

ĐẶC ĐIỂM ĐỊA HÓA THẠCH HỌC ĐÁ MAGMA BAZAN VÀ ĐẶC ĐIỂM NGUỒN MANTI KHU VỰC BIỂN ĐÔNG VÀ LÂN CẬN TRONG KAINOZOI

Lê Đức Anh^{1,2*}, Nguyễn Hoàng³, Phùng Văn Phách¹,
Malinovskii, A. I.⁴, Kasatkin, S. A.⁴, Golozubov, V. V.⁴

¹Viện Địa chất và Địa vật lý biển, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam

²Học viện Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam

³Viện Địa chất, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam

⁴Viện Địa chất Viễn Đông, Viện Hàn lâm Khoa học Nga

*E-mail: leducanh.imgg@gmail.com

Ngày nhận bài: 27-2-2017

TÓM TẮT: Biển Đông là một trong những biển rìa lớn nhất thuộc rìa tây Thái Bình Dương hình thành do phá vỡ một bộ phận của rìa lục địa vào cuối Mesozoi. Kết quả thành phần địa hóa các đá bazan tuổi Miocen - Pleitocen khu vực Biển Đông và lân cận cho thấy hai xu thế phun trào chính phản ánh quá trình hình thành và phát triển khu vực. Xu thế phun trào sớm có đặc điểm thấp Kiềm, TiO₂ và P₂O₅ và cao SiO₂ chủ yếu là các Tholeit, Olivin bazan. Xu thế phun trào muộn thường cao Kiềm, TiO₂ và P₂O₅ và cao SiO₂, chủ yếu tập trung tại các khu vực phun trào kiểu trung tâm, thành phần là các bazan Olivin và Nephelin. Đặc trưng địa hóa của đá núi lửa khu vực Biển Đông và lân cận là sự phân bố rộng của chỉ số Magic (Mg#=35-75). Tại giá trị Mg#>65, quan hệ giữa Mg# và các hợp phần oxit chính là không rõ ràng. Ngược lại, tại giá trị Mg#<65 cho thấy khá rõ mối quan hệ giữa Mg# với các oxit SiO₂, Al₂O₃, K₂O và các nguyên tố vết Ni, Cr. Hỗn nhiễm vật chất vỏ có thể được nhận biết thông qua quan hệ giữa Mg# và các cặp tỷ số đồng vị ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr và ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Theo đó, tại vị trí Mg#=65 (diễn ra quá trình phân dị Olivin) cho thấy sự thay đổi về mức độ tập trung của các cặp tỷ số đồng vị. Các hợp phần nguyên thủy được tính dựa trên nguyên lý bù Olivin. Theo kết quả tính, áp suất nóng chảy của xu thế Tholeit trong khoảng 11,97-20,33 Kbar (tương ứng độ sâu nóng chảy 30-60 km) và xu thế Kiềm áp suất nóng chảy trong khoảng 16,87-34,93 kbar (độ sâu tương ứng 60-100 km). Các khoảng áp suất nóng chảy gần như liên tục trong các loạt nóng chảy hình thành dung thể cho thấy hai xu thế phun trào Tholeit và Kiềm xảy ra tại các độ sâu khác nhau trong cùng một nguồn manti được xem là khá nguyên thủy. Sự phân dị của nguồn ban đầu chủ yếu phụ thuộc vào áp suất nóng chảy và mức độ nóng chảy từng phần. Rất có thể, nguyên nhân là do sự xâm nhập của các dòng quyển mềm, hệ quả của quá trình đóng lại của biển Neo-Tethys tiếp sau sự va đập của Ấn Độ và Âu Á, không chỉ làm manti nóng hơn gây nóng chảy dễ dàng hơn, mà có thể còn là động lực quan trọng trong việc mở các biển rìa, bao gồm Biển Đông.

Từ khóa: Biển Đông, bazan tuổi Miocen - Pleitocen, hỗn nhiễm vật chất vỏ.

MỞ ĐẦU

Khu vực Đông Nam Á nói chung, Việt Nam nói riêng được hình thành sau quá trình

tách, phá vỡ rìa lục địa Gondwana bắt đầu xảy ra vào Cambri-Ordovic [1]. Các vi mảng tách khỏi Bắc Úc thành nhiều đợt và di chuyển về phía bắc. Bằng cách như vậy, liên tiếp trong

Phanerozoic các mảnh lục địa được vỡ ra và rời Gondwana đi về phía bắc, giáp nối với đại lục Á Âu. Các mảnh vỏ lục địa giáp nối với nhau thông qua các đới va chạm (các đai ophiolit), hay các đới trượt bằng [2] Đến cuối Creta các mảng vỏ lục địa Việt-Trung, Indosinia, Sinoburmalaya, Sumatra, Borneo đã được gắn kết với nhau, là tiền đề cho cấu trúc Đông Nam Á ngày nay. Kiến tạo xô húc giữa mảng Ấn Úc vào mảng Âu Á [3] gây ra xáo trộn ở trong manti, tạo nên các dạng chuyển tải năng lượng đặc biệt, thúc đẩy sự tách giãn ở phần rìa đông lục địa Âu Á [4, 5]. Điều đó chắc chắn có vai trò quan trọng trong việc hình thành các biển rìa ở vành đai Tây Thái Bình Dương và các kiến trúc tách giãn, sụt lún khác, góp phần quyết định vào việc tạo lập địa hình khu vực Đông Dương và đáy Biển Đông.

Các giai đoạn đầu của quá trình tách giãn thạch quyển thường kèm theo hoạt động magma (phun trào lẫn xâm nhập). Tuy nhiên, tại Biển Đông và lân cận hoạt động núi lửa rầm rộ chỉ xuất hiện sau sự ngưng nghỉ của quá trình mở biển [4, 6-8] từ 32 đến 17-16 tr.n trước và thường tập trung tại các vị trí giao nhau giữa các đứt gãy lớn [9]. Các nghiên cứu đã công bố cho thấy magma bazan xuất hiện hai xu thế phun trào chính và có tuổi phân bố không đồng nhất tại các khu vực khác nhau [4, 10-16]. Xu thế phun trào giai đoạn sớm thường là các bazan Tholeit có đặc điểm hàm lượng SiO₂ cao và FeO_t thấp được chứng minh có nguồn gốc manti thạch quyển; Xu thế phun trào muộn thường là bazan Olivine và bazan Kiềm có hàm lượng SiO₂ thấp và FeO_t cao, được giải thích là xuất xứ từ quyển mềm [4, 17]. Giới hạn về tuổi giữa hai xu thế phun trào tại các khu vực khác nhau trong các công bố là chưa thống nhất. Tuy nhiên, tổng hợp các kết quả về tuổi và thành phần địa hóa các công bố đều cho thấy xu thế giai đoạn sớm có mặt trong hầu hết các bazan có tuổi trước 8 triệu năm và giai đoạn muộn là hầu hết sau 6 triệu năm, đặc biệt là sau khoảng 1 triệu năm [4, 6, 7, 9, 11, 14, 17, 18] (hình 1). Hoạt động phun trào núi lửa trẻ nhất ghi nhận được là vào năm 1921 tại khu vực đảo Tro phía nam đảo Phú Quý. Như vậy hoạt động núi lửa tại khu vực Biển Đông và lân cận là khá phức tạp và có thể liên quan tới sự xáo trộn tại

nguồn manti làm thay đổi chế độ động lực (nhiệt độ, áp suất và mức độ nóng chảy từng phần). Tương quan giữa động lực manti và cấu trúc kiến tạo thạch quyển có thể phản ánh qua các biểu hiện dị thường địa vật lý như trọng lực, địa nhiệt sâu và địa chấn sâu (hình thái tomography) và đặc biệt là thành phần địa hóa, địa hóa khí trong các đá bazan và bao thể manti do bazan mang lên bề mặt, là sản phẩm do nóng chảy trực tiếp từ vật chất nguồn. Mục tiêu của bài báo là bổ sung các kết quả phân tích mới tại khu vực ven biển Nam Trung Bộ kết hợp với các kết quả nghiên cứu trước. Từ nguồn số liệu này, tiến hành phân tích đặc điểm địa hóa các đá magma bazan và xác định đặc điểm nguồn nóng chảy manti khu vực.

ĐẶC ĐIỂM VÀ SỰ PHÂN BỐ ĐÁ NÚI LỬA KHU VỰC BIỂN ĐÔNG VÀ LÂN CẬN

Bắc Biển Đông (bể Châu Giang và đảo Hải Nam)

Tại bể Châu Giang hoạt động magma được xác định theo tài liệu địa chấn địa tầng và tuổi mẫu trầm tích bao gồm 3 giai đoạn [8]: Giai đoạn đầu có tuổi K-Ar trong khoảng 57,1-49 tr.n (tương ứng Paleocen - Eocen giữa), sản phẩm phun trào chủ yếu có thành phần từ trung tính đến axit (Intermediate-acid, Dacite tuff, Bazan) [19]. Giai đoạn thứ hai theo tài liệu địa chấn địa tầng có tuổi 40 - 35,5 tr.n (tương ứng Eocen muộn - Oligocen sớm), tuy nhiên tài liệu tuổi tuyệt đối cho thấy chúng có thể kéo dài tới Oligocen muộn - Miocen sớm (24,3 tr.n) thành phần chủ yếu là phun trào bazan Andesit, Rhyolitic tuff, bazan [19]. Hoạt động magma giai đoạn Neogen - Đệ Tứ khu vực có thành phần chủ yếu là tuff, bazan (17 tr.n) và Daxit tuff (<1 tr.n).

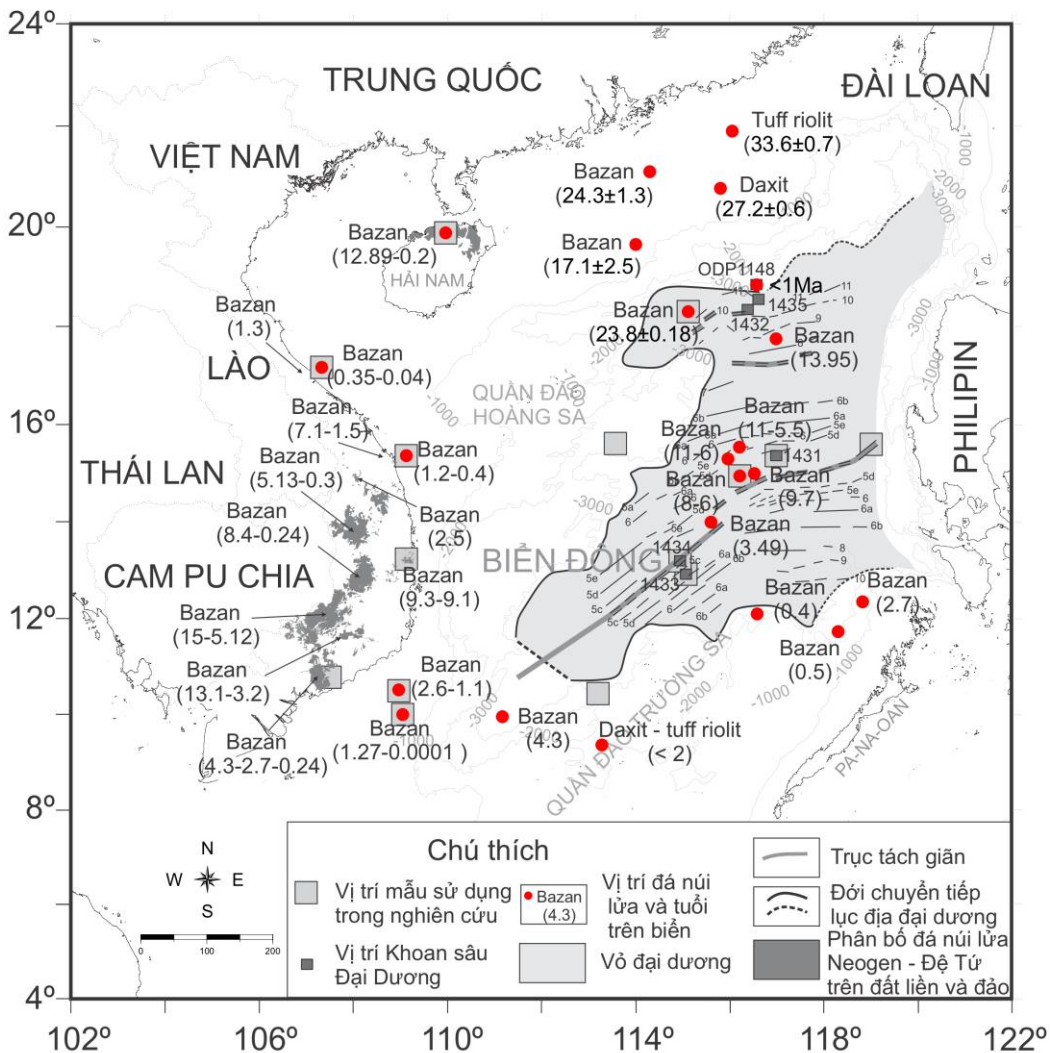
Tại đảo Hải Nam phun trào bazan Kainozoi chiếm đến gần 7.000 km², phân bố tại khu vực phía bắc đảo theo đứt gãy khu vực hướng ĐDB-TTN. Hình thái phun trào kiểu dòng chảy theo các khe nứt do tách giãn tạo thành các tầng có độ sâu đến 225 m xen kẽ với các lớp trầm tích có tuổi từ Miocen giữa (15 tr.n) đến Pliocen muộn (0,2 tr.n) [14, 20, 21]. Tuy nhiên, theo số liệu tuổi tuyệt đối K-Ar và Ar-Ar mới nhất thì hoạt động phân lớn tại khu vực này xuất hiện từ cuối Pliocen sớm đến Đệ tứ (4-

0,1 tr.n) [22]. Thành phần đá phun trào là bazan Tholeiit thạch anh, bazan Olivin, bazan Olivin kiềm, và một ít Bazanit; trong đó bazan Tholeiit thạch anh chỉ xuất hiện trong các pha phun trào sớm, các đá nghèo silic giàu kiềm xuất hiện vào các pha muộn.

Trùng sâu Biển Đông

Trùng sâu Biển Đông phân bố ở độ sâu từ 3.500-4.000 m ở phía bắc và 4.000-5.500 m so

với mực nước biển ở phần trung tâm và phía nam, diện tích chiếm khoảng 14% diện tích của Biển Đông. Theo số liệu khoan sâu Đại Dương mới nhất cho thấy khu vực mang đặc điểm của vỏ Đại Dương điển hình, phần trên bề mặt bazan là lớp trầm tích Kainozoi có bề dày không lớn từ vài trăm mét đến 2.000 m. Hoạt động phun trào bazan chủ yếu tập dọc khu vực sống núi Đại Dương với độ cao lên tới 4.000 m so với nền bồn trũng (hình 1).



Hình 1. Sơ đồ phân bố và tuổi các thành tạo bazan khu vực Biển Đông và lân cận theo [4, 8-11, 16, 23-25]

Theo tài liệu tuổi thu thập tại các miệng núi lửa và số liệu khoan sâu Đại Dương (ODP 1431) có thể chia hoạt động phun trào bazan tại

Trùng Biển Đông thành 3 giai đoạn chính: Giai đoạn Miocen sớm (23,8-23,9 tr.n) tại khu vực Đông Bắc bồn trũng thuộc trục tách giãn giai

đoạn sớm (tương ứng với đường cổ từ 11), thành phần là bazan Trachit [23]. Giai đoạn Miocen giữa (13,95 tr.n) thuộc trục tách giãn giai đoạn giữa (tương ứng với đường cổ từ giữa 8-9), thành phần là bazan Tholeit [8]. Giai đoạn Miocen muộn (11-3,49 tr.n) tập trung dọc theo trục tách giãn trung tâm và có xu hướng trẻ dần về phía tây (hình 1), thành phần là các bazan Tholeit và bazan Kiềm [8].

Nam Biển Đông

Nam Biển Đông bao gồm các vùng Trường Sa, Reed Bank và Đất Hiểm (Dangerous Grounds). Khu vực nằm tiếp giáp với Palawan và Borneo và thềm lục địa phía đông Việt Nam. Đến nay magma tuổi Paleogen còn chưa phát hiện được. Ryolit tuổi 22 tr.n được phát hiện tại đông nam Biển Đông (tây bắc Palawan). Granit cao kali, kiềm-vôi có tuổi 13,4 tr.n được phát hiện tại bắc Palawan là không phải khu vực liên quan đến hút chìm, chúng tỏ dung thể bazan vùng BĐ có thể là nguồn nhiệt gây nóng chảy vỏ tạo thành các đá ryolit và granit. Một số điểm phun trào bazan được phát hiện tại Trường Sa (trẻ hơn 2 tr.n) và vùng Reed Bank có tuổi dao động từ 2,7 tr.n đến 0,4 tr.n [24]. Tại khu vực này sản phẩm bazan Olivin và bazan Kiềm chiếm đa số.

Tây - Tây Nam Biển Đông - Đông Dương và thềm lục địa

Hai giai đoạn magma chính xảy ra trong đới đứt gãy Sông Hồng. Giai đoạn sớm trong khoảng 42-24 tr.n và giai đoạn muộn, tích cực hơn, kéo dài từ 16 tr.n cho đến Đệ tứ. Magma bao gồm Syenit, Trachyt, Shoshonit-lamprophyr, Bazan và Bazandesit. Mẫu granit tại một điểm lộ dọc Sông Hồng cho tuổi trong khoảng 35-27 tr.n [2] có quan hệ với các thành tạo đá biến chất. Bazan tholeiit gần Điện Biên Phủ có tuổi là $4,8 \pm 0,1$ tr.n [4]. Chưa có phát hiện nào về phun trào trẻ tại vịnh Bắc Bộ. Bazan Neogen-Đệ tứ (15-0,2 tr.n) phân bố rộng và có thể tích rất lớn tại Tây Nguyên, Nam Lào và nhiều nơi tại Campuchia. Ngoài ra, bazan trẻ có diện phân bố vừa và nhỏ xuất hiện rải rác tại các vùng miền Trung Việt Nam như bazan Á kiềm tại Nghĩa Đàn ($4,5 \pm 0,2$ tr.n), Hồ Xá ($1,3 \pm 0,2$ tr.n), bazan Kiềm tại Gio Linh ($1,3 \pm 0,2$ tr.n), bazan Olivin tại đảo Cồn Cỏ

($0,35 \pm 0,04$). Vùng ven biển và thềm lục địa từ Bắc Trung Bộ đến Nam Trung Bộ, diện phân bố bazan Kiềm tương đối nhỏ tập trung tại Quảng Ngãi ($7,1 \pm 0,1$ tr.n đến $1,5 \pm 0,04$ tr.n), Lý Sơn (còn gọi là Cù Lao Ré) có tuổi 1,2 đến $0,4 \pm 0,01$ tr.n [26]. Bazan Tholeiit xuất hiện tại Sông Cầu ($9,6-9,3$ tr.n) và một vài điểm thuộc tỉnh Bình Thuận ($4,3-0,24$ tr.n) (Hoang and Flowr., (1998); An và nnk., (2016)). Tại vùng thềm lục địa phía đông nam bazan xuất hiện khá phổ biến tại đảo Phú Quý (còn gọi là Cù Lao Thu) và cụm đảo Tro và núi ngầm lân cận. Bazan tại đảo Phú Quý được chia thành hai nhóm cao và thấp SiO_2 tương ứng là bazan tholeit có tuổi khoảng 2,6 tr.n và bazan kiềm khoảng 1 tr.n [16]. Pha phun trào mới nhất được ghi nhận tại đảo Tro vào năm 1923, Mẫu bazan á kiềm thu thập tại phần nền đảo Tro (tàu Vulcanolog, 1983) có tuổi là $1,27 \pm 0,06$ tr.n [4].

NGUỒN SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

Nguồn số liệu của bài báo được sử dụng từ các kết quả phân tích thành phần địa hóa các đá núi lửa thu thập tại khu vực ven biển Nam Trung Bộ và các đảo và các công trình công bố có trước [4, 10, 11, 13-16].

Thành phần hóa học nguyên tố chính được phân tích trên mẫu được thủy tinh hóa tại Trung tâm Phân tích, Viện Địa chất, bằng máy phân tích huỳnh quang tia X (XRF) Pioneer Bruker, sử dụng các mẫu chuẩn địa chất của Sở Địa chất Nhật Bản để xác định tính chính xác của quá trình đo mẫu [26]. Thành phần nguyên tố vết và Đồng vị phân tích tại sở địa chất Nhật bản. Thành phần hóa học khoáng vật Olivin được phân tích dưới kính hiển vi điện tử tại Viện Địa chất Viễn Đông, Liên Bang Nga.

Các mẫu phân tích sử dụng trong nghiên cứu bao gồm:

Mẫu phân tích thành phần nguyên tố chính, nguyên tố vết và đồng vị: PQ02, PQ02, PQ03, PQ-11, LS01, LS02, QN01, QN02, NT57, TH01, NT87, NT85-1 và NT85-2 (bảng 1).

Mẫu phân tích thành phần hóa học khoáng vật Olivin tại khu vực Phú Quý, Quảng Ngãi, Tuy hòa và cụm đảo Tro. Kết quả tính chỉ số Fo của Olivine được trình bày tại hình 6.

Bảng 1. Thành phần địa hóa các đá bazan khu vực Biên Đông và lân cận. Kết quả phân tích mới tại Phú Quý, Lý Sơn, Tuy Hòa. Các số liệu khác tổng hợp từ các nguồn [13-15]

Khu vực	Tây Biên Đông															
	Phú Quý				Lý Sơn - Quảng Ngãi					Tuy Hòa						
Vị trí mẫu	PQ01	PQ02	PQ13	PQ-11	LS 01	LS 02	QN 1	QN 2	NT 57	TH 01	NT 87	NT85-1	NT85-2	511/8	516/4	
Thạch học	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin
SiO ₂	49,22	49,43	50,79	52,56	48,41	48,67	46,95	46,32	47,80	53,67	48,28	48,20	47,68	41,88	48,27	
TiO ₂	2,29	2,40	1,89	2,12	1,98	1,97	2,36	2,33	3,27	1,72	2,65	2,41	2,61	2,67	2,22	
Al ₂ O ₃	14,47	14,32	14,55	14,05	14,45	13,56	15,87	13,78	16,16	15,18	16,65	15,43	15,45	11,89	13,21	
Fe ₂ O ₃	1,36	1,35	1,39	1,19	1,40	1,41	1,33	1,17	1,62	1,09	1,53	1,44	1,51	1,41	1,29	
FeO	9,96	9,86	10,17	8,73	10,27	10,35	9,76	8,59	11,89	7,96	11,21	10,56	11,10	10,35	9,43	
MnO	0,15	0,14	0,15	0,17	0,15	0,13	0,15	0,17	0,18	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19	0,16	
MgO	7,45	7,23	7,15	7,20	7,21	9,07	7,00	12,05	5,00	7,47	3,72	5,38	4,89	12,55	10,04	
CaO	8,01	7,94	8,23	8,74	8,00	7,36	7,05	10,48	7,10	8,56	7,36	7,04	7,16	10,64	9,11	
Na ₂ O	3,17	3,41	3,20	3,47	4,10	2,62	2,64	2,32	3,78	3,05	4,05	4,13	4,18	2,78	2,84	
K ₂ O	2,40	1,64	1,26	1,37	2,04	1,84	2,66	2,05	1,82	0,85	1,98	2,17	2,22	1,53	1,55	
P ₂ O ₅	0,56	0,53	0,27	0,40	0,50	0,47	0,61	0,73	0,69	0,30	1,20	1,10	1,17	0,91	0,44	
LOI	0,79	1,44	0,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	98,91	98,09	99,20	100,00	98,49	97,45	96,38	100,00	99,31	100,00	98,79	98,03	98,15	96,80	98,56	
Rb	56,84	12,51	23,09	23,95	57,29	48,17	67,00	27,90	23,10	19,95	33,74	60,00	67,00	150,00	32,00	
Sr	751,97	663,09	476,69	526,41	517,63	450,85	463,00	691,57	462,90	314,65	470,60	522,00	510,00	861,50	520,00	
Y	28,07	27,78	26,66	16,00	24,78	23,89	31,00	19,35	30,60	16,22	46,20	-	-	21,00	24,00	
Zr	259,91	285,25	136,43	157,59	200,81	195,38	235,00	213,22	297,20	118,95	323,10	285,00	311,00	226,00	149,00	
Nb	53,90	52,89	23,69	32,28	47,87	45,94	64,00	64,82	62,10	22,90	76,32	66,00	72,00	67,00	37,00	
Cs	0,42	0,75	0,29	0,12	0,60	0,43	-	0,41	0,12	0,27	0,24	-	-	-	-	
Ba	605,72	413,76	305,91	324,89	519,89	406,73	1068,00	511,51	413,00	196,89	537,00	616,00	683,00	820,00	422,00	
La	35,79	33,49	20,52	8,39	32,32	31,91	63,50	24,70	29,90	7,41	45,20	-	-	60,10	-	
Ce	71,79	68,26	36,94	17,26	62,88	62,47	87,50	53,51	59,40	14,77	92,10	-	-	115,50	-	
Pr	8,24	8,02	4,80	2,04	7,20	7,06	-	6,45	7,81	1,72	11,50	-	-	-	-	
Nd	34,72	34,28	21,44	9,95	29,60	29,02	45,80	26,92	32,40	8,08	52,70	-	-	49,00	25,40	
Sm	7,58	7,33	5,39	2,75	6,26	6,18	9,00	6,07	7,34	2,46	11,40	-	-	9,20	5,80	
Eu	2,46	2,33	1,80	1,70	2,03	1,94	1,10	1,99	2,31	1,19	3,51	-	-	2,90	-	
Gd	6,99	6,75	5,72	3,23	5,84	5,75	-	5,40	7,13	2,97	12,10	-	-	-	-	
Tb	1,03	1,00	0,88	0,52	0,86	0,84	-	0,80	1,06	0,51	1,71	-	-	1,40	-	
Dy	5,41	5,28	4,84	2,95	4,66	4,55	-	3,93	6,41	2,99	9,29	-	-	7,30	-	
Ho	0,96	0,97	0,91	0,60	0,83	0,81	-	0,73	1,19	0,58	1,78	-	-	-	-	
Er	2,33	2,39	2,24	1,49	2,08	2,03	-	1,92	3,04	1,58	4,97	-	-	-	-	
Tm	0,29	0,31	0,29	0,21	0,28	0,26	-	0,26	0,37	0,21	0,59	-	-	-	-	
Yb	1,68	1,87	1,75	1,27	1,62	1,55	2,20	1,36	2,77	1,32	3,70	-	-	2,00	-	
Lu	0,22	0,25	0,25	0,19	0,23	0,21	0,20	0,19	0,38	0,20	0,53	-	-	0,20	-	
Ta	3,59	3,62	1,56	2,05	3,18	3,08	1,90	4,18	3,21	1,38	3,15	-	-	4,50	-	
Pb	3,99	3,34	2,24	2,13	5,71	-	-	2,08	6,47	1,20	9,81	-	-	-	-	
Th	4,74	4,35	2,17	1,86	6,53	5,93	11,70	4,39	7,23	1,65	11,90	-	-	7,60	-	
U	1,20	1,06	0,52	0,44	1,43	1,42	-	0,87	1,09	0,42	1,43	-	-	1,10	-	
Cr	277,50	276,71	310,36	263,48	310,17	230,04	182,00	558,98	35,40	243,12	45,60	54,00	51,00	373,00	316,00	
Ni	226,26	209,81	237,32	193,00	173,11	147,28	124,00	266,00	48,80	143,00	31,20	-	-	338,00	223,00	

Khu vực	Tây Biên Đông					Bắc Biên Đông				Trùng Biên Đông		
	Cụm đảo Tro			Côn Cỏ		Hải Nam				Sông núi đại dương		
Vị trí mẫu	507/2	Tro-26	10/7a	Tro - 27	CC-1	ZK04-10.5	ZK05-20.1	08HN-24B	08HN-19A	08HN-16C	DM1	DM 2
Thạch học	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Tholeit	Bazan Olivin	Bazan Tholeit	Bazan Tholeit	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Olivin
SiO ₂	44,97	51,43	48,30	52,22	51,11	52,80	51,80	47,80	48,10	51,40	49,88	49,90
TiO ₂	3,04	1,75	2,30	1,76	1,73	1,93	1,81	2,41	3,19	2,04	2,71	2,73
Al ₂ O ₃	13,88	13,19	15,32	13,93	16,01	13,90	14,10	13,10	13,10	14,10	13,70	13,50
Fe ₂ O ₃	1,57	1,34	1,40	1,29	1,19	1,33	1,30	1,39	1,42	1,24	1,35	1,35
FeO	11,50	9,84	10,26	9,42	8,73	10,77	10,50	11,21	11,48	10,06	10,90	10,95
MnO	0,18	0,17	0,17	0,15	0,12	0,16	0,12	0,15	0,16	0,11	0,00	0,00
MgO	7,15	8,19	7,52	7,56	4,05	5,97	7,77	9,78	8,22	6,79	7,28	7,23
CaO	9,01	8,48	7,31	8,87	5,50	9,05	9,06	9,37	8,60	6,94	11,30	11,40
Na ₂ O	1,78	3,16	3,30	2,50	4,77	3,14	2,81	2,85	3,19	4,28	2,25	2,22
K ₂ O	2,09	0,92	2,92	1,01	3,12	0,77	0,43	1,55	1,91	2,59	0,54	0,52
P ₂ O ₅	0,75	0,33	0,83	0,26	0,70	0,25	0,28	0,44	0,66	0,47	0,26	0,27
LOI	-	-	-	-	-	2,43	1,52	0,39	0,39	0,54	-	-
Total	95,92	98,80	99,63	98,97	97,03	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,17	100,07
Rb	57,00	21,00	75,00	22,00	74,00	16,50	3,20	27,60	31,90	39,20	9,30	9,80
Sr	810,00	342,00	940,00	339,00	883,00	439,00	372,00	577,00	665,00	680,00	375,00	389,00
Y	30,00	20,00	27,00	19,00	25,00	19,50	18,00	21,20	26,80	16,10	25,20	26,00
Zr	264,00	120,00	292,00	117,00	270,00	117,00	110,00	186,00	257,00	275,00	168,00	172,00
Nb	56,00	22,00	86,00	21,00	66,00	20,20	21,50	44,20	48,00	55,60	17,70	18,00
Cs	-	0,28	0,86	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1.213,00	218,00	697,00	214,00	904,00	224,00	202,00	407,00	636,00	533,00	123,00	130,00
La	-	16,43	58,61	15,89	49,00	16,60	16,00	28,90	33,30	33,50	14,50	15,00
Ce	-	34,14	111,69	32,13	83,50	31,90	31,40	60,70	69,00	66,60	37,30	38,00
Pr	-	4,06	11,74	4,01	-	3,98	3,83	7,48	8,96	7,99	-	-
Nd	44,30	18,01	45,37	17,18	38,70	16,80	16,10	29,40	38,10	31,30	24,60	25,00
Sm	9,30	4,54	8,32	4,42	8,60	4,52	4,05	6,03	8,82	6,75	5,90	6,20
Eu	-	1,55	2,54	1,54	2,90	1,63	1,55	1,95	2,80	2,28	-	-
Gd	-	4,86	7,76	4,85	4,92	4,92	4,58	5,69	8,36	5,99	6,25	6,30
Tb	-	0,77	1,09	0,77	1,60	0,76	0,72	0,84	1,22	0,84	0,88	0,90
Dy	-	4,32	5,54	4,38	4,90	4,20	3,94	4,46	6,01	3,98	-	-
Ho	-	0,81	1,00	0,79	-	0,77	0,73	0,78	1,05	0,61	1,02	1,04
Er	-	2,19	2,65	2,19	-	1,89	1,84	1,91	2,32	1,39	-	-
Tm	-	0,28	0,33	0,28	-	0,24	0,23	0,25	0,28	0,17	-	-
Yb	-	1,67	2,01	1,73	1,00	1,54	1,46	1,53	1,62	0,95	1,91	2,00
Lu	-	0,24	0,28	0,24	0,10	0,22	0,21	0,22	0,22	0,13	0,28	0,28
Ta	-	1,33	4,43	1,23	4,30	1,21	1,25	2,73	3,14	3,60	1,38	1,40
Pb	-	2,06	5,79	2,04	-	1,89	1,64	2,54	2,08	2,91	-	-
Th	-	2,67	10,33	2,52	7,20	2,56	2,46	3,96	4,59	5,44	1,12	1,20
U	-	0,60	2,06	0,56	1,60	0,54	0,53	0,95	1,04	1,31	-	-
Cr	267,00	248,00	186,00	223,00	89,00	214,00	226,00	259,00	229,00	171,00	276,00	280,00
Ni	234,00	211,00	200,00	183,00	75,00	90,30	173,00	205,00	144,00	103,00	114,00	119,00

Đặc điểm địa hóa thạch học đá magma bazan...

Khu vực Vị trí mẫu	Trùng Biên Đông									Nam Biên Đông	
	Sông núi đại dương									Trường Sa	
	S04-11	S04-12-20	S04-16	U1433B-4	U1434A-1	U1431E-6	ESTDR 1-1	ESTDR 1-2	ESTDE 1-3	S08-69-2	S08-69-1
Ký hiệu mẫu	Bazan Kiềm	Bazan Kiềm	Bazan Kiềm	Bazan Olivin	Bazan Olivin	Bazan Kiềm	Bazan Olivin	Bazan Tholeit	Bazan Olivin	Bazan Kiềm	Bazan Kiềm
Thạch học											
SiO ₂	44,80	46,97	44,42	48,70	50,75	45,54	48,39	49,63	49,68	45,46	45,72
TiO ₂	2,97	2,20	2,88	1,40	1,62	1,03	2,74	3,22	3,21	1,79	1,79
Al ₂ O ₃	16,23	16,95	15,65	17,20	15,02	15,77	17,12	14,43	14,96	15,02	15,02
Fe ₂ O ₃	3,29	5,33	4,37	1,27	1,35	1,44	1,08	1,30	1,28	5,41	3,60
FeO	6,48	4,85	5,68	9,30	9,88	10,59	7,95	9,51	9,36	5,83	6,31
MnO	0,19	0,33	0,53	0,15	0,15	0,14	0,15	0,18	0,12	0,20	0,16
MgO	7,79	5,91	7,89	8,25	7,22	12,11	6,08	5,81	5,69	8,93	9,49
CaO	9,00	7,96	9,05	10,93	10,48	8,80	9,34	10,11	10,28	9,78	9,79
Na ₂ O	4,33	4,05	4,18	2,88	2,77	2,80	3,09	2,59	3,03	2,78	2,90
K ₂ O	2,74	2,04	2,55	0,16	0,61	0,18	1,42	1,28	1,39	2,22	2,10
P ₂ O ₅	0,67	0,70	0,68	0,14	0,16	0,18	0,57	0,63	0,34	0,47	0,47
LOI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,49	97,29	97,88	100,38	100,00	98,58	97,93	98,69	99,34	97,89	97,35
Rb	97,00	54,40	91,10	-	-	66,00	35,00	22,00	22,00	69,10	61,70
Sr	773,00	631,00	714,00	146,00	199,00	137,00	442,00	415,00	400,00	551,00	539,00
Y	31,40	31,00	35,70	-	-	-	-	-	-	22,10	20,80
Zr	250,00	275,00	229,00	151,00	121,00	66,00	-	-	-	90,70	87,70
Nb	99,30	71,60	106,00	-	-	-	-	-	-	72,60	69,80
Cs	1,21	0,77	1,15	-	-	-	-	-	-	0,92	0,65
Ba	973,00	492,00	995,00	222,00	75,00	16,00	315,00	240,00	200,00	985,00	967,00
La	61,30	60,20	67,80	-	-	-	32,55	30,00	23,00	50,80	49,10
Ce	103,00	96,60	126,00	-	-	-	59,26	47,00	49,00	79,80	79,50
Pr	11,40	10,50	12,10	-	-	-	-	-	-	8,41	8,21
Nd	43,40	40,10	47,60	-	-	-	37,00	41,00	30,00	31,10	29,70
Sm	8,64	7,74	9,89	-	-	-	7,40	7,80	6,50	5,68	5,52
Eu	2,82	2,52	3,03	-	-	-	2,30	2,50	2,10	1,87	1,84
Gd	7,42	6,71	8,54	-	-	-	-	-	-	4,94	4,79
Tb	1,08	1,03	1,28	-	-	-	-	-	-	0,75	0,74
Dy	6,06	5,90	7,41	-	-	-	1,10	1,10	1,00	4,22	4,23
Ho	1,15	1,11	1,33	-	-	-	-	-	-	0,81	0,78
Er	3,16	3,15	3,80	-	-	-	-	-	-	2,21	2,15
Tm	0,43	0,45	0,49	-	-	-	-	-	-	0,30	0,27
Yb	2,67	2,65	3,04	-	-	-	2,70	2,40	2,40	1,80	1,80
Lu	0,43	0,41	0,48	-	-	-	0,50	0,40	0,40	0,27	0,26
Ta	5,79	4,63	5,67	-	-	-	-	-	-	3,65	3,62
Pb	7,76	9,75	49,00	-	-	-	-	-	-	5,96	6,70
Th	11,10	8,59	13,10	-	-	-	4,80	3,10	3,30	9,64	9,59
U	2,06	1,69	2,40	-	-	-	-	-	-	1,38	1,52
Cr	110,00	140,00	104,00	233,00	230,00	484,00	371,00	138,00	119,00	236,00	248,00
Ni	135,00	112,00	193,00	-	-	561,00	178,00	51,00	54,00	224,00	232,00

Ký hiệu mẫu	PQ-11	LS 02	QN 1	QN 2	TH 01	511/8	516/4	507/2	CC-1	S04-11	S04-12-20	S04-16	S08-69-2	S08-69-1
87Sr/86Sr	0,7048	-	0,7061	0,7040	0,7042	0,7042	0,7043	0,7043	0,7036	0,7034	0,7041	0,7037	0,7050	0,7050
208Pb/204Pb	38,3244	38,4317	39,2310	38,7137	38,5457	38,3616	38,5045	38,4067	38,3655	38,8310	38,6650	39,0850	39,2400	39,2110
207Pb/204Pb	15,5559	15,6306	15,6680	15,5891	15,5739	15,5543	15,5773	15,5581	15,5327	15,5990	15,5960	15,7110	15,6670	15,6740
206Pb/204Pb	18,2165	18,2950	18,6820	18,4396	18,5094	18,1237	18,3244	18,2661	18,4818	18,6920	18,5010	18,6970	18,8070	18,7830
D8/4	67,3654	68,6062	101,7500	79,3189	54,0930	82,3000	72,3300	69,6000	39,4000	0,5130	0,5129	0,5129	0,5127	0,5127
D7/4	9,0192	15,6461	15,1900	9,9293	7,6493	9,8700	9,9900	8,7100	3,8300	-	-	-	-	-
143Nd/144Nd	0,5127	-	0,5126	0,5128	0,5129	0,5128	0,5128	0,5128	0,5130	0,5130	0,5129	0,5129	0,5127	0,5127
εNd	2,1789	-	-	4,1277	4,4086	3,1211	3,3357	3,5308	7,5687	6,3788	4,2330	5,2279	0,4877	0,9558

ĐẶC ĐIỂM ĐỊA HÓA

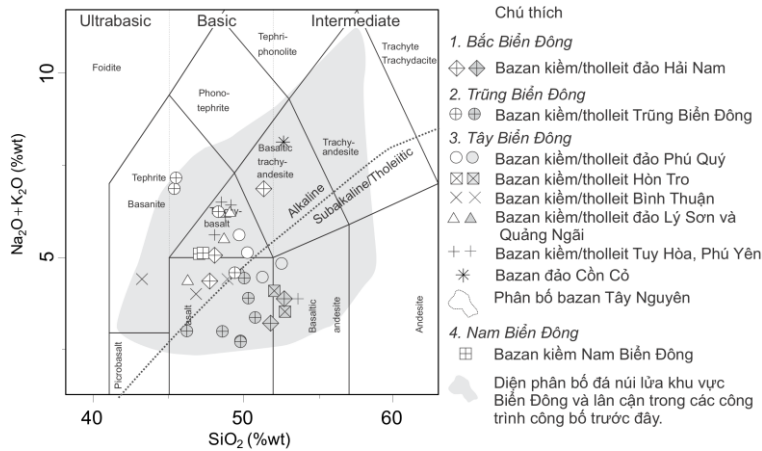
Thành phần nguyên tố chính và tên đá

Đá núi lửa khu vực Biên Đông và lân cận theo bảng 1 có thành phần SiO₂ dao động từ 41,88% (bazan Terphrit) đến 53,67% (Trachy andesit, bazan Trachyandesit) tương ứng tổng kiềm (Na₂O + K₂O) dao động từ 2,8% đến 10,81%. Trên biểu đồ TAS các mẫu đá chủ yếu là đá mafic tập trung dọc tuyến phân chia kiềm và á kiềm/tholeiit (hình 2). Theo số liệu quy chuẩn ICPW, các đại diện magma phân bố trong cả 3 trường Tholeiit, Olivin và Nephelin (bảng 1). Đáng lưu ý, nếu đối sánh theo tài liệu tuổi, các mẫu có tuổi già hơn thường tập trung chủ yếu trong trường Tholeiit và có xu thế trẻ dần khi tiến về trường Nephelin phản ánh sự thiếu hụt SiO₂ trong quá trình kết tinh [4, 9, 11].

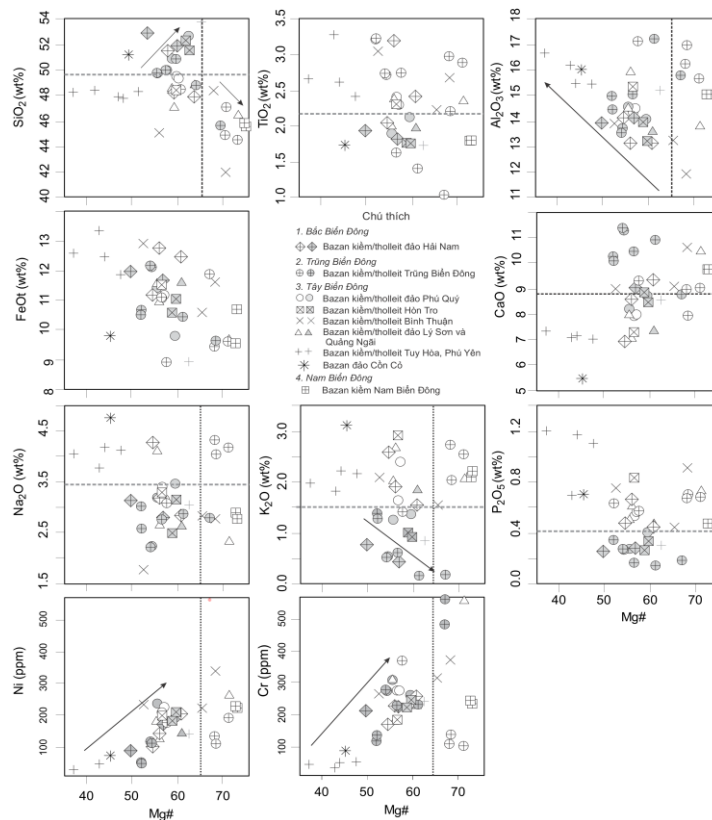
Đặc điểm các hợp phần oxit chính của bazan toàn khu vực nghiên cứu là sự phân bố rộng của SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Chúng hình thành hai nhóm cao và thấp TiO₂, CaO, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Các bazan Kiềm thường có đặc điểm cao TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅ và thấp CaO. Trong khi, các bazan Tholeit có đặc điểm thấp TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅ và cao CaO. Chỉ số Magie (Mg# = Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺)) khu vực Biên Đông và lân cận biến thiên trong một khoảng rộng (35-75). Trên đồ thị tương quan các hợp phần oxit chính và Mg# cho thấy, các bazan Kiềm có chỉ số Mg# > 65 tương quan nghịch với hàm lượng SiO₂ và ít thể hiện quan hệ với các hợp phần oxit chính khác. Mặt khác, các bazan Kiềm và Tholeit có chỉ số Mg# = 40-65 thể hiện tương quan mạnh với các oxit SiO₂, Al₂O₃,

K₂O và các nguyên tố vết Ni, Cr. Như vậy, hai nhóm cao và thấp SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O và P₂O₅ cùng với mối quan hệ của Mg# với các hợp phần oxit chính và

nguyên tố vết đã phản ánh đặc điểm cũng như điều kiện phân dị dung thể nguồn nóng chảy (nhiệt độ, áp suất, mức độ nóng chảy từng phần) [27-29].



Hình 2. Biểu đồ TAS phân loại magma phun trào theo [30], Đá núi lửa chủ yếu là các đá mafic tập trung dọc tuyến phân chia Kiềm và Á kiềm/Tholeiit

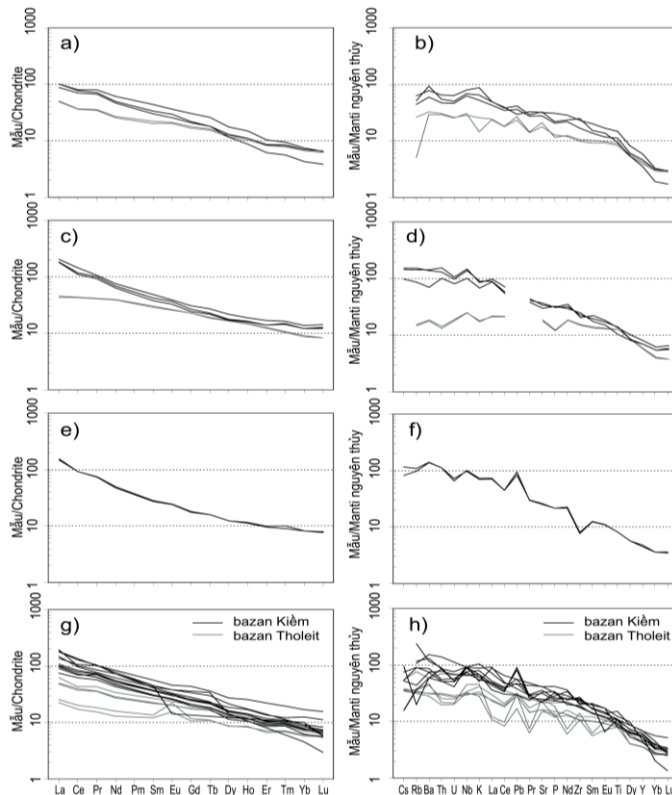


Hình 3. Biểu đồ quan hệ giữa chỉ số Magie ($Mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$) với các oxit chính và nguyên tố vết

Thành phần nguyên tố vết và đất hiếm

Nếu thành phần nguyên tố chính phản ánh điều kiện nóng chảy và kết tinh của các đá thì thành phần nguyên tố vết phản ánh bản chất nguồn dung thể. Thành phần nguyên tố vết được quy chuẩn về manti nguyên thủy [31] và đất hiếm được quy chuẩn về chondrite [32] (hình 4). Kết quả cho thấy, toàn bộ khu vực Biển Đông và lân cận có đặc điểm điển hình của bazan nội mảng và cung đảo (OIB) với đường cong thoải dần từ nguyên tố không tương thích mạnh tới nguyên tố không tương thích yếu. Đặc điểm chung cho toàn vùng đó là sự phân biệt biệt rõ ràng giữa nhóm bazan Tholeit và bazan Kiềm. Theo đó, các nguyên tố tương thích mạnh trong bazan tholeit thường nghèo và thấp hơn so với bazan kiềm. Sự chênh

lệch không đáng kể về hàm lượng các nguyên tố không tương thích yếu giữa bazan Tholeit và bazan Kiềm cùng với sự chênh lệch về các nguyên tố tương thích mạnh phản ánh đặc điểm nguồn và sự phân dị của chúng khi đi lên bề mặt. Sự khác nhau giữa về thành phần nguyên tố vết giữa các khu vực cũng được phản ánh trên hình 4. Trong khi các nguyên tố không tương thích mạnh của bazan Kiềm khu vực Bắc Biển Đông khá thấp (<100) thì các khu vực còn lại cao hơn (hình 4a, 4b). Mặt khác, tại khu vực Tây Biển Đông mặc dù đường xu thế chung vẫn được giữ tuy nhiên sự thay đổi hàm lượng giữa các nguyên tố không tương thích mạnh trên biểu đồ là khá phức tạp (hình 4g, 4h). Điều này phản ánh sự phức tạp đặc điểm nguồn dung thể và quá trình phân dị của chúng.



Hình 4. Biểu đồ nhận quy chuẩn thành phần đất hiếm với Chondrit [32] và nguyên tố vết với manti nguyên thủy [31]

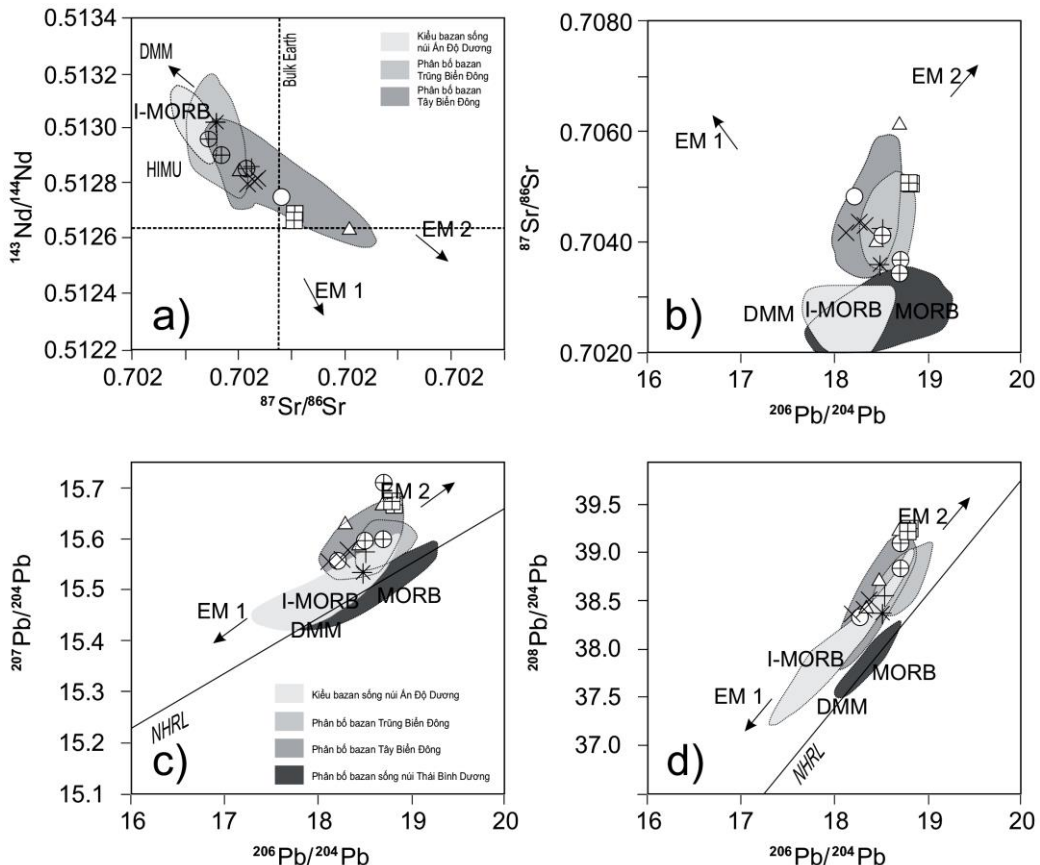
Thành phần đồng vị

Tương quan các cặp tỉ số đồng vị $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ và $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ được sử dụng nghiên cứu. Đặc điểm đồng vị của Manti của khu vực Biển Đông và lân cận là cao các cặp tỷ số đồng vị $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

= 0,5126-0,5130, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034-0,7061$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,2165-18,8070$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5559-15,7110$ và $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,3244-39,2400$. Quan hệ giữa các cặp tỷ số đồng vị $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ và $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (hình 5a) cho thấy các vùng bazan trong khu vực có xu hướng phân bố trong trường nghèo, tại Lý Sơn phân bố trong trường giàu EM2, tại Phú Quý và Nam Biên Đông có xu hướng pha trộn giữa nguồn nghèo DMM với nguồn EM2 và EM1. Quan hệ của

cặp tỷ số đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ với các cặp $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ cho thấy phân lớn các bazan phân bố trong trường giàu EM2 và có xu hướng pha trộn với nguồn giàu EM1 và nguồn nghèo DMM (hình 5b, 5c, 5d). Nhìn chung, quan hệ giữa các cặp tỷ số đồng vị của khu vực Trũng Biên Đông, Tây Biên Đông và Nam Biên Đông là khá gần gũi. Chúng phù hợp lên bazan sống núi Ấn Độ Dương và ít quan hệ với bazan Thái Bình Dương.



Hình 5. Đồ thị biểu diễn tương quan giữa các cặp tỷ số đồng vị $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ và $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ và $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Nền số liệu đồng vị: Trũng Biên Đông theo Jahn, (1986); Tu và nnk., (1992); Chung and Sun, (1992); Tây Biên Đông theo Hoang và nnk., (1996, 2013); I-MORB theo Ito và nnk., (1987); MORB; Nguồn Manti nghèo DMM, EM 1, EM 2, HIMU theo [33]

THẢO LUẬN

Nóng chảy nguyên thủy, phân dị và kết tinh

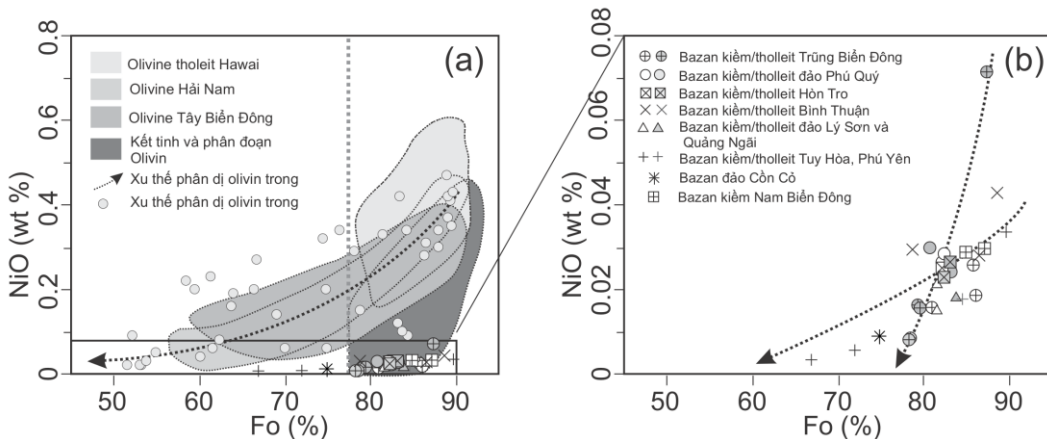
Nóng chảy nguyên thủy (primary melt) phản ánh quá trình nóng chảy tự nhiên của các hợp phần dung thể có nguồn gốc siêu mafic

(peridotite) và ít chịu ảnh hưởng của quá trình kết tinh phân đoạn. Trong giai đoạn này, các hợp phần trong dung thể sẽ cân bằng với hợp phần hóa học Olivine nóng chảy. Tương ứng, chỉ số của Mg# trong hợp phần dung thể và chỉ số Fo của Olivin nóng chảy sẽ là Mg#=65-68

và Fo= 90-92 [34]. Theo kết quả phân tích thành phần Olivin cho thấy tại các khu vực Bắc Biển Đông (Fo=55,2-91,9) [14]; Trung Biển Đông (Fo=75-90) [35] và Tây Biển Đông (Fo=51,34-89,5). Tương ứng chỉ số Mg# khu vực Bắc Biển Đông (Mg#=50-66); Trung Biển Đông (Mg#=54,07-71,2) (hình 3), Tây Biển Đông (Mg#=43,99-65,48). Như vậy dung thể nguồn khu vực Biển Đông có nguồn gốc nguyên thủy và trải qua quá trình nóng chảy từng phần.

Quá trình nóng chảy nguyên thủy diễn ra trong manti sâu (manti Olivin) thường kèm theo quá trình kết tinh và phân dị olivine làm thay đổi hàm lượng Ni và Cr trong dung thể. Trong khu vực nghiên cứu, tại các vị trí Mg#>65 hợp phần dung thể (thể hiện thông qua hợp phần đá gốc, bảng 1) được cho có nguồn gốc nguyên thủy khi Ni ≥ 200 ppm và ít tương

quan với Mg# (hình 3) [34]. Mặt khác, tại các vị trí Mg#<65 được cho là chịu ảnh hưởng mạnh của quá trình phân dị của Olivin khi dung thể có hàm lượng Ni < 200ppm và có xu hướng giảm khi Mg# giảm (hình 3) [36]. Một đối sánh khác để chứng minh nguồn dung thể hình thành đã trải qua quá trình nóng chảy của Olivine được thể hiện thông qua tương quan của hàm lượng NiO và Fo trong Olivin (hình 6). Trên biểu đồ quan hệ giữa NiO trong Olivin (hình 6a) và NiO trong các hợp phần đá gốc (hình 6b) có xu thế khá tương đồng và tập trung chủ yếu trong trường Olivin nóng chảy chảy. Tuy nhiên một số vị trí thuộc khu vực Tây Biển Đông cho thấy hàm lượng Fo trong dung thể không nằm trong trường kết tinh và phân đoạn olivin ở nhiệt độ và áp suất cao (hình 6). Như vậy, rất có thể đã xảy ra quá trình phân dị trong các điều kiện nhiệt độ và áp suất thấp hơn.

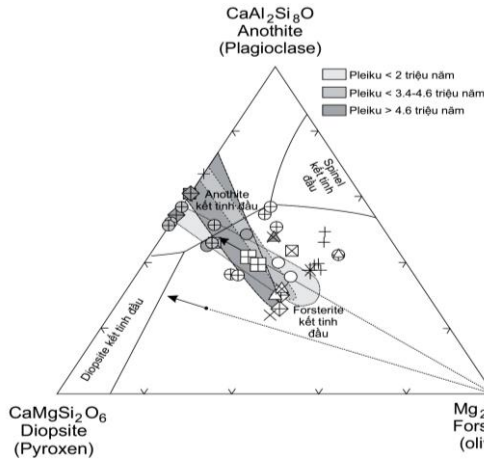


Hình 6. Quan hệ giữa hàm lượng NiO của Olivin và dung thể (hợp phần đá gốc) và Forsterit (Fo) của khu vực Biển Đông và lân cận. Nền số liệu đảo Hải Nam theo [14], Tây Biển Đông theo [25]. Chỉ số Fo trong Olivin khu Tây Biển Đông được tính dựa trên hợp phần hóa học của Olivin trong thể sót và trong đá gốc

Các thành phần khoáng vật Anorthit (Plagiocla), Fostersit (Fo) và Dioxit (Pyroxen) được tính dựa trên các hợp phần hóa học đá gốc (CIPW) và đối sánh trên mô hình thực nghiệm Pla-Di-Ol [37] trong điều kiện giảm dần nhiệt độ và áp suất khí quyển (hình 7). Việc lựa chọn mô hình là hợp lý khi nghiên cứu sự phân dị của dung thể, bởi Anorthit được hình thành trong giai đoạn cuối của quá trình phân dị của Plagiocla, trong khi Diopsit là khoáng vật kết tinh trong giai đoạn sớm của Pyroxen [34]. Tại

các vị trí kết tinh và nóng chảy của từng khu vực thể hiện các ngưỡng của quá trình phân dị của dung thể. Theo đó, dung thể khu vực Biển Đông và lân cận bao gồm cả dung thể nguồn Tholeit bazan và bazan Kiềm đều xuất phát từ quá trình nóng chảy Olivin, khi nhiệt độ giảm Anorthit bắt đầu kết tinh và nhiệt độ tiếp tục giảm dẫn tới nóng chảy Plagiocla. Trên biểu đồ hình 7 không ghi nhận quá trình nóng chảy của Pyroxen đồng thời cho thấy các Tholeit bazan được hình thành bởi quá trình nóng chảy Olivin

và Plagiocla. Mặt khác, các khoáng vật Pyroxen kết tinh cũng được hình thành bởi quá trình nóng chảy này.



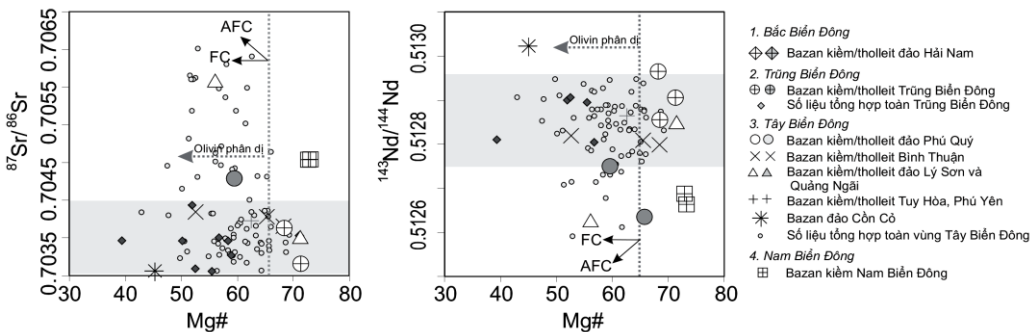
Hình 7. Biểu đồ thực nghiệm thể hiện phân dị và kết tinh theo nhiệt độ và áp suất khí quyển [37]. Mũi tên xu hướng nóng chảy Olivin theo [34]. Nền số liệu Bazan Pleiku theo [11]

Tóm lại, quá trình kết tinh và phân dị khu vực Biển Đông và lân cận là khá phức tạp. Điều này được thể hiện bởi sự phức tạp trong tương quan giữa Mg# và các oxit chính (hình 3) và Sự thay đổi hàm lượng của các nguyên tố tương thích mạnh là không rõ ràng (hình 4). Tuy nhiên, trong nghiên cứu đã chỉ ra sự tồn tại của dung thể nguyên thủy. Quá trình kết tinh và phân dị của dung thể nguồn (bao gồm cả dung

thể của bazan Tholeit và bazan Kiềm bị chi phối chủ yếu bởi sự phân dị của Olivin. Mặt khác, Plagiocla kết tinh do nóng chảy từng phần từ dung thể nguồn trong điều kiện nhiệt độ và áp suất thấp cũng được ghi nhận. Đây có thể được xem là cơ sở để xác định thành phần hóa học dung thể nguồn dựa trên nguyên lý bù Olivin.

Hỗn nhiễm vật chất đáy của vỏ trong quá trình phân dị, kết tinh

Bề mặt Moho được xem như là ranh giới ngăn cách giữa manti và vỏ thạch quyển. Theo các tài liệu địa vật lý độ sâu của bề mặt Moho khá tương ứng với bề mặt Curie. Trong điều kiện nhiệt độ khoảng 560°C, các nguyên tố không tương thích mạnh thường linh động và dễ tách khỏi đáy thạch quyển và di chuyển vào dung thể. Sự thay đổi phức tạp nguyên tố vết và tương quan không rõ ràng của các hợp phần oxit chính với Mg# rất có thể bị gây ra bởi quá trình trao đổi vật chất vỏ. Để đánh giá về quá trình tương tác vật chất vỏ, trong nghiên cứu này xem xét mối quan hệ giữa Mg# với các cặp tỷ số đồng vị $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ và $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Tỷ số đồng vị $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ khu vực Trùng Biển Đông dao động trong khoảng 0,7035-0,7045, Tây Biên Đông trong khoảng 0,7035-0,7065 (hình 8) và khu vực Bắc Biển Đông (đảo Hải Nam và lân cận) trong khoảng 0,7031-0,7045 [14]. Như vậy tỷ số đồng vị $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tập trung phần lớn trong khoảng 0,7035-0,7045 tương ứng với khoảng tập trung Mg# = 40-70 (hình 8).



Hình 8. Biểu đồ quan hệ giữa Mg# và các cặp tỷ số đồng vị $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ và $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ phản ánh xu thế phân dị (FC) và phân dị nhiễm vật chất vỏ (AFC). Số liệu tổng hợp khu vực Tây Biên Đông [9-11, 15, 24]. Số liệu tổng hợp khu vực Trùng Biển Đông [8, 13, 21]

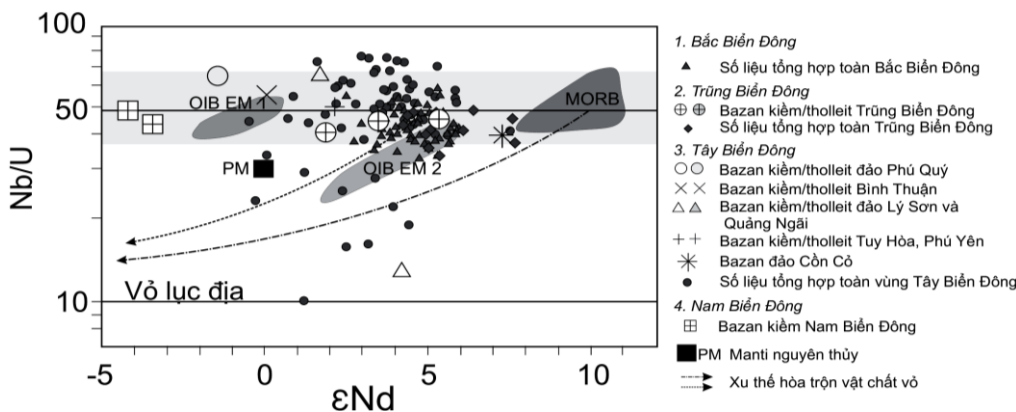
Tại vị trí Mg#=65% (bắt đầu quá trình phân dị Olivin) sự tập trung của tỷ số đồng vị giảm

và xuất hiện các giá trị vượt ngưỡng 0,7045. Tương tự vậy, khoảng tập trung của tỷ số đồng

vị $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ trong khoảng 0,51275-0,51295. Sự tập trung cũng bị suy giảm khi Olivin phân dị. Như vậy trong quá trình phân dị Olivine có sự tương tác của yếu tố bên ngoài làm thay đổi sự tập trung của các cặp tỷ số đồng vị.

Trên biểu đồ quan hệ giữa tỷ số Nb/U và chỉ số đồng vị ϵNd cho thấy phần lớn các mẫu tập

trung trong khoảng giá trị Nb/U = 37-57, ϵNd = 3-8 thuộc trường bazan cung đảo Đại Dương (EM2 và EM1) [38]. Một số ít các điểm có tỷ số Nb/U < 37 và nằm trên đường cong xu thế hòa trộn vật chất vỏ (hình 9). Như vậy, có thể cho thấy trong quá trình phân dị của Olivin đã diễn ra đồng thời với quá trình tương tác vật chất vỏ.



Hình 9. Biểu đồ quan hệ giữa tỷ số Nb/U và chỉ số ϵNd ($= 10.000 * \{ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p \} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p$) (Hofmann., (1997)). Số liệu tổng hợp Bắc Biển Đông theo [14, 20, 21, 39]. Số liệu tổng hợp Trung Biển Đông theo. Số liệu tổng hợp Tây Biển Đông theo [10, 11, 15]

Đặc điểm nguồn manti

Hợp phần hóa học dung thể nguồn

Như trên đã trình bày, dung thể nguồn manti Biển Đông và lân cận xuất phát từ nguồn dung thể nguyên thủy. Khoảng biến thiên chỉ số Fo của khu vực Bắc Biển Đông (Fo=55,2-91,9), Trung Biển Đông (Fo=75-90) và Tây Biển Đông (Fo=51,34-89,5). Như vậy, Olivin trong hợp phần đá gốc đã trải qua quá trình nóng chảy làm và làm thay đổi giá trị Fo của Olivin từ giá trị cao về giá trị thấp. Để tái thiết lập dung thể nguồn, trong nghiên cứu này chúng tôi áp dụng phương pháp bù Olivine đến thể sót [11, 40, 41]. Các hợp phần dung thể nguồn (các hợp phần đá gốc) được bù từng 0,1% cho đến khi đạt giá trị Fo của Olivin trong kết quả tính gần đúng với giá trị của Fo trong ban tinh Olivin thực [42, 43]. Để đảm bảo tính đơn nhất chỉ diễn ra quá trình phân dị Olivin, mẫu lựa chọn phải đảm bảo không trải qua quá trình nóng chảy nhiệt độ thấp Plagiocla (hình 7). Mặt khác hệ số phân bố $K_d^{(\text{Fe}/\text{Mg})}$ được xác định dựa trên thành phần hóa học của

Olivin cũng là một cơ sở để xác định giới hạn bù [44]. Theo đó, hệ số $K_d^{(\text{Fe}/\text{Mg})} = 0,3-0,31$ được coi là giá trị mà tại đó xảy ra quá trình cân bằng giữa Olivin và dung thể [45, 46]. Kết quả tính toán được trình bày trong bảng 2.

Điều kiện áp suất và nhiệt độ

Điều kiện nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần dung thể nguồn (T_f, P_f) và phân bố nhiệt độ trong manti (T_p) có thể được tính dựa trên các hợp phần nóng chảy nguyên thủy [44, 46-50]. Để tính toán nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần dung thể nguồn (T_f, P_f) chúng tôi sử dụng ba mô hình độc lập xác định nhiệt độ nóng chảy và năm mô hình tính áp suất nóng chảy. Mỗi mô hình xác định được một giá trị nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần (T_f, P_f). Đối sánh các giá trị đạt được tại mỗi mô hình cho thấy sự khác nhau của kết quả tính toán là có thể chấp nhận (bảng 2). Giá trị nhiệt độ và áp suất nóng chảy của dung thể nguồn (T_f, P_f) được xác định là giá trị trung bình của nhiệt độ và áp suất (T_f, P_f) của từng mô hình [14, 25].

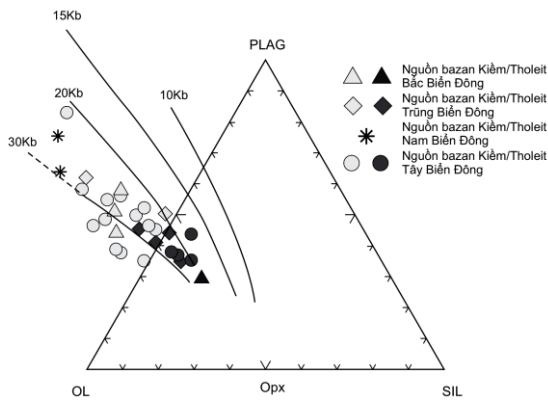
Bảng 2. Hợp phần dung thể nguồn; T_1, T_2, T_3 nhiệt độ nóng chảy từng phần tính theo [4, 46, 51]; T_f giá trị trung bình của nhiệt độ nóng chảy từng phần; P_1, P_2, P_3, P_4 áp suất nóng chảy từng phần tính theo [4, 46, 51, 52]; P_f giá trị trung bình của nhiệt độ nóng chảy từng phần; T_p trạng thái nhiệt manti tính theo [47]

Mẫu	PQ01	PQ02	PQ13	PQ11-1	LS 01	LS 02	QN 1	QN 2
SiO ₂	47,45	47,60	48,45	50,40	47,10	48,08	46,84	46,18
TiO ₂	1,87	1,94	1,48	1,78	1,59	1,66	1,96	2,33
Al ₂ O ₃	11,75	11,53	11,30	11,74	11,54	11,40	13,09	13,73
FeO*	11,71	11,64	12,09	10,44	12,18	12,23	11,94	9,85
MnO	0,15	0,14	0,15	0,17	0,15	0,13	0,16	0,17
MgO	14,69	14,84	15,89	13,56	15,48	16,02	15,14	12,01
CaO	6,53	6,42	6,42	7,33	6,42	6,21	5,84	10,45
Na ₂ O	2,57	2,74	2,48	2,90	3,27	2,20	2,17	2,32
K ₂ O	1,95	1,32	0,98	1,15	1,62	1,54	2,19	2,04
P ₂ O ₅	0,45	0,43	0,21	0,34	0,40	0,39	0,50	0,73
SUM	99,12	98,60	99,44	99,80	99,76	99,86	99,84	99,80
Mg#	71,17	71,47	72,00	71,89	71,38	72,10	71,33	71,14
KD	0,29	0,29	0,30	0,30	0,29	0,30	0,30	0,29
Fo	0,89	0,90	0,89	0,89	0,90	0,89	0,89	0,90
T1	1438,06	1430,16	1461,65	1397,33	1474,68	1473,05	1455,70	1355,41
T2	1441,87	1444,29	1462,91	1393,05	1463,82	1468,80	1457,56	1381,90
T3	1440,88	1437,61	1458,59	1382,17	1462,94	1465,22	1451,79	1354,58
Tf(OC)	1440,27	1437,35	1461,05	1390,85	1467,15	1469,03	1455,01	1363,96
P1	19,35	18,86	18,09	11,98	21,59	19,29	21,60	18,60
P2	24,31	23,64	19,93	11,35	25,82	21,54	26,96	29,87
P3	21,44	20,83	17,39	9,46	22,84	18,88	23,90	26,59
P4	21,21	20,22	20,52	15,09	24,68	21,62	22,83	19,04
Pf(Kbar)	21,58	20,89	18,98	11,97	23,73	20,33	23,82	23,52
Tp	1451,14	1454,97	1481,36	1420,19	1471,43	1484,51	1462,77	1372,66
Mẫu	NT 57	NT 87	NT85-1	NT85-2	511/8	516/4	507/2	Tro-26
SiO ₂	45,09	45,27	46,49	45,72	43,13	47,96	44,84	49,60
TiO ₂	2,17	1,71	1,79	1,84	2,75	2,02	2,32	1,43
Al ₂ O ₃	10,63	10,59	11,35	10,80	12,25	11,99	10,53	10,72
FeO*	14,26	14,18	12,97	13,64	12,26	11,03	13,76	11,66
MnO	0,18	0,17	0,18	0,19	0,20	0,16	0,18	0,17
MgO	18,64	18,51	16,58	17,47	12,93	14,00	17,66	15,72
CaO	4,71	4,72	5,21	5,04	10,96	8,29	6,87	6,92
Na ₂ O	2,48	2,57	3,03	2,91	2,86	2,58	1,35	2,56
K ₂ O	1,19	1,25	1,59	1,55	1,58	1,41	1,58	0,75
P ₂ O ₅	0,45	0,76	0,81	0,82	0,94	0,40	0,57	0,27
SUM	99,81	99,73	99,99	99,99	99,84	99,85	99,66	99,79
Mg#	71,57	71,41	71,27	71,20	68,07	71,66	71,44	72,61
KD	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,30	0,29	0,31
Fo	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90
T1	1557,40	1555,28	1505,96	1532,65	1397,10	1412,96	1516,28	1454,59
T2	1554,00	1549,54	1494,76	1521,90	1430,14	1421,00	1534,10	1450,42
T3	1559,58	1555,83	1499,59	1531,00	1466,50	1409,62	1536,56	1438,53
Tf(OC)	1556,99	1553,55	1500,10	1528,52	1431,24	1414,53	1528,98	1447,84
P1	34,46	33,44	25,24	29,73	31,74	17,05	33,09	15,24
P2	34,63	33,85	28,50	31,86	43,20	22,04	35,73	14,89
P3	30,98	30,26	25,32	28,42	38,91	19,35	32,00	12,73
P4	31,56	31,48	27,13	29,82	25,89	19,04	28,01	18,37

Đặc điểm địa hóa thạch học đá magma bazan...

Pf(Kbar)	32,90	32,26	26,55	29,96	34,93	19,37	32,21	15,31
Tp	1543,65	1540,94	1497,86	1518,18	1401,46	1432,63	1522,39	1477,34
Mẫu	10/7a	CC-1	ZK05	08HN-24B	08HN-19A	08HN-16C	S04-11	S0412-20
SiO ₂	46,72	49,25	48,35	46,10	46,87	48,52	44,79	46,38
TiO ₂	1,86	1,33	1,37	1,96	2,82	1,58	2,66	1,77
Al ₂ O ₃	12,35	12,25	10,62	10,58	11,56	10,83	14,47	13,58
FeO*	12,03	11,41	11,98	12,53	13,19	11,66	10,17	11,04
MnO	0,17	0,13	0,12	0,14	0,16	0,11	0,20	0,35
MgO	15,07	14,52	16,69	16,72	12,25	15,75	12,69	14,83
CaO	5,92	4,24	6,86	7,59	7,61	5,36	8,05	6,41
Na ₂ O	2,66	3,64	2,11	2,30	2,81	3,28	3,86	3,24
K ₂ O	2,35	2,38	0,33	1,25	1,68	1,98	2,44	1,63
P ₂ O ₅	0,67	0,53	0,21	0,36	0,58	0,36	0,60	0,56
SUM	99,80	99,69	98,64	99,52	99,54	99,42	99,91	99,81
Mg#	71,12	71,14	73,15	72,48	64,86	72,54	71,23	72,42
KD	0,29	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29	0,27	0,29
Fo	0,89	0,89	0,90	0,90	0,86	0,90	0,90	0,90
T1	1463,95	1459,13	1460,04	1488,71	1380,49	1480,40	1404,64	1448,76
T2	1456,82	1424,47	1482,25	1501,29	1383,52	1459,11	1410,40	1453,53
T3	1456,05	1427,00	1453,83	1479,25	1509,96	1438,82	1369,72	1410,05
Tf(OC)	1458,94	1436,87	1465,38	1489,75	1424,66	1459,45	1394,92	1437,45
P1	22,13	15,46	18,49	25,78	19,95	17,87	23,74	21,84
P2	27,48	16,42	20,34	30,22	26,84	19,62	35,94	28,97
P3	24,38	14,15	17,77	26,91	23,79	17,11	32,20	25,75
P4	24,21	21,47	19,37	25,09	20,17	22,50	25,21	24,11
Pf(Kbar)	24,55	16,87	18,99	27,00	22,69	19,27	29,27	25,17
Tp	1461,02	1446,68	1500,49	1501,08	1380,48	1477,96	1394,10	1454,75
Mẫu	S04-16	U1433B-4	U1434A-1	U1431E-6	ESTDR1-1	ESTDE1-3	S08-69-2	S08-69-1
SiO ₂	44,64	46,85	48,11	45,49	47,54	47,34	45,33	46,19
TiO ₂	2,57	1,15	1,24	0,93	2,28	2,42	1,53	1,65
Al ₂ O ₃	13,90	14,02	11,38	14,19	14,17	11,18	12,82	13,81
FeO*	10,50	10,83	11,74	12,18	9,86	11,52	11,61	10,34
MnO	0,55	0,15	0,15	0,14	0,16	0,12	0,20	0,16
MgO	13,10	15,02	16,73	16,29	13,72	16,01	15,31	13,66
CaO	8,06	8,94	7,98	7,93	7,77	7,73	8,37	9,02
Na ₂ O	3,71	2,34	2,09	2,52	2,55	2,26	2,37	2,66
K ₂ O	2,26	0,13	0,46	0,16	1,17	1,04	1,89	1,93
P ₂ O ₅	0,60	0,11	0,12	0,16	0,47	0,25	0,40	0,43
SUM	99,88	99,54	100,00	100,00	99,71	99,87	99,83	99,86
Mg#	71,23	73,21	73,55	72,74	73,17	72,98	72,28	72,48
KD	0,27	0,30	0,31	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29
Fo	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
T1	1413,44	1417,34	1471,67	1464,96	1393,65	1461,08	1456,98	1408,21
T2	1422,73	1454,48	1485,08	1496,38	1416,99	1474,50	1473,86	1425,57
T3	1384,73	1399,97	1442,55	1462,79	1355,27	1432,03	1436,27	1377,24
Tf(OC)	1406,97	1423,93	1466,43	1474,71	1388,63	1455,87	1455,70	1403,67
P1	24,93	19,95	19,10	26,69	16,80	20,40	25,94	20,52
P2	36,61	26,92	21,42	32,87	23,89	24,79	33,58	29,82
P3	32,81	23,86	18,77	29,36	21,05	21,89	30,02	26,54
P4	25,52	20,33	20,91	25,85	18,11	21,12	25,45	21,97
Pf(Kbar)	29,97	22,76	20,05	28,69	19,96	22,05	28,75	24,71
Tp	1406,64	1459,63	1501,37	1491,09	1424,76	1484,36	1466,96	1423,06

Nhiệt độ và áp suất nóng chảy (T_i, P_i) được xác định là khoảng nhiệt độ và áp suất mà tại thời điểm xảy ra nóng chảy từng phần. Theo kết quả tính toán đối với khu vực Bắc Biển Đông nhiệt độ và áp suất nóng chảy (T_i, P_i) trong khoảng $T_i=1424,66-1489,75^\circ\text{C}$ tương ứng $P_i=11,97-34,93$ kbar; Trung Biển Đông $T_i=1388,63-1474,71^\circ\text{C}$ tương ứng $P_i=18,99-27,00$ kbar, Nam Biển Đông $T_i=1455,87-1403,67^\circ\text{C}$ tương ứng $P_i=24,71-28,75$ kbar và Tây Biển Đông $T_i=1363,96-1556,99^\circ\text{C}$, $P_i=11,97-34,93$ kbar.



Hình 10. Mô hình tính áp suất nóng chảy, biểu diễn thành phần hóa học quy về dung thể nguyên thủy trên tam giác plagioclas-olivinit - thạch anh [9, 11, 41]; Đường đẳng áp dựa trên kết quả thực nghiệm nóng chảy Peridotit nguồn giàu [28]

Nhiệt độ nóng chảy từng phần dung thể nguồn (T_f) được trình bày trong bảng 3 cho thấy sự chênh lệch nhiệt độ nóng chảy giữa bazan Tholeit và bazan Kiem là không đáng kể, Mặt khác áp suất nóng chảy (P_f) giữa bazan Tholeit và bazan Kiem là khá lớn (hình 10), Như vậy có thể cho thấy yếu tố áp suất nóng chảy đóng vai trò chính trong quá trình phân dị của dung thể nguồn, Trong một điều kiện nhiệt độ nóng chảy tương đồng đều, áp suất thay đổi khoảng 10 kbar có thể độ sâu nóng chảy tăng 30 km [4]. Như vậy, độ sâu nóng chảy bazan Kiem có thể lớn hơn so với bazan Tholeit khoảng 25 km.

Trạng thái nhiệt độ manti (T_p) được xem là nhiệt độ của manti trên [44, 46, 48, 49]. Trong nghiên cứu này, chúng tôi tính nhiệt phân bố

manti dựa trên mô hình kết tinh, phân đoạn và nóng chảy từng phần [53]. Kết quả tính được trình bày trong bảng 2 cho thấy trạng thái nhiệt manti giữa bazan Tholeit và bazan Kiem là khá tương đồng (khoảng $1.400-1.500^\circ\text{C}$).

Tóm lại, theo kết quả tính nhiệt độ, áp suất nóng chảy (T_f, P_f) và trạng thái phân bố nhiệt manti khu vực cho thấy áp suất nóng chảy và mức độ nóng chảy từng phần đóng vai trò chính trong quá trình phân dị dung thể nguồn. Trạng thái nhiệt manti Bazan Tholeit và bazan Kiem là khá đồng nhất và cao tương đối so với nhiệt độ phân bố trong manti thông thường tại các vị trí sống núi Đại Dương.

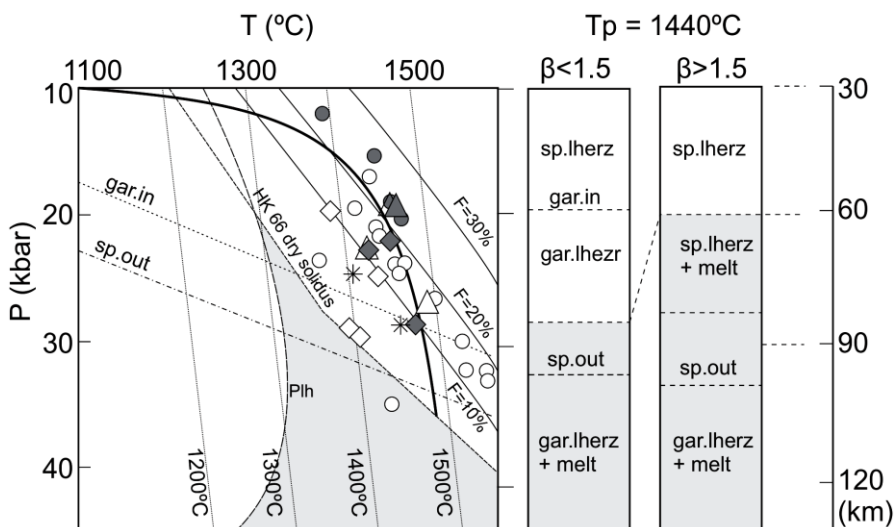
Mô hình thạch học khu vực Biển Đông và lân cận

Mô hình thạch học khu vực Biển Đông và lân cận được xây dựng dựa trên nhiệt độ và áp suất nóng chảy trong dung thể nguồn [4, 14, 54] (hình 11). Phần lớn bazan trong khu vực có độ nóng chảy từng phần dung thể nguồn trong khoảng $F=10-25\%$, Tại khu vực Bắc Biển Đông, nhiệt độ nóng chảy $T_f = 1.465,38-1.489,75^\circ\text{C}$ tương ứng với áp suất nóng chảy $P_f=18,99-27,00$ kbar có trật tự phía dưới là nóng chảy Garnet lherzolit, phía trên là Garnet, Độ sâu ước tính đới nóng chảy khoảng 60 - 75 km và dung thể nóng chảy khoảng 20% (hình 11). Tại khu vực Trung Biển Đông mang đặc điểm của lớp vỏ Đại Dương thực thụ với bề dày lớp vỏ mỏng tương ứng hệ số tách giãn $\beta > 1,5$ [55]. Thành phần dung thể nguồn theo trật tự từ dưới lên là Spinel và nóng chảy Spinel lherzolit, Độ sâu nóng chảy khoảng 60-90 km, Khu vực Nam Biển Đông, độ sâu nóng chảy khoảng 75-90 km, tương ứng nguồn nóng chảy là Spinel và Garnet lherzolit. Khu vực Tây Biển Đông sự phân dị phức tạp của dung thể nguồn được thể hiện thông qua sự biến thiên của áp suất nóng chảy trong một khoảng rộng, Bazan Tholeit có khoảng biến thiên áp suất ($P_f=11,97-20,33$) thấp hơn so với bazan Kiem ($P_f=16,87-34,93$). Tương ứng bazan Tholeit được hình thành từ nguồn garnet lherzolit và Spinel lherzolit có độ sâu từ 30 đến 60 km, Bazan Kiem được hình thành từ nguồn kết tinh Spinel và Garnet lherzolit, độ sâu nóng chảy khá lớn từ 60 km đến 100 km. Tóm lại, nguồn bazan khu vực Biển Đông là khá phức tạp, Quá

trình phân dị phụ thuộc chủ yếu vào áp suất nóng chảy và độ sâu nóng chảy từng phần, Bazan thạch tuyến có độ sâu nóng (30 - 75 km), độ sâu này là khá nông so với bazan Kiềm 50-100 km, Tính liên tục giữa áp suất nóng chảy cao-thấp và độ nóng chảy thấp-cao thể hiện trên hình 11, có thể phản ánh quá trình pha trộn nguồn manti thông qua cơ chế nóng chảy ống (column melting) [56]. Các khoảng áp suất nóng chảy gần nhau như trên cùng với bằng chứng các loạt nóng chảy hình thành dung thể có thể suy ra rằng hai xu thế phun trào Tholeiit và Kiềm xảy ra tại các độ sâu khác nhau trong cùng một nguồn manti.

Hoạt động núi lửa Neogene-Đệ tứ khu vực Biển Đông và lân cận sau 17 triệu năm được chứng minh không liên quan đến hoạt động kiến tạo chính trong khu vực [16]. Nhiệt độ

phân bố trong manti khu vực $T_p=1.380^{\circ}\text{C}$ - 1.500°C phần lớn cao hơn 1.440°C cho thấy nhiệt manti khu vực cao hơn so với nhiệt độ trung bình của manti $T_p=1.280^{\circ}\text{C}$ [48]. Như vậy, nhiệt độ phân bố trong manti cao, quá trình nóng chảy dung thể xuất phát từ nguồn nguyên thủy và chủ yếu phụ thuộc vào áp suất nóng chảy và mức độ nóng chảy từng phần. Do đó, vai trò của nóng chảy giảm áp theo cơ chế tách giãn sống núi Đại Dương [57] không đóng vai trò chính trong hình thành vỏ Đại Dương khu vực Biển Đông. Rất có thể, nguyên nhân là do sự xâm nhập của các dòng quyển mềm (mantle extrusion), hệ quả của quá trình đóng lại của biển Neo-Tethys tiếp sau sự va đập của Ấn Độ và Âu Á, không chỉ làm manti nóng hơn gây nóng chảy dễ dàng hơn, mà có thể còn là động lực quan trọng trong việc mở các biển rìa, bao gồm Biển Đông [4, 5, 20].



Hình 11. Mô hình thạch học khu vực Biển Đông và lân cận; Ký hiệu điểm mẫu theo hình 10; Các ký hiệu khác: gar,in: Garnet tham gia nóng chảy; sp,out: Spinel hình thành, Sp,lherz+melt: Nóng chảy của Spinel lherzolit; gar,lherzl: Nóng chảy Garnet; HK 66 dry solidus: Đường cân bằng nóng chảy mà tại đó pha rắn chuyển sang pha lỏng theo kết quả thực nghiệm của Peridotit nguồn giàu [30]; F=10%: Đường đẳng nóng chảy từng phần [58]; Độ sâu nóng chảy theo [4, 54]

KẾT LUẬN

Trên cơ sở phân tích các số liệu mới và số liệu tổng hợp về liệu địa hóa và thạch học các đá magma bazan khu vực Biển Đông và lân cận có thể rút ra một số kết luận như sau:

Về tuổi và diện phân bố khu vực Biển Đông và lân cận chia thành 4 khu vực chính

bao gồm khu vực: Bắc Biển Đông, Trùng Biển Đông, Nam Biển Đông, Tây Nam Biển Đông, Tây Biển Đông (Đông Dương và thềm lục địa kế cận). Theo đó, khu vực Bắc Biển Đông Hoạt động phun trào núi lửa kéo dài từ 57 - 0,1 tr.n theo các đợt khác nhau, Các khu vực còn lại hoạt động phun trào ghi nhận chủ yếu từ khoảng 17-15 triệu năm đến hiện tại.

Tại khu vực Biển Đông và lân cận xác định hai xu thế phun trào bazan, Xu thế phun trào sớm, thường là các Tholeit bazan có đặc điểm cao SiO₂, thấp TiO₂, Na₂O.K₂O và P₂O₅. Ngược lại xu thế muộn thường là các bazan Kiềm có đặc điểm nghèo SiO₂, cao TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅.

Chỉ số Magie khu vực Biển Đông và lân lân biến thiên trong một khoảng rộng (Mg#=35-75) và chia thành hai phân vùng chính, Tại các giá trị Mg#>65 chủ yếu là bazan Kiềm và ít thể hiện quan hệ tuyến tính với các hợp phần oxit chính, Ngược lại, tại giá trị Mg#< 65 cho thấy quan hệ tuyến tính với các hợp phần oxit chính (SiO₂), Al₂O₃, K₂O và các nguyên tố vết Ni, Cr, Đây được xem là các giá trị phản ánh đặc điểm và mức độ phân dị nguồn manti. Theo đó, giá trị Mg#=65% được xem như là ranh giới xảy ra quá trình phân dị dung thể.

Thành phần nguyên tố vết phản ánh đặc điểm địa hóa của bazan cung đảo đại dương (OIB) hoặc bazan nội mảng lục địa thể hiện bằng đường cong thoải dần từ đất hiếm nhẹ về phía đất hiếm nặng. Hai xu thế phun trào cũng được phản ánh rõ, xu thế phun trào Tholeit có đặc điểm thấp các nguyên tố không tương thích mạnh hơn so với xu thế phun trào bazan Kiềm. Tuy nhiên, hàm lượng nguyên tố không tương thích yếu các cả hai xu hướng phun trào đều khá tương đồng. Như vậy, rất có thể chúng được hình thành từ một nguồn dung thể ban đầu.

Tỉ số giữa hai cặp đồng vị ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb và ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb có xu hướng phân bố trong trường vật chất thạch quyển (EM2) và có xu hướng pha trộn đồng vị với manti nghèo (DM) và manti giàu vật chất thạch quyển kiểu EM1. Tuy nhiên phần lớn chúng phân bố gần trong trường sông núi Đại Dương I-MORB hơn là trường sông núi Thái Bình Dương (N-MORB).

Kết quả phân tích tương quan giữa chỉ số hàm lượng Ni, Cr với chỉ số Fo trong Olivin và đối sánh với kết quả thực nghiệm cho thấy cả hai xu thế phun trào Tholeit và xu thế phun trào Kiềm được hình thành từ nguồn nguyên thủy và bị chi phối chủ yếu bởi quá trình phân dị Olivin trong điều kiện nhiệt độ cao. Nóng chảy của Plagiocla cũng được ghi nhận tại khu vực Biển Đông và lân cận.

Xét quan hệ giữa chỉ số Mg# và các cặp tỷ số đồng vị ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr và ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd và tỷ số Nb/U với chỉ số εNd cho thấy quá trình phân dị Olivin diễn ra đồng thời với quá trình tương tác vật chất vỏ.

Các hợp phần nguyên thủy của dung thể nguồn khu vực Biển Đông và lân cận được tính dựa trên nguyên lý bù Olivin cho thấy, áp suất nóng chảy và mức độ nóng chảy từng phần đóng vai trò chính trong quá trình phân dị nguồn, Bazan thạch tuyến có độ sâu nông (30-75 km), độ sâu này là khá nông so với bazan Kiềm 50-100 km.

Nhiệt độ phân bố trong manti cao (T_p > 1.440°C), quá trình phân dị dung thể nguồn xuất chủ yếu phụ thuộc vào áp suất nóng chảy và mức độ nóng chảy từng phần. Do đó, vai trò của nóng chảy giảm áp theo cơ chế tách giãn sông núi Đại Dương không đóng vai trò chính trong hình thành vỏ Đại Dương khu vực Biển Đông, Rất có thể, nguyên nhân là do sự xâm nhập của các dòng quyển mềm (mantle extrusion), hệ quả của quá trình đóng lại của biển Neo-Tethys tiếp sau sự va đập của Ấn Độ và Âu Á, không chỉ làm tăng nhiệt độ của manti gây nóng chảy dễ dàng hơn, mà có thể còn là động lực quan trọng trong việc mở các biển rìa, bao gồm Biển Đông.

Lời cảm ơn: Công trình này hoàn thành với sự trợ giúp của đề tài hợp tác quốc tế mã số: VAST.HTQT.Nga.04/13-14 và RFBR 13-05-93000 and 14-05-00294 và đề tài trọng điểm cấp nhà nước KC 09.07/16-20.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Metcalfe, I., 1997. The Paleo-Tethys and Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Southeast Asia. In *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific*. Bangkok, Thailand (pp. 260-272).
2. Leloup, P. H., Arnaud, N., Lacassin, R., Kienast, J. R., Harrison, T. M., Trong, T. T., Replumaz, A., and Tapponnier, P., 2001. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B4), 6683-6732.

3. Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**(12), 611-616.
4. Hoang, N., and Flower, M., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province'. *Journal of Petrology*, **39**(3), 369-395.
5. Flower, M., Tamaki, K., and Hoang, N., 1998. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and Dupal-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific. *American Geophysical Union*, **27**, 67-88.
6. Barr, S. M., and Macdonald, A. S., 1981. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of Southeast Asia. *Geological Society of America Bulletin*, **92**(8_Part_II), 1069-1142.
7. Tu, K., Flower, M. F., Carlson, R. W., Xie, G., Chen, C. Y., and Zhang, M., 1992. Magmatism in the South China Basin: 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology*, **97**(1-2), 47-63.
8. Yan, P., Deng, H., Liu, H., Zhang, Z., and Jiang, Y., 2006. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea (East Vietnam Sea) region. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**(5), 647-659.
9. Nguyễn Hoàng., Phan Trọng Trịnh, 2009. Tổng hợp đặc điểm thạch học và địa hóa đá núi lửa Neogen - Đệ tứ và động lực manti khu vực Biển Đông và các vùng lân cận. *Tạp chí Địa chất*, **A312**, 5-6.
10. Hoang, N., Flower, M. F., and Carlson, R., W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(22), 4329-4351.
11. Hoang, N., Flower, M. F., Xuan, P. T., Quy, H. V., and Son, T. T., 2013. Collision-induced basalt eruptions at Pleiku and Buon Me Thuot, south-central Vietnam. *Journal of Geodynamics*, **69**, 65-83.
12. Ph. T. Xuân, Ng. Hoàng, 2002. Đặc điểm thạch học và thành phần nguyên tố chính trong bazan Kainozoi muộn tại Việt Nam. *Tạp chí Các Khoa học về Trái Đất*, **24**(1), 33-42.
13. Yan, Q., Shi, X., Wang, K., Bu, W., and Xiao, L., 2008. Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea (East Vietnam Sea). *Science in China Series D: Earth Sciences*, **51**(4), 550-566.
14. Wang, X. C., Li, Z. X., Li, X. H., Li, J., Liu, Y., Long, W. G., Zhou, J. B., and Wang, F., 2011. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones?. *Journal of Petrology*, **53**(1), 177-233.
15. Koloskov, A. V., Fedorov, P. I., and Rashidov, V. A., 2016. New data on products composition of the Quaternary volcanic activity in the shelf zone of NW margins of the South China Sea (East Vietnam Sea) and the problem of asthenospheric diapirism.
16. Hoang, N., Shakirov, R. B., and Huong, T. T., 2017. Geochemistry of late miocene-pleistocene basalts in the Phu Quy island area (East Vietnam Sea): Implication for mantle source feature and melt generation. *Vietnam Journal of Earth Sciences*, **39**(3), 270-288.
17. Hoang, N., Flower, M. F., and Carlson, R., W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(22), 4329-4351.
18. Yan, Q., Shi, X., and Castillo, P. R., 2014. The late Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea (East Vietnam Sea): a petrologic perspective. *Journal of Asian Earth Sciences*, **85**, 178-201.

19. Li, P., and Liang, H., 1994. Cenozoic magmatism in the Pearl river Mouth basin and its relationship to the basin evolution and petroleum accumulation. *Guangdong Geology*, **9**(2), 23-34.
20. Flower, M. F., Zhang, M., Chen, C. Y., Tu, K., and Xie, G., 1992. Magmatism in the south China basin: 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan island, south China. *Chemical Geology*, **97**(1-2), 65-87.
21. Tu, K., Flower, M. F., Carlson, R. W., Zhang, M., and Xie, G., 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, **19**(6), 567-569.
22. Ho, K. S., Chen, J. C., and Juang, W. S., 2000. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**(3), 307-324.
23. Li, C.F., Lin, J., Kulhanek, D. K., Williams, T., Bao, R., Briais, A., Brown, E. A., Chen, Y., Clift, P. D., Colwell, F. S., Dadd, K. A., Ding, W. W., Hernández-Almeida, I., Huang, X. L., Hyun, S., Jiang, T., Koppers, A. A. P., Li, Q., Liu, C., Liu, Q., Liu, Z., Nagai, R. H., Peleo-Alampay, A., Su, X., Sun, Z., Tejada, M. L. G., Trinh, H. S., Yeh, Y. C., Zhang, C., Zhang, F., Zhang, G. L., and Zhao, X., 2015. Expedition 349 summary. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, doi:10.14379/iodp.proc.349.101.2015.
24. Kudrass, H. R., Wiedicke, M., Cepek, P., Kreuzer, H., and Müller, P., 1986. Mesozoic and Cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions. *Marine and Petroleum Geology*, **3**(1), 19-30.
25. An, A. R., Choi, S. H., Yu, Y., and Lee, D. C., 2017. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam. *Lithos*, **272**, 192-204.
26. Nguyen Hoang, Masatsugu Ogasawara, Tran Thi Huong, Phan Van Hung, Nguyen Thi Thu, Cu Sy Thang, Pham Thanh Dang, Pham Tich Xuan, 2014. Geochemistry of Neogene bazans in the Nghia Dan district, west-ern Nghe An. *Vietnam Journal of Earth Sciences*, **36**(4), 403-412. DOI: 10.15625/0866-7187/36/4/6428.
27. Hirose, K., and Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**(4), 477-489.
28. Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **95**, 109-122.
29. Kushiro, I., 1998. Compositions of partial melts formed in mantle peridotites at high pressures and their relation to those of primitive MORB. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **107**(1-3), 103-110.
30. Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**(3), 745-750.
31. McDonough, W. F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3-4), 223-253.
32. Nakamura, N., and Masuda, A., 1973. Chondrites with peculiar rare-earth patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**(4), 429-437.
33. Hart, S. R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**(3), 273-296.
34. Gill, R., 2010. Magma differentiation. In Monograph: Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. *Chapter 3*, 65-92.
35. Hékinian, R., Bonte, P., Pautot, G., Jacques, D., Labeyrie, L. D., Mikkelsen, N., and Reyss, J. L., 1989. Volcanics from the South China Sea ridge system. *Oceanologica Acta*, **12**(2), 101-115.

36. De Hoog, J. C., Gall, L., and Cornell, D. H., 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, **270**(1), 196-215.
37. Osborn, E. F., and Tait, D. B., 1952. The system diopside-forsterite-anorthite. *Am. J. Sci.*, **250**, 413-433.
38. Hofmann, A. W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**(6613), 219-229.
39. Zou, H., and Fan, Q., 2010. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle endmember and the dynamics of melting beneath Hainan Island. *Lithos*, **116**(1-2), 145-152.
40. Yamashita, S., Tatsumi, Y., and Nohda, S., 1996. Temporal variation in primary magma compositions in the northeast Japan Arc. *Island Arc*, **5**(3), 276-288.
41. Nguyễn Hoàng, 2005. Đặc điểm nguồn và điều kiện nóng chảy bazan Kainozoi Pleiku. *Tạp chí Địa chất*, **A/286**, 15-22.
42. Tamura, Y., Yuhara, M., and Ishii, T., 2000. Primary arc basalts from Daisen volcano, Japan: equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling. *Journal of Petrology*, **41**(3), 431-448.
43. Leeman, W. P., Lewis, J. F., Evarts, R. C., Conrey, R. M., and Streck, M. J., 2005. Petrologic constraints on the thermal structure of the Cascades arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **140**(1), 67-105.
44. Putirka, K. D., 2005. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(5), 1-14.
45. Roeder, P. L., and Emslie, R., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**(4), 275-289.
46. Putirka, K. D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**(1), 61-120.
47. Herzberg, C., Asimow, P. D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C. M., Fitton, J. G., Cheadle, M. J., and Saunders, A. D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**(2), 1-34.
48. McKenzie, D., and Bickle, M. J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, **29**(3), 625-679.
49. Langmuir, C. H., Klein, E. M., and Plank, T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **71**, 183-280.
50. Lee, C. T. A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., and Leeman, W. P., 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **279**(1-2), 20-33.
51. Albarede, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B7), 10997-11009.
52. Haase, K. M., 1996. The relationship between the age of the lithosphere and the composition of oceanic magmas: Constraints on partial melting, mantle sources and the thermal structure of the plates. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**(1-2), 75-92.
53. Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J., and Jackson, M. G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, **241**(3-4), 177-206.
54. McKenzie, D. A. N., and O'Nions, R. K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, **32**(5), 1021-1091.
55. Trung, N. N., Lee, S. M., and Que, B. C., 2004. Satellite gravity anomalies and their

- correlation with the major tectonic features in the South China Sea (East Vietnam Sea). *Gondwana Research*, **7**(2), 407-424.
56. Kamenetsky, V. S., Chung, S. L., Kamenetsky, M. B., and Kuzmin, D. V., 2012. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: a compositional continuum in primitive magmas and their respective mantle sources. *Journal of Petrology*, **53**(10), 2095-2113.
57. Latin, D., and White, N., 1990. Generating melt during lithospheric extension: Pure shear vs. simple shear. *Geology*, **18**(4), 327-331.
58. Katz, R. F., Spiegelman, M., and Langmuir, C. H., 2003. A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(9), 1-19.

GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF VOLCANIC ROCKS AND THEIR MANTLE SOURCE IN THE EAST VIETNAM SEA AND ADJACENT REGIONS IN THE CENOZOIC

Le Duc Anh^{1,2}, Nguyen Hoang³, Phung Van Phach¹, Malinovskii, A. I.⁴, Kasatkin, S. A.⁴, Golozubov, V. V.⁴

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST*
²*Graduate University of Science and Technology, VAST*
³*Institute of Geological Sciences, VAST*
⁴*Russian Academy of Sciences*

ABSTRACT: The East Vietnam Sea is one of the largest marginal basins in western Pacific Ocean, formed by breaking of continental margin in the Late Mesozoic. Geochemical data of the Miocene - Pleistocene basaltic samples collected in the East Sea and neighboring areas show two major eruption trends that reflect the formation and development of the region. The early eruption event is characterized by low alkaline, TiO₂, Na₂O, K₂O and P₂O₅, and high SiO₂ group, comprising olivine and tholeiitic basalts. The later eruption demonstrates high alkaline, TiO₂, Na₂O, K₂O and P₂O₅, and low SiO₂ group, mainly generated by central-type volcanic eruptions, consisting of alkaline olivine and olivine basalts. Distinctive geochemistry of the volcanic rocks within the East Vietnam Sea and adjacent areas is illustrated by wide range of Magnesium index (Mg# = 35-75). At the values of Mg# > 65, the relation between Mg# and major oxides is unclear. In contrast, Mg# < 65 show relatively clear relations with major oxides (SiO₂, Al₂O₃, K₂O) and trace elements such as Ni, Cr. Crustal contamination can be identified by the correlation between ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and Mg#. At Mg# > 65 (Olivine differentiation) the isotope ratios start changing. The primitive components are computed based on the principle of olivine compensation. The computed results show that the critical pressure for Tholeiite melting was estimated from ~11.97-20.33 Kb (ca. 30 - 60 km deep) and the Alkaline melting pressure varies from ~16.87-34.93 Kb (corresponding to the depths of ~60 km to 100 km). The continuous range of melting pressures suggests two trends of tholeiitic and alkaline eruptions occur at various depths in the same magmatic source. High temperature and melting pressure of the primitive magma are dependent on partial melting pressure. Possibly, this process was triggered by the asthenosphere intrusion resulted from the closure of the Neo-Tethys following the India - Eurasia collision. This event has not only made the mantle hotter and easily melted but also triggered the opening of the marginal seas, including the East Vietnam Sea.

Keywords: East Vietnam Sea, Miocene - Pleistocene basalt, crustal contamination.

Đặc điểm địa hóa thạch học đá magma bazan...