

ĐẶC ĐIỂM ĐỊA CHẤT VÀ NGUỒN GỐC THÀNH TẠO CÁC ĐÁ SIÊU MAFIT (SECPENTINIT) PHỨC HỆ HIỆP ĐỨC

Huỳnh Trung, Trần Phú Hưng, Lê Đức Phúc, Nguyễn Kim Hoàng, Trần Đại Thắng,
Trương Chí Cường

Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, ĐHQG-HCM

(Bài nhận ngày 08 tháng 01 năm 2009, hoàn chỉnh sửa chữa ngày 04 tháng 08 năm 2009)

TÓM TẮT: *Serpentinit phức hệ Hiệp Đức đã được xác lập và mô tả trong công trình lập bản đồ địa chất tỷ lệ 1/500.000 và được ghép vào thành hệ hyperbazit với tỷ số $MgO/FeO > 6$ (Huỳnh Trung và nnk, 1980). Chúng thành tạo những thể dạng thấu kính, dạng tấm với diện lộ nhỏ, xuyên nhập lên theo các đứt gãy lớn (rift) phương kinh tuyến hoặc á vĩ tuyến. Chúng không gây biến chất tiếp xúc nhiệt đá vây quanh và được gọi là các thể trôi nhập (protrusi) không có chân. Thành phần thạch học chủ yếu là olivinit, lecxolit, hacbuocgit; giàu MgO (32÷37%). Các thể serpentinit phân bố chủ yếu trong đới rift phổ biến các đá bazan biến đổi (spilit) và các thành tạo siêu mafit, mafit phức hệ Ngọc Hồi có tuổi Paleozoi sớm. Serpentinit Hiệp Đức không có chung nguồn gốc magma với các thành tạo spilit, pyroxenit, gabro nêu trên. Tổ hợp các thành tạo đó được xác lập tổ hợp ophiolit Kon Tum tuổi Paleozoi sớm và đối sánh với tổ hợp ophiolit kiểu Alpi (alpinotip). Đặc điểm thạch địa hóa serpentinit gần giống các thành tạo manti trên, hyperbazit alpinotip và đá đại dương. Chúng bị ép nén (Paleozoi sớm) và trôi ngụy theo các đứt gãy ở trạng thái cứng từ dưới sâu. Địa khối Kontum được hình thành vào Proteozoi muộn bị chia tách thành những mảng nhỏ bởi các đứt gãy lớn, theo đó trôi nhập các thể serpentinit phức hệ Hiệp Đức.*

Từ khóa: *serpentinit, ophiolit, siêu mafit, hyperbazit, dunit, peridotit, phức hệ Hiệp Đức.*

Các thành tạo siêu mafit đã được mô tả sơ lược và không phân chia trong các công trình lập bản đồ địa chất sơ lược của các nhà địa chất Pháp (Saurin.E, 1964; Lacroix.A, 1933; Bouret R et Hoffet J.H, 1962, v.v...). Trong công trình nghiên cứu lập bản đồ địa chất phần phía Nam Việt Nam (Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao, Huỳnh Trung và nnk, 1980) [2], các thành tạo siêu mafit đã được nghiên cứu chi tiết và phân chia thành phức hệ Hiệp Đức có tuổi Paleozoi sớm (Pz₁). Thành phần thạch học chủ yếu là serpentinit (apodunit) và được ghép vào thành hệ hyperbazit (Huỳnh Trung và nnk, 1980); sau này, trong chuyên khảo “Địa chất Việt Nam - Tập II [12]. Các thành tạo magma” đi kèm bản đồ địa chất nước CHXHCN Việt Nam tỷ lệ 1/500.000 (Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao chủ biên) xuất bản 1988, các thành tạo magma siêu mafit Hiệp Đức đã được Nguyễn Kinh Quốc mô tả chi tiết (1986) với thành phần thạch học các khối là serpentinit và pyroxenit, v.v... Tuy nhiên, trong các công trình nghiên cứu sau này, các thành tạo pyroxenit, gabropyroxenit được tách riêng ra và ghép vào phức hệ Ngọc Hồi cùng với gabro có tuổi Paleozoi sớm (Huỳnh Trung và nnk, 2001, 2004) [16].

Như vậy, các thành tạo hyperbazit phức hệ Hiệp Đức có thành phần thạch học chủ yếu là serpentinit (hacbuocgit, lecxolit) thuộc thành hệ hyperbazit (có tỷ lệ $MgO/FeO > 6$). Chúng thành tạo những thể nhỏ với diện lộ trên vài chục km² có dạng thấu kính, dạng khối không đều đặn, dạng tấm phân bố dọc theo các đới đứt gãy lớn như đứt gãy Tam Kỳ-Hiệp Đức, đới đứt gãy dạng kinh tuyến phân bố phía tây địa khối Trường Sơn và địa khối Kontum và một vài nơi khác như đứt gãy vĩ tuyến 13 (đứt gãy Buôn Hồ-Tuy Hòa) (khối Phong Hanh - phía bắc Tuy Hòa); đứt gãy Quảng Ngãi-Kon Tum (khối tây nam Sơn Hà-Quảng Ngãi), các khối nhỏ siêu mafit phân bố trong các thành tạo trầm tích và phun trào vùng Núi Vú (Quảng Nam). Đá vây

quanh các thành tạo siêu mafit Hiệp Đức có tuổi Proterozoi muộn-Paleozoi sớm với thành phần thạch học chủ yếu là trầm tích (lục nguyên và đá hoa dolomit), xen kẽ các đá phun trào mafit. Chúng hầu hết đều bị biến chất ở nhiều mức độ khác nhau, từ tương đá phiến lục đến tương amfibolit. Các đá phun trào bị biến chất thành tạo các đá amfibolit hoặc đá phiến lục. Nhiều nơi như Dak Lin (Bản Đôn), Dak Mi, ngầm Bà Huỳnh (Quảng Nam), Đức Bồ (Quảng Ngãi), vùng Dak Sa, vùng Thạch Mỹ, Hiệp Đức, Khâm Đức, các đá phiến lục, amfibolit có thành phần hóa học tương ứng với đá spilit, đặc biệt vùng Dak Gleit có đá phiến anbit clorit epidot có thành phần hóa học tương ứng với anbitofia, v.v... (Huỳnh Trung và nnk, 2004) [16].

Do đó, các đá siêu mafit phức hệ Hiệp Đức phân bố dọc các đới đứt gãy phương kinh tuyến (Quảng Trị, Khâm Đức, Ngọc Hồi, Sa Thầy), đới phương á vĩ tuyến (Khâm Đức-Làng Hồi-Hiệp Đức, Núi Vú-Tam Kỳ; Quảng Ngãi-Trà Bồng, Dak Tô; đới Tuy Hòa (Phong Hanh)-Dak Lin (hình N^o1).

Ranh giới giữa các khối siêu mafit đó với các đá vây quanh (đá phiến lục, amfibolit) rất rõ ràng, thường có phương kéo dài thẳng, đá bị biến vị cả nát không đều (khối Làng Hồi, Hiệp Đức, Phong Hanh). Đặc biệt ở đới tiếp xúc hướng dốc của đá phiến lục, phiến sét gần trùng khớp với phương ép của đá siêu mafit, và hầu như không có đới biến chất tiếp xúc nhiệt. Có thể các thể thấu kính hoặc các khối kiến tạo siêu mafit đó không có chân? [17]. Chúng được xuyên nhập lên ở trạng thái cứng (ngội lạnh) trong các thành tạo trầm tích và đá phun trào bị biến đổi (phiến lục, amfibolit) có tuổi Proterozoi muộn-Cambri sớm dưới ảnh hưởng của sức ép kiến tạo và chúng được gọi là các thể trôi nhập (protrusi) siêu mafit.

Về thành phần thạch học các thành tạo siêu mafit Hiệp Đức phổ biến là secpentinit, apodunit (olivinit, lecxolit, hacbuocgit). Secpentin là khoáng vật phổ biến nhất, có mặt trong hầu hết các đá siêu mafit với hàm lượng 90÷100%. Secpentin có dạng sợi, antigorit vảy hoặc tấm (bastit) không màu (ảnh N^o1; N^o2). Ngoài ra, còn có tremolit (ảnh N^o6), khoáng vật có dạng que, lăng trụ với kích thước nhỏ, không màu, $c^{\wedge}Ng=12\div14^{\circ}$. Chúng phân bố lộn xộn, các đá có tremolit thường phân bố ở các đới rìa của khối (khối Trà Niêu, Dak Sa, v.v...). Cacbonat (manhezit ? ảnh N^o1) rất phổ biến với hàm lượng 2÷5%. Cacbonat thường thành tạo dạng tia mạch thay thế các khoáng olivin, tạo thành mạng mạch nhỏ trong đá (ảnh N^o1). Khoáng vật talc là những tập hợp dạng tia mạch, cụm phân bố rải rác trong đá (ảnh N^o3). Olivin là những hạt tàn dư nhỏ, không đều với nhiều kích thước khác nhau (ảnh N^o4, N^o5). Quặng rất phổ biến 1÷2% trong các đá biến đổi (secpentinit, apodunit, v.v...) có kích thước nhỏ và phân bố rải rác hoặc dạng tia mạch (ảnh N^o5).

Về thành phần hóa học, (bảng N^o1), các đá có hàm lượng SiO₂ 35÷41%, MgO cao 31÷37% (hiếm 19%), K₂O 0,05÷0,7%, Na₂O dao động 0,1÷2,73, cá biệt có 2 mẫu (mẫu N^o7, N^o10) có giá trị đến trên 3%, Al₂O₃ 0,56÷3,62.

So sánh thành phần hóa học các thành tạo siêu mafit phức hệ Hiệp Đức với các đá siêu mafit chuẩn (bảng N^o2), cho thấy thành phần hóa học và hàm lượng một số các nguyên tố vi lượng có trong các thành tạo siêu mafit phức hệ Hiệp Đức (mẫu số 6, 7, 8-bảng N^o2): hacbuocgit, lecxolit gần gũi với các thành tạo manti (mẫu 2, 9-bảng N^o2) và các đá tổ hợp ophiolit, đá đại dương (mẫu 26, 27, 28, 29 -bảng N^o2) và các đá hyperbazit kiểu alpi (mẫu 30, 31, 32, 33, 34) hoặc hyperbazit alpinotip (mẫu 5).

Tuy nhiên, các thành tạo hyperbazit của tổ hợp ophiolit kiểu alpi (hình N^o3) và các hyperbazit khác được các nhà nghiên cứu khác luận bàn [7].

Mảnh vỏ đại dương được bảo tồn sau khi khép kín các đại dương cổ là một tổ hợp được gọi là ophiolit. Việc tiến hành nghiên cứu cấu tạo dưới sâu của vỏ đại dương cho đến nay hãy còn khó khăn vì chưa thể tiến hành các lỗ khoan sâu dưới nước. Tuy vậy, không phải tất cả

các ophiolit là những mảnh của đại dương hờ, mà đa số từ chúng là những mảnh vỡ của các bồn sau cung (biển rìa). Các đá siêu mafit hầu như là secpentinit (vì vậy chuyên từ ophiolit-gốc tiếng Hy Lạp: ophi (rắn) biểu thị secpentinit: đá da rắn). Các đá peridotit của tổ hợp ophiolit thường gọi alpinotip (kiểu alpi) để nhấn mạnh sự phát triển mạnh mẽ của các đại ophiolit tại các miền uốn nếp kiểu alpi. Theo mô hình trên, các nhà nghiên cứu (V. S. Popov, O. A. Bagachicov, 2001) [7] cho rằng các thành tạo siêu mafit phức hệ dưới là các tectonit manti đã trải qua giai đoạn biến dạng chảy dẻo cứng với nhiệt độ cao. Các đá peridotit đó rất nghèo các thành tố dễ nóng chảy (K, Na, Ca, Al, Ti). Các thành tạo siêu mafit đó thường (có lẽ) được coi như là những thể tàn dư cứng (restit) còn sót lại sau khi nóng chảy từng phần của manti xảy ra và chúng được phân tách ra từ dung thể magma. Các restit đó được xuyên nhập vào phần trên của vỏ trái đất ở trạng thái cứng dưới dạng những khối kiến tạo, những tấm và thấu kính. Tuổi của các thành tạo siêu mafit rất khó xác định, và có thể, chúng có tuổi cổ hơn rất nhiều so với các thành tạo gabroit và núi lửa ở phần trên.

Các thành tạo gabroit phân bố trên các siêu mafit nguồn gốc manti (hacbuocgit, ...) thường có hai phần khác nhau theo thành phần:

- 1- Có sự xen kẽ các đá siêu mafit (dunit, peridotit, pyroxenit).
- 2- Các gabroit nằm trên (gabro, gabro olivin, troctolit, gabronorit, anoctozit, ferogabro).

Cả hai phần của phức hệ này thường gặp các thể thấu kính, phân lớp của các đá có thành phần tương phản (siêu mafit trong gabro và ngược lại). Phần mặt cắt toàn gabro có thể phân tách ra: phần dưới của mặt cắt là đá phân lớp và phần trên thì đồng nhất. Phần đồng nhất không có các lớp siêu mafit nhưng thường có mặt các đá trung tính và axit (diorit và plagiogranit). Bề dày tổng cộng của phức hệ này đến vài km. Về thành phần khoáng vật của gabroit, phổ biến là plagioclas, pyroxen xiên đơn, pyroxenen thoi và olivin. Plagioclas bazơ với An_{95-80} đặc biệt ở phần dưới của mặt cắt, không có cấu tạo đới trạng. Ở phần trên độ bazơ của plagioclas giảm và có cấu tạo đới trạng với nhân là plagioclas An_{80-70} và đới ngoài là plagioclas An_{50-30} . Gabroit có hàm lượng magnetit, apatit, sfen thấp.

Các thể gabroit và các đá siêu mafit đi kèm đó được coi là thành phần của tổ hợp ophiolit, có quan hệ là những thể xâm nhập có đới biến đổi ngoại tiếp xúc với các thành tạo siêu mafit và các đá vây quanh khác.

Phức hệ đại mạch bazit song song chỉ phổ biến ở một vài đới ophiolit, đa số vắng mặt. Tuy nhiên, các thành tạo đại mạch song song này được xem như là thành tố đặc trưng của tổ hợp ophiolit. Các đại mạch bazit diabaz song song gần thẳng đứng phân bố ở phía trên của phức hệ xâm nhập (đá sâu) gabroit và dưới các thành tạo núi lửa là các đá thành tạo ở giai đoạn cuối cùng của mặt cắt ophiolit. Mật độ phân bố các đại mạch đó rất cao và chúng hầu như tiếp giáp lẫn nhau trực tiếp và gây ra các đới biến đổi nội tiếp xúc có kiến trúc thủy tinh. Được biết, có trường hợp đại mạch với đới tôi chỉ có một bên. Điều đó có thể giải thích, những đại mạch đó đã xuyên nhập vào giữa các đại mạch chưa hoàn toàn đông đặc so với các đá trước đã nguội lạnh. Bề dày các đại mạch đó từ 10cm đến 5m và có đến hàng ngàn mạch như vậy, ví dụ như ophiolit của đảo Kipr với khoảng cách 100km có đến 48.000 đại mạch song song. Nghiên cứu các đặc điểm địa chất và quan hệ của chúng, chỉ ra các đại mạch diabaz có kiến trúc ofit giữa plagioclas và pyroxen xiên đơn là kênh dẫn cung cấp các dòng bazantoit nằm bên trên. Chưa rõ các đại mạch đó có kéo dài tiếp tục ở phần sâu hơn. Một vài đại mạch xuyên cắt các thành tạo gabroit và siêu mafit nhưng khối lượng chính của chúng lấp đầy không gian phía trên gabro. Ở phía dưới phức hệ đại mạch thường phát triển đới chuyển tiếp của các thể sót của đá sâu trong phạm vi không gian giữa các đại mạch. Càng xuống dưới mặt cắt, các thể sót như vậy càng tăng lên. Như vậy, magma bazan đã trào lên dọc theo một khe nứt duy nhất, và bắt

đầu chẻ tách ra tại đây theo phương ngang mà thành tạo nhiều những tấm song song có độ dốc cao (thẳng đứng).

Phức hệ các thành tạo núi lửa là sản phẩm ở giai đoạn kết thúc của mặt cắt tổ hợp ophiolit, là những dung nham bazit và vụn núi lửa, chúng tập trung trong đáy của bể nước biển sâu. Tại đây có sự xen kẽ với các đá trầm tích, chủ yếu là silic. Bề dày của dòng dung nham đạt đến 10÷30m, phổ biến rộng rãi các đá bazan có cấu tạo thớ chẻ dạng gỏi (pilo-lava). Bề dày tổng thể của các thành tạo núi lửa có dung nham dạng gỏi từ hàng chục mét đến vài kilomet; trung bình từ 1÷2km. Thông thường thì chúng bị phủ bởi các trầm tích biển (chủ yếu là trầm tích silic, đá phiến silic-than, đá vôi và cát kết). Phần trước của mặt cắt tầng dung nham thường là các thành tạo bazan toleit với hàm lượng trung bình hoặc thấp MgO. Còn ở phần trên của mặt cắt là picrobazan (phổ biến olivin ở ban tinh) giàu magie. Bazan giàu kiềm không đặc trưng cho ophiolit mặc dầu thỉnh thoảng vẫn gặp trong vài tổ hợp. Rất phổ biến spilit là sản phẩm bị anbit hóa của bazan. Ở phần trên của mặt cắt ngoài bazaltoit và spilit còn gặp trachit anbit hóa (keratophir) và chuyển sang albitophir, dazit và riolit. Trước kia tổ hợp này được gọi là spilit-keratophir, sau này chúng được liệt vào tổ hợp bazan-plagioriolit. Đôi nơi mặt cắt được kết thúc bởi dung nham có thành phần là boninit hay andezit, chúng tỏ là ophiolit có liên quan tới biển sau cùng (biển rìa). Bazan của phức hệ núi lửa có thành phần hóa học cơ bản khác với thành phần của gabro phía dưới (bảng N^o3).

Tuy nhiên, về nguồn gốc thành tạo, các thể đá siêu mafit độc lập (secpentinit) phân bố trong các miền uốn nếp được gọi là: hyperbazit kiểu alpi (alpinotip) và secpentinit của hồ đại dương được coi là tương tự như nhau theo Wyllie, 1969 [18]; Petrov V. A., 1972; Huỳnh Trung và nnk, 2006 [17].

Trong số các giả thuyết về nguồn gốc thành tạo các đá siêu mafit đó của Wyllie, 1969 (4 nhóm nguồn gốc - Huỳnh Trung và nnk, 2006, trang 190, [17]) thì Kniper A. (1969) hoàn toàn phủ nhận nguồn gốc magma. Kniper A. phát triển lý thuyết của Hess (1966) rằng hyperbazit kiểu alpi không phải hoàn toàn là đá magma, mà chúng là những thể ép trôi kiến tạo (protrusi) của vật liệu manti ở trạng thái cứng (chứ không phải ở dạng dung thể). Kniper đã nêu chứng minh nhiều thể hyperbazit alpinotip như vậy. Chúng phân bố trong các đới đứt gãy, nhiều thể lớp secpentinit ép trôi kiến tạo chứa các cuội secpentinit như vậy và đới tiếp xúc của các khối đó thường không rõ ràng. Ngoài ra, khi nghiên cứu các thành tạo hyperbazit ở Nam Ural (Nga), Peive A. V. khẳng định chúng là những thể ngoại lai và cả những thành tạo melang-dăm kiến tạo phổ biến secpentinit. Nên Peive cho rằng, các secpentinit đó không có nguồn gốc kết tinh từ magma. Ngoài ra, Hess cho rằng khoáng vật pyroxen có hàm lượng cao nhôm của đá siêu mafit, theo Grin chứng minh chúng được thành tạo ở độ sâu lớn. Hầu hết các đá secpentinit của phức hệ Hiệp Đức đều có hàm lượng nhôm (Al₂O₃) cao (bảng N^o1). Tuy Hess cho rằng, các thể ép trôi (protrusi) hyperbazit đó ở thể cứng nhưng có nhiệt độ cao. Vì vậy, chúng có thể tạo nên các đới biến chất ngoại tiếp xúc.

Với những giả thuyết đã được chứng minh cùng với nhiều tài liệu cụ thể của nhiều nhà nghiên cứu thạch luận đã nêu trên; liên hệ với các thành tạo hyperbazit (secpentinit) phức hệ Hiệp Đức (thành hệ hyperbazit - Huỳnh Trung và nnk, 1980) [15] có đặc điểm địa chất cũng như thành phần thạch hóa gần gũi và trùng khớp với các nhà nghiên cứu đã nêu. Về thành phần thạch hóa, các thành tạo hyperbazit (secpentinit) Hiệp Đức gần giống với các thành tạo manti trên (bảng N^o2, cột 9) và các đá hyperbazit alpinotip và đáy đại dương (bảng N^o2, cột 26, 27, 28, 29). Như vậy, hyperbazit phức hệ Hiệp Đức được xem như là các thành tạo dưới sâu của vỏ trái đất bị ép trôi lên theo các đứt gãy (rift) có phương á kinh tuyến (từ Quảng Trị kéo dài đến Khâm Đức, Kontum, Pleiku) và các rift có phương á vĩ tuyến (Tam Kỳ-Hiệp Đức, Trà Bồng, Quảng Ngãi-Kontum), Dak Lin-Tuy Hòa (đứt gãy vĩ tuyến 13). Dọc theo các đới

đứt gãy này, đã phân bố các đá siêu mafit, mafit: pyroxenit, gabro được ghép vào phức hệ Ngọc Hồi (Huỳnh Trung, 2001, 2004) có tuổi khoảng Paleozoi sớm (Pz_1 tuổi đồng vị K/Ar là 530 triệu năm) cùng với các đá phun trào có thành phần mafit: bazan và spilit (bazan biến đổi) đã được mô tả và khái quát (Huỳnh Trung và nnk, 2001, 2004) [16]. Các đá magma phun trào này hầu như bị biến chất, thành tạo các đá phiến lục hoặc amfibolit. Các thành tạo phun trào mafit (bị kiềm hóa) này có thể so sánh với tầng đá dung nham cầu gối (pilo lava) ở phần trên của mặt cắt ophiolit kiểu alpi đã mô tả (đá núi lửa). Trong các đới rift này còn gặp cả các đá magma axit của phức hệ Diên Bình, Đại Lộc với các thể xâm nhập nhỏ dạng via, lớp có thể nằm gần như khớp đều với đá vây quanh. Các thành tạo magma xâm nhập granitoid này bị biến đổi mạnh mẽ:

a) *Biến chất động lực*, siết ép tạo nên cấu tạo gneis, phiến (phương cấu tạo gneis, phân phiến trùng với phương phân phiến đá vây quanh).

b) *Biến chất trao đổi tiếp xúc*: microlin hóa, rất phổ biến ở vùng Đại Lộc (quá trình này phổ biến trong các thành tạo granitoid phức hệ Quế Sơn và gây biến đổi đá vây quanh (kiểu trao đổi biến chất tiếp xúc) như các đá phức hệ Bến Giằng: thành tạo khoáng vật microlin với những ban biến tinh lớn có màu hồng nhạt, phớt tím (Huỳnh Trung và nnk, 1980. Các thành tạo granitoid khối Đại Lộc, Sa Huỳnh, Chu Lai. Các thành tạo xâm nhập granitoid khối Bến Giằng, Quế Sơn - Chuyên khảo Địa chất và khoáng sản Việt Nam - Liên đoàn Bản đồ - Q1 - Hà Nội, 1980) [12]. Tuổi đồng vị của ban biến tinh microlin của granitoid khối Đại Lộc là 310 triệu năm. Tuổi đồng vị của granitoid khối Quế Sơn là 319 triệu năm (phương pháp Pb-U, khoáng vật zircon. Phòng thí nghiệm tuổi đồng vị Leningrad, 1987).

Phạm vi phân bố các thành tạo magma và trầm tích của đới này trong đó phân bố các thể secpentinit bị ép trôi vào các thời kỳ trẻ hơn (có thể là Paleozoi sớm) (*hình N°1*) chưa khoanh định chính xác vì chúng bị siết ép mạnh và biến dạng, cũng như bị các thành tạo magma trẻ hơn xuyên cắt, làm phức tạp hóa các thành tạo và cấu trúc địa chất cổ hơn (như gây biến chất tiếp xúc nhiệt ở nhiều mức độ khác nhau, migmatit hóa, v.v...), dễ nhầm lẫn với các thành tạo biến chất có tuổi cổ-Proterozoi). Các thành tạo địa chất có tuổi cổ Proterozoi (PR) có thể chỉ còn sót lại những khoảnh (geobloc-địa khối) có diện tích không lớn. Chúng được giới hạn bởi các đứt gãy lớn (đới rift) đã được phát triển thành tạo các đới ophiolit với các thành tạo magma đặc trưng đã nêu trên. Các thành tạo hyperbazit (secpentinit) đó bị ép trôi lên tại những vùng phát triển pyroxenit và phun trào bazan, spilit (thành hệ spilit-keratophia) (hoặc theo đứt gãy) do bị ép nén có thể vào thời kỳ Paleozoi sớm (Pz_1 -trước Devon); đôi khi, còn gặp thể secpentinit trong các tầng đá biến chất lục nguyên có đá vôi dolomit (hệ tầng Phong Hanh tuổi ϵ -S) - khối Phong Hanh theo đứt gãy vĩ tuyến 13 (Buôn Hồ-Tuy Hòa) và có thể gặp secpentinit tại các đứt gãy lớn khác như đứt gãy Sông Ba, đứt gãy Quảng Ngãi- Kon Tum (khối tây nam Sơn Hà).

Như vậy, trên cơ sở các dẫn liệu nêu trên, các thành tạo secpentinit phức hệ Hiệp Đức không chung nguồn gốc magma với các thành tạo pyroxenit, gabro phức hệ Ngọc Hồi và các thành tạo phun trào bazan (và spilit, anbitofir), v.v... được xếp vào tuổi Proterozoi muộn-Cambri sớm (PR_3 - ϵ_1); sau đó là các thành tạo granitoid phức hệ Diên Bình, Đại Lộc có tuổi trước Devon (Paleozoi sớm).

Tổ hợp ophiolit "Kon Tum" gồm các thành tạo secpentinit phức hệ Hiệp Đức, pyroxenit, gabro phức hệ Ngọc Hồi cùng với các đá phun trào bazan (spilit), anbitofir có tuổi Paleozoi (Pz_1) có thể đối sánh với tổ hợp ophiolit kiểu alpi (alpinotip).

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND FORMING ORIGIN OF ULTRAMAFIC ROCKS (SERPENTINITE) OF HIEP ĐUC COMPLEX

Huynh Trung, Tran Phu Hung, Le Duc Phuc, Nguyen Kim Hoang, Tran Đại Thang,
Truong Chi Cuong
University of Science, VNU-HCM

ABSTRACT: *Serpentinite of Hiep Duc complex has been determined and described in project of geological mapping in 1/ 500,000 scale and arranged in hyperbasite formation with $MgO/ FeO > 6$ (Huynh Trung et all, 1980). They are lens, sheet in shape, with small crops. They injected along tectonic line (rift) with longitudinal direction or subparallel direction. They do not cause thermal – exomorphism for surrounding rocks and named as non root – protrusion. Petrography composition are mainly olivinite, lherzolite (chemical composition rich in MgO (32–37%). The serpentinite bodies distributed mainly in rift zone. This zone displays spilite and ultramafic, mafic formations of Ngoc Hoi complex of early Paleozoic age. Serpentinite formations of Hiep Duc complex are not common magmatic origin of spilite, pyroxenite, gabbro formations which mentioned. Association of these formations formed Kontum ophiolite assemblage of early Paleozoic age, which can be compared with ophiolite assemblage of Alpine-type. Petro-geochemical characteristic of serpentinite are like composition of upper mantle, alpinotype hyperbasite and oceanic floor. During early Paleozoic, they were compressed and protruded from deep crush. Kontum massif was formed in late Proterozoic, and separated into microplates by tectonic line in which the serpentinite bodies of Hiep Duc complex protruded.*

Key words: *serpentinite, ophiolite, ultramafic, hyperbasit, dunite, peridotite, Hiepdud complex*

TÀI LIỆU THAM KHẢO

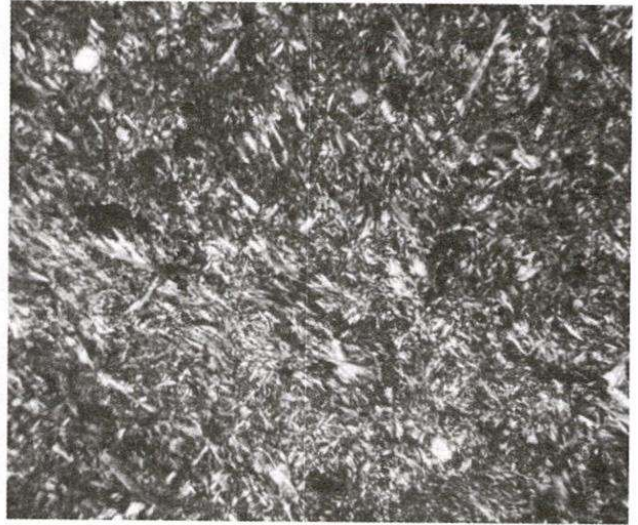
- [1]. Anthony Hal, *Igneous Petrology*. Longman Group Limited, (1996).
- [2]. Nguyễn Xuân Bao, Trần Đức Lương, Huỳnh Trung, *Explanatory note to the geological map of Viet Nam on 1:500.000 scale*. Geological survey of Việt Nam. Hà Nội, (1994).
- [3]. Белоусов В.В. Основы геотектоники. Издательство “Недра”. Москва, (1975).
- [4]. Charlars. Hutchison, *Geological Evolution of South-East Asia*. Clarendon Press. Oxford, (1992)
- [5]. Гатинский. Ю. Г. Латеральный структурно-формационный анализ. “Недра”. Москва, (1986)
- [6]. Петров В. П., Магма и генезис магматических горных пород. Издательство “Недра”. Москва, (1972).
- [7]. Попов В. С и Богатиков О. А., Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Москва “Логос”, (2001).
- [8]. Ringwood.A.E và nnk, *Thành phần thạch học của manti trên*. Trong quyển “Thạch luận manti trên” Green DH, AE.Ringwood. 8-1996 (tiếng Nga), (1968).
- [9]. A.E. Ringwood, *Composition and petrology of the Earth Mantle*. NXB “Nedra”. Moscva, (1981).

- [10]. Шейманн Ю.М., Очерки глубиной геологии. Издательство “Недра”. Москва, (1968).
- [11]. Шинкарев Н. Ф., Происхождение магматических формаций. Ленинград “Недра” Ленинградское отделение, (1978).
- [12]. Đào Đình Thục, Huỳnh Trung, *Địa chất Việt Nam- tập II. Các thành tạo magma.* Cục Địa chất Việt Nam. Hà Nội, (1995).
- [13]. Nguyễn Xuân Tùng, Trần Văn Trị, *Thành hệ địa chất và địa động lực Việt Nam.* Cục địa chất Việt Nam. Nhà xuất bản khoa học và kỹ thuật. Hà Nội, (1992).
- [14]. Зимин. С.С., Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. Издательство “Наука”. Москва, (1973).
- [15]. Huỳnh Trung, Nguyễn Xuân Bao và nnk, *Về qui luật phân bố các thành tạo magma xâm nhập ở Miền Nam Việt Nam.* Công trình của LDBĐĐC. Địa chất và Khoáng sản. Q1. Hà Nội, (1980)
- [16]. Huỳnh Trung, Trần Phú Hưng, Lê Đức Phúc và nnk, *Các thành tạo magma xâm nhập phần phía nam Việt Nam (từ Quảng Trị trở vào).* Tuyển tập báo cáo Hội thảo khoa học nghiên cứu cơ bản trong lĩnh vực các khoa học về trái đất phục vụ phát triển bền vững kinh tế-xã hội khu vực Nam Bộ. Hội đồng ngành các khoa học về trái đất. Trường ĐHKHTN, ĐHQG Tp.HCM, (2004).
- [17]. Huỳnh Trung, Trần Phú Hưng, Lê Đức Phúc, Trần Đại Thắng, Trương Chí Cường, *Thạch luận và sinh khoáng đại cương.* NXB Đại học Quốc gia Tp.HCM, (2006).
- [18]. P.J. Wyllie, *Ultramafic and Related Rocks.* John Wiley & Sons, Inc New York, London, Sydney, (1967).



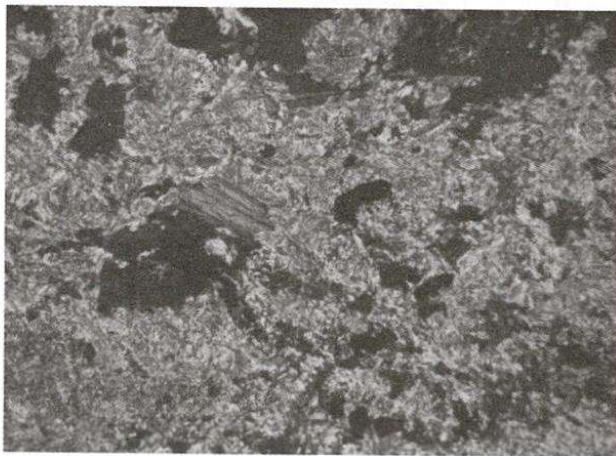
Ảnh N°1. Scepatinit. Scepatin có dạng vẩy, tấm (màu xám). Các tia mạch cacbonat (màu vàng đỏ) xuyên cắt các vẩy secpentin.

Lm HT-20B. 2Ni+, 10x10^x. Khối Ngọc Kinh



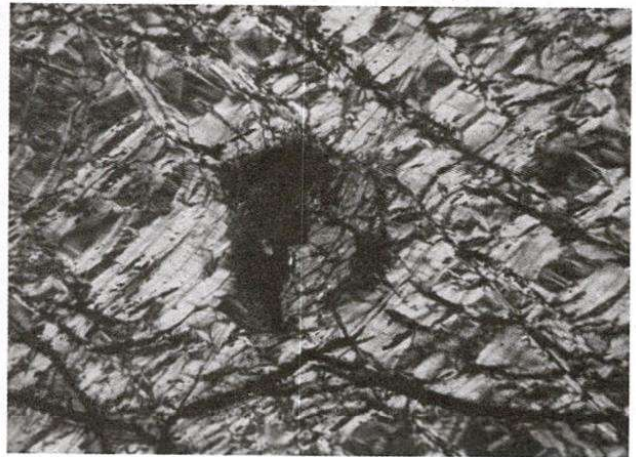
Ảnh N°2. Scepatinit. Khoáng vật secpentin có dạng sợi nhỏ.

Lm ST-385/2. 2Ni+, 10x10^x. Khối Làng Hối.



Ảnh N°3. Scepatinit. Scepatin (bastit) có dạng tấm (xám), khoáng vật talc phân bố rải rác thành cụm, đám hoặc giải nhỏ thay thế secpentin. Khoáng vật quặng tạo thành đám, cụm (đen).

Lm ST-PH, 2Ni+, 10x10^x. Khối Phong Hạnh.



Ảnh N°4. Scepatinit. Scepatin có dạng tấm, lớn (antigorit), dạng vẩy. Khoáng vật olivin (đỏ) còn sót lại trong đá. Quặng thành tạo những tia mạch, hoặc đám (bọc olivin).

Lm 1252, 2Ni+, 10x10^x. Khối Hiệp Đức.



Ảnh N°5. Sepsentinit. Các tia mạch quặng (đen) xuyên cắt khoáng secpentin.

Lm 1252, 1Ni-, 10x10^x. Khối Hiệp Đức.



Ảnh N°6. Sepsentinit. Sepsentin có dạng tấm, vảy (xám). Tremolit (màu sặc sỡ) có dạng lăng trụ, tấm không đều thay thế khoáng secpentin. Lm J15670/2, 2Ni+, 10x10^x. Khối Trà Niêu.

Bảng N°1. Thành phần hóa học của các đá siêu mafit phức hệ Hiệp Đức

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41.46	38.92	43.20	46.28	40.54	44.92	39.48	38.44	39.58	41.12	44.42	39.12	35.92
TiO ₂	0.12	0.18	0.40	0.24	0.16	0.16	0.18	0.09	0.28	0.19	0.24	1.43	0.39
Al ₂ O ₃ ⁻	0.84	2.94	1.82	1.95	0.56	1.52	2.11	0.58	1.58	1.10	1.76	1.89	3.62
Fe ₂ O ₃	3.90	6.90	5.68	3.78	5.99	3.56	1.77	4.39	11.80	8.01	2.88	11.58	24.86
FeO	2.27	2.58	2.63	3.68	1.86	2.78	2.81	4.97	5.67	1.80	3.96	8.43	4.22
MnO	0.04	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.09	0.11	0.11	0.09	0.19	0.26	3.38
MgO	37.61	33.86	31.97	31.81	37.32	32.02	34.44	35.46	31.60	33.08	30.40	19.01	21.52
CaO	0.00	0.06	0.37	0.24	0.00	0.00	0.48	0.00	0.36	0.18	0.36	0.65	0.48
Na ₂ O	0.10	0.25	1.33	0.33	0.10	1.58	3.25	2.73	0.55	3.32	1.75	0.88	0.13
K ₂ O	0.05	0.10	0.65	0.38	0.05	0.30	0.75	0.63	0.20	0.64	0.55	0.30	0.10
SO ₃	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.93	0.43	0.08	0.07	0.05	0.78	0.02	0.06
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.15	0.02
H ₂ O	0.22	0.10	0.44	0.05	1.18	0.03	0.11	0.01	0.07	0.11	0.17	0.57	0.10
MKN	11.26	11.92	10.93	10.33	12.56	12.01	10.34	15.66	7.91	10.34	12.80	9.11	4.34
S	-2.48	-4.67	2.48	6.71	-4.86	6.34	0.19	-6.58	-9.88	-2.05	6.75	-1.59	-18.45
A	1.0	3.4	4.2	2.9	0.7	3.4	6.6	3.9	2.7	5.2	4.4	3.7	4.3
Tên đá	Harzbu rgit	Harzbu rgit	Harzbu rgit	Habugit Othpyro xenit	Harzbu rgit	Habugit Othpyro xenit	Leczo lit	Harzbu rgit	Harzbu rgit	Harzbu rgit leczolit	Habugit Othpyro xenit	Harzbu rgit	Dunit Olivin it

Mẫu của Huỳnh Trung, Nguyễn Tường Tri. 1994-1999:

1-4: khối Hiệp Đức; 5-6: khối Làng Hối; 7-11: khối DakSa; 12: khối Núi Vú; 13: khối Phong Hanh.

Tên đá: xác định theo biểu đồ phân loại thạch học các đá siêu mafit bằng thành phần hóa học theo Dmitriev L. V. và nnk, 1972 (hình N°2)

Bảng N°2. Thành phần hóa học các thành tạo siêu mafit phức hệ Hiệp Đức và các đá siêu mafit chuẩn.

Oxit	Chondrit	Manti		Hyperbazit phức hệ Hiệp Đức				Hachuoogit		Lecxolit		Hyperbazit alpinotip	Peridotit Altai	Hachuoogit (trung bình)	Lecxolit	Hachuoogit bán đảo Kolski
		Peridotit gona	Lecxolit *	4	5	6	Tổ hợp ophiolit	Đáy đại dương	Tổ hợp ophiolit	Đáy đại dương	Tổ hợp ophiolit					
SiO ₂	47.04	44.04	45.7	42.46	42.73	40.53	43.8	45.2	44.6	45.4	40.49	39.74	40.55	43.25	42.69	
TiO ₂	0.14	0.16	0.2	0.23	0.16	0.19	0.05	0.11	0.11	0.14	0.16	kph	0.12	0.21	0.27	
Al ₂ O ₃	3.09	2.12	3.7	1.89	1.04	1.43	1.2	2.1	2.5	3.1	1.49	1.16	2.11	3.49	1.51	
Fe ₂ O ₃	-	3.32	5.1	5.06	4.77	5.77	8.3	8.3	8.4	8.4	2.88	4.71	3.36	4.74	2.1	
FeO	15.40	4.19	3.6	2.79	2.32	4.04	0.13	0.15	0.13	0.16	0.11	3.59	5.15	4.37	9.17	
MnO	0.31	0.10	0.1	0.05	0.06	0.12	0.13	0.15	0.13	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15	0.18	
MgO	29.48	41.57	38.4	33.81	34.76	33.14	45.1	42.2	41.4	39.3	41.31	40.13	39.67	36.02	37.99	
CaO	2.41	1.87	2.3	0.16	0.0	0.28	0.7	1.1	2.5	2.6	0.99	vết	1.18	3.75	1.2	
Na ₂ O	0.81	0.44	0.3	0.50	0.84	2.32	0.1	0.2	0.2	0.3	0.04	vết	0.22	0.30	0.15	
K ₂ O	0.11	0.10	0.1	0.29	0.04	0.55	0.03	0.06	0.05	0.06	0.01	kph	0.17	0.18	0.16	
Σ	98.79	97.91	99.5	87.24	86.72	88.37					92.54					
Hàm lượng các nguyên tố vi lượng (g/t)																
Rb	3	2.9	0.52	-	< 1	-					0.24					
Li	2	1.4	4.1	-	7.14	-					0.5					
Sr	11	47	13.6	-	< 5	-					208					
Ba	3.4	31	7.7	-	16	-					206					
TR	5.2	16	10.6	-	10.73	-					4.04					
Th	0.04	0.59	0.698	-	0.21	-					0.0153					
U	0.014	0.178	0.15	-	< 0.01	-					0.0069					
Zr	33	50	-	-	1003	-					33					
Cr	-	-	-	-	398	-	0.4	0.4	0.4	0.5	-	-	-	-	0.38	
Co	-	-	-	-	22.47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ni	-	-	-	-	1340	-	0.29	0.23	0.25	0.23	-	-	-	-	0.18	

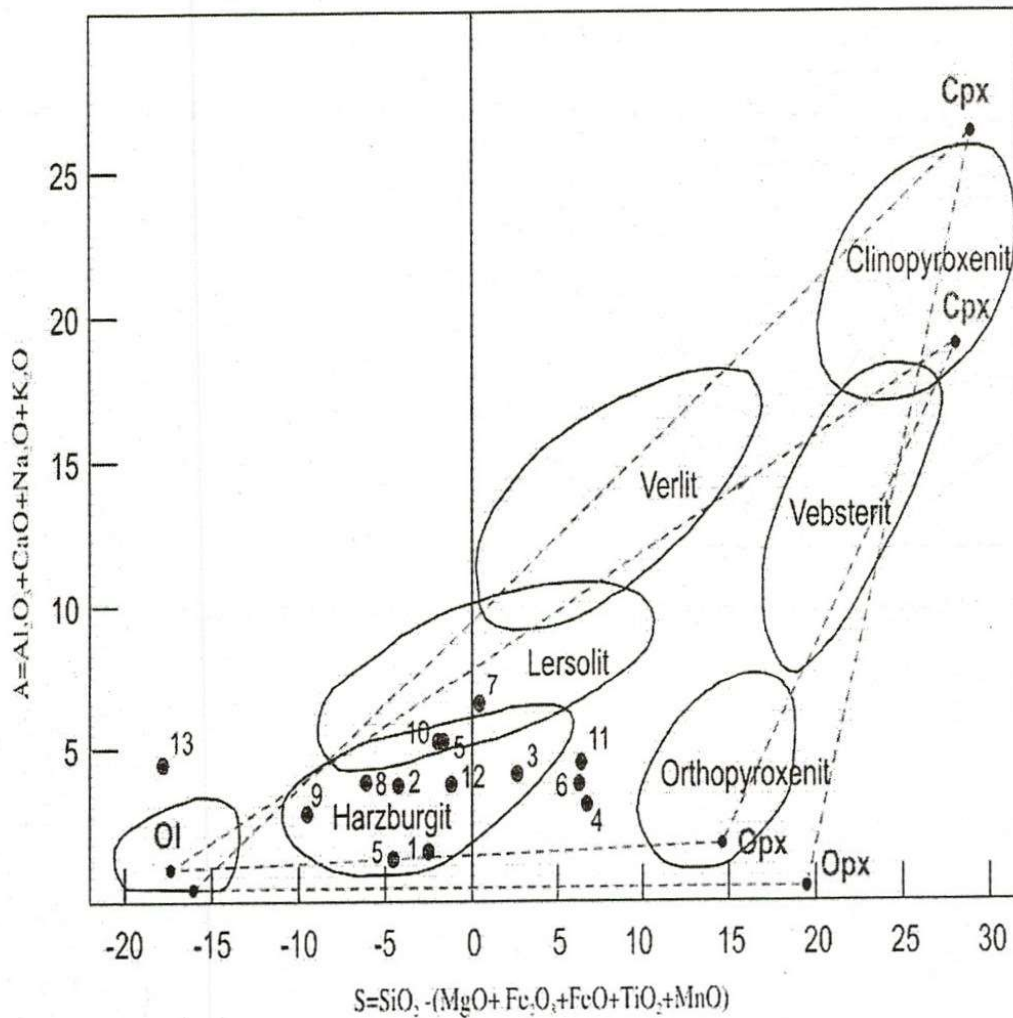
- Sa.
- Số liệu ở cột: 1, 2, 3, 11 - theo BG Lutx, 1973. 4: trung bình 4 mẫu khối Hiệp Đức; 5: trung bình 2 mẫu khối Làng Hối. 6: trung bình 5 mẫu khối Dak
 - 7, 8, 9, 10: Đá siêu mafit của tổ hợp ophiolit (%) V.S. Popov, O.A. Bagachicov, 2001).
 - 12, 13, 14, 15, 16: Thành phần hóa học (%) của hyperbazit kiểu alpi (N.F. Sinkarev, 1978).
 - * Leczolit: vật liệu nguyên thủy không phân dị
 - Kph : Không phát hiện.

Bảng N°3. Thành phần hóa học (% khối lượng) các đá gabro, bazan của tổ hợp ophiolit nam Ural và bazan của đáy đại dương

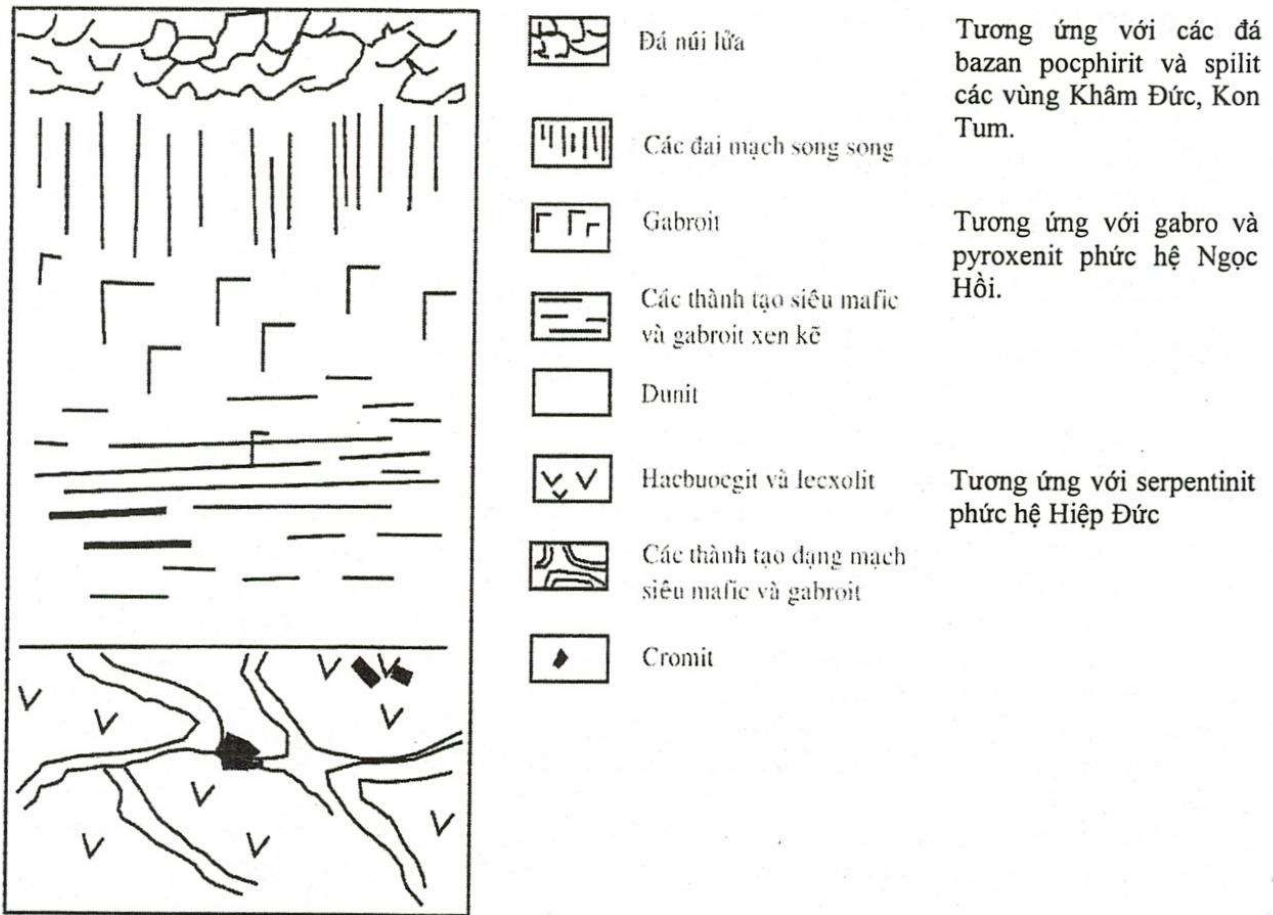
(Theo V.S Popov và O.A Bagachicov, 2001)

Mẫu	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO
1	48.1	0.17	19.7	6.7	0.09	10.8	12.5	1.1	0.15	0.08	0.02
2	51.0	1.9	14.1	13.9	0.2	6.1	7.9	4.1	0.29	0.05	0.05
3	49.6	1.4	16.1	11,5	0.17	7.8	11.3	2.8	0.2	0.04	0.02

1-Gabro; 2-Bazan của tổ hợp ophiolit nam Ural; 3-Bazan của đáy đại dương



Hình N°2. Biểu đồ phân loại thạch học các đá siêu mafit bằng thành phần hóa học theo chỉ số A-S (Dmitriev L. V. và nkk, 1972) [6]



Hình N°3. Mô hình phác họa cấu tạo chung của tổ hợp ophiolit theo Popov.V.S, Bagachicov.O.A, 2001)