

# NHỮNG LUẬN GIẢI MỚI VỀ THÀNH PHẦN KHOÁNG VẬT CỦA CÁC KHỐI SERPENTINIT THUỘC ĐỚI KHÂU SÔNG MÃ TRONG VÙNG SƠN LA: KIỂU OPHIOLIT KHÔNG THUỘC VỎ ĐẠI DƯƠNG THỰC THỤ

NGÔ XUÂN THÀNH<sup>1</sup>, MAI TRỌNG TÚ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Đông Ngạc, Từ Liêm, Hà Nội

<sup>2</sup>Tổng cục Địa chất và Khoáng sản, 6 Phạm Ngũ Lão, Hà Nội

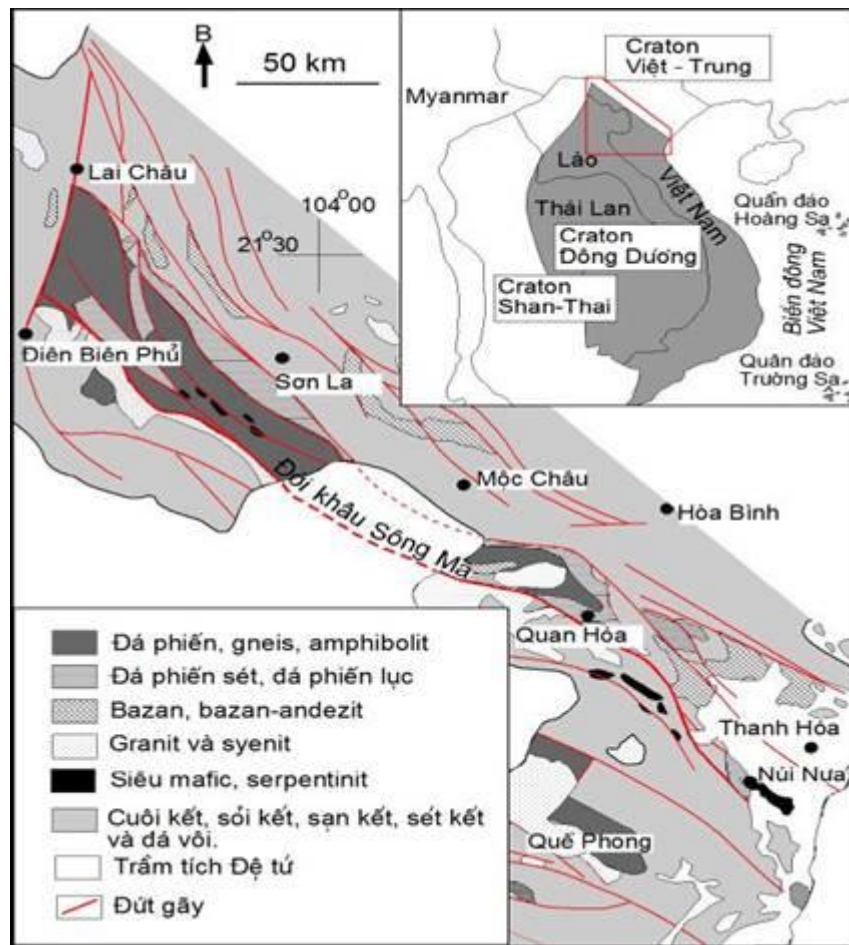
**Tóm tắt:** Các đá serpentinit ở vùng khu vực Sơn La là một phần của các khối đá siêu mafic nằm dọc đới khâu Sông Mã. Các thể serpentinit này đã được nhiều tác giả cho là một phần của tổ hợp ophiolit hình thành do sự va chạm giữa các mảng Đông Dương và Nam Trung Hoa. Các mẫu đá ở đây có đặc điểm là bị serpentinit hóa và bị biến dạng mạnh mẽ. Các khoáng vật chromit sót lại trong đá thường xuất hiện ở dạng hạt lớn kéo dài, thành phần của chúng được phân tích và sử dụng để luận giải môi trường kiến tạo của chúng. Kết quả phân tích thành phần chromit cho thấy chúng có chỉ số Cr# trung bình, Mg# khá cao (lần lượt là 0,43-0,48 và 0,61-0,70), chỉ số  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  thấp (lần lượt là 0,018-0,040 và 6,52-14,24), hàm lượng  $TiO_2$  thấp ( $< 0,12$  wt%). Olivin có chỉ số Mg# cao. Đặc trưng thành phần và cấu tạo này cho thấy các thể serpentinit ở vùng Sơn La thuộc đới khâu Sông Mã thuộc phần manti trong tổ hợp ophiolit và chúng hình thành trong môi trường liên quan đến đới hút chìm (SSZ) hơn là trong môi trường sống núi giữa đại dương (MOR).

## I. GIỚI THIỆU CHUNG

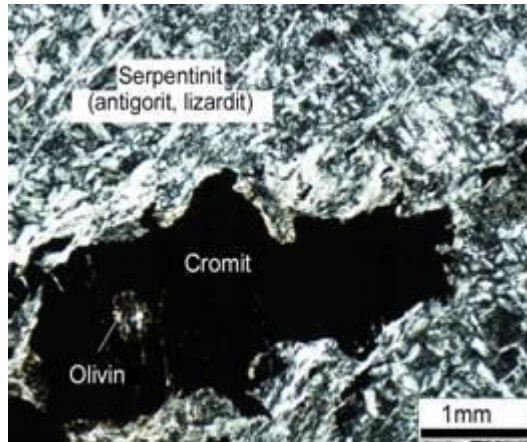
Từ những năm đầu thế kỷ XVIII, thuật ngữ ophiolit đã được sử dụng để chỉ tổ hợp đá magma bao gồm đá siêu mafic, gabbro dạng phân lớp, đai diabas và các đá phun trào xuất hiện cùng với các đá trầm tích tương biến sâu. Trong thuyết địa mảng, ophiolit được quan niệm là các thể magma xâm nhập hình thành trong giai đoạn sớm của quá trình phát triển địa mảng [20]. Trong thế kỷ XVIII, khi học thuyết kiến tạo mảng phát triển, đặc biệt với sự giúp đỡ của công nghệ hiện đại trong những năm 1970 đến nay, đã giúp đẩy mạnh công tác nghiên cứu và thuyết kiến tạo mảng đã được chấp nhận rộng rãi toàn cầu. Cũng từ đây, quan niệm về ophiolit đã thay đổi nhanh chóng theo các thời kỳ khác nhau. Năm 1962 Hess [9] đã đưa ra quan điểm rằng ophiolit là một thể địa chất có nguồn gốc từ thạch quyển đại dương thực thụ (hình thành từ tách giãn sống núi đại dương) xuất hiện như một thể ngoại lai trên các vỏ lục địa. Giai đoạn này, các nhà địa chất đã nhận ra rằng ophiolit không phải chỉ là vỏ đại dương, mà là toàn bộ phần thạch quyển đại dương, bao gồm phần manti trên cùng và tổ hợp vỏ đại dương (ví dụ [1, 7]). Quan niệm ophiolit là thể thạch quyển đại dương thực thụ tồn tại trong suốt đầu thập niên 70 của thế kỷ XIX. Trong những năm cuối thế kỷ XIX, với sự phát triển mạnh về khoa học kỹ thuật, đặc biệt là các máy phân tích thành phần vật chất có độ chính xác cao với thời gian ngắn, đã cho phép các nhà địa chất có điều kiện so sánh thành phần vật chất của các đá magma với những thành tạo hiện tại rộng rãi khắp toàn cầu. Khi so sánh các magma thuộc các thể ophiolit vùng Troodos và các magma thuộc đới trước cung của đới hút chìm hiện đại Izu-Bonin, nhà địa chất Nhật Bản Akiho Miyashiro lần đầu tiên đã đưa ra nhận định các thể ophiolit không có nguồn gốc từ vỏ đại dương thực thụ (MOR) [15], mà chúng hình thành có liên quan đến các giai đoạn hút chìm (SSZ). Trong suốt những năm sau đó, đã có rất nhiều nghiên cứu chi tiết về thành phần địa hóa của các đá magma thuộc đới ophiolit. Kết quả

ngiên cứu đã cho thấy, ophiolit không phải hoàn toàn là những di chỉ vỏ đại dương được hình thành từ sống núi giữa đại dương mà một phần khá lớn các thể này được hình thành trong các vị trí kiến tạo khác nhau của đới hút chìm như đới trước cung và sau cung [5, 21, 22].

Để xem xét sự đúng đắn môi trường kiến tạo của một tổ hợp ophiolit cần có sự kết hợp giữa các lĩnh vực nghiên cứu khác nhau như địa hóa, địa tầng, số liệu thực địa..., trong đó nghiên cứu đặc điểm địa hóa các đá magma trong tổ hợp ophiolit đóng vai trò rất quan trọng [5]. Tuy nhiên, do sự biến chất mạnh mẽ của các đá này nên việc nghiên cứu chi tiết thành phần địa hóa của chúng trở nên rất khó khăn. Vì vậy, nghiên cứu các khoáng vật sót trong đá như olivin, pyroxen và spinel cũng là những chọn lựa quan trọng trong nghiên cứu ophiolit và được nhiều nhà địa chất áp dụng [22].



Hình 1. Sơ lược bản đồ địa chất khu vực Sông Mã (dựa theo [23])



Hình 2. Ảnh chụp lát mỏng dưới hai nicol cho thấy các khoáng vật chromit dạng hạt lớn (podiform) nổi trên nền serpentinit bị biến dạng mạnh.

Các thể đá mafic-siêu mafic thuộc đới Sông Mã đã được rất nhiều nhà địa chất trong nước và thế giới chấp nhận như một đới ophiolit thuộc đới khâu giữa các mảng Đông Dương và Nam Trung Hoa [10, 24]. Phần lớn các nghiên cứu trước đây đều cho rằng các thể mafic-siêu mafic ở giữa đới Sông Mã thuộc kiểu vỏ đại dương thực thụ (hình thành từ sông núi giữa đại dương) trên cơ sở tổ hợp của chúng có các thể địa chất biến sâu như đá silic. Tuy nhiên, cho đến nay rất ít các nghiên cứu chi tiết về thành phần vật chất của các thể serpentinit thuộc đới này nhằm đưa ra môi trường kiến tạo của chúng dựa trên cơ sở thành phần vật chất. Với những quan điểm mới trong nghiên cứu môi trường kiến tạo của các đới ophiolit, trong bài báo này các tác giả đưa ra các kết quả nghiên cứu về thành phần khoáng vật sót trong đá serpentinit thuộc vùng Sơn La của đới khâu Sông Mã, từ đó đưa ra những luận điểm chỉ ra sự khác biệt với kiểu vỏ đại dương thực thụ của các đá ở đây. Bài báo này mong mở ra hướng nghiên cứu mới về các đá thuộc đới ophiolit, nhằm có những định hướng sâu hơn khi nghiên cứu kiến tạo khu vực.

## II. ĐẶC ĐIỂM ĐỊA CHẤT VÙNG NGHIÊN CỨU

Vùng Sơn La nằm phía tây bắc của đới khâu Sông Mã. Trong vùng có sự xuất hiện của nhiều loại đá khác nhau, bao gồm các đá trầm tích, biến chất, magma và các thể serpentinit, các đá này bị các đá granit tuổi Permi-Trias xâm nhập, xuyên cắt. Các đá thuộc đới khâu Sông Mã bị biến chất yếu đến trung bình, thuộc tương đá phiến lục đến amphibolit, bao gồm các đá phiến mica, đá phiến chứa granat-amphibol, phiến granat-mica, các thể đá chứa sillimanit và staurolit tương đối phổ biến [18, 24]. Tương biến chất áp suất cao eclogit cũng đã được phát hiện ở phần Tây Bắc đới Sông Mã, tính toán chế độ nhiệt áp biến chất cho kết quả 620-680°C và 2,1-2,3 GPa [18]. Tuổi của các đá eclogit được cho là khoảng 243 Tr.n. trên cơ sở tuổi SRHIMP xác định trên các khoáng vật monazit trong đá. Tuy nhiên, kết quả tuổi khoảng 424 Tr.n. cũng đã được ghi nhận từ một số cá thể vi hạt monazit xuất hiện kiểu thể tù trong các hạt granat [18]. Các mức tuổi tương tự của đá biến chất trong đới Sông Mã cũng đã được ghi nhận thông qua định tuổi bằng phương pháp SHRIMP, TIMS, Rb-Sr trong các nghiên cứu trước đây [18]. Ở phần phía Bắc của đới Sông Mã, các tổ hợp đá biến chất đã được ghi nhận với các tuổi khác nhau từ Trias đến Silur, các đá biến chất này cũng bị các thể granit tuổi Devon và Permi xuyên cắt [2, 6, 12, 24]. Trần Văn Trị [24] cho rằng các đá trầm tích - biến chất ở đới Sông Mã phù hợp với kiểu cấu trúc của tổ hợp liên quan đến đới nham tầng trưởng hay liên quan đến quá trình hút chìm.

Các thể serpentinit dọc đới khâu Sông Mã phân bố theo phương TB-ĐN, gần như song song với đứt gãy Sông Mã.

Chúng lộ ra không liên tục thành những hình oval rải rác và thường xuất hiện cùng với các đá bazan và amphibolit. Các thể serpentinit này được cho là những thể xâm nhập nguội nằm cùng các đá tuổi Tiền Cambri của hệ tầng Nậm Cồ và tuổi Cambri-Ordovic hệ tầng Sông Mã [23, 24]. Tuy nhiên, cho đến nay có rất ít công trình nghiên cứu về các đá này, đặc biệt là các đá siêu mafic, do chúng đã bị serpentinit hóa mạnh mẽ. Nguyễn Minh Trung và nnk. [25] nghiên cứu các thể serpentinit và đá gabbro vùng Hòn Văng, cho rằng chúng là di chỉ của vỏ đại dương được phân bố trong điều kiện hiện tại thông qua quá trình va chạm giữa các mảng Đông Dương và Nam Trung Hoa.

### III. MÔ TẢ ĐẶC ĐIỂM MẪU NGHIÊN CỨU

Các đá serpentinit ở vùng Sơn La lộ ra thành những thể nhỏ nằm giữa các tập đá phiến, đá phiến gneis, amphibolit bị biến dạng mạnh mẽ. Các mẫu thu thập trong nghiên cứu này được lấy từ các khối siêu mafic bị serpentinit hóa mạnh mẽ, phần lớn các khoáng vật tạo đá chính đã bị biến đổi, đá có cấu tạo dạng khối, không thấy hạt rõ ràng hoặc chủ yếu dạng tơ, dạng sợi do sự xuất hiện của các khoáng vật serpentinit.

Dưới lát mỏng, các khoáng vật serpentinit có dạng hạt nhỏ, một số hạt serpentinit giữ lại hình dáng của hạt orthopyroxen và olivin trước khi bị biến chất. Khoáng vật chlorit và talc cũng xuất hiện khá nhiều trong các mẫu. Tất cả các khoáng vật serpentinit trong đá bị nén ép mạnh mẽ tạo phiến, biến dạng dẻo dạng mylonit. Khoáng vật chromit xuất hiện trong tất cả các mẫu nghiên cứu dưới dạng các hạt lớn có dạng kéo dài, đặc trưng cho kiểu podiform điển hình (Hình 2). Các hạt chromit đều bị biến đổi mạnh ở phần rìa và các khe nứt, đặc biệt trong các hạt nhỏ thì hiện tượng biến đổi này càng mạnh mẽ và dễ dàng nhận thấy. Ở những hạt lớn, phần trung tâm của chúng thường không biến đổi và có màu nâu, nâu đỏ; phần rìa và dọc các khe nứt chúng bị biến đổi mạnh tạo nên những viền, đường màu đen dưới kính hiển vi phân cực. Các tác giả cũng đã kiểm tra tính biến đổi của hạt chromit bằng phương pháp quét thành phần bằng máy EPMA (Hình 3). Trên ảnh tia X thấy phần rìa và dọc theo các khe nứt của các hạt chromit có thành phần khác biệt so với phần nhân của chúng. Phần rìa và dọc khe nứt có hàm lượng Fe cao và giảm dần về phần nhân, trong khi đó các thành phần Cr, Mg và Al có xu hướng ngược lại. Nhìn chung, các hạt chromit rất bền vững trong điều kiện ngoại sinh, nhưng chúng có thể bị biến đổi do những tác động biến chất do tác động của các dòng nhiệt dịch sau khi được hình thành, tùy mức độ tác động khác nhau làm cho thành phần của chúng bị thay đổi một phần (phần rìa và dọc theo khe nứt) hoặc toàn bộ hạt. Trong bài báo này, nhóm tác giả chỉ sử dụng thành phần chromit qua quá trình kiểm tra đối sánh đủ độ tin cậy rằng chúng là thành phần nguyên thủy từ manti, để luận bàn các vấn đề khoa học liên quan.

### IV. THÀNH PHẦN KHOÁNG VẬT

Thành phần khoáng vật được xác định bằng phương pháp Electron Microprobe tại trường Đại học Okayama Science, Nhật Bản trên máy JEOL JXA-8900R. Các thông số máy được nêu rõ trong [22]. Thành phần khoáng vật đại diện được mô tả ở Bảng 1.

#### 1. Serpentinit

Các khoáng vật serpentinit chủ yếu là lizardit-chrysotil và antigorit. Khoáng vật serpentinit có hàm lượng  $\text{SiO}_2 = 35,5-46,3 \text{ wt\%}$ ;  $\text{MgO} = 36,8-42,1 \text{ wt\%}$ ;  $\text{FeO} = 1,0-6,9 \text{ wt\%}$ ; và  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,01-2,2 \text{ wt\%}$ ;  $\text{CaO} = <0,13 \text{ wt\%}$ .

#### 2. Chromit

Thành phần chromit ở phần trung tâm có hàm lượng  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 37,03-42,31\% \text{ wt\%}$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 27,08-31,01 \text{ wt\%}$ ;  $\text{FeO} = 15,08-17,80 \text{ wt\%}$ ; và  $\text{MgO} = 14,09-16,13 \text{ wt\%}$ ; và  $\text{TiO}_2$  rất thấp (0,00-



0,12 wt%). Chỉ số Cr# [ $Cr/(Cr+Al)$ ] và Mg# [ $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ] lần lượt là 0,43-0,48 và 0,61-0,70. Chỉ số  $Fe^{3+}\#$  [ $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ ] rất thấp (dưới 0,03), trong khi đó thì tỷ lệ  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  khá cao (6,52-12,32). Thành phần rìa ngoài của khoáng vật chromit đặc trưng bằng hàm lượng Fe rất cao và hàm lượng  $Cr_2O_3$  rất thấp.

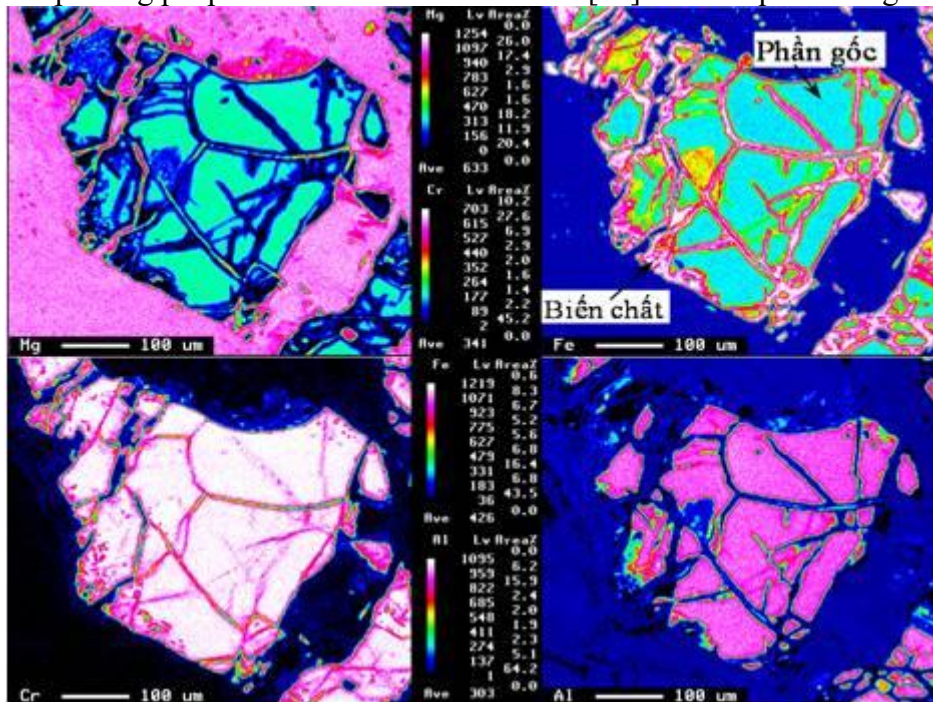
### 3. Olivin

Hàm lượng FeO = 49,99-65,31 wt%;  $Cr_2O_3$  = 22,79-27,26 wt%; và MgO = 0,33-9,34 wt%.

Trong đá không tìm thấy hạt olivin nào còn tồn tại do đá bị serpentin hóa mạnh mẽ. Tuy nhiên, một số hạt tồn tại kiểu thể tù trong một số hạt chromit còn giữ được thành phần gốc của chúng. Olivin có hàm lượng NiO = 0,44-0,46 %,  $Cr_2O_3$  = 0,02-0,04 %, MgO = 48,2-50,95 %. Chỉ số forsterit trong chúng rất cao, từ 90,2 đến 92,2.

### V. CÁC CHỈ SỐ LIÊN QUAN ĐẾN QUÁ TRÌNH NÓNG CHẢY NGUỒN MANTI

Để tính toán độ nóng chảy nguồn manti, các tác giả dựa trên các tính toán về thành phần của các khoáng vật chromit nguyên thủy (phần chromit nguồn gốc manti) [22]. Khoáng vật chromit đã được nghiên cứu rộng rãi và các nghiên cứu trước đây đều chỉ ra rằng, thành phần của chúng phản ánh rõ rệt quá trình nóng chảy nguồn manti liên quan đến magma hình thành trong các điều kiện kiến tạo khác nhau. Tỷ số FeO/MgO của nguồn nóng chảy manti liên quan magma cũng được tính toán dựa trên công thức của Maurel [13, 14]. Các kết quả cho thấy nguồn manti sinh thành các đá magma vùng Sơn La có tỷ số FeO/MgO khoảng 0,88-1,11. Tính toán hàm lượng  $TiO_2$  nguồn manti nóng chảy theo phương pháp Rollinson đưa ra năm 2008 [23] cho kết quả khoảng 0-0,27%.

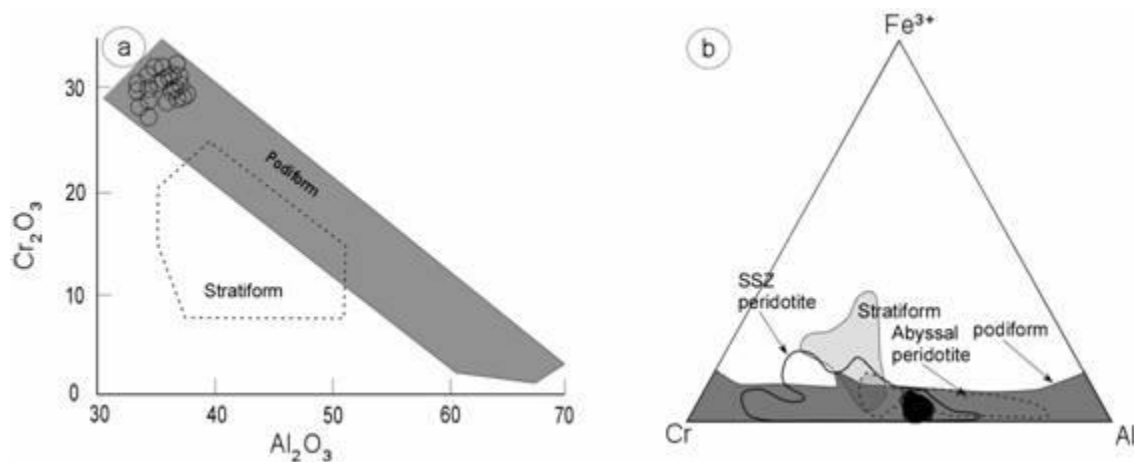


Hình 3. Ảnh quét thành phần khoáng vật chromit (Al, Cr, Fe, Mg) bằng phương pháp phân tích electron (EPMA).

Bảng 1. Trích dẫn thành phần khoáng vật chromit và các kết quả tính toán của chúng.

hiệu mẫu	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1	SM1
2	0,01	0,06	0,07	0,01	0,04	0,02	0,01	0,00	0,16	0,05	0,02	0,04	0,00	0,07	0,07	0,02	0

2	0,02	0,07	0,03	0,06	0,01	0,05	0,02	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,07	0,05	0,04	0,02	0
O <sub>3</sub>	29,80	30,13	30,29	30,05	29,92	30,14	30,08	30,08	29,22	30,34	29,93	29,92	30,34	29,94	29,99	30,15	30
O <sub>3</sub>	38,79	38,07	37,69	37,95	38,54	38,77	38,42	37,82	38,66	37,34	38,84	38,38	38,47	38,04	38,54	38,46	38
O	14,75	14,43	14,42	14,57	14,12	13,42	13,55	12,94	12,04	13,01	13,20	13,36	13,50	13,98	13,20	13,47	13
O <sub>3</sub>	2,05	2,52	2,43	2,18	3,11	2,49	2,63	3,41	4,28	3,34	3,32	2,61	2,44	2,99	2,74	2,71	2
O	14,29	14,57	14,46	14,38	14,88	15,36	15,16	15,53	16,13	15,49	15,61	15,18	15,31	14,89	15,41	15,27	14
g	99,71	99,85	99,39	99,20	100,60	100,25	99,88	99,79	100,48	99,60	100,96	99,49	100,12	99,96	100,00	100,09	100
	0,91	0,89	0,88	0,89	0,89	0,90	0,90	0,88	0,90	0,87	0,90	0,90	0,89	0,89	0,90	0,89	0
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
	1,04	1,05	1,06	1,06	1,04	1,04	1,05	1,04	1,01	1,05	1,03	1,04	1,05	1,04	1,04	1,05	1
	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	0,09	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0
	0,37	0,36	0,36	0,36	0,35	0,33	0,33	0,32	0,30	0,32	0,32	0,33	0,33	0,35	0,32	0,33	0
	0,63	0,64	0,64	0,64	0,65	0,67	0,67	0,68	0,70	0,68	0,68	0,67	0,67	0,66	0,68	0,67	0
(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,63	0,64	0,64	0,64	0,65	0,67	0,67	0,68	0,70	0,68	0,68	0,67	0,67	0,65	0,68	0,67	0
Cr+Al	0,47	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,47	0,45	0,47	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0
/MgO <sup>melt</sup>	1,11	1,07	1,08	1,10	1,01	0,94	0,96	0,89	0,78	0,90	0,90	0,94	0,95	1,00	0,92	0,95	0

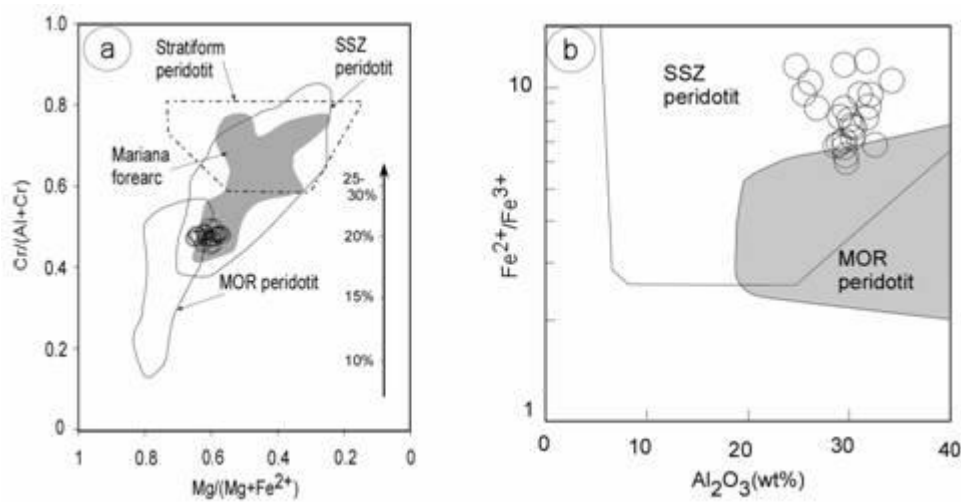


Hình 4. Đồ thị thể hiện quan hệ giữa  $Al_2O_3$  và  $Cr_2O_3$  (a) và  $Cr-Fe^{3+}-Al$  (b) trong khoáng vật chromit liên quan đến các môi trường kiến tạo khác nhau của nguồn magma.

## VI. LUẬN BÀN VỀ NGUỒN GỐC VÀ MÔI TRƯỜNG KIẾN TẠO CỦA ĐÁ SERPENTINIT VÙNG SƠN LA

Kết quả nghiên cứu đặc điểm thạch học các đá serpentinit ở đới khô Sông Mã cho thấy, các đá này bị biến đổi và biến dạng mạnh mẽ, các khoáng vật chromit có cấu tạo kiểu hạt lớn dạng kéo dài, kiểu podiform điển hình. Các khoáng vật serpentinit cũng bị ép phiến dạng mylonit mạnh mẽ với phương gần như song song với phương kéo dài của các hạt chromit. Những đặc điểm cấu tạo thạch học này thể hiện các mẫu đá serpentinit được nghiên cứu thuộc phần manti trên cùng [11]

của thạch quyển đại dương trong tổ hợp ophiolit đới khô Sông Mã. Một số khoáng vật olivin tồn tại trong chromit cho thấy chúng có chỉ số NiO khá cao, MgO và Mg# rất cao, chúng tỏ nguồn gốc manti của chúng, hơn nữa chỉ số Mg# cao thể hiện sự tác động của thành phần vật chất từ phần vỏ là rất ít. Sự xuất hiện của các khoáng vật antigorit trong tổ hợp đá serpentinit cũng chứng tỏ đá đã bị quá trình serpentinit hóa ở điều kiện nhiệt độ và áp suất cao. Đây là kiểu serpentinit hình thành liên quan đến phần manti trên cùng của tổ hợp thạch quyển và chủ yếu hình thành liên quan đến đới hút chìm. Kết quả nghiên cứu các đặc điểm thành phần của khoáng vật chromit trong các đá serpentinit vùng Sơn La cho thấy, chúng đặc trưng cho thành phần chromit kiểu thuộc phần manti trên cùng. Trên biểu đồ hai hợp phần  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  (Hình 4a) và ba hợp phần Al- $Fe^{3+}$ -Cr (Hình 4b), tất cả các chromit đều có hàm lượng  $Al_2O_3$  và  $Fe^{3+}$  thấp, đặc trưng cho chromit kiểu podiform, thành phần này cũng khác biệt với loại chromit hình thành ở phần vỏ với hàm lượng  $Cr_2O_3$  thấp trong khi hàm lượng  $Al_2O_3$  và  $Fe^{3+}$  cao hơn (sẽ rơi vào trường phân lớp). Trên cơ sở cấu tạo và thành phần khoáng vật của đá cho phép các tác giả kết luận rằng, các đá serpentinit trong vùng nghiên cứu thuộc thành phần manti trên của thạch quyển đại dương trong tổ hợp ophiolit đới khô Sông Mã.



Hình 5. Đồ thị thể hiện quan hệ giữa Mg#-Cr# (a) và  $Al_2O_3$  -  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  (b) trong khoáng vật chromit và liên quan đến các trường kiến tạo khác nhau.

Khoáng vật chromit trong các đá nghiên cứu có chỉ số Cr# trong khoảng trung bình trong khi Mg# khá cao,  $TiO_2$  thấp. Đặc trưng này tương tự với các đá lertzolit-harzburgit thuộc tổ hợp ophiolit được thành tạo trong môi trường có sự nóng chảy từng phần của nguồn manti từ trung bình đến tương đối cao, ví dụ các đá siêu mafic hình thành trong các đới trước cung hoặc sau cung [16] hoặc trong môi trường tách giãn đáy đại dương với tốc độ lớn [3] (tuy nhiên, điều này rất ít xảy ra [3]). Trên các biểu đồ thể hiện các trường kiến tạo, tất cả các thành phần của chromit ở vùng Sơn La đều rơi vào trường của peridotit, hình thành trong môi trường liên quan đến hút chìm (SSZ) với một phần nhỏ chong lẩn với trường sống núi giữa đại dương (MOR) (Hình 4). Trên các biểu đồ liên quan giữa các hàm lượng trong khoáng vật chromit như Al- $Fe^{3+}$ -Cr (Hình 4), Mg#-Cr# và  $Al_2O_3$ - $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  (Hình 5), phần lớn số liệu đều thuộc trường peridotit hình thành trong môi trường hút chìm (SSZ) với một số điểm có sự chong lẩn với kiểu peridotit thuộc sống núi giữa đại dương (MOR). Kiểu peridotit có thành phần lai tạo giữa môi trường MOR và SSZ thường đặc trưng cho các đá hình thành trong giai đoạn đầu của thành tạo rift liên quan đến đới hút chìm, điển hình ở các đới trước cung, sau cung [5, 21]. Chỉ số  $Fe^{3+}$ # phản ánh mức độ oxy hóa của môi trường thành

tạo và thường tăng cao trong môi trường gần sát đới hút chìm. Liên quan giữa tỷ số của  $Fe^{2+}$  và  $Fe^{3+}$  trong khoáng vật chromit đã được Kamenetsky và nnk. (2001) sử dụng tính toán để phân biệt các môi trường kiến tạo khác nhau liên quan đến sự hình thành các đá peridotit. Tỷ số  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  trong các chromit ở vùng Sơn La trong khoảng 6,5-14, cao hơn nhiều so với các đá peridotit sống núi giữa đại dương (Hình 5b). Đây cũng là một trong những đặc trưng của các đá siêu mafic, mafic hình thành ở khu vực liên quan đến đới hút chìm hơn là thuộc sống núi giữa đại dương [17].

Các tính toán về manti hình thành nên đá peridotit thông qua chỉ số Cr# và Mg# trong khoáng vật chromit [22] cũng cho thấy chúng trải qua quá trình nóng chảy từng phần khá cao (khoảng 18-21 %) (Hình 5a), các kết quả này cho thấy các số liệu của chúng tôi phù hợp với peridotit hình thành liên quan đến đới hút chìm hoặc sống núi giữa đại dương có tốc độ tách giãn lớn. Kết quả tính toán tỷ lệ FeO/MgO trong thành phần nóng chảy manti thông qua khoáng vật chromit trong các đá serpentinit vùng Sơn La cũng cho thấy chúng tương đồng với các đá hình thành trong đới liên quan đến đới hút chìm (Bảng 2) và có sự khác biệt rõ ràng với kiểu hình thành từ sống núi giữa đại dương. Hàm lượng  $TiO_2$  trong thành phần manti nóng chảy liên quan rất thấp (0-0,27%) cũng cho thấy chúng thuộc vào kiểu liên quan đến cung magma nhiều hơn là các số liệu tương ứng từ sống núi giữa đại dương [4].

**Bảng 2. Bảng kết quả tính toán tỷ số FeO/MgO trong nguồn nóng chảy manti.**

	FeO/MgO nguồn nóng chảy manti (wt%)	Trích dẫn
Sông Mã (vùng Sơn La)	0,78 - 1,11	Trong bài báo này
Oman (SSZ):		Auge (1987)
Chromit	0,29-0,62	
Harzburgit	0,62±0,02	
Boninit (SSZ)	0,7-1,4	Wilson (1989)
Harzburgit Mugla, Thổ Nhĩ Kỳ (trước cung)	0,3-1,1	Uysal et al. (2009)
Nam Mariana Trough (sau cung)	1,23	Gribble et al. (1996)
Đông biên Scotia (sau cung)	1,0-1,23	Saunders and Tarney (1979)
Sống núi giữa đại dương (MOR)	1,2-1,6	Wilson (1989)

Trên cơ sở các phân tích nói trên, các tác giả bài viết này kết luận rằng, các thể serpentinit dọc đới Sông Mã thuộc vùng Sơn La đặc trưng cho các đá thuộc hợp phần manti (manti trên cùng) của thạch quyển đại dương trong tổ hợp ophiolit. Chúng hình thành trong bối cảnh kiến tạo liên quan đến đới hút chìm giữa các địa khối Đông Dương và Nam Trung Hoa. Kết luận này cũng phù hợp với việc phát hiện các thể eclogit áp suất siêu cao ở vùng Điện Biên [18]. Di chỉ vỏ đại dương kiểu liên quan đới hút chìm cũng phù hợp với các dấu hiệu về đá biến chất, trầm tích kiểu trước cung được tìm thấy ở phía bắc đới Sông Mã [6]. Như vậy, các thể serpentinit vùng Sơn La thuộc đới ophiolit kiểu trước cung được đẩy trôi nằm trên vỏ lục địa do quá trình va chạm giữa các khối Đông Dương và Nam Trung Hoa. Tuy nhiên, để có những kết luận cụ thể hơn về môi trường kiến



tạo của các thể serpentinit dọc đới khô Sông Mã thì những nghiên cứu về thành phần chromit, olivin trong các đá siêu mafic ở đây cần phải chi tiết hơn nữa. Các bằng chứng về đới va chạm trong vùng như đới xáo trộn, sự liên quan giữa đá biến chất áp suất cao và các thể mafic, siêu mafic dọc theo đới Sông Mã đến nay chưa được nghiên cứu chi tiết. Chính vì vậy, tên gọi đới khô Sông Mã mặc dù được sử dụng khá rộng rãi song chưa được xác định chính xác. Tuy vậy, nếu các thể ophiolit dọc đới Sông Mã được xác định đúng đắn về môi trường kiến tạo thành tạo nên chúng (trước cung, sau cung hay trước cung ophiolit) thì việc xác định đới khô liên quan cũng như tổ hợp magma liên quan trong tiến hóa kiến tạo của khu vực sẽ dễ dàng hơn.

Bài viết được hoàn thành với sự giúp đỡ về mặt phân tích mẫu của GS. Itaya Tetsumaru, trường Đại học Okayama Science và GS.TS Trần Văn Trị (Tổng hội Địa chất Việt Nam). Các tác giả xin bày tỏ lòng cảm ơn sâu sắc đến những sự giúp đỡ và đóng góp ý kiến quan trọng của các nhà khoa học. Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển Khoa học và Công nghệ quốc gia (NAFOSTED) theo Đề tài mã số 105.1-2011.14.

### VĂN LIỆU

1. **Anonymous A.H.F., 1972.** Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17 : 24-25.
2. **Carter A., Clift P.D., 2008.** Was the Indosinian orogeny a Triassic mountain building or a thermotectonic reactivation event? *C. R. Geoscience*, 340 : 83-93.
3. **Dick H.J.B., Bullen T., 1984.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
4. **Dick H.J.B., 1989.** Abyssal peridotite, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42 : 72-105.
5. **Dilek Y., Polat A., 2008.** Suprasubduction zone ophiolites and Archean tectonics. *Geology*, 36 : 431-432.
6. **Findlay R.H., Trinh P.T., 1997.** The structural setting of the Song Ma region, Vietnam and the Indochina plate boundary problem. *Gondwana Res.*, 1 : 11-33.
7. **Gass I.G., Masson-Smith D., 1963.** The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A/255 : 417-467.
8. **Hellebrand E., Show J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W., 2001.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in the mid-oceanic-ridge peridotites. *Nature*, 410 : 677-681.
9. **Hess H.H. 1962.** History of ocean basins. Petrologic studies: A volume in Honor of A.F. Buddington, Pp. 599-620. *Geol. Soc. of America*.
10. **Hutchison C.S., 1975.** Ophiolites in Southeast Asia. *Geol. Soc. of American Bull.*, 86 : 797-806.
11. **Kröner A., Greiling R., Reischmann T., Hussein I.M., Stern R.J., Dürr S., Krüger J. and Zimmer M., 1987.** PanAfrican crustal evolution in the Nubian segment of northeast Africa. In *Kröner A. (Ed.). Proterozoic Lithospheric Evolution Washington, D.C., Ameri. Geoph. Union, Geodynamics Ser.*, 17 : 235-257.
12. **Lan C.Y., Chung S.L., Long T.V., Lo C.H., Lee T.Y., Mertzman S.A., Shen J.J.S., 2003.** Geochemical Sr-Nd isotopic constraints from the Kontum Massif, Central Vietnam, on the crustal evolution of the Indochina block. *Precambrian Res.*, 122 : 7-27.
13. **Maurel C., Maurel P., 1982.** Etude expérimentale de l'équilibre  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  dans les spinelles chromifères et les liquides silicatés basiques coexistants à 1 atm. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences*, 285 : 209-215. Paris.

- 14. Maurel C., 1984.** Etude expérimentale de l'équilibre spinelle-chromite liquide silicate basique. *SFMC Meet. "Les spinelles", Lille, Oral. comm.*
- 15. Miyashiro A., 1973.** The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an island arc Earth & Planet. *Sci. Lett.*, 19 : 218-224.
- 16. Murata K., Maekawa H., Ishii K., Mohammad YO., Yokose H., 2009.** Iron-rich stripe patterns in olivine of serpentinitized peridotites from Mariana forearc seamounts, western Pacific. *J. Miner. Petrol. Sci.*, 104 : 199-203.
- 17. Murck B.W., Campbell I.H., 1986.** The effect of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 50 : 1871-1887.
- 18. Nakano N., Osanai Y., Sajeev K., Hayasaka Y., Miyamoto T., Minh N. T., Owada M. and Windley B., 2010.** Triassic eclogite from northern Vietnam: Inferences and geological significance. *J. of Metamorphic Geol.*, 28 : 59-76.
- 19. Rollinson H., 2008.** The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: Inferred parental melt compositions. *Contr. of Min. Petrology*, 156 : 273-288.
- 20. Steinman G. 1905.** Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabätze und der ophiolischen Massengesteine. *Berichte Naturforschenden Gesellschaft Freiburg.*, 16 : 1-49.
- 21. Stern R., Bloomer S.H., 1992.** Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geol. Soc. of America Bull.*, 104 : 1621-1636.
- 22. Thanh N.X., Tu M.T., Itaya T., Kwon S., 2011.** Chromian-spinel compositions from the Bo Xinh serpentinitized ultramafics, Northern Vietnam: Implications on tectonic evolution of the Indochina block. *J. of Asian Earth Sci.*, 42 : 258-267.
- 23. Trần Đức Lương và Nguyễn Xuân Bao (Đồng Chủ biên), 1988.** Bản đồ địa chất Việt Nam tỷ lệ 1:500 000. *Tổng cục M-ĐC, Hà Nội.*
- 24. Trần Văn Tri, Vũ Khúc (Eds.), 2009.** Geology and Earth resources of Việt Nam. Publishing House for Science and Technology, Hà nội. 644 pp.
- Nguyễn Xuân Tùng, 1977.** Geotectonic evolution of Northern Vietnam. *XIV Pacific Sci. Congr., Com. B, sec. II-48-49. Khabarovsk.*
- 25. Trung N.M., Tsujimori T., Itaya T., 2006.** Honvang serpentinite body of the Song Ma fault zone, northern Vietnam: A remnant of oceanic lithosphere within the Indochina-South China suture. *Gondwana Res.*, 9 : 225-230.