rệt với độ sâu hình thành (kết tinh) của các đá siêu mafic. Hàm lượng $CaO = 0,1\%$ trong olivin được coi là giới hạn phân biệt các đá siêu mafic xâm nhập và á

núi lửa, núi lửa [18]: Olivin trong các đá siêu mafic tương á núi lửa và núi lửa có $CaO > 0,1\%$, còn olivin từ các xâm nhập sâu thường có $CaO < 0,1\%$. Hàm lượng của CaO trong olivin từ các đá siêu mafic được xét ở đây (bảng 1) cũng phù hợp với quy luật này. Trên biểu đồ CaO-Fol (hình 2c), các điểm biểu diễn thành phần của olivin phân bố thành hai cụm khác biệt rõ rệt về hàm lượng CaO: nhóm các đá núi lửa và á núi lửa seri bazan komatit (komatit-peridotit, komatit-pyroxenit), picrit á núi lửa kiểu Ba Vì và có thể cả lertzolit và picrit Cao Bằng đều thuộc nhóm các đá siêu mafic mà hàm lượng CaO trong olivin khá cao, dao động từ 0,17 đến 0,30%. Olivin trong các xâm nhập phân lớp cũng như siêu mafic đới biến chất cao Sông Hồng đều có $CaO < 0,1\%$. Xem xét thành phần của olivin trong siêu mafic thuộc các tổ hợp ophiolit (trong các đới uốn nếp lục địa) và siêu mafic sống núi giữa đại dương [13] (bảng 1) có thể thấy chúng đều thuộc nhóm olivin có hàm lượng CaO thấp (< 0,1%) và rất thấp. Điều này cũng phù hợp với quy luật trên vì trong các văn liệu địa chất cho đến nay chưa có thành tạo siêu mafic nào trong các tổ hợp ophiolit của các cấu trúc uốn nếp là các đá tương á núi lửa hoặc núi lửa.

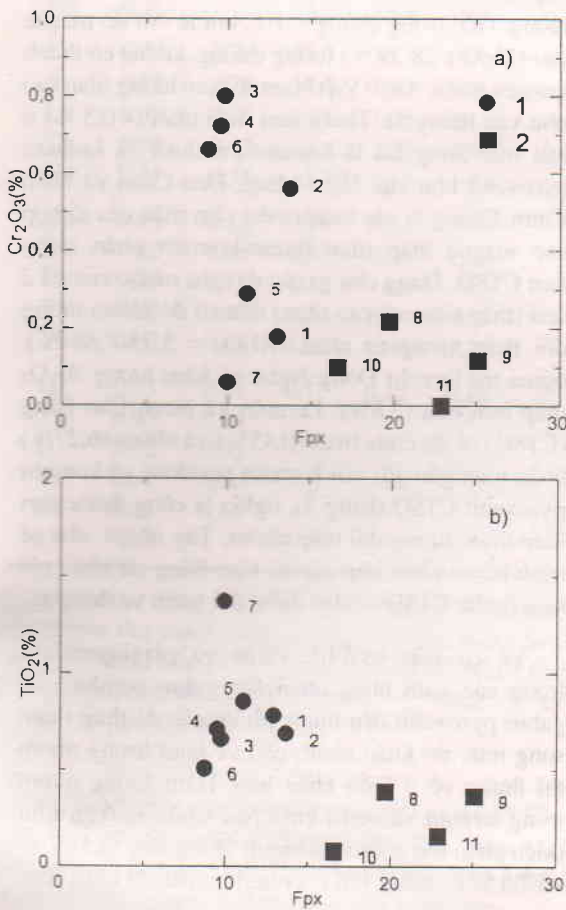
Ortopyroxen ít phổ biến, chỉ được mô tả cùng với clinopyroxen trong lertzolit và picrit Cao Bằng, plagioperidotit khối Núi Chúa (CTPN) và khối Khe Dung (RBĐKKT). Ortopyroxen là thành phần chính (50-70%) của pyroxenit olivin-spinel và lertzolit spinel đới Sông Hồng. Thành phần ortopyroxen trong các thành tạo siêu mafic này thường tương ứng với bronzit với minal ferosilit (Fs) dao động từ 16,6 đến 24,9 (bảng 2), trong đó ortopyroxen giàu cấu tử Fs nhất là của plagioperidotit khối Khe Dung và verlit khối Núi Chúa. Ortopyroxen trong pyroxenit và lertzolit đới Sông Hồng có độ magne cao nhất, hàm lượng Fs chỉ chiếm 16,6%. Hàm lượng Al_2O_3 , TiO_2 và Cr_2O_3 trong ortopyroxen từ lertzolit Cao Bằng, Núi Chúa và Khe Dung tương đối gần gũi nhau và nhìn chung khá thấp. Ortopyroxen trong lertzolit đới Sông Hồng còn thuộc loại thấp Ti và thấp Cr hơn nữa (bảng 2, hình 3).

Hầu hết các đá siêu mafic mô tả ở đây đều chứa clinopyroxen. Trong các tổ hợp picrit-diaba Ba Vì - Đông Nghệ, bazan-komatit Năm Muội và Tạ Khoa, plagi-verlit khối Khao Quế chỉ thấy có clinopyroxen. Thành phần hoá học trung bình của clinopyroxen trong các tổ hợp đá khác nhau được trình bày ở bảng 2, qua đó có thể thấy chúng khá gần gũi nhau và đều tương ứng với diopsit magne

Bảng 2. Thành phần hoá học trung bình của Clinopyroxen và Ortopyroxen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,19	51,22	51,19	52,22	52,39	52,09	50,84	54,73	53,61	55,76	55,70
TiO ₂	0,78	0,69	0,66	0,71	0,85	0,51	1,37	0,39	0,37	0,08	0,16
Al ₂ O ₃	4,41	2,26	3,63	2,63	2,60	2,84	0,91	1,32	1,16	2,10	0,96
Cr ₂ O ₃	0,18	0,56	0,80	0,72	0,29	0,66	0,06	0,22	0,12	0,10	0,00
FeO	7,92	8,48	6,00	5,92	6,86	5,44	5,93	13,02	16,58	10,97	14,68
MgO	15,69	15,68	16,94	17,69	15,7	16,94	15,80	28,38	27,1	30,67	27,29
CaO	19,94	19,91	19,90	19,42	21,13	21,15	20,33	1,90	1,05	0,32	0,70
Na ₂ O	0,22	0,32	0,25	0,26	0,46	0,32	0,44	0,04	0,01	0,00	0,06
Wo	41,7	41,2	41	38,9	45,5	43,2	48,0	4,7	2,1	0,6	1,4
En	45,5	45,1	49	51,2	44,4	48,2	38,0	75,8	73,0	82,8	75,8
Fs	12,9	13,7	9,7	9,8	10,1	8,7	14,0	19,4	24,9	16,6	22,9
F	22,9	22,7	16,62	16,1	18,4	15,2	17,0	20,5	25,6	16,6	22,9
n	4	2	2	12	1	4	2	13	2	8	5

Clinopyroxen (1-7) : 1. komatit peridotit và pyroxenit Nậm Muội, 2. picrit Ba Vì, 3. picrit Đồng Nghè - Suối Cẩn, 4. lertzolit, picrit Cao Bằng, 5. plagiolertzolit khối Núi Chúa, 6. plagioverlit khối Khao Quế, 7. plagioperidotit khối Khe Dung ; Ortopyroxen (8-11) : 8. lertzolit Cao Bằng, 9. verlit Núi Chúa, 10. lertzolit Sông Hồng, 11. plagioperidotit khối Khe Dung



← Hình 3. Vị trí thành phần của Ortopyroxen (1) và Clinopyroxen (2) trong các tổ hợp siêu mafic trong các tọa độ Cr₂O₃-Fpx (a) và TiO₂-Fpx (b) Các số hiệu trên hình tương ứng với số hiệu bảng 2

hoặc diopsit-augit magne (Wo_{38,9-48}En_{38-51,2}Fs_{8,7-14}). Các đặc điểm tiêu hình về thành phần của clinopyroxen là hàm lượng TiO₂, Cr₂O₃ và Na₂O. Nhìn chung theo các tham số này, clinopyroxen trong các đá nghiên cứu chiếm vị trí trung gian giữa thành phần của clinopyroxen trong các tổ hợp ophiolit thuộc đai uốn nếp (hoặc siêu mafic dãy núi giữa đại dương hiện đại) (TiO₂ < 0,5 %) và clinopyroxen trong các tổ hợp siêu mafic kiềm (picrit kiềm, kimberlit và lamproit với TiO₂ > 1,2 %) (hình 3) thuộc loại tương đối cao Ti, Cr và Na.

Hàm lượng TiO₂ trong clinopyroxen biến thiên từ 0,51 đến 1,37 % và không có tương quan rõ rệt với độ sắt của khoáng vật. Các giá trị TiO₂ tương đối cao (0,78-1,37 %) là thuộc về komatit-peridotit khu vực Nậm Muội (CTSD), plagioperidotit khối Núi Chúa (CTPN) và khối Khe Dung (RBKNT).

Hàm lượng Cr₂O₃ trong clinopyroxen dao động từ 0,06 đến 0,80 % và dường như đối nghịch với đặc điểm phân bố TiO₂ mô tả trên : hàm lượng TiO₂ trong clinopyroxen từ komatit-peridotit Nậm

Muội, plagioperidotit khối Núi Chúa và khối Khe Dung thường là thấp ($< 0,3\%$), còn các giá trị Cr_2O_3 tương đối cao ($0,56-0,80\%$) là thuộc về picrit (và olerzolit) khu vực Ba Vi - Đồng Nghè (CTSD, CTFSP) và picrit Cao Bằng (CTSH).

Hàm lượng Na_2O của clinopyroxen tương đối thấp ($0,22-0,46\%$) so với clinopyroxen trong các tổ hợp siêu mafic á kiềm hoặc kiềm và siêu mafic trong đới áp suất cao ($0,4-1,8\%$), song cao hơn rõ rệt so với clinopyroxen trong các tổ hợp ophiolit ($< 0,25\%$). Với những số liệu hiện có, chưa có cơ sở phân biệt clinopyroxen thuộc các tổ hợp siêu mafic khác nhau ở Việt Nam theo hàm lượng Na_2O . Cũng không thấy mối liên quan rõ rệt của Na_2O với Al_2O_3 , TiO_2 và Cr_2O_3 .

4. Những dấu hiệu thô lượng của thành phần hoá học

Đặc điểm chung về thành phần hoá học của các đá siêu mafic là hàm lượng SiO_2 thường thấp $< 45\%$, ngoại trừ pyroxenit và lerzolit trong đới biến chất cao Sông Hồng (SiO_2 tới $\sim 46\%$), hàm lượng magne cao (thường $> 25\%$), riêng picrit cao titan khu vực Nậm So (CTSD) $21,15\%$ và plagioperidotit khối Khe Dung (RBKNKT) : $23,48\%$ (bảng 3). Hàm lượng Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3^* (tổng Fe tính theo Fe_2O_3) có độ biến thiên rất rộng, đặc biệt trong các xâm nhập phân lớp gabro-peridotit (kiểu Núi Chúa) khoảng dao động về Al_2O_3 , Fe_2O_3^* còn biểu hiện rõ rệt ngay trong từng khối từ các đá siêu mafic qua á siêu mafic tới mafic [16].

Một nét đặc thù nữa của thành phần hoá học các đá siêu mafic là hàm lượng kiềm trong chúng thường thấp. Lượng kiềm, đặc biệt là K trong serpentinit thuộc tổ hợp ophiolit Sông Mã, serpentinit Bào Yên (NHG) (số 1.2 bảng 3) komatit-peridotit Nậm Muội (CTSD), lerzolit và verlit trong các xâm nhập phân lớp kiểu Núi Chúa (CTPN) rất thấp (từ $0,00$ đến $0,08\%$) và có thể chỉ được coi là các giá trị bán định lượng. Hàm lượng kiềm trong các đá siêu mafic thuộc các tổ hợp khác, tuy khá rõ rệt, song việc luận bàn dựa vào chúng cũng bị hạn chế, bởi lẽ đó là các yếu tố linh động, nhạy cảm với các biến đổi sau magma.

Cùng với những điểm chung nêu trên, các đá siêu mafic thuộc các tổ hợp khác nhau có những nét riêng về đặc điểm hàm lượng TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO trong đó ý nghĩa tiêu hình rõ rệt nhất là độ titan và độ nhôm - hai hợp phần trở của các đá.

Các đá dunit-serpentinit hoá thuộc các tổ hợp ophiolit SM và NHG là các thành tạo nghèo Ti ($\text{TiO}_2 = 0,02-0,09\%$) và nhôm nhất ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,78-1,31\%$); dunit khối Bàn Phúc thuộc trung tâm CTSD cũng có những đặc điểm tương tự : $\text{TiO}_2 = 0,19\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,60\%$ song chúng khác một cách cơ bản với đá siêu mafic trong các tổ hợp ophiolit ở hàm lượng các nguyên tố lithofil và đất hiếm.

Dựa vào hàm lượng titan, các đá núi lửa và á núi lửa siêu mafic CTSD thuộc về 2 seri : thấp titan ($\text{TiO}_2 < 0,5\%$) và cao titan ($\text{TiO}_2 > 0,6$ đến $2,1\%$) phù hợp với cách chia cấu trúc hai thành phần của mặt cắt núi lửa mafic - siêu mafic Permi - Trias CTSD [10, 16, 17]. Các đá siêu mafic-picrit (MgO = $21,15\%$) cùng với picrobazan (MgO = $12,16\%$) là hợp phần sẫm màu của tổ hợp bazan-tit cao titan ($\text{TiO}_2 > 2,3\%$), kiểu rift lục địa hoặc đảo đại dương ở vùng Nậm So - cánh đông bắc CTSD. Cho đến nay, ngoài picrit cao titan ở Nậm So CTSD, chưa thấy loại đá nào tương tự được mô tả trong các cấu trúc địa chất khác ở Việt Nam. Lerzolit và picrit ở vùng Ba Vi (CTSD) và Đồng Nghè (CTFSP) cũng được tạm xếp vào nhóm các siêu mafic cao titan mặc dù hàm lượng TiO_2 trong chúng $< 1\%$, bởi lẽ với độ magne cao (MgO = $28-29\%$) tương đương, không có thành tạo siêu mafic nào ở Việt Nam có hàm lượng titan cao như vậy (bảng 3). Thuộc seri thấp titan ($< 0,5\%$) ở cấu trúc Sông Đà là komatit-peridotit và komatit pyroxenit khu vực Nậm Muội, Đèo Chẹn và Nậm Chim. Chúng là các thành viên sẫm màu của tổ hợp cao magne thấp titan bazan-komatit phân trung tâm CTSD. Đáng chú ý, các đá siêu mafic của cả 2 seri (thấp titan và cao titan) đều có độ nhôm tương đối thấp tương tự nhau ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,75-7,68\%$), ngoại trừ lerzolit Đồng Nghè có hàm lượng Al_2O_3 thấp hơn hẳn ($2,8\%$). Lerzolit và picrit Cao Bằng (CTSH) về độ chứa titan ($0,45\%$) và nhôm ($6,27\%$) hoàn toàn gần gũi với komatit peridotit và komatit pyroxenit CTSD (bảng 3), nghĩa là cũng thuộc seri thấp titan, tương đối thấp nhôm. Tuy nhiên, như sẽ trình bày ở phần sau, các đá Cao Bằng rất khác với siêu mafic CTSD về đặc điểm đất hiếm và đồng vị.

Về cơ bản lerzolit, verlit và plagioperidotit trong các xâm nhập phân lớp gabro-peridotit và gabro pyroxenit đều thuộc nhóm các đá thấp titan, song mức độ khác nhau, còn về hàm lượng nhôm thì thuộc về 2 kiểu khác hẳn. Hàm lượng nhôm trong lerzolit và verlit khối Núi Chúa và Yên Chu (kiểu phân lớp gabro-peridotit) tương ứng là $5,27\%$ và $7,15\%$, trong khi đó plagioperidotit khối Khe

Bảng 3. Thành phần hoá học trung bình của các đá siêu mafic

	1	2*	3	4	5	6	7	8	9*	10	11*	12*	13
SiO ₂	41,05	40,26	42,03	42,12	44,46	40,03	40,27	40,17	41,47	41,82	39,12	44,87	45,97
TiO ₂	0,02	0,09	0,42	0,49	2,09	0,61	0,98	0,19	0,45	0,26	0,22	0,79	0,25
Al ₂ O ₃	0,78	1,31	7,68	5,75	7,62	5,47	2,80	2,60	6,27	5,27	7,15	10,12	6,06
Fe ₂ O ₃	8,96	8,43	10,84	9,83	13,09	11,85	12,82	6,58	13,28	20,74	10,27	12,9	12,95
MnO	0,13	0,19	0,17	0,22	0,20	0,10	0,16	0,10	0,19	0,25	0,16	0,18	0,22
MgO	40,34	36,74	25,13	28,65	21,15	28,82	29,67	38,45	26,77	25,98	30,65	23,48	29,57
CaO	0,16	0,09	6,75	5,36	10,15	3,74	7,29	1,17	4,67	5,45	5,53	6,39	3,91
Na ₂ O	0,00	< 0,03	0,37	0,47	0,65	0,30	0,23	0,32	0,52	0,46	0,56	0,81	0,30
K ₂ O	0,00	0,03	0,08	0,18	0,33	0,18	0,33	0,60	0,27	0,05	0,06	0,36	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,09	0,06	0,26	0,08	0,15	0,06	0,05	0,02	0,07	0,11	0,03
hkn	11,47	12,24	6,04	6,84	1,78	9,00	5,48	9,45	5,58	0,66	6,01	2,32	0,50
Tổng	102,93	99,40	100,5	99,97	101,78	100,18	100,18	99,69	99,52	99,45	99,80	101,01	99,91
Cu	9,9	32	70	81	90	20	80	14	524	1038	107	60	29
Ni	2751	2400	1253	1363	916	1561	1034	2672	1580	1021	1160	230	1192
Co	83,9	88	86,5	80	81	85	92	79	117	118	88	92	106,8
Cr	2569	1495	1956,5	1435	788	3106	2186	410	814	616	294	1342	1936,4
V	36,2	40	205	145	185	143	190	55	85,7	78	55	100	92,6
Rb	0,06	0,53	4,2	9,0	2	-	-	-	15,7	0,8	1,20	10,6	3,01
Sr	0,58	1,61	54	66,5	212	-	-	-	40,9	39	58	149	35,1
Nb	0,26	-	5,3	5,8	65	-	-	-	1,8	0,2	0	4,4	1,95
Zr	0,33	3,70	27,7	32,3	197	-	-	-	43,9	4,4	11,5	57	24,8
Y	0,79	1,26	14,7	13,3	17	-	-	-	11,9	6,2	5,9	17,1	7,8
La	0,49	0,25	1,61	1,35	23,6	-	-	6,35	4,67	0,35	0,58	8	2,4
Ce	0,66	0,52	3,9	3,35	49	-	-	11,45	9,82	1,10	2,0	17	5,5
Nd	0,41	0,35	3,7	2,45	26	-	-	5,3	5,77	1,10	2,0	10	3,2
Sm	0,04	0,10	0,96	0,80	5,66	-	-	1,03	1,56	0,35	0,8	2,6	0,9
Eu	0,02	0,03	0,37	0,28	1,71	-	-	0,16	0,4	0,20	0,24	0,8	0,19
Gd	0,09	0,14	1,33	1,0	4,5	-	-	0,90	1,92	0,60	1,50	3,0	1,34
Tb	0,02	0,02	0,24	0,19	0,7	-	-	0,14	0,34	0,15	0,27	0,52	0,20
Yb	0,07	0,08	1,21	0,80	1,21	-	-	0,46	1,23	0,66	0,65	1,8	0,75
Lu	0,01	0,01	0,17	0,12	0,16	-	-	0,07	0,18	0,10	0,09	0,26	0,11
Th	0,05	0,04	-	-	-	-	-	-	1,37	0,10	0,18	1,3	0,69
U	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	0,50	<0,2	<0,1	0,6	0,25
Ta	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	0,22	0,02	0,04	0,3	0,20
Hf	0,01	0,11	-	-	-	-	-	-	1,02	0,2	0,3	1,5	0,53
n	2	1	3	2	5	7	9	2	4	1	1	1	6

1. serpentinit Sông Mã [15], 2. serpentinit Bảo Yên, 3. komatit peridotit Nậm Muội + Đèo Chẹn, 4. komatit pyroxenit đai mạch Nậm Chim, 5. picrit Nậm So [17], 6-7. peridotit, picrit Ba Vi (6), Đồng Nghê (7), 8. dunit Bản Phúc [17], 9. plagioperidotit, picrit Cao Bằng, 10. lertzolit Núi Chúa [8], 11. verlit Yên Chu, 12. plagioperidotit Khe Dung [Bùi ấn Niên], 13. lertzolit và pyroxenit Sông Hồng [9], n - số lượng phân tích, * số liệu lần đầu công bố

Dung (kiểu phân lớp gabro-pyroxenit) chứa 10,12 % Al₂O₃. So với lertzolit và verlit khối Núi Chúa và Yên Chu, plagioperidotit khối Khe Dung cũng giàu kiềm và các nguyên tố lithophil và đất hiếm hơn.

Thành phần hoá học của lertzolit và pyroxenit đới biến chất cao Sông Hồng như đã nêu trên đặc trưng hơi cao SiO₂ (với mức MgO = 29,57%), còn các thông số khác về cơ bản cũng tương tự như các

đá siêu mafic thuộc nhóm thấp titan và tương đối thấp nhôm (bảng 3).

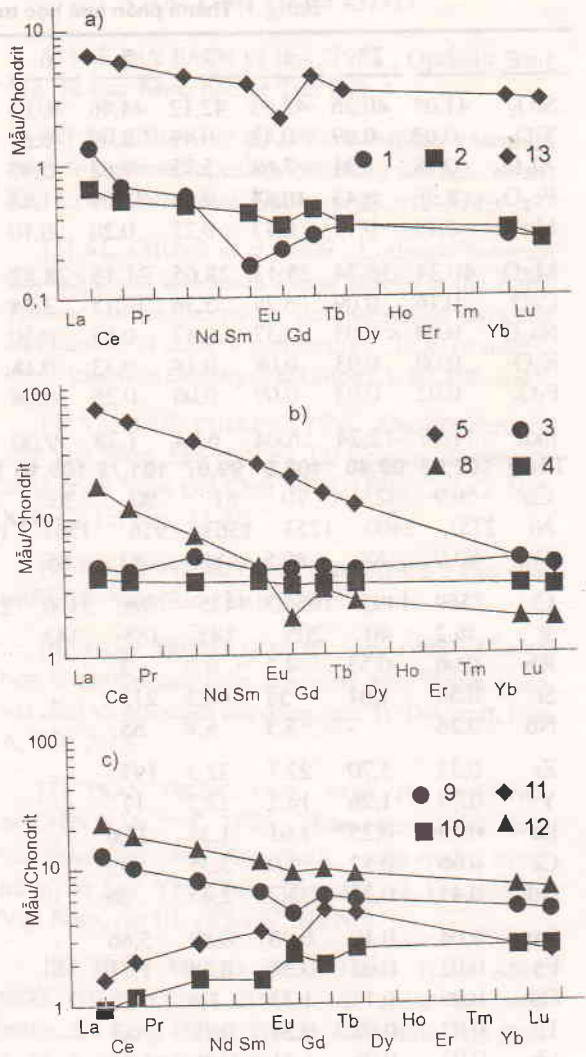
5. Đặc điểm phân bố các nguyên tố hiếm và đồng vị

Hàm lượng trung bình các nguyên tố hiếm (bao gồm cả đất hiếm) trong các đá siêu mafic thuộc các tổ hợp khác nhau được nêu ở bảng 3. Đối với Cu, Ni, Co, Cr, V, ngoài nhận định chung là chúng thường có hàm lượng cao trong các đá siêu mafic và ngoại trừ một vài trường hợp cá biệt, hàm lượng của Ni, Cr có mối tương quan dương khá rõ với độ magne của đá thì không bàn thêm được điều gì có ích hơn. Các nguyên tố Rb, Th, U, Ta, Hf thường có hàm lượng thấp trong các đá siêu mafic loại kiềm thấp hoặc kiềm trung bình nên khó sử dụng để luận bàn. Vì thế trong phần này các tác giả chỉ xem xét đến hành vi của một số nguyên tố lithophil (Sr, Nb, Zr, Y) và đất hiếm nhóm lantanoid: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb và Lu. Các nguyên tố lithophil được xem xét qua các giá trị hàm lượng tuyệt đối và một số tham số, còn đặc điểm phân bố đất hiếm được trình bày dưới dạng các biểu đồ chuẩn nhận chuẩn hoá theo thành phần của chondrit (theo Mc Donough, 1989).

Các đá siêu mafic thuộc tổ hợp ophiolit Sông Mã và Bảo Yên rất nghèo Sr (0,58-1,61ppm), Nb (0-0,26 ppm), Zr (0,33-3,7 ppm) và Y (0,79-1,26 ppm) cũng như các nguyên tố đất hiếm (bảng 3). Tỷ lệ Nb/La và Sm/Yb thấp (tương ứng: 0,53 và 0,57-1,25). Đặc điểm phân bố đất hiếm (hình 4a) chứng tỏ chúng được hình thành từ nguồn Manti có mức độ nghèo kiệt (depletion) thấp hơn nhiều so với các ophiolit khác (Ural, Oman, Trodos...). Mức độ hàm lượng của đất hiếm nhẹ trong các đá nghiên cứu gần tương đương với chondrit, trong khi các ophiolit khác thường rất nghèo các nguyên tố này. Ophiolit Sông Mã có thể đối sánh với ophiolit Shuang Gou tây nam Trung Quốc [3, 16].

Liên quan tới các khối siêu mafic Núi Nưa, Làng Mun (Thanh Hoá) là mỏ cromit được khai thác từ nhiều năm nay. Ngoài ra, serpentinit ở đây cũng được khai thác cho sản xuất phân lân nung chảy. Magnezit Sông Mã có thể là nguồn nguyên liệu sản xuất vật liệu chịu lửa.

Các đá núi lửa - xâm nhập và xâm nhập siêu mafic Permi-Trias CTSD, như trên đã nêu, thuộc về hai loại thấp titan và cao titan. Komatit-peridotit và komatit-pyroxenit khu vực Nậm Muội, Đèo



Hình 4. Đặc điểm phân bố các nguyên tố đất hiếm được chuẩn hoá theo thành phần của chondrit [Mc. Donough, 1989] Số thứ tự trên hình tương ứng với bảng 3

Chen, Nậm Chim cũng như dunit khối Bản Phúc (loạt thấp titan) tương đối nghèo Sr (54-66ppm), Nb (5,3-5,8ppm), Zr (27,7-32,3ppm) và các nguyên tố đất hiếm (bảng 3). Tuy nhiên so với các đá siêu mafic thuộc tổ hợp ophiolit mô tả trên thì chúng giàu các nguyên tố lithophil và đất hiếm hơn nhiều. Cá biệt dunit khối Bản Phúc còn thể hiện sự giàu đất hiếm nhẹ hơn đất hiếm nặng và có dị thường Eu rõ rệt (bảng 3, hình 4b). Đặc điểm hàm lượng và phân bố hàm lượng các nguyên tố lithophil và đất hiếm trong picrit vùng Nậm So (loạt cao titan)

(bảng 3, hình 4b) chứng tỏ sự tương đồng của chúng với picrit trong thành hệ bazan kiểu trap Emeishan (Tây Nam Trung Quốc) cũng như picrit cao titan ở một số rift lục địa khác [6, 10]. Tỷ lệ Nb/La và Sm/Yb trong các đá siêu mafic loại thấp titan và loại cao titan tương ứng : 3,3-4,3, 0,8-1,0 (riêng dunit khối Bản Phúc Sm/Yb = 2,2) và 2,7, 4,6. Tỷ lệ đồng vị nguyên thủy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) trong bazan komatit (MgO = 18%) khu vực Nậm Muội : 0,7035 và picrit (MgO = 22 %) khu vực Nậm So (CTSD) : 0,7045 [10].

Lerzolit và picrit CTSH tương đối giàu Sr (40,9 ppm), Zr (43,9 ppm), các nguyên tố đất hiếm (bảng 3), nghèo Nb (1,8 ppm), Ta (0,22 ppm), Th (1,4 ppm), U (0,50 ppm). Tỷ lệ Nb/La (0,4) và Sm/Yb (1,3) thấp. Đặc điểm phân bố đất hiếm của chúng thể hiện sự giàu đất hiếm nhẹ hơn đất hiếm nặng và cộ dị thường âm Eu khá rõ rệt (hình 4c). Tỷ lệ đồng vị nguyên thủy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ của lerzolit khối Suối Cùn : 0,709 (số liệu của các tác giả) chứng tỏ chất nguồn Manti được làm giàu Sr và về mặt khoáng vật thể hiện ở sự phổ biến phlogopit nguyên sinh trong hầu hết các đá siêu mafic ở khối Suối Cùn và Khuổi Giàng.

Với những đặc trưng này, các xâm nhập siêu mafic CTSH khá gần gũi với các thành tạo siêu mafic loại toleit vùng nền (trap). Tuy nhiên đặc điểm nghèo Nb, Ta, Ti (giống như các đá loại kiềm vôi) của lerzolit và picrit cũng như bazan và ryolit CTSH (tài liệu của các tác giả chưa công bố), là những đặc trưng của sản phẩm magma liên quan tới quá trình hút chìm nào đó. Vấn đề này cần được nghiên cứu chi tiết hơn để làm sáng tỏ.

Có hai khuynh hướng khác nhau về đặc điểm phân bố các nguyên tố lithofil và đất hiếm trong các xâm nhập phân lớp mafic - siêu mafic. Lerzolit và verlit thuộc các khối gabro-peridotit Núi Chúa (CTPN) và Yên Chu (CTSN) đặc trưng thấp Sr, Zr, rất thấp Nb và các nguyên tố đất hiếm nhẹ (bảng 3). Đường cong phân bố của các nguyên tố đất hiếm (hình 4c) biểu hiện sự gần gũi với các thành tạo siêu mafic thuộc các loại toleit thấp kali (ophiolit đới cấu trúc uốn nếp hoặc peridotit dãy núi giữa đại dương hiện đại). Tỷ lệ Nb/La và Sm/Yb trong lerzolit khối Núi Chúa : 0,6 và 0,5-1,2 cũng chứng tỏ điều này.

Đặc trưng của plagioperidotit khối Khe Dung (RBKNKT) là tương đối giàu Sr, Nb, Zr và các nguyên tố đất hiếm hơn (bảng 3). Giá trị tuyệt đối

(hàm lượng) và đặc điểm phân bố của chúng (hình 4c) cho phép đối sánh với các thành tạo siêu mafic loại kiềm vôi. Cùng với đặc trưng cao nhôm và thấp titan, có thể cho rằng những điểm vừa nêu càng nhấn mạnh thêm đặc tính kiềm vôi của các đá siêu mafic trong tổ hợp gabro-pyroxenit RBDKKT.

Pyroxenit và lerzolit trong đới biến chất cao Sông Hồng đặc trưng đối nghèo Rb, Sr, Nd, Zr và các nguyên tố đất hiếm với khuynh hướng giàu lantanit nhẹ hơn lantanit nặng, đồng thời đường cong phân bố đất hiếm có biểu hiện dị thường âm ở Eu và dị thường dương ở Gd (hình 4a). Về tổng thể hướng biến thiên hàm lượng đất hiếm trong chúng tương tự như các đá lerzolit và picrit đới Sông Hiến song có giá trị tuyệt đối thấp hơn ; tỷ lệ Nb/La và Sm/Yb đều thấp : 0,9 và 1,2 song tỷ lệ đồng vị $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trong các đá cao một cách bất ngờ : 0,7306 (thời điểm 1.000 tr.n). Điều này cần có các nghiên cứu bổ sung làm sáng tỏ. Tuổi thành tạo của pyroxenit và lerzolit đới Sông Hồng được xác định theo các phương pháp Rb-Sr và Ar-Ar cho giá trị chặn trên khoảng 1.000 tr.n [10]. Tuổi thành tạo của paragnei đới Sông Hồng theo xác định tuổi đồng vị của Zircon có giá trị (giới hạn trên) : 838 ± 45 tr.n [12].

KẾT LUẬN

Các thành tạo siêu mafic ở Việt Nam chủ yếu thuộc các kiểu tổ hợp : a) kiểu các tổ hợp ophiolit trong các đới uốn nếp, b) kiểu các tổ hợp núi lửa-xâm nhập và xâm nhập thuộc giai đoạn hoạt hoá, c) các xâm nhập trong các đới biến chất cao tương granulit-amphibolit. Cùng với những đặc điểm chung, các đá thuộc các tổ hợp khác nhau có những nét riêng về thành phần của các khoáng vật tạo đá (olivin, pyroxen), đặc điểm phân bố các hợp phân hoá học chính, các nguyên tố hiếm vết (lithofil và đất hiếm) và đồng vị. Việc nghiên cứu đối sánh nhằm nhận dạng chúng cần được tiến hành trên cơ sở xem xét tổng hợp các dấu hiệu thô lượng và vi lượng.

Có nhiều đặc tính gần gũi tạo nên những miền chồng lấp về thành phần vật chất của các tổ hợp đá. Bài báo đã đưa ra phương án lựa chọn thích hợp các dấu hiệu ổn định và có tính phân biệt rõ để nhận dạng các tổ hợp siêu mafic ở Việt Nam.

Các đá siêu mafic với những đặc trưng là các thành tạo trong các tổ hợp ophiolit mới được

chúng minh khá rõ rệt đối với các đá dunit - serpentinit hóa đại ophiolit Sông Mã, Tam Kỳ - Hiệp Đức. Bản chất ophiolit của các đá siêu mafic ven rìa vòm nâng Sông Chảy (Bắc Yên, Bắc Quang) cũng như đối Khâm Đức - Sa Thủy cần được nghiên cứu chi tiết thêm để làm sáng tỏ.

Nhóm các tổ hợp siêu mafic liên quan tới quá trình phá huỷ và tiến hoá rìa lục địa Đông Nam Á vào P₂-T₃ rất phức tạp và biểu hiện trước hết ở tính đa dạng về thành phần. Bản chất không ophiolit của các đá siêu mafic CTSD, CTSH là rất rõ ràng, còn vị trí kiến tạo của các xâm nhập phân lớp gabro-peridotit trong các cấu trúc MBVN và gabro-pyroxenit RBĐKKT cần được khảo cứu thêm. Theo các tư liệu hiện có, sự hình thành các thành tạo siêu mafic P-T CTSD và CTSH liên quan tới quá trình tạo rift nội lục. Tuy nhiên tính chất của chúng trong CTSD và CTSH rất khác nhau: các đá siêu mafic CTSD thể hiện bản chất là sản phẩm của hoạt động magma nội mảng lục địa, còn các đá siêu mafic CTSH có thể liên quan tới hoạt động hút chìm. Song, hoạt động hút chìm ở đâu và vào thời điểm nào đang còn là câu hỏi chờ đợi lời giải đáp.

Với các đặc điểm về thành phần vật chất của mình, các đá siêu mafic trong các xâm nhập phân lớp gabro-peridotit (kiểu Núi Chúa) là sản phẩm của hoạt động magma liên quan tới kết thúc tạo núi (tạo núi muộn) hoặc khởi đầu của chu trình magma - kiến tạo mới mà trong trường hợp này là giai đoạn tạo núi Yên Sơn (J-K). Còn sự hình thành các đá siêu mafic trong các xâm nhập phân lớp gabro-pyroxenit (kiểu Khe Dung) có lẽ liên quan tới quá trình tăng trưởng rìa lục địa Indosini như là các thành tạo của rìa lục địa tích cực.

Các mô tả về xâm nhập siêu mafic trong các đới biến chất cao tương granulit và amphibolit mới là những phác thảo ban đầu. Nhiều vấn đề cần nghiên cứu tiếp để làm sáng tỏ, trong đó có ý nghĩa quan trọng bậc nhất là các nghiên cứu về đồng vị và tuổi thành tạo của chúng.

Công trình được hoàn thành với sự tài trợ của đề tài nghiên cứu khoa học cơ bản 7.50401 và sự hợp tác của các đồng nghiệp Phòng Magma (Viện Địa chất); Vs G.V. Poliakov, Ts P.A. Balykin, Ts V.A. Ponomarchuk đã tạo điều kiện cho việc phân tích một số mẫu khoáng vật, địa hoá và đồng vị. Các tác giả chân thành cảm ơn.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- [1] LÊ DUY BÁCH và nnk, 1982 : Ophiolit Sông Mã. Tc Các Khoa học về Trái Đất, 4.
- [2] S.L. CHUNG et al, 1997 : Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailaoshan-Red River Shear zone. *Geology*, 25, 311-314.
- [3] S.L. CHUNG et al, 1999 : Collision between the Indochina and south China blocks in the Early Triassic : Implications for the Indosinian Orogeny and closure of eastern paleotethys ; EOS (transactions, American Geophysical Union), V.80, P.F. 1043.
- [4] VĂN ĐỨC CHUÔNG, 1996 : Các đới ophiolit của Việt Nam. Địa chất và Tài nguyên. Tuyển tập công trình Viện Địa Chất TT KHTN&CNQG. Nxb KHvKT Hà Nội. 41-52.
- [5] A.E. DOVJIKOV (chủ biên). 1965 : Địa chất miền Bắc Việt Nam, Nxb KHvKT.
- [6] TRẦN TRỌNG HOÀ và nnk, 1998 : Các tổ hợp bazantoit cao titan đới Sông Đà. Thành phần vật chất và bối cảnh địa động lực. Tc Địa chất, loạt A, 244, 7-15.
- [7] TRẦN TRỌNG HOÀ, NGÔ THỊ PHƯƠNG, NGUYỄN VĂN THẾ, 1999 : Phân chia và đối sánh các thành tạo xâm nhập mafic - siêu mafic trong nhóm từ Lục Yên Châu. Địa chất và Tài nguyên Việt Nam, tập III, 103-117. Hà Nội
- [8] TRẦN TRỌNG HOÀ, TRẦN TUẤN ANH, NGÔ THỊ PHƯƠNG, 2000 : Các thành tạo siêu mafic đới Sông Hồng. Tc Các Khoa học Trái Đất, T. 22, 3, 161-167. Hà Nội.
- [9] TRAN TRONG HOA et al, 2000 : Origin of ultramafic rocks in the Red River Zone on the basis of new results of mineralogical, geochemical and isotopic analyses. Y. *Geology series B*. 15-16, 62-75. Hà Nội.
- [10] TRẦN TRỌNG HOÀ, 2001 : Phân chia và đối sánh các tổ hợp basaltoid P-T đới Sông Đà. Tc Địa chất, loạt A, 265, 12-19.
- [11] TRẦN QUỐC HÙNG, 1996 : Tuyển tập công trình Viện Địa chất - TT KHTN&CNQG. Nxb KHvKT Hà Nội. 76-86.
- [12] C.Y. LAN et al, 2001 : First evidence for Archean continental crust in northern Vietnam and its implications for crustal and tectonic evolution in Southeast Asia. *Geology*. V.29, 219-222.

[13] E.E. LAZKO, E.V. SARKOV (chủ biên), 1988 : Các đá siêu mafic (trong loạt các chuyên khảo các đá magma). Nxb Nauka. 507 tr. (Ngã văn).

[14] BÙI AN NIÊN, 1996 : Một số đặc điểm địa hoá của các đá bazơ - siêu bazơ Mesozoi Bắc Trung Bộ. Địa chất và Tài nguyên. Tuyển tập công trình Viện Địa Chất - TT KHTN&CNQG. Nxb KHvKT, Hà Nội. 92-99.

[15] NGÔ THỊ PHƯƠNG và nnk, 1999 : Các đặc điểm thạch địa hoá của các đá magma Paleozoi đối Sông Mã (TBVN). Tc Các Khoa học về Trái Đất, T. 21, 1, 51-56.

[16] NGÔ THỊ PHƯƠNG và nnk, 2000 : Địa chất loại A, 260, 10-19.

[17] G.V.POLIAKOV và nnk, 1996 : Các thành tạo mafic - siêu mafic Permi - Triat miền Bắc Việt Nam. Nxb KHvKT, 172 tr. Hà Nội.

[18] J. SIMKIN, J.V. SMITH, 1970 : Minor-element distribution of olivin. Jour. Geology V.78, 3.

[19] ĐÀO ĐÌNH THỰC, HUỖNH TRUNG (chủ biên), 1995 : Địa chất Việt Nam. Tập II. Các thành tạo magma, 359 tr. Hà Nội.

[20] TRẦN VĂN TRỊ (chủ biên), 1977 : Địa chất Việt Nam - Phần miền Bắc, Nxb KHvKT, 354 tr.

SUMMARY

Identification's characteristics of the ultramafic formations in Vietnam

The ultramafic formations in Vietnam are classified into 3 major types : 1) Ultramafic intrusives in the ophiolitic association of folding belts, 2) Volcanic, volcano-plutonic and ultramafic intrusives in the remobilization mafic - ultramafic association and 3) Ultramafic intrusives embedded into high-grade metamorphic of granulite and amphibolite facies.

On the basis of chemical composition of minerals (Fe#, NiO and CaO contents of olivines; Fe#, Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃, Na₂O contents in pyroxenes) and chemical composition of the rocks: Al₂O₃, TiO₂, Sr, Zr, Nb, REE, the authors proposed for the identification characteristics of the above mentioned ultramafic formations.

Ngày nhận bài : 04-12-2001

Viện Địa chất
(TT KHTN&CNQG)