

**BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO**

**VIỆN HÀN LÂM KHOA HỌC  
VÀ CÔNG NGHỆ VIỆT NAM**

**HỌC VIỆN KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ**  
-----



**Tên đề tài: TIẾN HÓA KIẾN TẠO VÀ ĐỘNG LỰC MANTI  
TRONG KAINOZOI VÙNG BIỂN NAM TRUNG BỘ**

**LUẬN ÁN TIẾN SỸ**

**HÀ NỘI – 2023**

**BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO**

**VIỆN HÀN LÂM KHOA HỌC**

**VÀ CÔNG NGHỆ VIỆT NAM**

**HỌC VIỆN KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ**

-----

**Tên đề tài: TIẾN HÓA KIẾN TẠO VÀ ĐỘNG LỰC MANTI TRONG  
KAINOZOI VÙNG BIỂN NAM TRUNG BỘ**

**LUẬN ÁN TIẾN SỸ**

**Chuyên ngành: Địa chất học**

**Mã số: 9.44.02.01**

**Người hướng dẫn khoa học:**

**Hà Nội – 2023**

## LỜI CAM ĐOAN

Tác giả xin cam đoan, đây là công trình nghiên cứu của bản thân tác giả. Các kết quả nghiên cứu và những kết luận trong luận án cũng như các tài liệu có liên quan đến luận án đã được công bố trong các tạp chí chuyên ngành và Hội thảo khoa học đều trung thực.

**Tác giả luận án**

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'Lê Đức Anh', written in a cursive style.

**Lê Đức Anh**

## LỜI CẢM ƠN

Luận án được Nghiên cứu sinh hoàn thành tại Học viện Khoa học và Công nghệ, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam. Nghiên cứu sinh xin bày tỏ lòng biết ơn sâu sắc nhất đối với TS. Phùng Văn Phách và PGS.TS. Nguyễn Hoàng đã hướng dẫn tận tình NCS trong suốt quá trình học tập, nghiên cứu và hoàn thành luận án.

Nghiên cứu sinh cũng xin chân thành cảm ơn sự giúp đỡ của Ban lãnh đạo cùng các phòng, ban thuộc Học viện Khoa học và Công nghệ; Ban lãnh đạo Viện Địa chất, Ban lãnh đạo Viện Địa chất và Địa vật lý biển đã giúp đỡ Nghiên cứu sinh trong suốt thời gian học tập và nghiên cứu.

Trong suốt thời gian thực hiện luận án, Nghiên cứu sinh đã nhận được những góp ý mang tính lý luận và chỉ dẫn rất bổ ích của hội đồng đánh giá luận án nghiên cứu sinh cũng như của các chuyên gia và bạn bè đồng nghiệp. Tác giả xin bày tỏ lòng biết ơn đối với sự quan tâm và giúp đỡ của TS. Đỗ Huy Cường, PGS.TS Nguyễn Như Trung, TS. Trần Tuấn Dũng, GS.TSKH. Renat Shakirov; GS.TSKH. Seminsky K.Zh; TSKH. Golozubov V.V; TSKH. Kasatkin S.R; TS. Malinovski A.I; TSKH. Migdisova N.A; Th.S Mai Đức Đông; Th.S Bùi Văn Nam; KS. Nguyễn Văn Điệp và nhiều đồng nghiệp khác

Nghiên cứu sinh xin chân thành cảm ơn các phòng thí nghiệm thuộc Viện Địa chất và Địa vật lý biển (IMGG), Viện địa chất (IGS), Viện Hải dương học Thái Bình Dương Liên Bang Nga (POI), Viện Địa chất Viễn Đông Liên Bang Nga (FEGI), Viện nghiên cứu vỏ Trái đất, phân viện Hàn lâm Khoa học Siberi, LB Nga, Sở Địa chất Nhật Bản đã tạo điều kiện thuận lợi, giúp phân tích mẫu và cung cấp các công cụ xử lý số liệu cho tác giả hoàn thành luận án này.

Cuối cùng, tác giả xin bày tỏ tình cảm và lòng biết ơn đối với người thân và gia đình và bè bạn đã khích lệ và chia sẻ trong nhiều năm qua.

Hà Nội, ngày      tháng      năm 2023

**Tác giả luận án**



**LÊ ĐỨC ANH**

## MỤC LỤC

MỞ ĐẦU.....	1
1.1. Vị trí vùng nghiên cứu trong bình đồ kiến tạo khu vực.....	6
1.1.1. Vị trí địa lý của khu vực nghiên cứu.....	6
1.1.2. Vị trí của vùng nghiên cứu trên bình đồ kiến tạo khu vực.....	7
1.2. Tổng quan địa chất vùng nghiên cứu.....	9
1.2.1. Địa chất, kiến tạo giai đoạn Kainozoi.....	9
1.2.2. Magma - kiến tạo.....	14
1.2.2.1. Đặc điểm magma - kiến tạo giai đoạn trước Kainozoi.....	14
1.2.2.2. Đặc điểm magma - kiến tạo giai đoạn Mesozoi muộn – Kainozoi sớm (Mesozoi muộn – Paleocen).....	16
1.2.2.3. Đặc điểm magma kiến tạo giai đoạn Eocen – Đệ Tứ.....	17
1.3. Các mô hình tiến hóa kiến tạo vùng Biển Đông trong Kainozoi.....	21
1.3.1. Mô hình hình thành Biển Đông do sự va chạm mảng Ấn Độ - Âu Á.....	21
1.3.2. Mô hình hình thành Biển Đông do sự hút chìm lớp vỏ đại dương Biển Đông cổ	21
1.3.3. Mô hình tổng hợp về sự hình thành Biển Đông của một số tác giả Pháp.....	23
1.3.4. Mô hình về sự hình thành Biển Đông của một số tác giả Việt Nam.....	24
1.3.5. Kết quả tổng hợp liên quan đến sự hình thành Biển Đông theo tài liệu dự án Quốc tế khám phá Đại Dương (IODP 349).....	25
1.4. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển Châu Á.....	27
1.4.1. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển theo kết quả nghiên cứu địa vật lý.....	27
1.4.2. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển theo kết quả nghiên cứu địa hóa.....	29
1.4. Các vấn đề còn tồn tại.....	31
CHƯƠNG II. CƠ SỞ LÝ LUẬN VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÁP NGHIÊN CỨU ...	32
2.1. Cơ sở lý luận.....	32
2.2. Cách tiếp cận.....	40
2.3. Nhóm các kỹ thuật sử dụng thực hiện luận án.....	40
2.2.1. Tổng hợp và phân tích số liệu.....	40
2.2.2. Nhóm kỹ thuật điều tra, khảo sát đo vẽ thực địa và thu thập mẫu.....	41
2.2.3. Xử lý mẫu phân tích.....	42
2.4. Phương pháp nghiên cứu.....	42
2.3.1. Một số phương pháp xác định trường ứng suất trong nghiên cứu địa chất.....	42
2.3.2. Xác định các khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực.....	43
2.3.3. Phương pháp tính toán thành phần magma nguyên thủy và xác định điều kiện nhiệt độ, áp suất.....	43

2.3.3.1. Nguyên lý chung của phương pháp xác định thành phần hóa học magma nguyên thủy .....	43
2.3.3.2. Hạn chế của phương pháp .....	44
2.3.3.3. Một số cập nhật mới .....	44
<b>CHƯƠNG III. ĐẶC ĐIỂM MAGMA, CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT VÀ KIẾN TẠO VÙNG NGHIÊN CỨU.....</b>	<b>47</b>
3.1. Khái quát chung.....	47
3.2. Hoạt động magma vùng nghiên cứu giai đoạn Kainozoi muộn .....	48
3.2.1. Diện phân bố, tuổi thành tạo đá bazan giai đoạn Miocen – Đệ Tứ .....	48
3.2.2. Đặc điểm thạch học, địa hóa bazan vùng nghiên cứu.....	53
3.2.2.1. Đặc điểm thạch học .....	53
3.2.2.1.1. Đặc điểm thạch học bazan ven biển và thềm lục địa vùng nghiên cứu .....	53
3.2.2.1.2. Đặc điểm thạch học bazan vùng Trũng sâu Biển Đông.....	61
3.2.2.2. Đặc điểm địa hóa bazan vùng nghiên cứu .....	65
3.2.2.2.1. Phân loại bazan vùng nghiên cứu .....	65
3.2.2.2.2. Đặc điểm thành phần nguyên tố chính của bazan .....	67
3.2.2.2.3. Đặc điểm thành phần nguyên tố vết và đất hiếm .....	70
3.2.2.2.4. Đặc điểm nguồn magma vùng nghiên cứu.....	72
3.2.2.2.5. Nguồn magma nguyên thủy.....	73
3.3. Đặc điểm cấu trúc địa chất .....	80
3.3.1. Đặc điểm biến dạng kiến tạo vùng nghiên cứu .....	84
3.3.1.1. Đặc điểm biến dạng kiến tạo vùng ven biển Nam Trung Bộ .....	84
3.3.1.1.1. Biến dạng uốn nếp diễn ra trước Kainozoi.....	84
3.3.1.2. Đặc điểm biến dạng kiến tạo thềm lục địa và vùng trũng sâu Biển Đông.....	86
3.3.1.2.1. Các cấu tạo uốn nếp trong các thành tạo Kainozoi trên thềm lục địa.....	86
3.3.1.2.2. Hệ thống đứt gãy thềm lục địa vùng nghiên cứu .....	87
3.3.2. Các giai đoạn phát triển địa chất và pha kiến tạo .....	91
3.3.2.1. Đặc điểm trường ứng suất kiến tạo vùng nghiên cứu trong các giai đoạn phát triển.....	91
3.3.2.1.1. Đặc điểm trường USKT giai đoạn cuối Mesozoi đầu Kainozoi khu vực nghiên cứu .....	96
3.3.2.1.2. Đặc điểm trường USKT Kainozoi khu vực nghiên cứu .....	96
3.3.2.2. Liên kết các pha kiến tạo cơ bản trong vùng nghiên cứu.....	102
<b>CHƯƠNG IV. ĐỘNG LỰC MANTI VÀ TIẾN HÓA KIẾN TẠO TRONG KAINOZOI .....</b>	<b>111</b>
4.1. Mô hình động lực manti và tiến hóa kiến tạo .....	111
4.1.1. Mối quan hệ giữa nhiệt độ, áp suất dung thể magma nguyên thủy và hệ số căng giãn thạch quyển.....	111
4.1.2. Nóng chảy tại đáy ranh giới thạch quyển - quyển mềm (đổi chuyển tiếp giữa manti và thạch quyển: LAB) .....	115

4.1.3. Mặt cắt cấu trúc manti thời điểm hiện tại trong vùng nghiên cứu.....	118
4.2. Mô hình tiến hóa địa động lực manti – thạch quyển khu vực ven biển Nam Trung Bộ và lân cận.....	120
4.2.1. Trước Eocen giữa (trước 45tr.năm) - Giai đoạn trước tách giãn.....	121
4.2.2. Eocen giữa – Oligocen sớm (45 - 33tr.n) - Giai đoạn tạo tách giãn.....	123
4.2.3. Oligocen sớm - Oligocen muộn (33 – 23 tr.năm trước) - Giai đoạn giãn đáy hình thành vỏ đại dương Biển Đông ở phía đông vùng nghiên cứu .....	125
4.2.4. Miocen sớm (khoảng 23 tr.n - 16 ±0.5 tr.năm) - Giai đoạn mở rộng lớp vỏ đại dương về phía thềm lục địa Việt Nam .....	129
4.2.5. Miocen giữa - Pliocen (từ 16±0,5 trn đến 5 tr.năm): Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa hình thành lớp phủ nền.....	132
4.2.6. Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ (5 tr.năm - 0 tr.năm) - Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa đơn .....	135
KẾT LUẬN.....	137
TÀI LIỆU THAM KHẢO .....	138

**DANH MỤC CÁC TỪ VIẾT TẮT**

Á KT: Á kinh tuyến

Á VT: Á vĩ tuyến

B: Bắc

BĐB – NTN: Bắc đông bắc – Nam tây nam

CIPW(Cross - Iddings - Pirsson - Washington): Hệ thống phân loại và đặt tên các loại đá magma.

Đ: Đông

ĐB - TN: Đông bắc – Tây nam

ĐGVĐĐVN: Đứt gãy Vách dốc Đông Việt Nam

ĐNA - Đông Nam Á

IODP - International Ocean Discovery Program: Chương trình Khảo sát đại dương quốc tế.

KTVL: Kiến tạo vật lý

LAB (Lithosphere Asthenosphere Boundary): Đới cấu trúc địa chất chuyển tiếp vỏ Trái đất - manti.

LK - Lỗ khoan

MC -Mặt Cắt

N: Nam

NTB: Nam Trung Bộ

T: Tây

TAS - Biểu đồ phân loại đá núi lửa dựa trên mối quan hệ giữa hàm lượng kiềm và hàm lượng silic.

TB - ĐN: Tây Bắc – Đông Nam

tt.%: Giá trị phần trăm tổng thể tích

TUS: Trường ứng suất

tr.năm: Triệu năm



## DANH MỤC HÌNH

Hình 1. 1. Vị trí khu vực nghiên cứu trên bình đồ kiến tạo khu vực Đông Nam Á theo Tapponnier và nnk (1982) .....	7
Hình 1. 2. Cấu trúc vỏ Trái Đất khu vực vùng biển Nam Trung Bộ và lân cận .....	8
Hình 1. 3. Các đơn vị cấu trúc kiến tạo cơ bản của vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận .....	10
Hình 1. 4. Mặt cắt với các mặt (S) điển hình trên vùng biển Nam Trung Bộ. Tuyến địa chấn RGN-03 .....	13
Hình 1. 5. Sơ đồ liên kết địa tầng các bể trầm tích và vùng trũng sâu Biển Đông theo Đỗ Bạt và nnk (2007, 2018) [30, 31], tài liệu dự án khoan sâu Đại Dương IODP 349 .....	14
Hình 1. 6. Kết quả tổng hợp các sự kiện kiến tạo chính diễn ra tại Đông Nam Á giai đoạn Mesozoi muộn – Kainozoi theo nhiều tác giả .....	18
Hình 1. 7. Mô hình và các giai đoạn mở Biển Đông theo (Briais et al., 1993) .....	22
Hình 1. 8. Mô hình kiến tạo mở Biển Đông theo Taylor và Hayes (1983) .....	23
Hình 1. 9. Mô hình mở biển theo một nhóm các nhà khoa học Pháp .....	24
Hình 1. 10. Mô hình động học thể hiện quá trình trượt và xoay của địa khối Đông Dương và mối quan hệ với sự mở Biển Đông .....	25
Hình 1. 11. Mô hình tiến hóa Biển Đông của nhóm tác giả thuộc dự án Khám phá Đại Dương Thế giới (IODP) .....	26
Hình 1. 12. Sơ đồ dịch chuyển dòng manti và dịch chuyển mảng Ấn Độ, Âu Á .....	29
Hình 2. 3. Các bước tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy .....	44
Hình 3. 1. Khu vực nghiên cứu trong bình đồ cấu trúc-kiến tạo ĐNA .....	48
Hình 3. 2. Sơ đồ phân bố các đá bazan Kainozoi muộn khu vực nghiên cứu và lân cận .....	50
Hình 3. 3. Biểu đồ tần suất xuất hiện phun trào núi lửa theo thời gian .....	52
Hình 3. 4. Núi lửa Cao Cát tại phía ĐB đảo Phú Quý .....	53
Hình 3. 5. Sơ đồ địa chất phần phía Nam thềm lục địa Biển Đông. Minh họa các vùng núi lửa từ Phú Quý đến nhóm núi lửa khu vực Hòn Tro (Ile des Cendres) và lân cận .....	54
Hình 3. 6. Bazan Ghềnh Đá Đĩa .....	54
Hình 3. 7. Biểu đồ phân loại CIPW của bazan khu vực Sông Cầu- Ghềnh Đá Đĩa, Khâm Đức – K’Bang- Vĩnh Sơn- Củng Sơn, và Vân Hoà – Vĩnh Sơn .....	55
Hình 3. 8. Bazan tholeit Vân Hoà .....	55
Hình 3. 9. Bazan tholeiite Khâm Đức và K’Bang .....	56
Hình 3. 10. Bazan á kiềm Ghềnh Yên .....	56
Hình 3. 11. Bazan kiềm (tại hải đăng) Ba Làng An và bazan kiềm Thạch Kỳ Điều Tầu (Sa Kỳ) .....	56
Hình 3. 12. Phân loại bazan theo thành phần khoáng vật mô hình CIPW khu vực Quảng Ngãi .....	57
Hình 3. 13. Bazan á kiềm đảo Lý Sơn là sản phẩm dung nham dòng chảy và sản phẩm phun nổ (núi Thới Lới) .....	57
Hình 3. 14. Biểu đồ phân loại bazan theo CIPW của bazan các khu vực Sóc Lu – Thống Nhất (Long Khánh, Đồng Nai) và lân cận .....	58

Hình 3. 15. Bazan kiềm và andesit-bazan Sóc Lu.....	58
Hình 3. 16. Bazan kiềm chứa bao thể siêu mafic manti Hàng Gòn.....	59
Hình 3. 17. Bazan kiềm và á kiềm mỏ đá Đất Đỏ; bazan kiềm, bazan á kiềm porphyr ....	59
Hình 3. 18. Biểu đồ phân loại bazan CIPW khu vực Bà Rịa – Vũng Tàu, đảo Phú Quý – Hòn Tro và TN Biển Đông .....	59
Hình 3. 19. Bazan tholeit và á kiềm ở đảo Phú Quý, tholeit và á kiềm.....	60
Hình 3. 20. Bao thể siêu mafic manti trong bazan Đảo Tro (mẫu tại Viện Địa chất HLKH LB Nga, chi nhánh Viễn Đông).....	60
Hình 3. 21. Mẫu bazan trong cột trầm tích tại rìa lục địa TN Trũng sâu Biển Đông .....	61
Hình 3. 22. Biểu đồ tổng hợp liên kết địa tầng trầm tích lỗ khoan theo tài liệu Chương trình Khám phá Đại Dương Thế giới IODP 349.....	62
Hình 3. 23. Đá bazan thu được tại lỗ khoan LK 1431-1-2, a: cột mẫu; b) thành phần khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực.....	63
Hình 3. 24. Thành phần khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực tại lỗ khoan U1431-3 (nguồn dữ liệu IODP); a,c,d - bazan; c - dolerit .....	64
Hình 3. 25. Bazan thu được tại lỗ khoan U1434; a: cột mẫu; b) dưới kính hiển vi phân cực .....	64
Hình 3. 26. Kiến trúc bazan lỗ khoan U1433 dưới kính hiển vi phân cực .....	65
Hình 3. 27. Biểu đồ TAS phân loại đá bazan trên cơ sở tương quan tổng kiềm ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) và $\text{SiO}_2$ .....	66
Hình 3. 28. Thành phần bazan trên biểu đồ An – Di – Fo – T .....	67
Hình 3. 29. Biểu đồ tương quan chỉ số magie ( $\text{Mg\#}=\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+})$ ) với các oxit chính ...	69
Hình 3. 30. Đặc điểm đường phân bố thành phần đất hiếm quy chuẩn chondrite và nguyên tố vết quy chuẩn manti nguyên thủy; cùng trường giá trị trung bình của bazan trũng Biển Đông.	72
Hình 3. 31. a) Biểu đồ tương quan tỷ số Th/Yb và Ta/Yb; b) Nb/Y và Zr/Y .....	73
Hình 3. 32. Biểu đồ quan hệ giữa $\text{Mg\#ol}$ và chỉ số Mg dung thể.....	74
Hình 3. 33. Biểu đồ quan hệ giữa chỉ số magie ( $\text{Mg\#}=\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+})$ ) với các oxit chính. ....	75
Hình 3. 34. Mô nhiệt áp dung thể nóng chảy và nguồn magma nguyên thủy hình thành bazan giai đoạn Kainozoi muộn trong khu vực nghiên cứu .....	78
Hình 3. 35. Sơ đồ độ sâu bề mặt Moho so với bề mặt nước biển.....	81
Hình 3. 36. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo của khu vực rìa lục địa Miền Trung Việt Nam và phụ cận .....	83
Hình 3. 37. a) Kết quả phân tích thể nằm nếp uốn; b) Điểm khảo sát phía tây Nha Trang .....	85
Hình 3.38. Đặc điểm phân bố khe nứt dọc theo ven biển vùng nghiên cứu từ Bình Định đến Bình Thuận.....	86
Hình 3. 39. Một số khu vực có uốn nếp điển hình trong trầm tích Kainozoi trên các MC địa vật lý (KC.09.07/16-20).....	87

Hình 3. 40. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo bề trầm tích Phú Khánh.....	88
Hình 3. 41. Mặt cắt đứt gãy Vách dốc Đông Việt Nam như ranh giới phía Tây của bề Phú Khánh .....	89
Hình 3. 42. Mặt cắt đứt gãy Vách dốc Đông Việt Nam tại khu vực phía Đông Đèo Cả, Phú Yên ...	90
Hình 3. 43. Đứt gãy trượt cắt thuận Bắc Biển Đông trong mô hình tiến hóa Biển Đông .	91
Hình 3. 44(a,b). Một số kết quả phân tích trường ứng suất tại các vị trí khảo sát trong vùng nghiên cứu.....	95
Hình 3. 45. Biểu hiện pha nén ép-trượt bằng với nén cực đại phương TB-ĐN tại điểm NT21 thuộc huyện Khánh Vĩnh, phía tây thành phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa.....	97
Hình 3. 46. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại điểm khảo sát NT64. .	98
Hình 3. 47. Vị trí điểm khảo sát NT50 tại vịnh Vũng Rô (a); Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại vị trí khảo sát (b).....	98
Hình 3. 48. Vị trí khảo sát NT07: Suối Mía, huyện Vĩnh Trường, tỉnh Ninh Thuận.....	99
Hình 3. 49. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại điểm khảo sát NT83 tỉnh Phú Yên .....	101
Hình 3. 50. Điểm khảo sát NT85 - Mỏ đá Dốc Súc-Phú Yên lộ đá bazan, thuộc phần chân của cao nguyên Vân Hòa. ....	101
Hình 3. 51. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại vị trí khảo sát NT32 phía bắc thành phố Nha Trang .....	101
Hình 3. 52. Đường cong dao động mực nước đại dương Thế giới .....	103
Hình 3. 53. Các hoạt động trượt phải - nghịch của hệ thống đứt gãy phương ĐB-TN tại khu vực phía Đông Qui Nhơn, với phương nén á vĩ tuyến (điểm NT 68 - Bán đảo Phương Mai).....	106
Hình 3. 54. Sơ đồ cấu trúc địa chất bề Phú Khánh.....	107
Hình 3. 55. Sơ đồ vị trí động đất trong trũng sâu Biển Đông năm 1965.....	110
Hình 4. 1. Mô hình tương quan nhiệt độ, áp suất và tách giãn thạch quyển.....	115
Hình 4. 2. Đặc điểm cấu trúc tầng manti trên theo vận tốc truyền sóng (km/s) khu vực Biển Đông và phụ cận,.....	117
Hình 4. 3. Sơ đồ phân đới tương khoáng vật theo kết quả thực nghiệm áp dụng tại khu vực Nam Trung Bộ và các đảo thềm lục địa .....	119
Hình 4. 4. Mô hình mặt cắt vận tốc sóng địa chấn (thời điểm hiện tại) .....	120
Hình 4. 5. Cấu trúc manti trên mô phỏng theo các quá trình tiến hoá theo thời gian tại khu vực nghiên cứu.....	122
Hình 4. 6. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn tạo rift (Eocene-Oligocene).....	124
Hình 4. 7. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 32 tr.n. trước: bắt đầu giãn đáy hình thành vỏ đại dương mới.....	127
Hình 4. 8. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 24 tr.n. trước (Cuối Oligocene).....	128

Hình 4. 9. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn $16 \pm 1$ tr.n. trước. Ngừng giãn đáy Biển Đông .....	131
Hình 4. 10. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 5tr.n. trước. Hoạt động phun trào núi lửa giai đoạn sớm tại thềm lục địa và ven biển Nam Trung Bộ.....	134
Hình 4. 11. Tình trạng Biển Đông giai đoạn hiện nay .....	136

**DANH MỤC BẢNG**

Bảng I. 1. Bảng tổng hợp kết quả phân tích tuổi tuyệt đối các đai mạch thuộc phức hệ Phan Rang và phức hệ Cù Mông .....	17
Bảng III. 1. Kết quả phân tích cổ ứng suất tại các vị trí khảo sát dọc ven biển vùng nghiên cứu theo chương trình khôi phục cổ ứng suất kiến tạo theo phương pháp Delvaux và Sperner (2003) .....	93
Bảng III. 2. Kết quả phân pha kiến tạo vùng nghiên cứu dựa trên số liệu phân tích của luận án và tài liệu tổng hợp từ kết quả các công trình nghiên cứu đã công bố .....	104

## MỞ ĐẦU

### 1. Tính cấp thiết của đề tài

Biển Đông là một biển rìa được hình thành trong giai đoạn Kainozoi, thuộc chuỗi các biển rìa lớn nhất thế giới, nằm kề cận với vành đai động Tây Thái Bình Dương. Sự độc đáo về vị trí địa lý, cấu trúc kiến tạo, hoạt động magma và quá trình tiến hóa của Biển Đông luôn thu hút sự chú ý của cộng đồng nhiều nhà khoa học trên thế giới thuộc nhiều lĩnh vực khác nhau, đặc biệt là kiến tạo, magma, địa động lực, sinh khoáng v.v. Nhiều vấn đề đã trở thành tâm điểm bàn luận của các nhà khoa học, trong đó nổi bật là vấn đề về cơ chế hình thành, tiến hóa kiến tạo và địa động lực.

Kiến tạo khu vực Biển Đông và lân cận có liên quan mật thiết đến sự di chuyển và tương tác của ba mảng Ấn Úc, Âu Á và Thái Bình Dương đã trở thành một vấn đề khoa học lý thú và đang tiếp tục nghiên cứu. Các dạng chuyển tải năng lượng đặc biệt, diễn ra trong manti kèm theo tương tác giữa các mảng làm biến dạng, gây mất cân bằng thạch quyển có vai trò quyết định vào việc tạo lập địa hình khu vực Đông Dương và đáy Biển Đông ngày nay.

Vùng biển Nam Trung Bộ và kề cận là nơi chuyển tiếp của địa khối Đông Dương ra đến vỏ đại dương Biển Đông. Đới đứt gãy kinh tuyến Vách Dốc Đông Việt Nam đóng vai trò ranh giới giữa lục địa Đông Dương và bồn địa Biển Đông được hình thành và biến cải trong Kainozoi. Nơi đây chính là vị trí ghi nhận rõ nét nhất các hoạt động kiến tạo, liên quan đến quá trình hình thành và phát triển Biển Đông.

Các nghiên cứu về lịch sử hình thành Trái đất đã chứng minh lực phát sinh do sự bất ổn định mang tính chu kỳ theo thời gian và không gian trong manti là nguồn động lực chính làm dịch chuyển mảng. Khi hai hay nhiều mảng dịch chuyển sẽ tương tác với nhau dưới dạng nén ép, trượt bằng hay tách giãn. Hoạt động nén ép giữa các mảng có thể là tương tác giữa mảng vỏ đại dương với mảng vỏ lục địa hình thành các đới hút chìm hoặc mảng vỏ lục địa với vỏ lục địa hình thành các đới hội tụ. Ngược lại, hoạt động tách giãn khi hai hoặc nhiều mảng dịch chuyển tách rời đã tạo nên các không gian sụt lún, bồn trầm tích lớn, hoặc hình thành các đại dương mới.

Động lực manti, di chuyển mảng, kiến tạo địa động lực và hoạt động magma, sinh khoáng luôn liên quan mật thiết với nhau. Việc liên kết, khâu nối các quá trình trong phạm vi Biển Đông và lục địa kề cận, hiện vẫn đang là một vấn đề đang được nghiên cứu, đặc biệt là vấn đề đánh giá vai trò của động lực manti và liên kết với các pha kiến tạo chính của khu vực cần được làm sáng tỏ. Trước những yêu cầu này nghiên cứu sinh

(NCS) lựa chọn đề tài: “*Tiến hóa kiến tạo và động lực manti trong Kainozoi vùng biển Nam Trung Bộ*”.

## **2. Đối tượng, phạm vi nghiên cứu:**

Đối tượng nghiên cứu của luận án là đặc điểm cấu trúc địa chất, đặc điểm thạch học và địa hóa thành tạo bazan giai đoạn Kainozoi muộn khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ. Kết quả nghiên cứu đạt được cho phép NCS xác định các giai đoạn phát triển cấu trúc kiến tạo, không gian phân bố, cơ chế địa động lực, đồng thời làm sáng tỏ mối liên quan giữa động lực manti; di chuyển mảng thạch quyển; hoạt động kiến tạo trong vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận.

Phạm vi khu vực nghiên cứu tập trung trong khung tọa độ địa lý: 108° 00' đến 112° 00' kinh độ Đông và 9° 00' đến 15°00' vĩ độ Bắc, và các khu vực kế cận, bao gồm lục địa Đông Dương, trũng sâu Biển Đông (Hình 1).

## **3. Mục tiêu nghiên cứu:**

- Nghiên cứu và xây dựng mô hình tiến hóa kiến tạo vùng Biển Đông và khu vực ven biển Nam Trung Bộ (Hình 1).
- Mối tương quan giữa tiến hóa cấu trúc kiến tạo và hoạt động magma trong khu vực.
- Xác định bản chất nguồn và đặc điểm động lực manti khu vực nghiên cứu.

## **4. Nội dung nghiên cứu:**

### 4.1. Nghiên cứu đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực nghiên cứu:

- + Nghiên cứu đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực thềm lục địa Nam Trung Bộ và phụ cận.
- + Nghiên cứu đặc điểm các pha kiến tạo chính trong khu vực và vai trò kiến sinh của chúng trong việc hình thành bình đồ cấu trúc địa chất của vỏ Trái đất, cũng như Thạch quyển khu vực nghiên cứu.

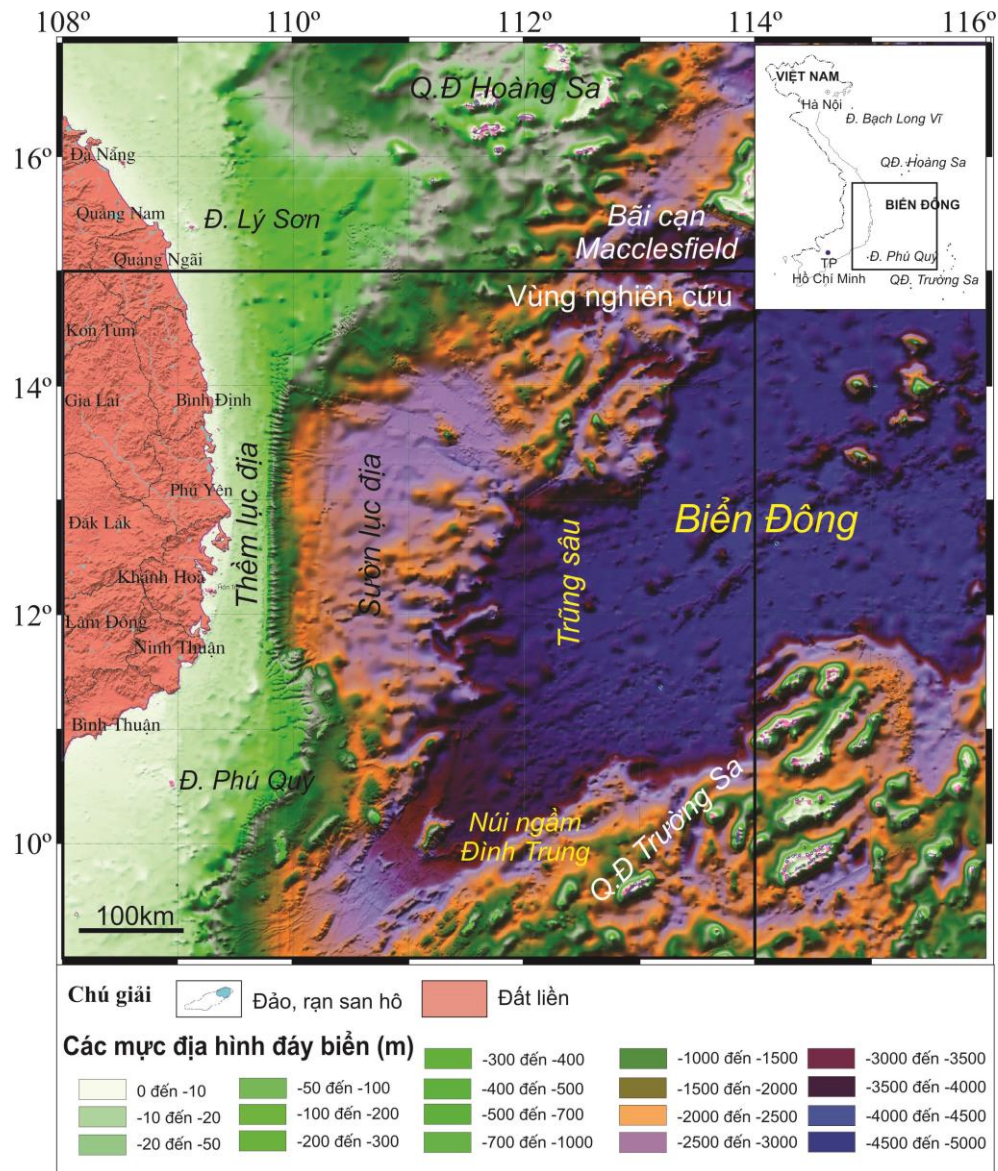
### 4.2. Nghiên cứu đặc điểm thạch học, địa hóa đá bazan, đặc điểm manti vùng nghiên cứu giai đoạn Miocen – Đệ Tứ:

- + Nghiên cứu diện phân bố, tuổi thành tạo đá bazan giai đoạn Miocen – Đệ Tứ.
- + Nghiên cứu đặc điểm thành phần khoáng vật đá bazan khu vực nghiên cứu.
- + Nghiên cứu đặc điểm hình thái và thành phần hóa học khoáng vật olivin và pyroxen xen trong các đá bazan.

+ Nghiên cứu đặc điểm thành phần nguyên tố chính, nguyên tố vết và đồng vị đá bazan vùng nghiên cứu.

+ Nghiên cứu đặc điểm địa hóa dung thể nóng chảy trong nguồn magma.

4.3. Xây dựng mô hình tiến hóa kiến tạo khu vực ven biển Nam Trung Bộ theo mối quan hệ giữa động lực manti và chế độ địa động lực khu vực.



Hình 1. Khu vực nghiên cứu trên bản đồ địa hình đáy biển

## 5. Luận điểm bảo vệ:

Luận điểm 1: Các hoạt động magma - kiến tạo Kainozoi khu vực nghiên cứu được chia thành sáu giai đoạn gồm: 1) Trước Eocen giữa (~ 45 tr.n.), giai đoạn trước tách giãn; 2) Eocen giữa – Oligocen sớm (45 - 33 tr.n), giai đoạn tạo tách giãn; 3) Oligocen giữa -



Oligocen muộn (33 – 23 tr.năm), giai đoạn giãn đáy hình thành vỏ đại dương Biển Đông giai đoạn sớm; 4) Miocen sớm (khoảng 23 tr.n - 16±0,5 tr.năm), giai đoạn mở rộng lớp vỏ đại dương tiến vào thềm lục địa Việt Nam; 5) Miocen giữa - Pliocen (từ 16±0,5 đến 5 tr.n.), giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa hình thành lớp phủ nền 6) Pliocen – Đệ tứ (từ 5 tr.n. đến 0 tr.n), giai đoạn sau tách giãn giải phóng năng lượng tàn dư dưới dạng phun trào núi lửa đơn.

Luận điểm 2: Khi mảng Ấn Độ va chạm vào Âu Á các vi mảng, khối cấu trúc địa chất Đông Nam Á biến dạng và dịch chuyển phía trên dòng manti nóng, có nhiệt độ cao hơn mức nhiệt trung bình manti toàn cầu và liên tục biến đổi theo thời gian. Do ảnh hưởng của hoạt động kiến tạo, thạch quyển Đông Nam Á liên tục bị căng giãn, trượt bằng, sụt lún và bị vát mỏng tuy nhiên các quá trình trên không đủ để phát sinh các lò magma cung cấp đủ lượng dung thể hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông và hoạt động phun trào núi lửa Miocen giữa – Đệ Tứ tại ven biển và thềm lục địa Nam Trung Bộ. Kết quả nghiên cứu của luận án đã chứng minh nguồn magma nêu trên được hình thành bởi các hoạt động diễn ra trong manti và được phản ánh thông qua chế độ động lực manti khu vực là các biểu hiện về sự thay đổi theo thời gian và không gian của dòng manti (mantle flow), sự thay đổi trạng thái nhiệt phân bố trong manti trên và đặc điểm nguồn magma (độ sâu, áp suất và nhiệt độ nóng chảy từng phần).

## **6. Các điểm mới của luận án:**

- Kết quả nghiên cứu của luận án đã chứng minh quá trình biến dạng và dịch chuyển các vi mảng, khối cấu trúc địa chất Đông Nam Á và vùng Biển Đông phát triển trên dòng manti nhiệt độ cao, kém ổn định về thời gian và không gian.

- Số liệu về tuổi, diện phân bố, đặc điểm thạch học, địa hóa bazan trong khu vực nghiên cứu đã làm sáng tỏ cơ chế hình thành nguồn magma giai đoạn Kainozoi muộn khu vực ven biển, thềm lục địa Nam Trung Bộ và vùng trũng sâu Biển Đông.

- Chế độ động lực manti biểu hiện thông qua sự thay đổi theo thời gian và không gian của dòng manti, sự thay đổi trạng thái nhiệt phân bố trong manti trên và đặc điểm nguồn magma (độ sâu, áp suất và nhiệt độ nóng chảy từng phần) là động lực tác động trực tiếp tới quá trình tiến hóa kiến tạo vùng nghiên cứu.

- NCS đã xây dựng được mô hình tiến hóa magma - kiến tạo vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận trên cơ sở các đặc điểm địa động lực và động lực manti. Mô hình đã thể hiện được sáu giai đoạn tiến hóa cấu trúc kiến tạo trong khu vực, đồng thời giải thích được mối liên hệ chặt chẽ giữa các biến cố xảy ra trong manti và vỏ Trái đất vào các giai đoạn Kainozoi- muộn trên vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận.

## 7. Cơ sở tài liệu của luận án:

Cơ sở tài liệu của luận án được trình bày cụ thể trong hai phụ lục: 1) Tổng hợp kết quả phân tích trường ứng suất tại các vị trí khảo sát (phụ lục 1) và 2) Tổng hợp kết quả phân tích địa hóa thành tạo bazan Kainozoi muộn vùng nghiên cứu (phụ lục 2).

– Các tài liệu thực tế khảo sát đo vẽ cấu trúc địa chất dọc ven biển từ Bình Định đến Ninh Thuận mà NCS trực tiếp tham gia khi thực hiện các đề tài cấp Nhà nước KC09.02/11-15 và KC09.07/16-20 thuộc chương trình nghiên cứu biển của Bộ KH&CN các giai đoạn 2011-2015 và 2016-2020. Đề tài KH&CN thuộc các hướng KH&CN ưu tiên cấp Viện Hàn lâm KHCNVN, mã số VAST06.04/17-18.

– Mẫu đá bazan và kết quả phân tích do NCS trực tiếp thu thập dọc ven biển, trên các đảo, thềm lục địa Nam Trung Bộ. Bộ mẫu đá núi lửa lưu trữ tại Viện Địa chất Viễn Đông, VHLKH LB Nga chi nhánh Viễn Đông, từ các chuyến khảo sát trên vùng Biển Việt Nam những năm 80 thế kỷ XX. Các mẫu đá núi lửa sau khi thu thập đã được gửi phân tích tại các cơ sở uy tín bao gồm:

– Phân tích thành phần nguyên tố chính tại Viện Địa chất, Viện Hàn lâm KH&CN Việt Nam; Sở Địa chất Nhật Bản, Viện Địa chất Viễn Đông thuộc Phân Viện Viễn Đông Viện HLKH LB Nga.

– Phân tích thành phần nguyên tố vết, đất hiếm tại Sở Địa chất Nhật Bản.

– Phân tích thành phần hóa học khoáng vật olivin và pyroxen tại Viện Địa chất Viễn Đông thuộc Phân viện Viễn Đông Viện HLKH LB Nga.

– Kết quả phân tích tài liệu địa vật lý là sản phẩm của các đề tài KC09.02/11-15 và KC09.07/16-20, KC09.31/16-20 và KC09.33/16.20 Chương trình: “Nghiên cứu KH&CN phục vụ quản lý biển, hải đảo và phát triển kinh tế biển”. Mã số: KC.09/11-15 và KC.09/16-20.

– Các bài báo khoa học liên quan đến nội dung luận án bao gồm các bài báo NCS là tác giả chính và đồng tác giả công bố trên các Tạp chí khoa học, Hội nghị khoa học trong nước và quốc tế.

## 8. Cấu trúc của luận án

Cấu trúc luận án ngoài phần mở đầu và kết luận bao gồm các chương:

- Chương I. Tổng quan địa chất vùng nghiên cứu
- Chương II. Cách tiếp cận, kỹ thuật sử dụng và phương pháp nghiên cứu.
- Chương III. Đặc điểm magma, cấu trúc địa chất và kiến tạo vùng nghiên cứu
- Chương IV. Đặc điểm động lực manti và tiến hóa kiến tạo vùng nghiên cứu

## CHƯƠNG I. TỔNG QUAN ĐỊA CHẤT VÙNG NGHIÊN CỨU

### 1.1. Vị trí vùng nghiên cứu trong bình đồ kiến tạo khu vực

#### 1.1.1. Vị trí địa lý của khu vực nghiên cứu

Biển Đông nằm kẹp giữa lục địa Đông Nam Á và chuỗi các đảo từ Đài Loan ở phía bắc, đến Borneo ở phía nam, thuộc rìa tây Thái Bình Dương. Biển Đông được coi là biển rìa lớn thứ ba trên thế giới, có diện tích mặt nước khoảng 3.560.000km<sup>2</sup>. Độ sâu trung bình của Biển Đông khoảng 1.140m, điểm sâu nhất đạt tới 5.567m, thuộc về hẻm vực Manila. Trùng sâu trung tâm Biển Đông hình thành vào Kainozoi, được coi là một biển rìa thực thụ, hình thành từ 33 đến 16±0,5tr.n trước (Briaies et al., 1993; Li et al., 2015) [1,2]. Từ 5 tr.n trước đến ngày nay, Biển Đông mang đặc điểm một biển rìa thụ động và bị co hẹp dần do một phần ở phía đông bị hút chìm và tiêu biến dưới các đảo của Philippin, dọc theo hẻm vực Manila.

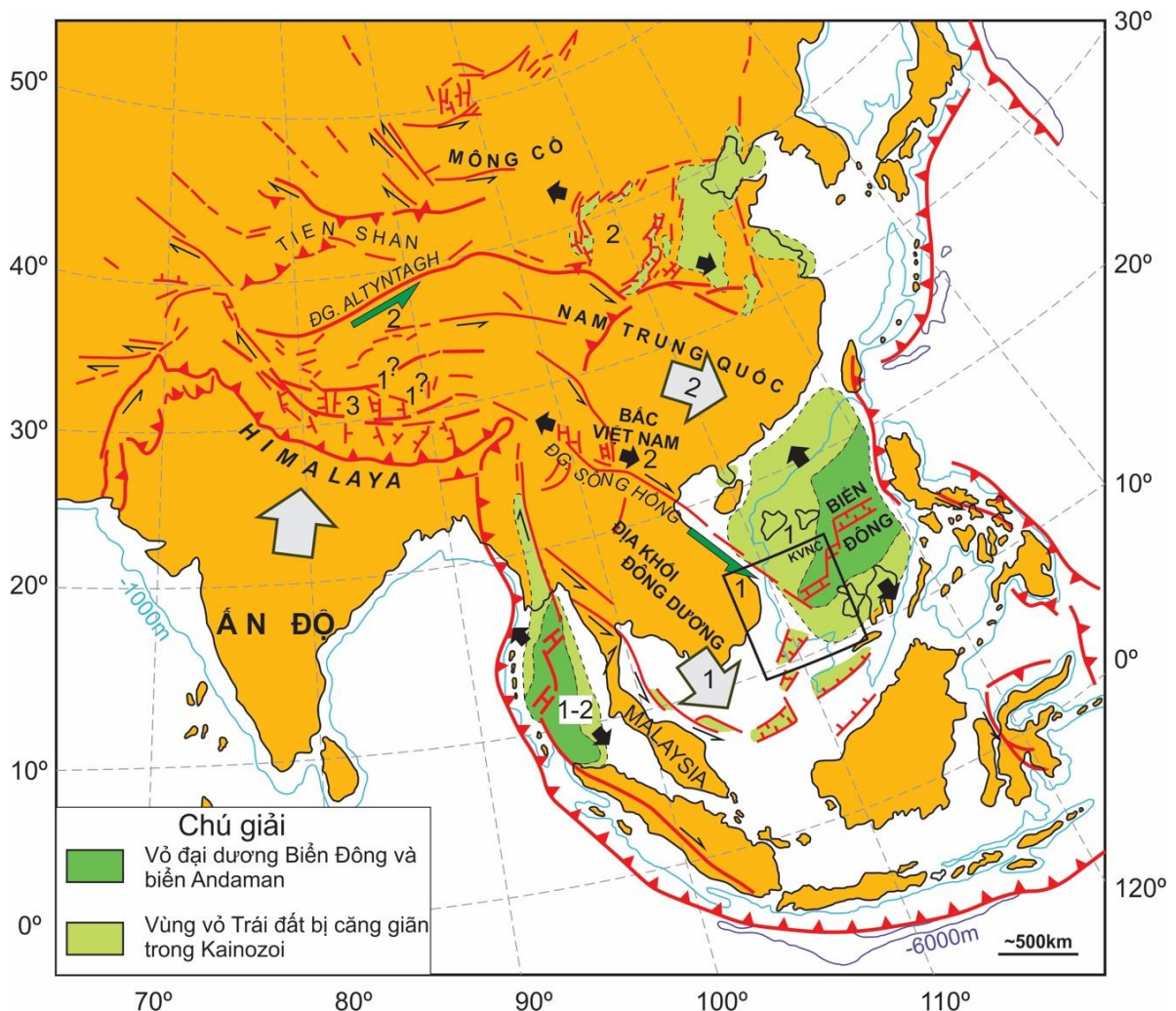
Khu vực nghiên cứu của luận án thuộc rìa tây Biển Đông, gồm các yếu tố lục địa, thềm lục địa, sườn lục địa và một phần vùng trùng sâu Biển Đông. Phần lục địa của vùng nghiên cứu thuộc địa phận các tỉnh: Bình Định, Phú Yên, Khánh Hòa, Ninh Thuận, Bình Thuận địa hình bao gồm đồng bằng ven biển và núi thấp (độ cao khoảng 200m so với mực nước biển). Các miền đồng bằng có diện tích không lớn do các dãy núi phía tây trải dọc theo hướng nam tiến dần ra sát biển và có hướng thu hẹp dần diện tích lại. Đồng bằng chủ yếu do sông và biển bồi đắp, thường bám sát theo các chân núi. Thềm lục địa tại khu vực thuộc các tỉnh Bình Định, Phú Yên, Khánh Hòa, Ninh Thuận, (từ vĩ độ 11<sup>0</sup>48' đến 14<sup>0</sup>00' vĩ độ bắc) có bề ngang rất hẹp, trung bình khoảng 40km. Trong đó chỗ rộng nhất là 60km (thuộc tỉnh Bình Định), chỗ hẹp nhất đạt 20km (tại Đèo Cả, Phú Yên). Trên bản đồ địa hình, đường đẳng sâu -200m nước là ranh giới tự nhiên của thềm lục địa khu vực này. Ra khỏi ranh giới này về phía đông độ sâu đáy biển tăng đột ngột từ -200m đến -2500m, tạo một vách dốc nổi rõ trên nền địa hình. Về phía nam vĩ độ 11<sup>0</sup>48'N thềm lục địa thay đổi theo hướng đông bắc - tây nam và mở rộng nhanh chóng với bề ngang khoảng 200km. Vùng sườn lục địa có độ sâu dao động trong khoảng -2500m – -3500m có xu thế mở rộng trái ngược với thềm lục địa. Phần phía bắc được mở rộng, chỗ rộng nhất lên tới trên 300km thuộc tỉnh Bình Định (Hình 1).

Trùng sâu Biển Đông có địa hình tương đối bằng phẳng, độ sâu dao động -3500m - -5000m. Địa hình có xu thế bị thu hẹp về phía tây nam khi tiến vào thềm lục địa Việt Nam. Tại đây xuất hiện dải núi ngầm nhô cao trên 1000m, dọc theo trục của lõm địa hình và kết thúc tại vị trí núi ngầm Đình Trung. Núi ngầm này tạo nên một ranh giới tự nhiên

giữa hai khu vực Đông bắc và Tây Nam: phía tây nam địa hình đáy biển gồ ghề hơn, phân dị hơn, còn về phía đông bắc đáy biển ổn định dần, với bề mặt khá bằng phẳng, chuyển vào khu vực trũng nước sâu Biển Đông với vỏ đại dương.

### 1.1.2. Vị trí của vùng nghiên cứu trên bình đồ kiến tạo khu vực

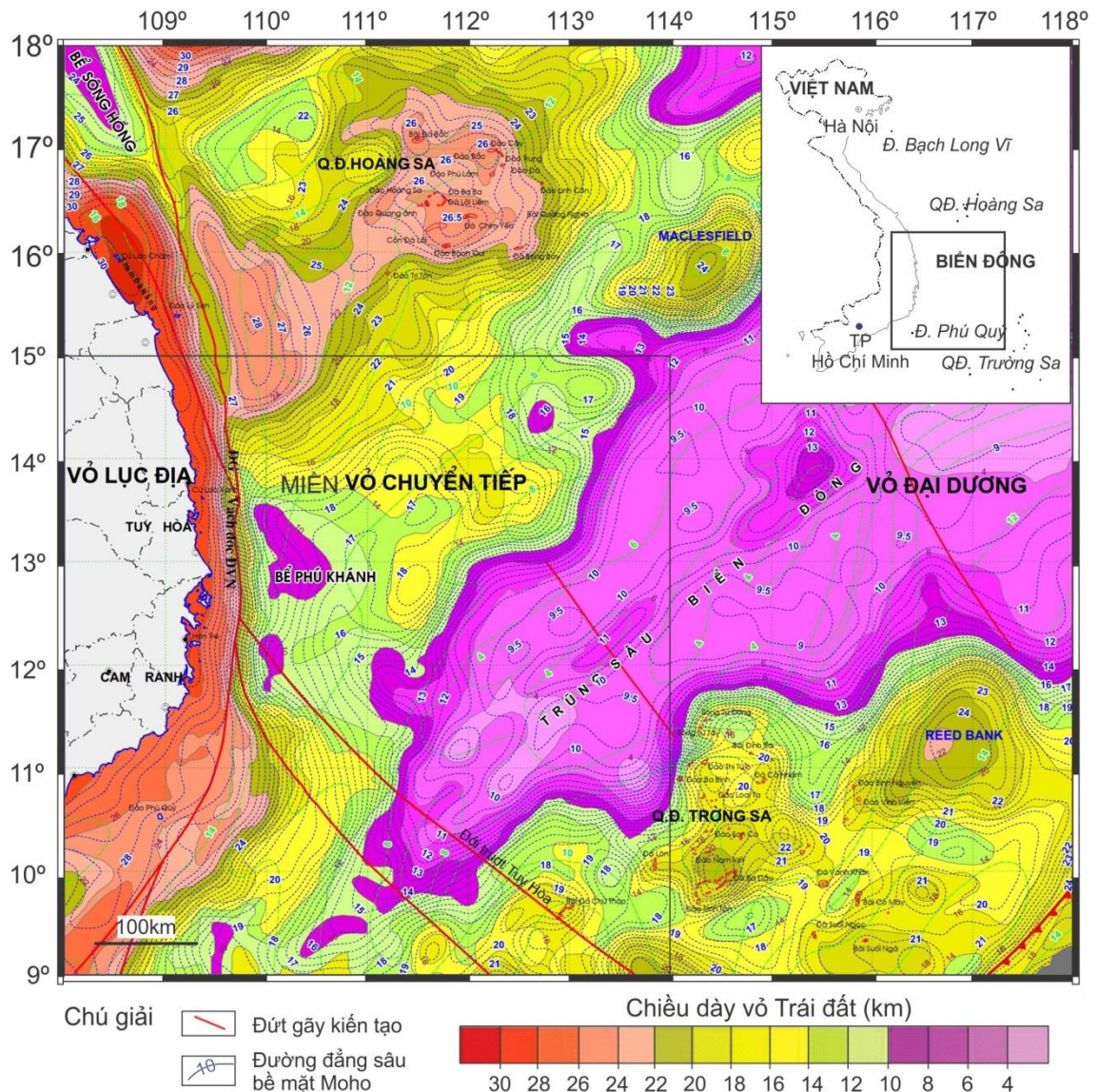
Cấu trúc địa chất của khu vực biển Nam Trung Bộ và kế cận là hệ quả của một quá trình vận động, tiến hóa phức tạp của các mảng kiến tạo trong khu vực châu Á và Thái Bình Dương. Trọng tâm của các quá trình tiến hóa kiến tạo trong giai đoạn Kainozoi của khu vực Đông Nam Á là hoạt động trượt bằng trái của hệ thống đứt gãy khu vực, phương TB - ĐN và sự hình thành giãn đáy tạo vỏ đại dương Biển Đông (Hình 1.1).



Hình 1. 1. Vị trí khu vực nghiên cứu trên bình đồ kiến tạo khu vực Đông Nam Á theo Tapponnier và nkk (1982) [4]

Vỏ đại dương Kainozoi Biển Đông được hình thành một mặt kéo theo sự lún chìm phân rã của một bộ phận không nhỏ rìa lục địa châu Á (như các quần đảo Trường Sa và

Hoàng Sa), mặt khác nó tách và đẩy một số mảnh vỏ lục địa trôi dạt về phía ĐN, gắn kết vào chuỗi các đảo ở đó (khối Bắc Palawan), tạo nên dãy đảo phía ngoài, ngăn cách Biển Đông với mảng đại dương Thái Bình Dương (Hình 1.2). Bối cảnh kiến tạo của Biển Đông có sự khác biệt cơ bản ở các bờ Bắc, Nam, Tây và Đông, bao gồm rìa thụ động ở phía bắc, rìa hội tụ tích cực ở phía đông, trượt bằng ở phía tây và rìa nam là một vùng rộng lớn kết hợp giữa các mảng vỏ trôi trượt bị vát mỏng Trường Sa - Tư Chính - Vũng Mây và đôi hút chìm cổ Borneo – Palawan ở phía trước.



Hình 1. 2. Cấu trúc vỏ Trái Đất khu vực vùng biển Nam Trung Bộ và lân cận [4]

Phía tây Biển Đông là rìa lục địa hẹp và có cấu trúc phức tạp với sự hiện diện của đới trượt bằng Vách Dốc Đông Việt Nam (VDĐVN). Vào giai đoạn cuối của quá trình hình thành Biển Đông đứt gãy VDĐVN đã đóng vai trò như một role kiến tạo, điều chỉnh

lại ứng suất căng giãn của phần phía tây Biển Đông (Hayes and Nissen, 2005) [5]. Hoạt động này làm cho rìa lục địa ở phía tây có kiểu động lực trượt bằng và tạo nên các sụt lún mạnh mẽ, làm cho thềm lục địa rất hẹp, nhưng sườn lục địa lại khá rộng và địa hình phức tạp. Đặc biệt quá trình trượt bằng và trượt ngang của diễn ra tại đây đã làm vỏ Trái đất bị căng giãn, vát mỏng (Savva et al., 2016) [6]. Các đơn vị cấu trúc của khu vực nghiên cứu được phát triển trên nền của 3 miền vỏ Trái đất là: 1) miền vỏ lục địa, 2) miền vỏ chuyển tiếp và 3) miền vỏ đại dương.

Các cấu trúc vùng biển Nam Trung bộ và kề cận nằm trên rìa thụ động tây Biển Đông, nơi có vỏ Trái đất đã bị làm mỏng đi đáng kể, với bề dày dao động trong khoảng 16km đến 24km. Độ sâu trung bình mặt Moho khoảng 20km. Các đơn vị cấu trúc chính của khu vực biển Nam Trung bộ và kề cận bao gồm: (1) phần phía nam của miền vông Bắc Hoàng Sa - Nam Hải Nam; (2) phần cuối tây nam của đới phân dị Hoàng Sa - Maclesfield; (3) Miền vỏ chuyển tiếp Phú Khánh; (4) Phần cuối đông nam của bể Sông Hồng; (5) phần cuối tây nam của đới nâng Tri Tôn; (6) Đới trượt Tuy Hòa; (7) Thềm Phan Rang. Xa hơn về phía nam, tây nam là bể Cửu Long, đới nâng Côn Sơn, đới phân dị đông bắc bể Nam Côn Sơn và trũng Đình Trung, là phần máng trũng sâu nối dài từ trũng sâu Biển Đông về phía tây nam. Bản thân vỏ đại dương Biển Đông lại được phân chia thành 3 phụ bể khác nhau là phụ bể Bắc, phụ bể Đông và phụ bể Tây Nam (Hình 1.3).

## **1.2. Tổng quan địa chất vùng nghiên cứu**

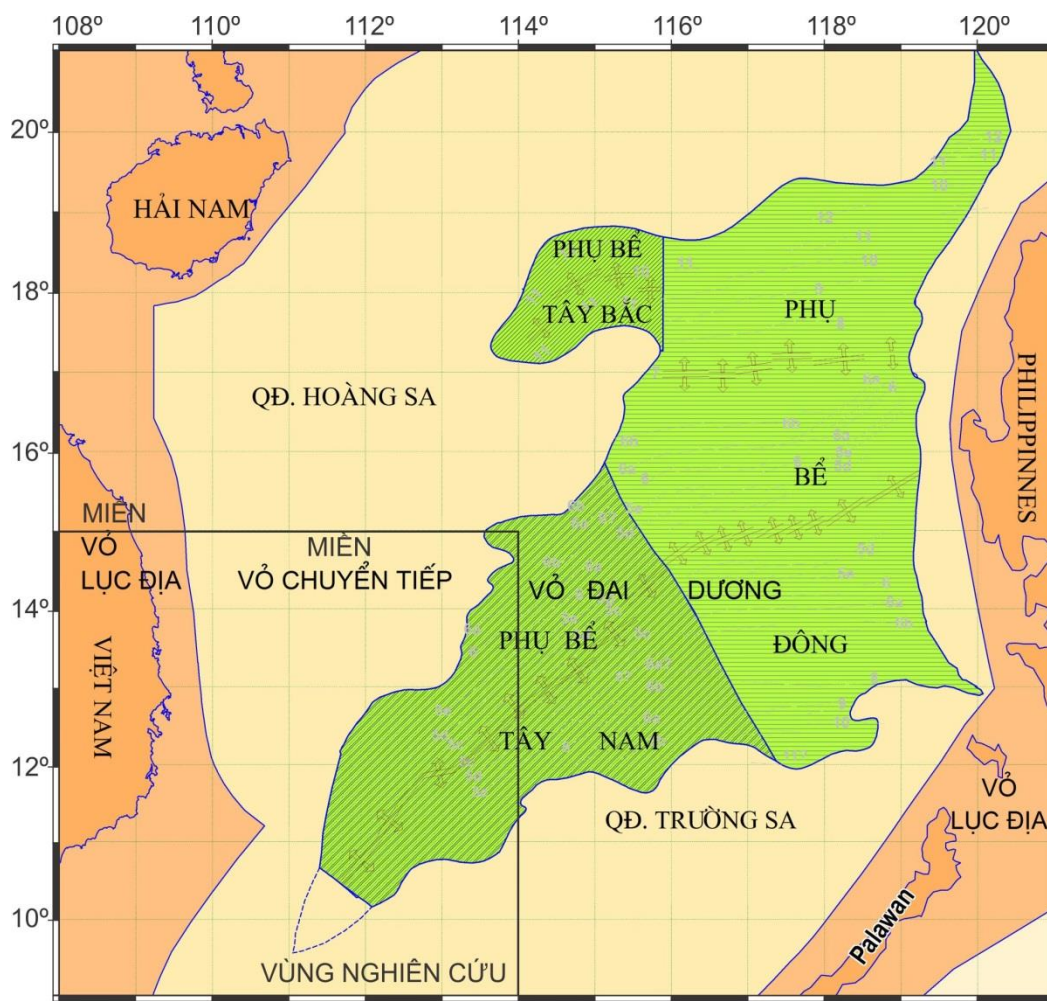
### **1.2.1. Địa chất, kiến tạo giai đoạn Kainozoi**

Lịch sử kiến tạo toàn lãnh thổ Việt Nam được đề cập trong nghiên cứu của tác giả Nguyễn Xuân Tùng và Trần Văn Trị (1992); Nguyễn Xuân Bao và nnk (2001); Trần Văn Trị và Vũ Khúc (2009) [7,8,9]. Trong những công trình nghiên cứu, các tác giả luận giải lịch sử tiến hóa dựa trên các kết quả nghiên cứu về thạch học, địa hóa xác định các tổ hợp thạch kiến tạo và giải thích sự hình thành trên quan điểm động học của thuyết kiến tạo mảng. Kết quả là các tác giả đã khái quát đặc điểm kiến tạo - địa động lực Việt Nam trải qua 6 vĩ kỳ đó là: 1) Meso - Neoarkei; 2) Paleoproterozoi - Neoproterozoi giữa; 3) Neoproterozoi muộn - Silur; 4) Devon - Permi giữa; 5) Permi muộn - Jura giữa; 6) Jura muộn - Kainozoi.

Các kết quả nghiên cứu từ những công trình đã công bố cho thấy tiến hóa kiến tạo khu vực ĐNA trong Kainozoi có thể chia làm 3 giai đoạn chính:

1) Giai đoạn sớm Paleocen - Eocen (khoảng 50 - 45 tr.n trước) bắt đầu bởi sự phá vỡ thế cân bằng Paleogen (Tapponnier et al., 1982, 1986; Hall, 1996, 2002) [3,10,11,12].

Quá trình va đảy của lục địa Ấn Độ vào Châu Á đã đóng lại biển Tethys, làm vỏ Trái Đất dày lên ở Tây Tạng và đồng thời tạo nên một loạt các trượt ngang-trái dọc theo các đới đứt gãy lớn như Ailaoshan - Sông Hồng, Maoping - Sông Hậu, Three Pagoda... làm cho khối lục địa Đông Dương di chuyển về phía đông nam kèm theo xoay theo chiều kim đồng hồ tới  $16^0$ , tương ứng với biên độ dịch chuyển ngang của đứt gãy Sông Hồng là khoảng 700km và của đứt gãy Sông Hậu là 200 km (Huchon et al., 1994; Leloup et al., 1995, 2001) [13, 14, 15].



Hình 1. 3. Các đơn vị cấu trúc kiến tạo cơ bản của vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận [5]

2) Giai đoạn Eocen muộn – Miocen giữa (khoảng  $45 - 16 \pm 0,5$  tr.n) với sự kiện nổi bật là quá trình tách giãn vỏ, hình thành vỏ đại dương Biển Đông. Thời gian hình thành vỏ đại dương xảy ra từ 33 tr.n đến  $16 \pm 0,5$  tr.n trước (Briaies et al., 1993; Li et al., 2015; Holloway, 1981; Taylor and Hayes., 1983; Li et al., 2014; Liu et al., 2014) [1, 2, 16, 17, 18, 19].

3) Giai đoạn Miocen muộn – hiện đại ( $16 \pm 0,5 - 0$  tr.n). Sự biến đổi trong mối tương tác của mảng Ấn Độ và Châu Á vào cuối Kainozoi đã làm ảnh hưởng đến hướng chuyển dịch của các mảng (Tapponnier et al., 1982; Hall., 2002; Morley, 2002,2007) [3, 11, 20,21] các đứt gãy lớn phương TB - ĐN như Sông Hồng có xu hướng chuyển sang dịch phải.

Các nghiên cứu về biến dạng Kainozoi đã xác định hai pha kiến tạo cơ bản liên quan mật thiết đến các đứt gãy trượt bằng lớn phương TB - ĐN. Pha kiến tạo trượt bằng sớm với trục ép nén phương á vĩ tuyến, trong khi đó pha muộn có phương nén là á kinh hay BĐB - NTN ( $10 - 30^0$ ).

Ở khu vực Nam Trung Bộ các đứt gãy phương ĐB – TN như Tuy Hòa - Dầu Tiếng, Nha Trang - Tánh Linh... đóng vai trò như các đứt gãy cộng ứng với các đứt gãy phương TB - ĐN hoạt động mạnh mẽ trong cả hai pha kiến tạo với phương trượt ngược nhau, tức là trượt phải vào pha sớm và trượt trái vào pha muộn. Hoạt động kiến tạo đã làm địa hình khu vực Tây Nguyên và Nam Trung Bộ bị nâng lên liên tục, kèm theo sự xuất hiện núi lửa rầm rộ vào giai đoạn Miocen (giữa - muộn) – Đệ Tứ (Rangin et al., 1995<sup>a</sup>, 1995<sup>b</sup>; Roques et al., 1997; Vuong and Hoai, 2019) [22,23, 24, 25]. Trong khi đó, tại thềm lục địa quá trình sụt lún xảy ra mạnh mẽ. Sự sụt lún của các bể trầm tích được tạo nên bởi hai yếu tố là tách giãn vỏ Trái Đất giai đoạn đầu và sụt lún nhiệt giai đoạn sau (Savva et al., 2016; Fyhn et al., 2009<sup>b</sup>; Franke, 2013; Franke et al., 2013) [6, 26, 27, 28]. Vào giai đoạn sớm, qui mô tách giãn - sụt lún phụ thuộc vào bề dày ban đầu và mức độ căng giãn của vỏ Trái đất, trong khi vào giai đoạn sau nó chỉ phụ thuộc vào trạng thái của vòm nhiệt (sụt lún nhiệt xảy ra khi vỏ Trái đất có xu hướng khôi phục lại trạng thái trước căng giãn của nó) (Allen and Allen, 1990) [29].

Tài liệu minh giải các mặt cắt địa chấn được thực hiện tại Viện Dầu Khí Việt Nam thuộc đề tài KC09.07/16-20 đã xác định các ranh giới địa chấn địa tầng và các đặc điểm về hình thái của chúng (Hình 1.4). Kết quả đạt được đã xác định 5 bề mặt bất chỉnh hợp (S1 – S5) và 6 tầng cấu trúc (T1 – T6) trong vùng nghiên cứu. Đặc điểm 5 bề mặt ranh giới bất chỉnh hợp tương ứng 5 tầng cấu trúc (không tính tầng đá móng) được trình bày cụ thể như sau:

*Ranh giới S1* (bề mặt móng âm học hay móng kết tinh) là ranh giới phân chia thành tạo trầm tích Kainozoi nằm phía trên và các thành tạo trước Kainozoi nằm dưới. Bề mặt S1 nằm ở phần đáy của tầng trầm tích tuổi Oligocene (khoảng 36 tr.n). Đặc trưng của bề mặt ranh giới S1 là chia trường sóng địa chấn thành hai phần khác biệt theo chiều thẳng đứng. Phần phía trên bề mặt thường thể hiện rõ tính phân lớp là các thành tạo trầm tích



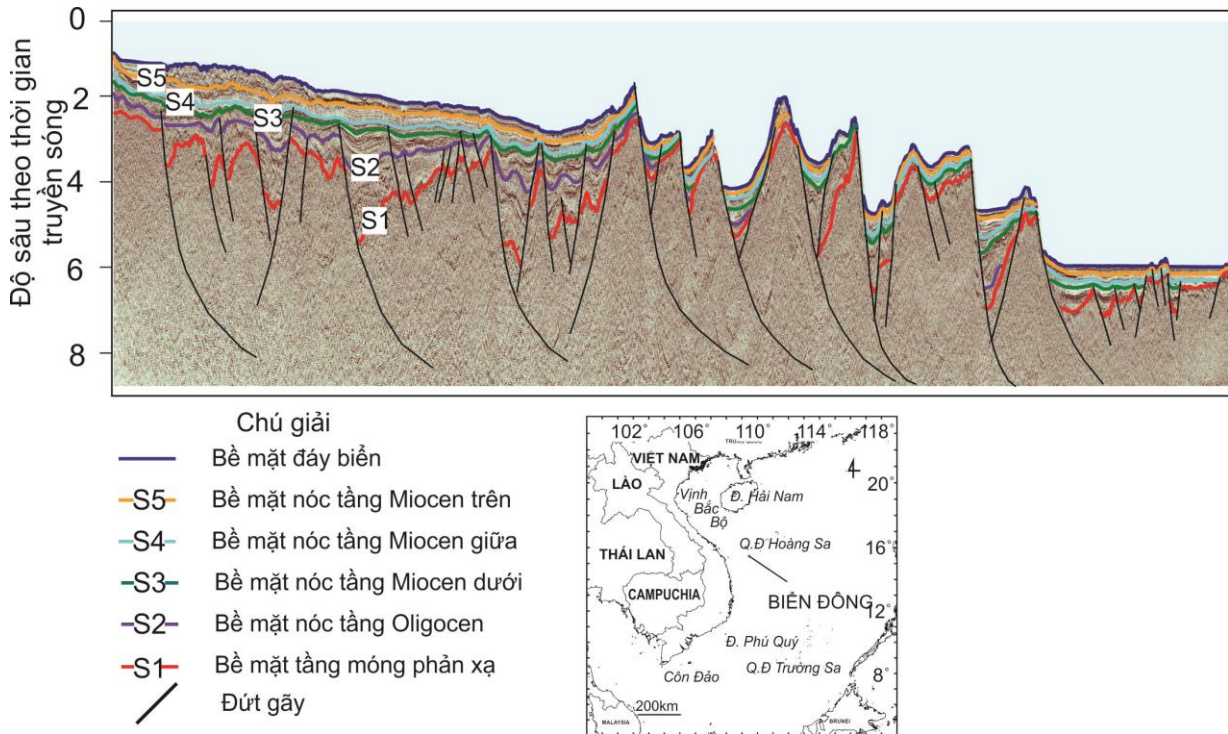
Kainozoi. Phần phía dưới là tầng đá móng kết tinh hình thành trước Kainozoi có trường sóng tự do không theo quy luật. Trên mặt cắt địa chấn bề mặt S1 thường được qui ước là đường màu đỏ.

2) *Ranh giới S2* là nóc của Oligocene hay bề mặt đáy bào mòn cắt xén (BU-Break up Unconformity), có tuổi khoảng 30 tr.năm. Ranh giới phân chia mặt cắt địa chấn thành hai phần. Phần dưới là các trường sóng hỗn độn, các trục truyền sóng không đồng pha đôi chỗ bị cắt xén. Phần trên lấp đầy các địa hào trường sóng gồm các trục đồng pha nằm thoải, khá liên tục. Tại khu vực Trũng Sâu Biển Đông, nơi có lớp vỏ đại dương, không xác định được bề mặt S2. Trên mặt cắt địa chấn, ranh giới S2 ký hiệu màu tím.

3) *Ranh giới S3* là bề mặt nóc Miocene dưới, có tuổi khoảng 15,5 tr.n, hay còn có tên MMU (Middle Miocene Unconformity). Phần dưới bề mặt phản xạ tương đối mạnh, hiện rõ tính phân lớp với các trục đồng pha khá liên tục. Phần trên trường sóng đứt đoạn, kém quy luật và phản xạ yếu. Ở đới lún chìm trung tâm của các bể trầm tích, nằm dưới ranh giới S3 các tầng đất đá bị uốn nếp, tạo thành các đới nhô và đới sụt phức tạp. Bề mặt S3 được dùng làm ranh giới phân cách các tầng trầm tích Kainozoi, chúng đánh dấu giai đoạn chuyển đổi từ chế độ kiến tạo hoạt động sang chế độ ngưng nghỉ. Trên mặt cắt địa chấn, ranh giới S3 ký hiệu màu xanh lá cây.

4) *Ranh giới S4* là bề mặt nóc Miocene giữa cách đây khoảng 10,4 tr.năm. Bề mặt S4 đánh dấu giai đoạn biến thoái, mang tính khu vực. Trên các mặt cắt địa chấn trong vùng nghiên cứu ranh giới S4 chia cắt thành hai vùng có trường sóng khác biệt. Phía dưới mặt ranh giới trường sóng có đặc điểm đứt đoạn, kém quy luật, phía trên hiện rõ tính phân lớp với các trục đồng pha khá liên tục. Phần dưới là các thành tạo Miocene giữa được đặc trưng bởi sự phong phú trầm tích Dòng cuộn, hình thành trong điều kiện trượt lở ngầm dưới đáy biển. Càng về phía trũng sâu Biển Đông, trường sóng càng liên tục phản ánh cấu trúc trầm tích ổn định dần. Trên mặt cắt địa chấn, ranh giới S4 ký hiệu màu xanh da trời.

5) *Ranh giới S5* là bề nóc Miocene trên, có tuổi khoảng 5,2 tr.năm. Bề mặt S5 là bề mặt bào mòn mãnh liệt, kéo dài, làm bề mặt địa hình cổ bị san phẳng mang tính khu vực trên phần lớn diện tích các bể trầm tích. Về đặc điểm sóng phản xạ địa chấn, S5 là bề mặt phân chia các trường sóng thành phần dưới, gồm các trục đồng pha uốn cong bị bào mòn cắt xén, san phẳng ở các đới nâng và phần trường sóng phân lớp nằm ngang ở phía trên. Trên mặt cắt địa chấn, ranh giới S5 ký hiệu màu da cam.



Hình 1. 4. Mặt cắt với các mặt (S) điển hình trên vùng biển Nam Trung Bộ. Tuyến địa chấn RGN-03 [5]

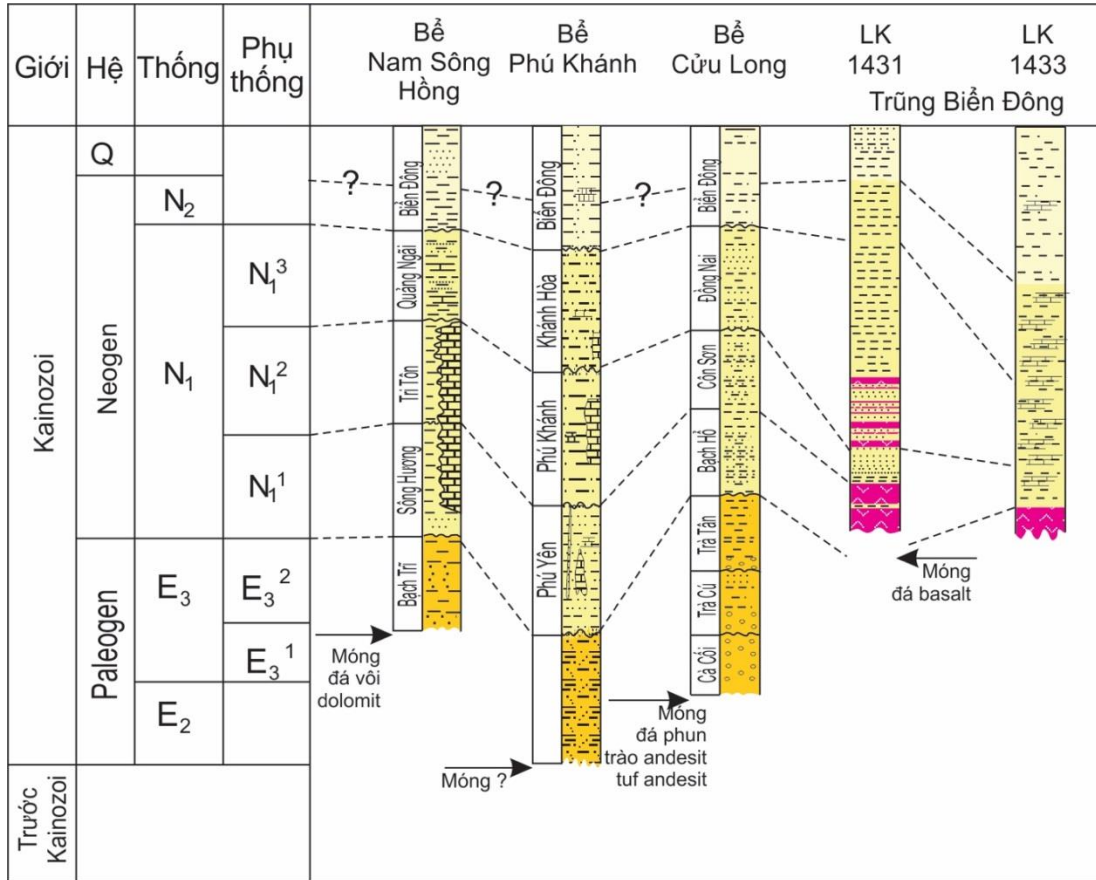
Xen giữa 5 bề mặt ranh giới là năm tầng cấu trúc (hay nhịp trầm tích) như sau:

- Tầng T1 = Eocene – Oligocene nằm kẹp giữa S1 và S2.
- Tầng T2= Miocene dưới, nằm kẹp S2 và S3.
- Tầng T3 = Miocene giữa, nằm kẹp giữa S3 và S4.
- Tầng T4= Miocene trên, nằm kẹp giữa S4 và S5.
- Tầng T5 = Pliocene - Đệ Tứ, nằm kẹp giữa S5 và đáy biển.

Các tầng T1 và T2 được cho là đồng tách giãn (synrift) các tập T3-T5 là các trầm tích sau tách giãn (post-rift).

Các giai đoạn hoạt động kiến tạo được đặc trưng bởi các tầng trầm tích khác nhau, ngăn cách trên và dưới bởi các mặt bất chỉnh hợp khu vực rõ nét. Việc liên kết các địa tầng khu vực giữa các bể trầm tích trên biển với nhau giúp nhà nghiên cứu có được bức tranh tổng quát về những nét chung nhất trong hoạt động kiến tạo khu vực. Sơ đồ liên kết địa tầng tại các bể trầm tích Nam Sông Hồng, Phú Khánh và Cửu Long cho thấy các thành tạo trầm tích tuổi Paleocen muộn phủ bất chỉnh hợp trên tầng đá móng (Đỗ Bạt và nnk., 2007, 2018) [30; 31]. Tuy nhiên tại vùng trũng sâu Biển Đông tầng Paleocen hoàn toàn vắng mặt (Li et al., 2015) [2]. Tại khu vực bể Cửu Long, tầng trầm tích tuổi Paleogen sớm giữa thuộc hệ tầng Cà Cối phủ bất chỉnh hợp lên tầng đá móng, tương ứng

với giai đoạn mảng Ấn Úc va chạm vào mảng Âu Á (Tapponnier et al., 1982,1986) [3, 10]. Tại trung tâm Biển Đông, các thành tạo trầm tích biển sâu khá bình ổn, phủ trên tầng bazan Miocen sớm-giữa, cho thấy sự kết thúc của hoạt động giãn đáy biển Biển Đông xảy ra vào khoảng  $16 \pm 0,5$  tr.năm trước [1,2] (Hình 1.5).



Hình 1. 5. Sơ đồ liên kết địa tầng các bể trầm tích và vùng trũng sâu Biển Đông theo Đỗ Bạt và nnk (2007, 2018) [30, 31], tài liệu dự án khoan sâu Đại Dương IODP 349 (Li et al., 2015) [2]

### 1.2.2. Magma - kiến tạo

#### 1.2.2.1. Đặc điểm magma - kiến tạo giai đoạn trước Kainozoi

Đặc điểm các giai đoạn hoạt động magma khu vực nghiên cứu được trình bày trong các công trình của Nguyễn Xuân Tùng và Trần Văn Trị (1992), Nguyễn Xuân Bao và nnk (2001), Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk (2009) [7,8,9], v.v. được tóm tắt như sau:

- Các thành tạo magma Paleoproterozoi - Neoproterozoi giữa

Phức hệ gabbro-pyroxenit Cheo Reo (vơPP<sub>3cr</sub>) phân bố về phía Bắc vùng nghiên cứu thuộc các tỉnh Quảng Nam và Quảng Ngãi [9]. Thành phần thạch học là tổ hợp gabro

- pyroxenit thường chiếm khối lượng không lớn nhưng có mặt dưới dạng các thể nhỏ, khối nhỏ kéo dài chỉnh hợp theo phương biến dạng của đá vây quanh.

- *Các thành tạo magma Neoproterozoi muộn - Paleozoi sớm*

Phức hệ gabbroid Tà Vi ( $vNP-PZ_1tv$ ): Phức hệ Tà Vi nằm về phía bắc khu vực nghiên cứu trên bản đồ D-49-1, D-49-VII&VIII tỷ lệ 1: 200.000 tờ Hội An, Quảng Ngãi (Nguyễn Văn Trang và nnk., 1996) [32].

- *Các thành tạo magma Neoproterozoi muộn - Paleozoi giữa*

Phức hệ siêu mafic Hiệp Đức - Plei Weik ( $\sigma PZ_1hp$ ) được các tác giả Huỳnh Trung, Nguyễn Xuân Bao (1980) và Trần Tính (1997) xác lập [33,34]. Tại khu vực phía bắc vùng nghiên cứu, phức hệ Hiệp Đức - Plei Weik là các thể magma siêu mafic bị biến chất nằm xen kẹp dọc đứt gãy Tam Kỳ - Phước Sơn trên mảnh bản đồ D-49-I tỷ lệ 1:200.000 tờ Hội An. Thành phần khoáng vật bao gồm olivin và pyroxen trong các đá siêu mafic bị biến đổi mạnh.

- *Các thành tạo magma Paleozoi muộn - Mesozoi sớm*

Phức hệ granitoid Bến Giằng - Quế Sơn ( $\gamma\delta P_{2-3}bq$ ) phân bố tại các tỉnh Quảng Nam, Quảng Ngãi và Bình Định nằm về phía bắc vùng nghiên cứu (Huỳnh Trung và Nguyễn Xuân Bao, 1980) [33]. Thành phần thạch học chủ yếu là các thành tạo granitoid gồm chủ yếu 3 pha xâm nhập thực thụ và một pha đá mạch biến thiên từ mafic qua trung tính đến felsic, tạo thành loạt phân dị liên tục (Nguyễn Xuân Bao, 2001; Trần Văn Trị và nnk., 2009) [8,9].

Phức hệ granit cao nhôm tuổi Permi-Trias Hải Vân ( $\gamma P_3 - T_1hv$ ) bao gồm nhiều khối granit biotit, granit hai mica phân bố về phía bắc, dọc theo các đứt gãy phương TB – ĐN trên mảnh bản đồ D-49-I tỷ lệ 1: 200.000 thuộc tờ Hội An.

Hệ tầng Măng Yang ( $T_{2a}my$ ) gồm đá núi lửa phân bố rải rác về phía tây khu vực nghiên cứu trong các tỉnh Bình Định, Tuy Hòa và phía bắc tỉnh Khánh Hòa. Thành phần thạch học là ryolit porphyr giàu ban tinh, felsit porphyr, felsit ryolit.

Phức hệ granit - granosyenit porphyr tuổi Trias Vân Canh ( $\gamma T_{2a}vc$ ) phân bố về phía tây khu vực nghiên cứu thuộc tỉnh Bình Định (Huỳnh Trung và Nguyễn Xuân Bao, 1980) [33]. Thành phần thạch học chủ yếu là granodiorit, granit và khá phổ biến granosyenit.

- *Các thành tạo magma Mesozoi sớm – Mesozoi giữa*

Vào giai đoạn Mesozoi muộn khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ mang đặc điểm của rìa lục địa tích cực. Trong giai đoạn này, hoạt động magma diễn ra mãnh liệt, tạo ra các sản phẩm rất đa dạng về thành phần và phức tạp về nguồn gốc, có thể xác lập được hai loạt núi lửa khác nhau: 1) Loạt Đèo Bảo Lộc - Nha Trang (andesit-dacit-ryodacit) - Định Quán - Đèo Cả (diorit – granodiorit - granit); 2) Loạt Đơn Dương (dacit - ryolit) - Ankroet (granit biotit - leucogranit) (Bùi Minh Tâm, 2009) [35].

Tổ hợp andesit – dacit - ryodacit Đèo Bảo Lộc - Nha Trang ( $J_3 db, K nt$ ) nằm về phía tây, tây nam khu vực nghiên cứu thuộc tỉnh Khánh Hòa, Lâm Đồng và bà Rịa Vũng Tàu và được tìm thấy trong các lỗ khoan dầu khí khu vực bể Cửu Long (Bùi Minh Tâm, 2009; Trần Trọng Hòa và nnk., 2005) [35,36].

Phức hệ granitoid Định Quán - Đèo Cả ( $\gamma\delta K_1 dđ$ ) phân bố rộng khắp khu vực phía tây vùng nghiên cứu, chiếm phần lớn thể tích khối Đà Lạt. Granitoid Định Quán - Đèo Cả đặc trưng bằng các thể xâm nhập nhiều pha với thành phần biến thiên từ mafic qua trung tính tới felsic.

Hệ tầng Đơn Dương ( $K_2 dđ$ ) phân bố chủ yếu tại phía tây vùng nghiên cứu thuộc tỉnh Khánh Hòa, tây bắc Phan Rang và tỉnh Lâm Đồng.

Phức hệ granitoid Ankroet ( $\gamma K_2 ak$ ) nằm về phía tây khu vực nghiên cứu thuộc đới Đà Lạt Thành phần thạch học là các đá magma xâm nhập bao gồm: Pha xâm nhập chính, pha xâm nhập phụ và pha đá mạch.

#### *1.2.2.2. Đặc điểm magma - kiến tạo giai đoạn Mesozoi muộn – Kainozoi sớm (Mesozoi muộn – Paleocen)*

Đặc trưng về hoạt động magma giai đoạn Mesozoi muộn – Kainozoi sớm vùng nghiên cứu là sự có mặt của chùm đai mạch phát triển dọc ven biển Nam Trung Bộ và được tìm thấy tại vùng thềm lục địa trong các mẫu lõi khoan dầu khí thềm lục địa Việt Nam (Tạ Thị Thu Hoài, 2011) [37]. Trên bản đồ địa chất – khoáng sản tỷ lệ 1: 200.000 khu vực Nam Trung Bộ (các tờ Măng Đen – Bồng Sơn, Quảng Ngãi, Quy Nhơn, Tuy Hòa, Nha Trang, Đà Lạt, Phan Thiết) các đai mạch được mô tả là phức hệ Phan Rang và phức hệ Cù Mông. Đai mạch thuộc phức hệ Phan Rang phổ biến là đá felsic á kiềm có màu xám sáng đến sáng, đai mạch thuộc phức hệ Cù Mông thường là các đá mafic sẫm màu. Chúng xuyên cắt qua các thành tạo có tuổi trước đó dưới dạng các đai mạch đơn lẻ hoặc chùm đai mạch (Hình I.7). Tuổi của đai mạch khoảng 108 tr.năm đến 43 tr.năm trước (Nguyễn Xuân Bao và nnk, 2001)[8] (Bảng I.1). Phức hệ Phan Rang phân bố chủ yếu ở vùng Phan Rang, Du Long, núi Cà Đú, Núi Chúa, Đèo Cậu, Hàm Tân tỉnh Ninh

Thuận, kéo dài chủ yếu theo phương đông bắc – tây nam. Thành phần thạch học là granit porphyr, granosyenit porphyr, ryolit porphyr, dacit porphyr. Thành tạo magma phức hệ Cù Mông phân bố từ Bình Định đến Nha Trang, thành phần thạch học là các đá gabrodiabas, diabas, gabro porphyrit, gabrodiaba porphyrit, gabrodiorit porphyrit.

Bảng I. 1. Bảng tổng hợp kết quả phân tích tuổi tuyệt đối các đai mạch thuộc phức hệ Phan Rang và phức hệ Cù Mông (Nguyễn Xuân Bao và nnk, 2001) [8] và kết quả phân tích mới

STT	Địa điểm	Tuổi (tr. năm)	Phương pháp	Tác giả, nơi phân tích
1	Đèo Cù Mông	$108 \pm 2$	Ar - Ar	ĐTKTSK 1999, Đài Loan
2	Núi Đình	$62 \pm 2$	K - Ar	Nguyễn Đức Thắng, Nga
3	Phía Bắc Nha Trang	64	U-Pb	Số liệu mới do Đình Quang Sang cung cấp. Úc
4	Móng Bạch Hồ	$43 \pm 3$	K - Ar	VietsovPetro, Nga

### 1.2.2.3. Đặc điểm magma kiến tạo giai đoạn Eocen – Đệ Tứ

- **Các sự kiện kiến tạo chính trong vùng nghiên cứu**

Như đã đề cập, trọng tâm của các quá trình tiến hóa kiến tạo trong giai đoạn Kainozoi của khu vực Đông Nam Á là hoạt động trượt bằng trái của hệ thống đứt gãy khu vực phương TB-ĐN và sự hình thành giãn dãn tạo vỏ đại dương Biển Đông. Khu vực nghiên cứu thuộc rìa phía đông của địa khối Đông Dương và rìa tây của Biển Đông, liên quan mật thiết với các quá trình vận động của Địa khối Đông Dương cùng với quá trình mở Biển Đông với các hoạt động núi lửa diễn ra trong giai đoạn Eocen – Đệ Tứ. Tổng hợp kết quả nghiên cứu địa chất, kiến tạo, địa động lực, thạch học, magma... từ nhiều công trình công bố cho thấy các sự kiện kiến tạo chính diễn ra trong vùng nghiên cứu theo thời gian bao gồm (Hình 1.6.):

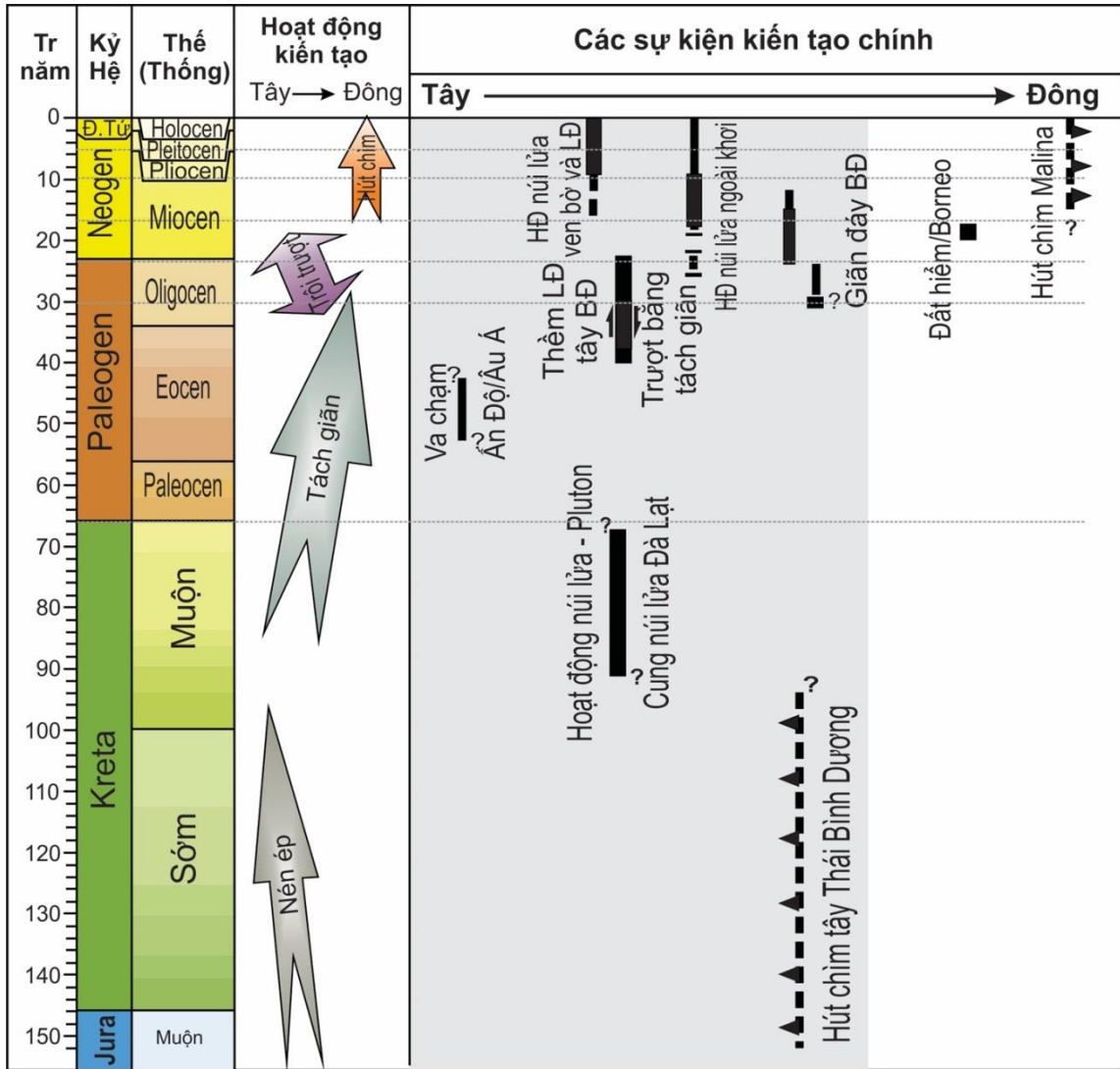
1) Sự va chạm của mảng Ấn Độ vào mảng Âu - Á bắt đầu vào khoảng 50 - 45 tr.năm trước;

2) Quá trình dịch chuyển và xoay theo chiều kim đồng hồ của địa khối Đông Dương kèm theo quá trình tách giãn trên diện rộng tại thềm lục địa tây Biển Đông diễn ra trong khoảng 45 – 23 tr.năm trước;

3) Quá trình căng giãn vỏ Trái đất hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông trong giai đoạn 33 tới 16±0.5 tr.năm trước;

4) Hoạt động núi lửa diễn ra ở lục địa Nam Trung Bộ, trên thềm lục địa và vùng trũng sâu Biển Đông giai đoạn Oligocen giữa – Đệ Tứ; Hoạt động của đới hút chìm Manila ở phía đông Biển Đông.

5) Hoạt động của đới hút chìm Borneo-Palawan ở Nam Biển Đông;



Chú giải:  Các sự kiện kiến tạo khu vực diễn ra trong vùng nghiên cứu

Hình 1. 6. Kết quả tổng hợp các sự kiện kiến tạo chính diễn ra tại Đông Nam Á giai đoạn Mesozoi muộn – Kainozoi theo nhiều tác giả (Briais et al., 1993; Li et al., 2015; Savva et al., 2016; Tapponnier et al., 1982, 1986; Taylor and Hayes., 1983, Franke et al., 2013...) [1, 2, 6, 3, 10, 17, 28]

Nhìn chung, trên bình đồ kiến tạo khu vực thì Biển Đông Kainozoi là một biển rìa được hình thành dưới ảnh hưởng mạnh mẽ của các đới hút chìm lớn trong khu vực như Marianna ở phía đông và Sumatra ở phía nam, kết hợp chặt chẽ với ảnh hưởng của các yếu tố kiến tạo lục địa, cũng như các quá trình dưới sâu.

Biển Đông là một tiểu đại dương với đầy đủ các thành phần cấu trúc phức tạp và không ổn định theo không gian, có thay đổi mạnh mẽ về vị trí và tốc độ tách dẫn theo thời gian. Theo các tài liệu dị thường từ, Biển Đông được hình thành từ 33 tr.năm đến  $16 \pm 0,5$  tr.năm. trước (Briaies et al., 2013; Li et al., 2015) [1,2].

Theo thời gian và đặc điểm tiến hóa, vỏ đại dương Biển Đông được phân thành 3 phụ bể: phụ bể Tây Bắc, phụ bể Đông và phụ bể Tây Nam. Từ  $16 \pm 0,5$  tr.năm đến nay bồn đại dương Biển Đông mang tính chất thụ động và bị co hẹp dần do một phần ở phía đông bị hút chìm và tiêu biến dưới các đảo của Philippin, dọc theo hẻm vực Manila.

Hiện nay tồn tại một số mô hình kiến tạo động lực Kainozoi. Các mô hình kiến tạo khu vực chủ yếu tập trung vào vai trò động lực phát sinh khi các mảng tương tác với nhau, thông qua sự dịch chuyển dọc theo các đứt gãy lớn mang tính khu vực và vai trò của chúng trong việc hình thành và phát triển của vỏ đại dương Biển Đông trong giai đoạn Kainozoi.

- ***Hoạt động magma giai đoạn Oligocen – Đệ Tứ***

Trong bối cảnh kiến tạo chính của khu vực, tại vùng nghiên cứu hoạt động magma giai đoạn Eocen – Đệ Tứ liên quan đến các sự kiện kiến tạo chính bao gồm: 1) Hoạt động magma diễn ra tại vùng trũng sâu Biển Đông và thềm lục địa lân cận giai đoạn Oligocen – Miocen (sớm – giữa) liên quan đến quá trình căng giãn vỏ Trái đất hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông; 2) Hoạt động núi lửa thềm lục địa và ven bờ biển Nam Trung Bộ kéo dài từ Miocen (giữa) đến Đệ Tứ liên quan đến sự giải phóng năng lượng khi các dòng vật chất manti bị ép trôi và dịch chuyển tiếp sau mảng Ấn Độ và đẩy vào mảng Âu Á (Flower et al., 1992; 1998; Hoang et al., 1996, 2013; Lee et al., 1998; Hoang and Flower, 1998; Phạm Tích Xuân và N. Hoàng, 2002; Nguyễn Hoàng và Phan Trọng Trịnh, 2009; An et al., 2016...) [38,39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47].

Vào giai đoạn Oligocen - Miocen (sớm – giữa), hoạt động magma diễn ra nhỏ lẻ tại một số nơi trên thềm lục địa phía bắc Biển Đông. Hoạt động magma chính là sự hình thành lớp vỏ đại dương và được chia thành từng giai đoạn tương ứng với các giai đoạn phát triển của Biển Đông từ 33 tới  $16 \pm 0,5$  tr.năm trước. Cho đến trước năm 2014 tuổi của



lớp vỏ vùng trũng sâu Biển Đông được xác định chủ yếu dựa trên tài liệu địa vật lý (Briaies et al., 1993; Li et al., 2015;) [1, 2]. Tại thềm lục địa bắc Biển Đông, các mẫu đá magma được thu bằng phương pháp lấy mẫu lưới cào, trên các cấu tạo núi lửa, đã xác định tuổi từ 33 tr.năm trước đến 17 tr.năm trước. Thành phần đá chủ yếu là tuf riolit, dazit, bazan (Yan et al., 2014) [48].

Vào giai đoạn Miocen (giữa) – Đệ Tứ, hoạt động magma diễn ra mạnh mẽ và biểu hiện thông qua sự xuất hiện của các núi lửa dọc theo trục tách giãn Biển Đông, phía Bắc, phía Tây và Nam thềm lục địa Biển Đông và lân cận. Mặc dù hoạt động núi lửa xuất hiện nhiều, tuy nhiên lượng dung thể magma từ dưới sâu đưa lên bề mặt Trái đất không lớn để hình thành một tỉnh thạch học.

Tại phía bắc Biển Đông, bazan tại đảo Hải Nam có tuổi từ 12 tr.năm trước đến 0,2 tr.năm trước (Wang et al., 2012; Ho et al., 2000) [49,50]. Ngoài ra, trên một số tài liệu địa chấn cho thấy sự xuất hiện của một số núi lửa ngầm tuổi Miocen (giữa) – Đệ Tứ tại bề trầm tích phía bắc quần đảo Hoàng Sa (Savva et al., 2016) [6]. Tại phía tây Biển Đông, theo kết quả phân tích tuổi bazan và tài liệu địa chấn cho thấy hoạt động magma bắt đầu diễn ra thành hai giai đoạn: 1) giai đoạn Miocen giữa – muộn và 3) Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ.

*Giai đoạn Miocen giữa – muộn liên quan tới sự hình thành lớp phủ cao nguyên bazan Nam Trung Bộ và Tây Nguyên Việt Nam:* Đặc trưng hoạt động magma trong giai đoạn này là sự xuất hiện dạng dung nham chảy tràn lấp đầy các hệ thống khe nứt và đứt gãy chiếm khoảng 85-90% tổng lượng magma. Đồng thời, địa hình khu vực cũng được nâng cao hình thành cao nguyên bazan tại khu vực Nam Trung Bộ-Tây Nguyên (Việt Nam), Nam Lào và phía đông Campuchia. Các thành tạo giai đoạn này chủ yếu là đá bazan tholeit (Hoang and Flower, 1998; Phạm Tích Xuân và Nguyễn Hoàng, 2002) [44, 45]. Trong vùng nghiên cứu, các thành tạo bazan phân bố rộng rãi tại khu vực An Khê, Măng Đen, Bình Châu, Sông Cầu, cao nguyên Vân Hòa thuộc các tỉnh Quảng Nam, Quảng Ngãi, Kon Tum và Phú Yên. Chiều dày lớp phủ bazan không đồng nhất, dao động từ 10m – 30m đến 400m - 500m. Tại ven biển và thềm lục địa Miền Trung Việt Nam, các thành tạo bazan được hình thành vào khoảng 15,5 tr.năm đến 5tr.năm, tuy nhiên phần lớn thành tạo tập trung trong khoảng 9 tr.năm đến 6tr.năm. Trên lớp vỏ đại dương vùng Trũng Sâu Biển Đông, các biểu hiện núi lửa đơn phân bố hai bên trục tách giãn đáy cũng được quan sát thấy trên các tài liệu địa chấn.

*Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ hình thành các núi lửa đơn nguồn:* Đặc trưng hoạt động magma giai đoạn này là sự hình thành các núi lửa đơn phân bố rộng rãi tại Tây

Nguyên, khu vực ven biển, thềm lục địa và dọc sống núi ngầm tại trũng sâu biển Đông. Tổng lượng dung thể magma phun trào vào giai đoạn này không lớn. Các núi lửa đơn xuất hiện tại khu vực đảo Lý Sơn (tỉnh Quảng Ngãi), đảo Phú Quý, cụm đảo Tro (tỉnh Bình Thuận); huyện Đất Đỏ (tỉnh Bà Rịa – Vũng Tàu) và kéo dài qua Xuân Lộc – Sóc Lu – Xuân Mộc (tỉnh Đồng Nai). Tại trũng sâu Biển Đông, các núi lửa đơn phân bố dọc theo trục giãn đáy Biển Đông. Tại khu vực Tây Nguyên, hoạt động núi lửa giai đoạn này tập trung chủ yếu tại vùng trung tâm cao nguyên Pleiku và một số ít tại khu vực Đắc Long (tỉnh Kon Tum), Buôn Hồ (tỉnh Đắc Lắc), vùng Đứơc Trọng - Đơn Dương (Bảo Lộc, tỉnh Lâm Đồng).

### **1.3. Các mô hình tiến hóa kiến tạo vùng Biển Đông trong Kainozoi**

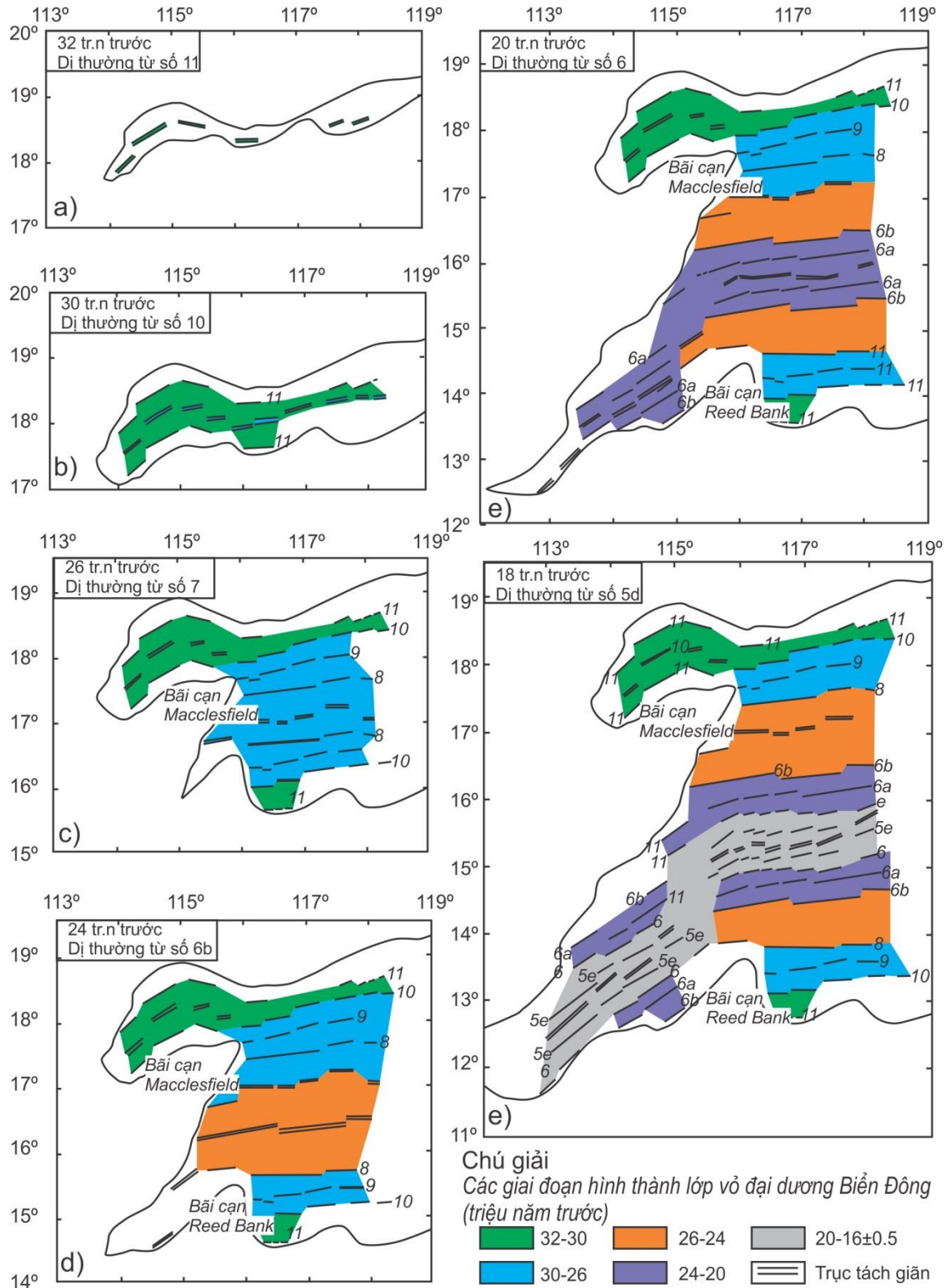
#### ***1.3.1. Mô hình hình thành Biển Đông do sự va chạm mảng Ấn Độ - Âu Á***

Theo các mô hình của các tác giả Tapponnier et al. (1982, 1986), Leloup et al. (2001) [3,10,14] và một số công trình công bố khác cho rằng, trong giai đoạn đầu của Tân Kiến tạo (bắt đầu từ Eocen) địa khối Đông Dương di chuyển về phía ĐĐN, tạo nên sự trượt trái mạnh mẽ của hệ đứt gãy phương TB - ĐN đặc biệt là đứt gãy Sông Hồng. Trong mô hình này đứt gãy á kinh tuyến Vách Dốc Đông Việt Nam (VDĐVN) được coi như ranh giới phía đông của địa khối Đông Dương và liên hoàn với đứt gãy Sông Hồng nó cũng có kiểu trượt trái. Tapponnier và các đồng sự coi đó là động lực chính hình thành vỏ đại dương Biển Đông Kainozoi. Tác giả Briaies et al. (1993) [1] đã xây dựng mô hình về sự hình thành và phát triển Biển Đông dựa trên nghiên cứu sự phân bố của các đường cổ từ vùng trũng sâu Biển Đông (Hình 1.7). Trong mô hình này các tác giả cho rằng Biển Đông được hình thành vào khoảng 32 tr.năm - 16±0,5 tr.năm trước và cơ chế chính là do sự va chạm của mảng Ấn Độ vào Âu Á đã làm địa khối Đông Dương trượt bằng trái và xoay với biên Độ 500 – 600km dọc theo đới đứt gãy Sông Hồng.

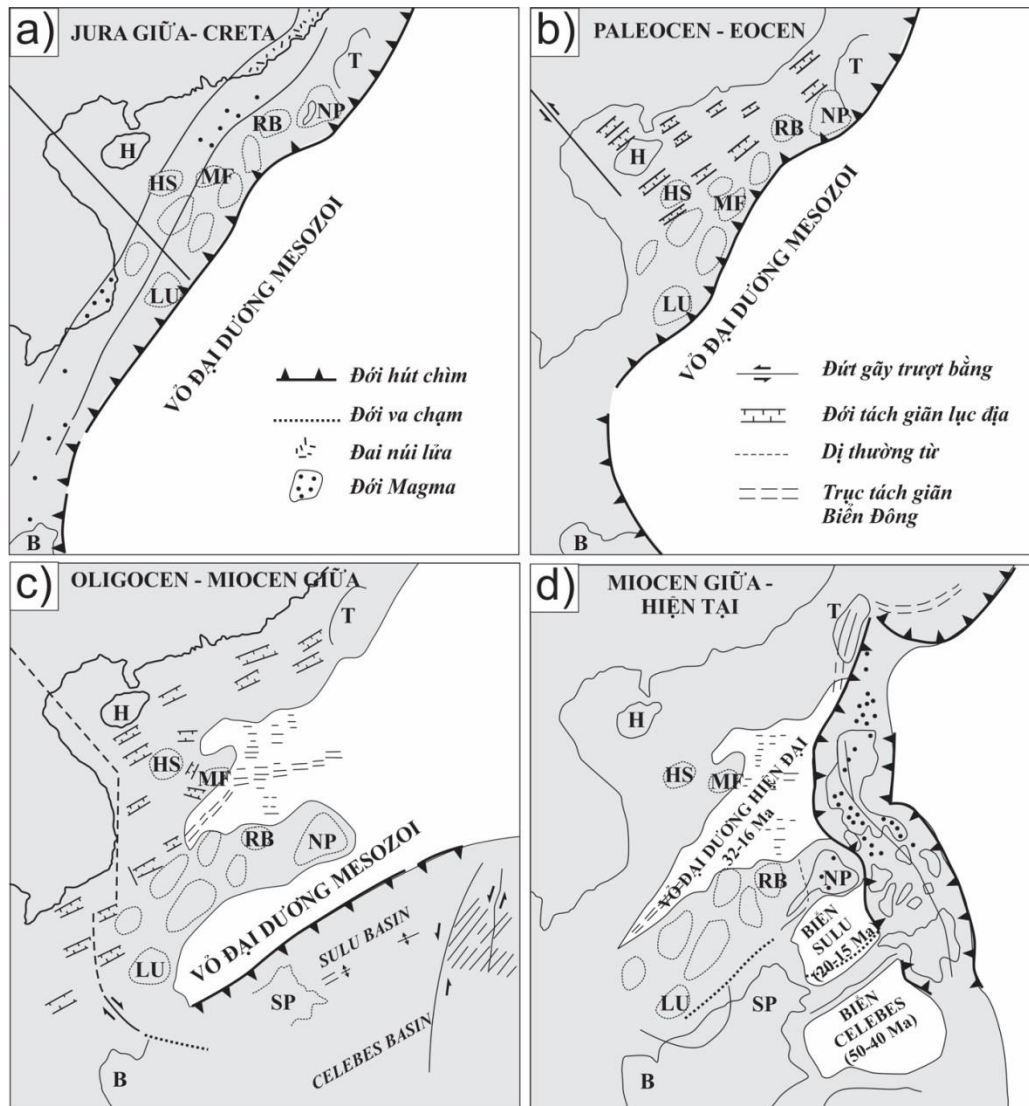
#### ***1.3.2. Mô hình hình thành Biển Đông do sự hút chìm lớp vỏ đại dương Biển Đông cổ***

Các tác giả Holloway (1981); Taylor và Hayes (1983); Hall (2002) [16,17,12] cho rằng sự hình thành vỏ đại dương Biển Đông Kainozoi gắn liền với quá trình hút chìm vỏ đại dương cổ (Mesozoi) ở rãnh Palawan. Theo mô hình này đứt gãy VDĐVN có kiểu trượt phải. Có bằng chứng cho rằng hệ hút chìm Borneo - Palawan ngưng nghỉ là do va chạm với các mảnh vỏ lục địa (như Dangerous, Lucomia) từ giữa đến cuối Miocen. Điều này cũng chứng tỏ rằng trong giai đoạn đầu sự hình thành vỏ đại dương Biển Đông có sự

đóng góp của lực kéo do quá trình hút chìm mảng vỏ đại dương cổ (Mesozoi) xuống dưới địa khối Borneo (Hình 1.8).



Hình 1. 7. Mô hình và các giai đoạn mở Biển Đông theo (Briais et al., 1993)[1]

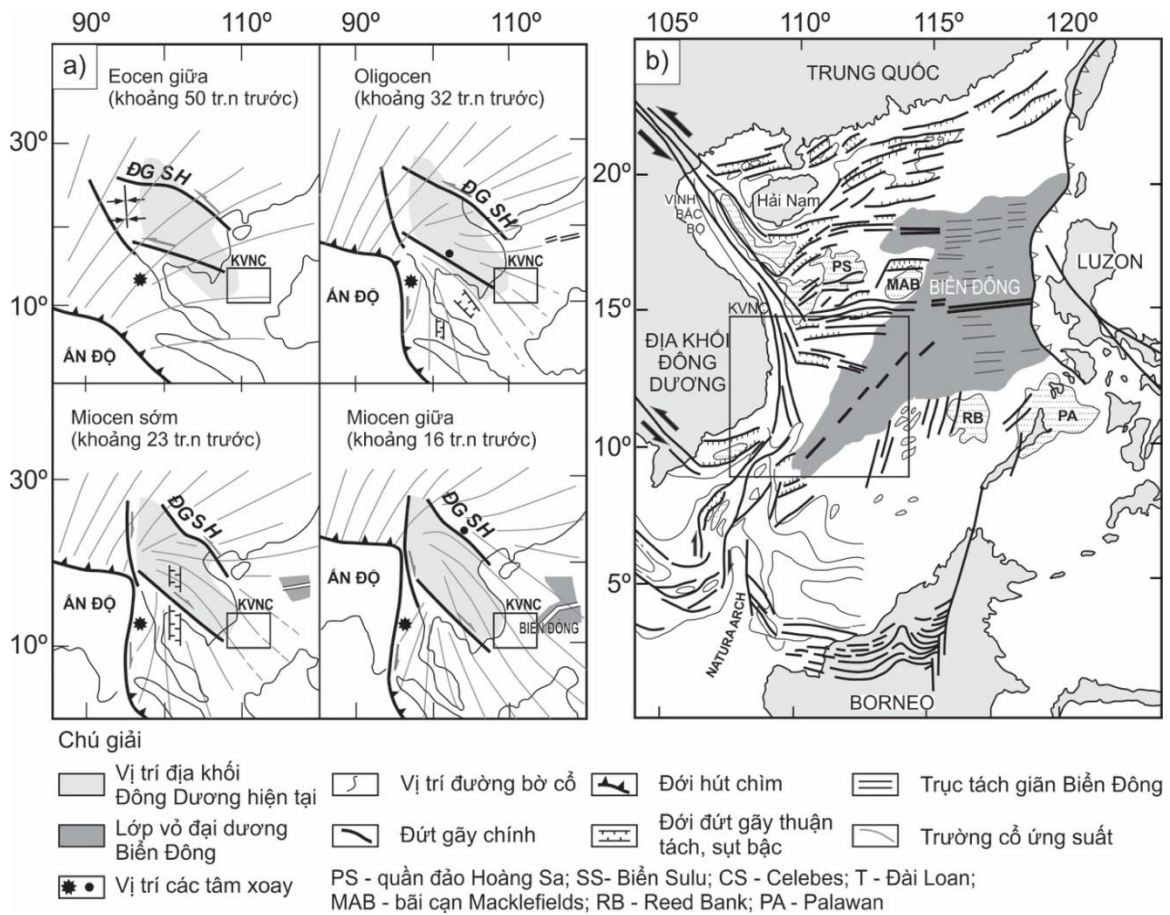


HS - quần đảo Hoàng Sa; MF - bãi Maclesfield; RB- bãi Reed bank  
 LU - bãi Luconia; SP - Nam Palawan; NP - bắc Palawan; B - Borneo

Hình 1. 8. Mô hình kiến tạo mở Biển Đông theo Taylor và Hayes (1983) [17]

### 1.3.3. Mô hình tổng hợp về sự hình thành Biển Đông của một số tác giả Pháp

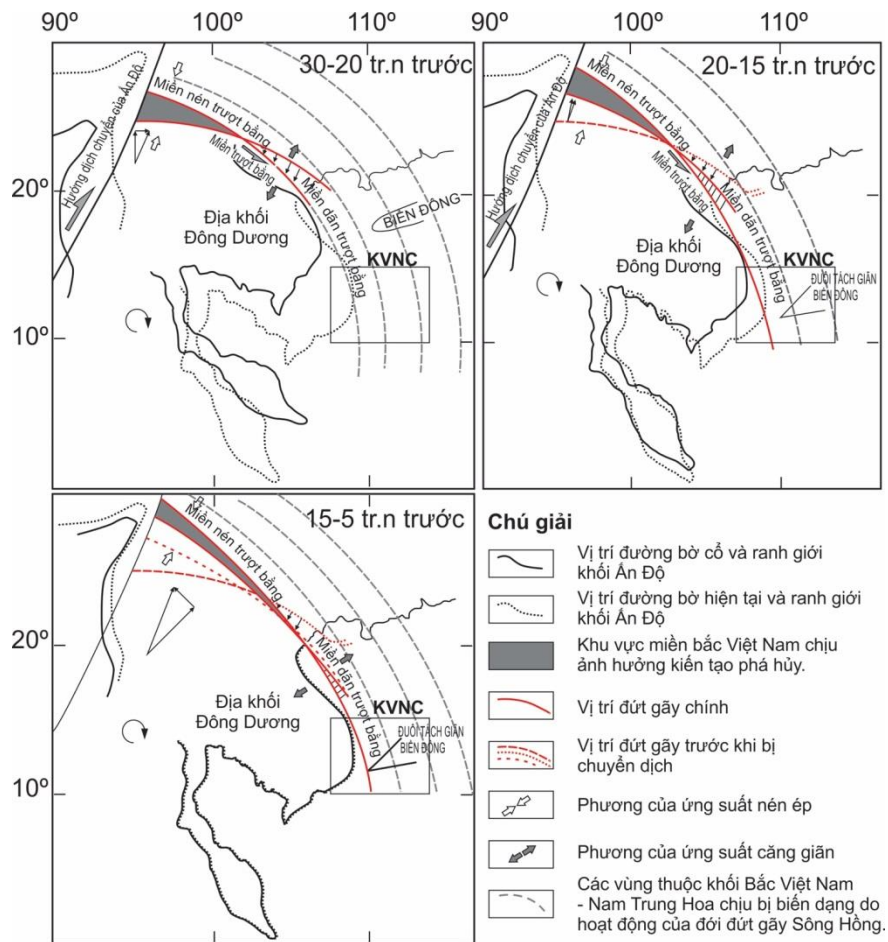
Một nhóm các nhà khoa học Pháp như Rangin et al (1995a), Roques et al. (1997), Huchon et al. (1994) [22, 24, 51] lại có quan điểm trung gian. Một mặt họ khẳng định kiểu hình động học trượt trái mạnh mẽ của các đứt gãy phương TB-ĐN, và cho rằng hệ này đóng vai trò đột phá trong việc mở vôi đại dương Biển Đông KZ. Mặt khác, kết quả nghiên cứu cho thấy vào giai đoạn sau (sau dị thường từ số 7) đứt gãy VD ĐVN có kiểu trượt phải thuận trong bối cảnh vôi đại dương hình nôm tiến về phía TN (Hình 1.9).



Hình 1. 9. Mô hình mở biển theo một nhóm các nhà khoa học Pháp [22, 24, 51]

**1.3.4. Mô hình về sự hình thành Biển Đông của một số tác giả Việt Nam**

Dựa trên kết quả nghiên cứu tuổi biến dạng, tiến hóa nhiệt động đới đứt gãy và các pha biến dạng trong Kainozoi đới đứt gãy Sông Hồng, nhóm các nhà khoa học Việt Nam do tác giả Nguyễn Văn Vượng và nnk (2005) [52] đã đề xuất mô hình động học về sự vận động của khối Đông Dương. Khác với các công trình công bố trước đó, các tác giả cho rằng khối Đông Dương được quay theo chiều kim đồng hồ với 3 tâm quay và tương ứng với hai giai đoạn mở Biển Đông (Hình 1.10). Khá tương đồng với các kết quả đã công bố của các nhà khoa học Pháp (Tapponnier et al., 1982, 1986; Briais et al., 1993; Rangin., 1995a) [3,10,1,23], mô hình đã chứng minh tính hợp lý khi cho rằng quá trình xô húc mảng Ấn Độ vào Âu Á là cơ chế chính của quá trình mở Biển Đông. Tuy nhiên, trong nghiên cứu này các tác giả chưa đề cập tới sự vận động của vỏ thạch quyển khu vực ven biển Nam Trung Bộ, cũng như sự tái hoạt động của hệ thống đứt gãy cổ và hoạt động phun trào núi lửa Pliocen – Đệ Tứ. Đặc biệt là đới đứt gãy Vách Dốc Đông Việt Nam và đới trượt cắt Tuy Hòa chưa được đề cập trong nghiên cứu.



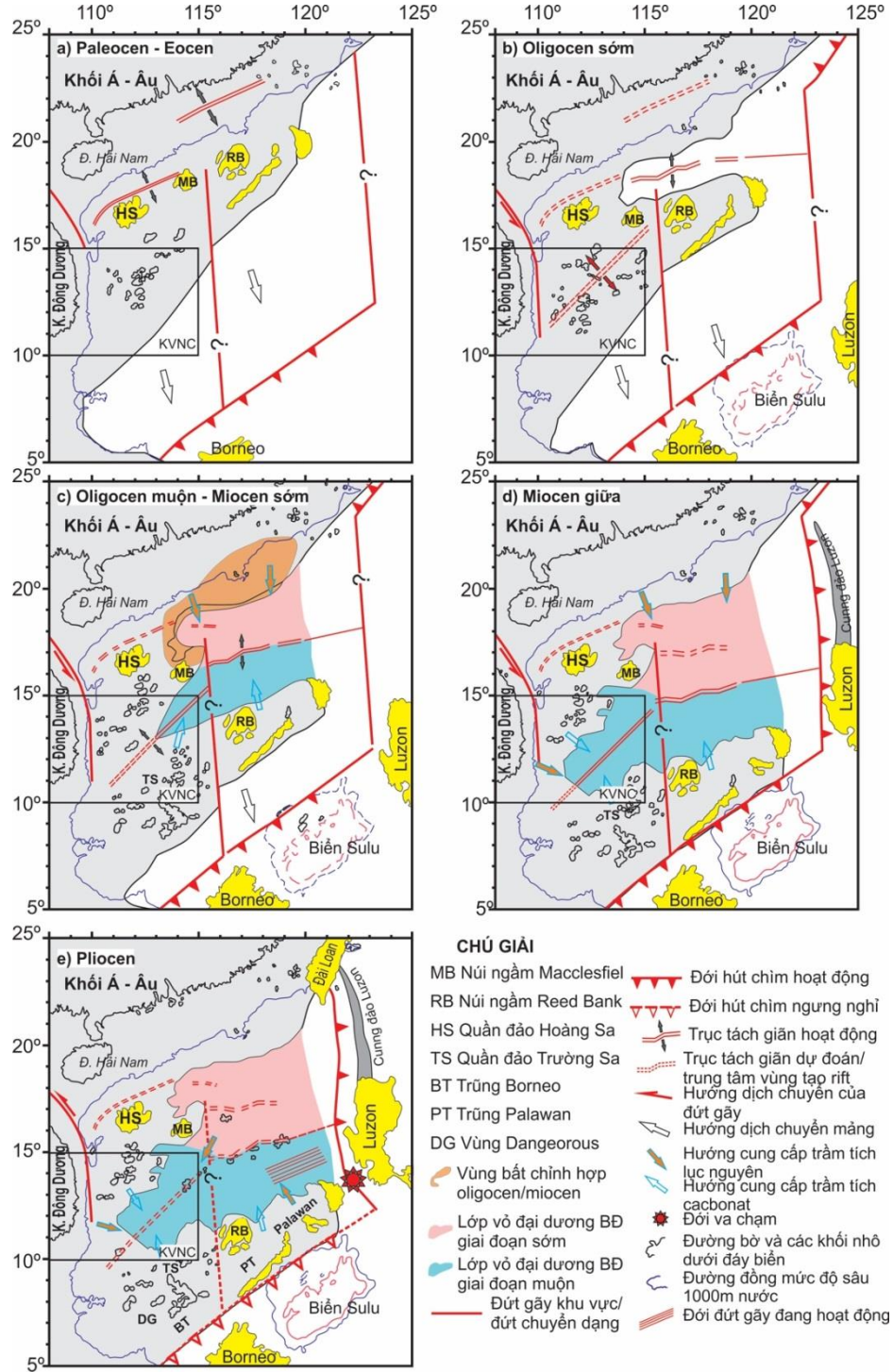
Hình 1. 10. Mô hình động học thể hiện quá trình trượt và xoay của địa khối Đông Dương và mối quan hệ với sự mở Biển Đông theo Nguyễn Văn Vượng và nnk (2005) [52]

### 1.3.5. Kết quả tổng hợp liên quan đến sự hình thành Biển Đông theo tài liệu dự án Quốc tế khám phá Đại Dương (IODP 349)

Trong dự án Quốc tế khám phá Đại Dương (International Ocean Discovery Program – IODP 349) nhóm các nhà khoa học thuộc nhiều quốc gia trên thế giới đã tiến hành khoan tại một số vị trí thuộc vùng nước sâu (trũng sâu Biển Đông) và thềm lục địa bắc Biển Đông (Hình 1.11). Kết quả cho thấy quá trình mở Biển Đông bắt đầu vào khoảng 33 tr.n. trước (đầu Oligocen) (Li et al., 2015) [2].

Sự lan truyền tách giãn gây ra bởi hoạt động của hệ thống đới đứt gãy Sông Hồng là các tác nhân trực tiếp gây mở biển. Trong giai đoạn này xảy ra quá trình hút chìm của vỏ đại dương cổ Mesozoi Biển Đông xuống dưới địa khối Borneo, kéo theo sự hình thành một đới tách sụt phương Đông – Tây, tiền đề cho sự hình thành lớp vỏ đại dương giai đoạn sớm. Đồng thời trong suốt thời gian từ Oligocen sớm đến Pliocen các đảo Philipinnes di chuyển liên tục lên phía B - TB, vây kín vỏ đại dương mới từ phía đông bắt

đầu từ giai đoạn cuối Neogen - đầu Pliocene, đã làm một phần lớp vỏ đại dương Biển Đông chúi xuống dưới các đảo này, hình thành nên đới hút chìm Manila, tiếp tục hoạt động tích cực cho đến ngày nay, với tốc độ xấp xỉ 10 cm/năm ở phía bắc và khoảng 5 cm/năm ở phía nam.



Hình 1. 11. Mô hình tiến hóa Biển Đông của nhóm tác giả thuộc dự án Khám phá Đại Dương Thế giới (IODP) (Li et al., 2015) [2] (đã cập nhật, bổ sung và chỉnh sửa)

#### **1.4. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển Châu Á**

Vai trò của động lực manti đối với sự dịch chuyển mảng luôn là vấn đề quan trọng cần được quan tâm nghiên cứu, một số các mô hình kiến tạo đã chứng minh vai trò của dòng manti đối lưu (mantle convection flow) và lực kéo mảng sinh ra khi mảng chúi chìm là những yếu tố quan trọng gây nên sự dịch chuyển của mảng (Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2002)[53]. Do đó, khi nghiên cứu sự dịch chuyển mảng, các nghiên cứu thường quan tâm tới đặc điểm biến dạng tại các vị trí xảy ra va chạm mảng và cấu trúc kiến tạo vùng sau cung. Dựa trên các tài liệu địa chất, địa vật lý có thể đánh giá khá chính xác về hình thái của mảng chúi cũng như lực kéo mảng của chúng (Faccenna et al., 2013; Husson et al, 2012; Jolivet et al, 2018)[54,55,56].

##### ***1.4.1. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển theo kết quả nghiên cứu địa vật lý***

Một số nghiên cứu về tiến hóa kiến tạo Châu Á cho rằng sự va chạm của mảng Ấn Độ vào mảng Âu Á đã làm lớp thạch quyển châu Á bị biến dạng ở quy mô khu vực, kéo dài từ Himalaya tới Thái Bình Dương và hình thành một số đới hút chìm ở Ấn Độ Dương (Tapponnier et al, 1982, 2001; Kimura and Tamaki, 1986; Jolivet et al., 1994; Royden et al., 2008;) [3,57,58,59,60]. Các nghiên cứu về địa động lực chứng minh hoạt động va chạm đã làm mảng Ấn Độ liên tục dịch chuyển về phía bắc hơn 3000km trong khoảng ~50 tr.năm đến ~30 tr.năm trước gây ảnh hưởng mạnh mẽ lên thạch quyển trên toàn Châu Á (Dewey et al., 1989; Tapponnier et al., 1990; van Hinsbergen et al., 2011; Bouilhol et al., 2013) [61,62,63,64]. Quá trình này suy yếu dần vào khoảng 30 tr.năm trước và được thay thế bởi sự trôi trượt (đào thoát) các khối lục địa dọc theo các đứt gãy lớn, như Ailao-Shan sông Hồng, Tien Shan, Altyntagh... Khối Đông dương trôi trượt (thoát) về phía đông nam. (xem Hình 1.1).

Sự phân bố biến dạng bất đối xứng giữa phần ĐB và TB của đới va chạm được giải thích bằng khái niệm ranh giới tự do dọc rìa đông của Châu Á cho phép mảng Ấn Độ lún sâu vào trong châu Á (Jolivet et al., 1990; Kimura and Tamaki, 1986; Tapponnier et al, 1982) [65,58,3]. Một số nhà khoa học khác cho rằng trọng lực cũng có vai trò nhất định trong quá trình này và cho rằng thạch quyển Châu Á không ổn định về mặt trọng lực gây ra bởi chính nó (Davy and Cobbold, 1988; Jolivet et al., 1990; Fournier et al., 2004)[66,65,67].

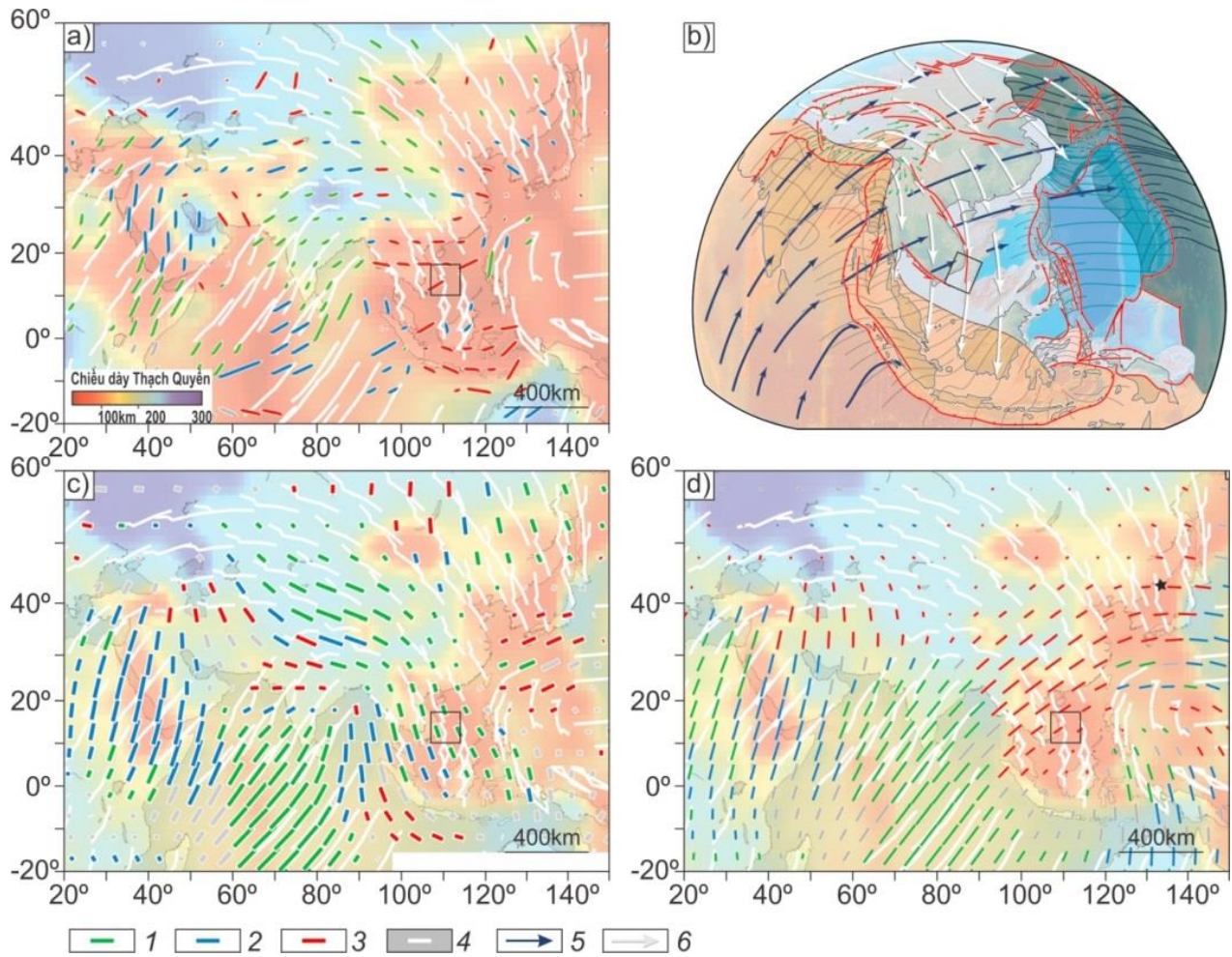
Các nghiên cứu về động lực manti đã chứng minh rằng khi dòng manti đang dịch chuyển, bên cạnh hiệu ứng kéo mảng dịch chuyển theo phương ngang có thể có các hiệu



ứng theo phương dọc (Bird, 1998) [68]. Các biến dạng gây ra bởi hiệu ứng này thường xuất hiện tại những vị trí có sự thay đổi đột ngột về độ sâu bề mặt ranh giới thạch quyển và quyển mềm (LAB) và để lại các dấu hiệu biến dạng nội mảng trên bề mặt vỏ Trái Đất (Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2006; Koptev et al, 2015) [53,69]. Tương tự như vậy tác giả Jolivet et al (2018) [56] xác định biến dạng tại Châu Á trong Kainozoi dưới sự chi phối mạnh mẽ bởi sự dịch chuyển của các dòng manti. Dựa trên tài liệu địa chất, địa vật lý, viễn thám các tác giả cho rằng phương và chiều dịch chuyển của các mảng Ấn Độ và Âu Á trong một chu kỳ dài (khoảng 50 tr.năm) tương ứng với phương và chiều của dòng dòng manti sâu (khoảng 200km) xuất phát từ Ấn Độ Dương dịch chuyển theo phương từ tây nam – đông bắc tới biển Nhật Bản (Hình 1.12 b,d). Bên cạnh đó tồn tại một dòng manti dị thường nhiệt độ cao ( $>1300^{\circ}\text{C}$ ) ở độ sâu nông hơn (khoảng 100km) có phương chiều phức tạp. Trên Hình 1.12 a,b,c quan sát thấy dòng manti nông (độ sâu 100km) khởi đầu từ Ấn Độ Dương dịch chuyển theo phương tây nam – đông bắc và bị đổi hướng theo phương á vĩ tuyến do gặp cản trở bởi mảng Ấn Độ bị chúi chìm xuống phía dưới mảng Âu Á. Tại rìa đông bắc của đới va chạm, dòng manti nông đổi hướng xoay theo chiều kim đồng hồ và dịch chuyển về Đông Nam Á theo phương á kinh tuyến. Có thể thấy sự dịch chuyển của dòng manti nông liên quan tới 4 yếu tố chính bao gồm 1) sự cản trở dịch chuyển của đới hút chìm tại vùng va chạm; 2) thạch quyển bị căng giãn và vát mỏng tại Đông Nam Á (Hình 1.12 a); 3) Sự thay đổi đột ngột về độ sâu bề mặt đới chuyển tiếp LAB; 4) Sự dịch chuyển của khối Đông Dương trong Kainozoi muộn (sự dịch chuyển dòng lệch khoảng  $0-20^{\circ}$  so với phương dịch chuyển mảng (Hình 1.12d).

Kết hợp đồng thời các kết quả tính bề dày thạch quyển, xu thế dịch chuyển dòng manti ở các độ sâu 200km, 100km và sự dịch chuyển của vỏ Trái đất trong chu kỳ dài có thể thấy sự tương thích mạnh giữa dòng manti sâu (200km) với xu thế dịch chuyển của mảng Ấn Độ trong chu kỳ dài. Mặt khác, dòng manti nông (100km) có xu thế tương thích mạnh với sự dịch chuyển của địa khối Đông Dương là vùng thạch quyển bị vát mỏng. Mặc dù vai trò của dòng manti đối với hoạt động mở biển rìa (Biển Nhật Bản và Biển Đông) vẫn đang tiếp tục nghiên cứu tuy nhiên độ trễ về thời gian khi xảy ra va chạm mảng (50 tr.năm trước) và hoạt động phun trào núi lửa tại Đông Nam Á (sau 15tr. năm trước và mạnh mẽ nhất sau 8-10tr.năm trước) khá phù hợp với quãng đường dòng manti dịch chuyển (khoảng 1700km) với vận tốc 5cm/năm của tác giả Jolivet et al. (2018)[56]. Chính sự dịch chuyển dòng manti nông và biến dạng vỏ Trái Đất tại Đông Dương đã làm cho khu vực thềm lục địa Nam Trung Bộ có những biến động mạnh mẽ, cụ thể là vào giai đoạn Miocen giữa (khoảng 16-17 tr.năm trước) bề trầm tích Phú Khánh bắt đầu quá trình

sụt lún mạnh mẽ, làm cho môi trường trầm tích tại đây chuyển đổi hoàn toàn từ sang môi trường biển nông sang môi trường biển sâu (Fyhn et al., 2009b) [26].



Hình 1. 12. Sơ đồ dịch chuyển dòng manti và dịch chuyển mảng Ấn Độ, Âu Á. a) Sơ đồ bề dày thạch quyển Châu Á và phương dịch chuyển mảng trong chu kỳ dài (50 tr.năm); b) Phương dịch chuyển của dòng manti ở độ sâu 200km và 100km; c) mối quan hệ giữa phương dịch chuyển dòng manti và phương dịch chuyển mảng ở độ sâu 100km; d) mối quan hệ giữa phương dịch chuyển dòng manti và phương dịch chuyển mảng ở độ sâu 200km (Jolivet et al., 2018) [56].

Trong đó: (1), (2), (3) độ lệch của dòng manti so với phương chuyển động mảng trong chu kỳ dài: (1) lệch  $0^{\circ} - 20^{\circ}$ , (2) lệch  $20^{\circ} - 40^{\circ}$  (3) lệch  $20^{\circ} - 40^{\circ}$ ; (4) phương dịch chuyển mảng trong chu kỳ dài được tính theo giá trị đường cổ từ của Torsvik and Cocks (2016); (5), (6) phương dịch chuyển của dòng manti ở độ sâu các độ sâu (5) 200, (6) 100km.

#### **1.4.2. Mối quan hệ giữa dòng manti và biến dạng thạch quyển theo kết quả nghiên cứu địa hóa**

Xét trên quy mô châu Á, sự dịch chuyển dòng manti từ nam bán cầu tới châu Á không chỉ quan sát thấy trên tài liệu địa vật lý mà còn thể hiện trên tài liệu địa hóa thông qua dị thường đồng vị Pb và Sr kiểu manti Ấn Độ Dương (I-MORB) do có  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  tương đối cao so với các vùng bazan Bắc bán cầu tại cùng giá trị  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Đặc điểm đồng vị này được gọi là dị thường Dupal phát hiện tại Ấn Độ Dương (Dupré & Allègre, 1983). Các nghiên cứu địa hóa vỏ đại dương tại Biển Đông, các thành tạo bazan Kainozoi muộn tại Đông Nam Á, đông Trung Quốc và Nhật Bản đều phát hiện thành phần đồng vị kiểu Ấn Độ Dương và các sản phẩm của magma Tethyan (Tu et al., 1991; Tatsumoto and Nakamura, 1991; Tatsumoto et al., 1992 [70,71,72]. Nhìn chung, thành phần đồng vị chì ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), tương tự như đối với đồng vị Sr và Nd, của bazan Đông Nam Á, có xu hướng phân bố trong trường pha trộn giữa manti nghèo (DM) với vật chất thạch quyển (EM2). Tuy nhiên, phần lớn bazan phân bố gần với trường sống núi Ấn Độ Dương (I-MORB) hơn là sống núi Thái Bình Dương (N-MORB), như thường quan sát thấy trong đá móng Mesozoi dọc tây Thái Bình Dương.

Vai trò động lực manti lên quá trình va đẩy của mảng Ấn Độ vào Âu Á còn được chứng minh cơ chế hình thành dung thể magma thông qua số liệu địa hóa bazan. Xét trong bối cảnh kiến tạo Đông Nam Á giai đoạn Kainozoi muộn, các nghiên cứu về tiến hóa magma đều xác định hoạt động phun trào núi lửa tại Đông Nam Á giai đoạn Kainozoi muộn diễn ra sau 15 tr.năm trước và tăng mạnh sau khoảng 8 - 10 tr.năm trước. Bazan càng trẻ thì các thành phần  $\text{SiO}_2$  và cao MgO, kiềm, FeO,  $\text{TiO}_2$  (là những hợp phần oxit đại diện cho áp suất nóng chảy từng phần cao và độ sâu lớn) càng thấp. Số liệu địa hóa đất hiếm và nguyên tố vết mang đặc điểm magma đảo đại dương OIB giàu và khá nguyên thủy. Nghiên cứu của tác giả Nguyễn Hoàng và Phan Trọng Trịnh (2009) [46] đã chỉ ra sự khác biệt về thành phần đất hiếm nặng giữa trong bazan thềm lục địa Nam Trung Bộ và Trũng Biển Đông là các thành tạo được hình thành trong bối cảnh kiến tạo khác nhau. Theo đó, bazan thềm lục địa hoặc ven biển Việt Nam có hàm lượng đất hiếm nặng thấp hơn nhiều so bazan trũng Biển Đông. Điều này có nghĩa là nguồn magma của thềm lục địa có thể là peridotit granat do đất hiếm nặng bị giữ lại trong thể sót và nguồn của bazan trũng Biển Đông có thể là peridotit spinel (nặng hơn nguồn có granat), không có xu hướng lưu giữ các nguyên tố đất hiếm nặng.

Bên cạnh đó, để thảo luận về mối quan hệ giữa của biến dạng thạch quyển (gây ra bởi hoạt động kiến tạo) và dòng manti trong nghiên cứu của Hoang and Flower (1998) [44] đã xây dựng mô hình tiến hóa magma dựa trên các đánh giá gồm: 1) tuổi phun trào; 2) diện phân bố; 3) Đặc điểm địa hóa nguyên tố chính, vết và đồng vị; 4) trạng thái nhiệt

manti; 5) độ dày thạch quyển; 6) lượng chất bốc. Bằng cách chuyển đổi thành phần oxit chính của bazan về dung thể magma nguyên thủy và tính áp suất, nhiệt độ các tác giả đã xác định trạng thái nhiệt manti ( $T_p$ ) tại Đông Nam Á khoảng  $1400^{\circ}\text{C} - 1440^{\circ}\text{C}$  nóng hơn so với trạng thái nhiệt trung bình của manti toàn cầu  $1280^{\circ}\text{C}$ . Trong điều kiện như vậy, nguồn magma nguyên thủy tại Nam Trung Bộ có độ sâu hình thành trong khoảng 45km – 100km. Đặc biệt, các bazan càng trẻ càng có độ sâu lớn và áp suất nóng chảy cao. Đối sánh kết quả nghiên cứu địa hóa bazan với tài liệu địa vật lý đã trình bày trong nội dung trên thấy có sự tương đồng về độ sâu của đới nhiệt nóng trong tầng manti nông (100km). Nếu xét về độ trễ giữa thời gian va chạm mảng (khoảng 50 tr.năm trước) và hoạt động núi lửa diễn ra sau 15 tr.n năm trước khá phù hợp về thời gian dịch chuyển dòng manti với vận tốc 5cm/năm theo mô hình của Jolivet et al. (2018) [56]. Bên cạnh đó, kết quả nghiên cứu địa vật lý cho thấy sự dâng lên của dòng manti (Mantle exhumation) ảnh hưởng trực tiếp tới biến dạng thạch quyển tại khu vực ven biển Nam Trung Bộ [6,26,27].

#### **1.4. Các vấn đề còn tồn tại**

Khái quát các kết quả nghiên cứu, NCS nhận thấy nổi lên một số vấn đề tồn tại, mà việc giải quyết các tồn tại này cũng là các nội dung nghiên cứu và mục tiêu chính của Luận án. Cụ thể là:

- Cơ chế hình thành các lò magma Kainozoi muộn phát sinh do căng giãn thạch quyển hay bởi sự dịch chuyển của dòng manti nhiệt độ cao?
- Đặc điểm động lực manti vùng nghiên cứu trong giai đoạn Kainozoi như thế nào?
- Vai trò của động lực manti lên bình đồ cấu trúc kiến tạo khu vực như thế nào?

## CHƯƠNG II. CƠ SỞ LÝ LUẬN VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÁP NGHIÊN CỨU

### 2.1. Cơ sở lý luận

Kiến tạo mảng là một học thuyết khoa học giải thích bản chất của sự hình thành và tiến hóa Thạch quyển, tạo nên các dạng địa hình chính trên bề mặt Trái Đất. Việc phát minh ra học thuyết Kiến tạo mảng được coi như một trong 10 phát minh vĩ đại nhất của loài người trong thế kỷ 20. Học thuyết này được nhà khoa học Đức Alfred Wegener lần đầu tiên phát minh ra vào đầu thế kỷ 20, với ý tưởng “lục địa trôi dạt”, nhưng sau đó bị lãng quên [73,74]. Học thuyết được hồi sinh bởi các phát minh độc lập mới liên quan đến Trái Đất vào đầu những năm 1960. Đó là cổ từ, địa hình sống núi giữa đại dương và sự phân bố các chấn tâm động đất trên thế giới. Học thuyết Kiến tạo mảng hay Kiến tạo toàn cầu đã nhanh chóng phát triển và chứng minh trên lý thuyết và thực tiễn sự đúng đắn của nó. Nguyên tắc chủ yếu của kiến tạo mảng là thạch quyển tồn tại như là các mảng kiến tạo tách rời và riêng biệt, trôi dạt trên quyển mềm gần như chất lưu (chất rắn nhớt đàn hồi) [75]. Vì lẽ đó các mảng thạch quyển di chuyển, tương tác với nhau để lại trên bề mặt Trái đất các ranh giới mảng đặc trưng cho các phương thức chuyển động tương đối giữa chúng, có 3 kiểu ranh cơ bản là [74,76, 77]: 1) ranh giới chuyển dạng hình thành khi hai mảng trượt ngang qua nhau; 2) ranh giới phân kỳ khi hai mảng di chuyển xa nhau; và 3) ranh giới hội tụ hình thành do hai mảng xô húc. Ngày nay học thuyết Kiến tạo mảng được sử dụng rộng rãi, như một công cụ hữu ích để giải thích được nhiều sự kiện địa chất liên quan khác núi lửa, động đất, sinh khoáng v.v.

Theo quan điểm của thuyết kiến tạo mảng, các biểu hiện địa hình chính khi quan sát thấy trên bề mặt Trái đất là kết quả tạo ra bởi sự dịch chuyển và tương tác giữa các mảng lớn thuộc phần trên cùng của vỏ Trái đất (tầng thạch quyển). Nguyên nhân chính của toàn bộ quá trình phát sinh do động lực đối lưu nhiệt bên trong manti. Với vai trò trung tâm của nó, việc nghiên cứu lịch sử tiến hóa Trái đất thông qua thuyết kiến tạo mảng luôn là vấn đề mà cộng đồng khoa học quan tâm.

Động lực học là một ngành trong vật lý cơ học chuyên nghiên cứu chuyển động của các vật thể và mối liên hệ giữa chúng với tương tác giữa các vật. Động lực học quan tâm đến nguyên nhân sinh ra chuyển động của các vật, đó chính là Lực. Mở rộng khái niệm trên, động lực manti (mantle dynamics) có thể được xem là lĩnh vực khoa học nghiên cứu về động lực phát sinh trong manti để tìm hiểu nguyên nhân gây ra chuyển động của thạch quyển. Với quan điểm này, động lực manti là nguyên nhân chính làm phát sinh các chuyển dịch của mảng; vì vậy khi nghiên cứu tiến hóa kiến tạo một vùng cụ thể

cần được xem xét hai yếu tố: 1) chế độ động lực manti trong từng giai đoạn xảy ra chuyển dịch mảng, và 2) sự dịch chuyển của các khối cấu trúc. Sự kết hợp của hai yếu tố trên cho phép chúng ta xây dựng một mô hình (lý thuyết) định lượng về lịch sử tiến hóa kiến tạo của một vùng nghiên cứu cụ thể. Kết quả mà mô hình đạt được có thể giải thích các dấu hiệu thu được trên thực địa và các tính toán về lý thuyết.

### **2.1.1. Nghiên cứu động lực manti**

#### **2.1.1.1. Manti**

Manti là thể vật chất lớn nhất bên trong Trái đất (chiếm 84% tổng thể tích và 67% tổng khối lượng). Trên mặt cắt thẳng đứng cắt qua tâm Trái đất, manti có ranh giới kéo dài từ đáy của lớp vỏ (chiếm 0,6% khối lượng silicat) đến bề mặt phía trên của nhân ngoài (ở độ sâu 2.900 km) [78]. Manti tạo nên gần như toàn bộ silicat Trái đất, thành phần hóa học của chúng được phản ánh trực tiếp thông qua các đá peridotit nguồn gốc sâu được đưa lên bề mặt thông qua các ống nổ kimberlit hoặc phun trào bazan kiềm [79]. Ngoài ra, thành phần hóa học của manti trên được thể hiện gián tiếp thông qua đặc điểm địa hóa của các loại bazan (bazan sống núi giữa đại dương: MORB, bazan đảo đại dương: OIB, hay bazan cung đảo: IAB, v.v.). Các bằng chứng địa hóa của bazan tại các vùng khác nhau tại các môi trường kiến tạo khác nhau trên thế giới cho thấy tính dị phần về hóa học của manti [80]. Sự không đồng nhất hóa học manti được tạo ra do phân dị và tiến hoá vật chất tiếp sau sự hình thành vỏ Trái đất từ một manti nguyên thủy cách đây khoảng 3 tỉ năm. Sự dị phần hoá học manti còn được hình thành do vật chất vỏ được đưa xuống manti tại các đới hút chìm, hay vật chất đáy thạch quyển bị bào mòn và cuộn xuống manti dưới tác động của các dòng đối lưu [81-86]. Nghiên cứu tính dị phần hoá học (và đồng vị) manti cho thấy chúng có thể tồn tại trong một vùng rộng lớn, chẳng hạn như dị phần đồng vị bên dưới Nam Thái Bình Dương hay Ấn Độ Dương (Zindler and Hart, 1986) [87].

#### **2.1.1.2. Dung thể nguyên thủy (primitive melt)**

Vật chất manti (là peridotit plagioclas, spinel hay granat tùy thuộc vào độ sâu nóng chảy) có thể bị nóng chảy hình thành dung thể bazan do sự thay đổi hoá lý làm mất thế cân bằng vật chất như giảm áp suất (nóng chảy giảm áp), tăng nhiệt độ, và giảm nhiệt độ dưới ảnh hưởng của chất bốc (thí dụ, áp suất nước) (Hoang and Flower, 1998; Kogiso et al., 1997) [44,88]. Trường hợp thứ nhất có thể do tách giãn thạch quyển (thí dụ, nóng chảy bên dưới trục tách giãn giữa đại dương) (Kostopoulos, 1991) [89]. Trường hợp thứ hai có thể do ảnh hưởng của các nguồn nhiệt dâng lên từ dưới manti sâu như nham nhiệt manti (mantle plume) hay các điểm nóng manti (mantle hotspot) (Farnetani and Richards.,

1995) [90]. Trường hợp thứ ba là nóng chảy manti tại các đới hút chìm dưới ảnh hưởng của các chất bốc (fluid: nước, CO<sub>2</sub>...) thoát ra từ các khoáng vật ngậm nước trong mảng vỏ đại dương được đưa xuống manti (Kogiso et al, 1997) [88].

Dung thể sau khi hình thành được tách khỏi môi trường đá chủ (host rock) do tỉ trọng thấp hơn, gom lại, đến khi thể tích đủ lớn để có thể bị đẩy lên bề mặt theo cơ chế trọng lực. Phần sót lại sau nóng chảy gọi là thể sót (residual) cũng bị dâng lên do tỉ trọng cũng thấp hơn đá chủ; các thể sót này dần dần kết hợp với nhau hình thành lớp manti thạch quyển (lithospheric mantle). Về cơ học, manti thạch quyển so với manti bên dưới thì nguội hơn, khô hơn và ít dẻo (elastic) hơn; do đó khó nóng chảy hình thành dung thể hơn (Kawabata et al., 2011) [91].

Dung thể trên đường đi lên bề mặt có thể lưu trú tại một số lò magma trung gian và giảm nhiệt độ, dẫn tới kết tinh phân đoạn (fractional crystallization) chủ yếu là olivin, tiếp đến là olivine ± pyroxen xiên, ± plagioclas... Kushiro (1996) [92] Theo số liệu thạch học thực nghiệm, thành phần dung thể do nóng chảy vật chất manti nguyên thủy (là đá siêu mafic chưa trải qua nóng chảy) có chỉ số magnesi ( $Mg\# = 100 \times [(Mg^{2+} + Fe^{2+})/Mg^{2+}]$ ) từ 68 đến 70, và chỉ số magie của khoáng vật olivin tương ứng (gọi là thành phần forsterit: Fo) với dung thể trên là trong khoảng từ 88 đến 90, tính theo hệ số phân bố nguyên tố Fe-Mn giữa olivin và dung thể ( $K_D = (FeO/MgO)^{ol}/(FeO/MgO)^{liq}$ ) = 0,30 (Roeder and Emslie., 1970) [93].

### 2.1.1.3. Magma nguyên thủy

Bazan có chỉ số magie gần với các thông số trên có thể xem là gần nguyên thủy [44,91]. Với các bazan có hàm lượng magie như trên người ta có thể tiệm cận thành phần dung thể nguyên thủy của chúng thông qua một số phép toán đơn giản. Giả thiết rằng các mẫu bazan cần nghiên cứu chỉ trải qua kết tinh – phân đoạn olivin [(Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>], người ta có thể bù lại phần olivin bị tách khỏi hệ thống bằng cách bù chúng trở lại từng ít một (khoảng 0,1% - 1%) cho đến khi hoặc thành phần forsterit của olivin là 88-90%, hoặc chỉ số magnesi của bazan (dung thể) là 68-70 [44,91]. Bằng cách này, kèm theo một số điều kiện địa hoá, người ta có thể tiếp cận dung thể nguyên thủy của một bazan có thành phần MgO tương đối cao, tức gần nguyên thủy, ít bị kết tinh – phân đoạn mạnh.

Thạch học thực nghiệm cũng cho thấy, thành phần hoá học nguyên tố chính của dung thể nguyên thủy là hàm số của áp suất và nhiệt độ nóng chảy [92]. Ngoài ra, thành phần hoá học nguyên tố vết của dung thể là hàm số của độ nóng chảy, và có mối tương quan mạnh với bản chất nguồn vật chất manti. Tức là, thông qua thành phần địa hoá dung

thể người ta có thể tái tạo nguồn vật chất manti và các thông số nóng chảy của nó như áp suất, nhiệt độ và độ (phần trăm) nóng chảy [91].

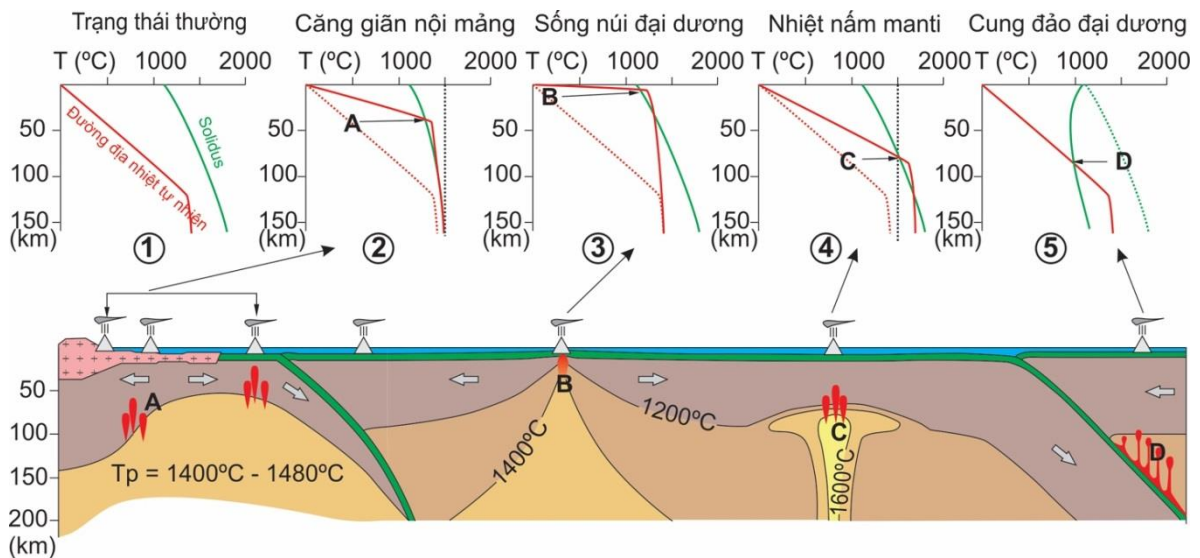
#### 2.1.1.4. Cân bằng nhiệt – áp và động lực manti

Tốc độ tăng nhiệt độ theo độ sâu được gọi là gradient địa nhiệt và được biểu diễn bằng đường quan hệ giữa nhiệt độ và áp suất (độ sâu Trái đất). Độ dốc địa nhiệt trung bình ở phần trên 100 km từ vỏ là khoảng 25°C trên một km độ sâu (Hoang and Flower, 1998; Stephen and Pinter, 2018) [44,94]. Biểu đồ nhiệt độ - áp suất (độ sâu) minh họa mối quan hệ giữa đường gradient địa nhiệt (đường màu đỏ) và thời điểm bắt đầu nóng chảy chuyển đổi trạng thái vật chất rắn manti (solidus, đường màu xanh lá). Gradient địa nhiệt thay đổi theo độ sâu đi qua lớp vỏ Trái đất vào manti trên. Khu vực bên trái của đường màu xanh lá cây vật chất manti ở thể rắn (solidus), bên phải là nơi bắt đầu hình thành các thành phần lỏng (liquidus) (Hình 2.1). Khi nhiệt độ và độ sâu tăng ở khoảng 125km vị trí điểm gradient địa nhiệt tự nhiên gần với đường solidus nhất. Đường solidus có xu thế hướng độ dốc sang phải vì nhiệt độ nóng chảy của bất kỳ chất nào phụ thuộc vào áp suất. Áp suất cao hơn được tạo ra ở độ sâu lớn hơn làm tăng nhiệt độ cần thiết để diễn ra quá trình nóng chảy. Nhiệt độ ở độ sâu 100km khoảng 1200°C. Ở đáy lớp vỏ Trái đất có độ sâu khoảng 35km, áp suất khoảng 10.000bar (1Gpa). Ở nhiệt độ và áp suất này, phần đáy lớp vỏ Trái đất và manti ở trạng thái rắn (manti chưa xuất hiện nóng chảy). Trạng thái này tiếp tục ở độ sâu 150 km, đường dốc địa nhiệt nằm ở bên trái đường solidus. Mối quan hệ này tiếp tục xuyên qua manti dưới tới ranh giới manti – bề mặt nhân ngoài, ở độ sâu khoảng 2900km.

Các nghiên cứu thạch học thực nghiệm đã phát hiện các đường địa nhiệt tự nhiên của Trái đất giao cắt và vượt qua đường solidus (Hoang and Flower, 1998; Stephen and Pinter, 2018) [44,94]: 1) manti xuất hiện nóng chảy từng phần do giảm áp, 2) manti xuất hiện nóng chảy từng phần do được bổ sung các chất bốc và 3) tăng nhiệt độ manti do sự xâm nhập của các dòng manti nóng hơn từ bên dưới. Hình 2.1 sử dụng quan hệ giữa nhiệt độ và độ sâu cho thấy quá trình nóng chảy từng phần có thể xảy ra trong các điều kiện kiến tạo mảng khác nhau. Quá trình nóng chảy từng phần bắt đầu diễn ra trong manti khi đường địa nhiệt tự nhiên Trái đất (đường màu đỏ) giao cắt và vượt qua đường cân bằng solidus của vật chất manti (đường màu xanh lá). Trong điều kiện bình thường giữa một mảng ổn định (trường hợp 1), đường địa nhiệt không giao cắt với đường solidus do đó không phát sinh nóng chảy. Trong bốn trường hợp khác khác, độ dốc đường địa nhiệt được dịch chuyển về phía bên phải và giao cắt với đường solidus đồng thời trong manti phát sinh nóng chảy. Có thể thấy trong các bối cảnh kiến tạo khác nhau thì độ sâu vị giao



cắt giữa đường địa nhiệt với đường solidus cũng khác nhau, điều này đồng nghĩa với sự khác biệt về cơ chế hình thành dung thể nóng chảy trong manti. Trường hợp 2 biểu diễn sự hình thành dung thể magma do manti trên được bổ sung nhiệt bởi sự dịch chuyển của các đới nhiệt nóng. Trường hợp 3 biểu diễn sự hình thành dung thể magma do quá trình giảm áp. Trường hợp 4 biểu diễn sự hình thành dung thể do manti được cung cấp nhiệt bởi các dòng đối lưu xuất phát từ nhân Trái đất (nấm nhiệt manti) và trường hợp thứ 5 biểu diễn sự hình thành dung thể do manti được bổ sung chất bốc từ các vật liệu của mảng chúi chìm đưa xuống. Trong trường hợp thứ 5 đường địa nhiệt vẫn giữ nguyên trong khi đường cân bằng nóng chảy solidus có xu thế dịch chuyển về bên trái, điều này có nghĩa khi manti được bổ sung các hợp phần chất bốc, sự phát sinh nóng chảy trong manti sẽ diễn ra dễ dàng hơn.



Hình 2.1. Biểu đồ biểu diễn mối quan hệ giữa nhiệt độ và độ sâu của đường địa nhiệt tự nhiên của Trái đất (đường màu đỏ) và đường chuyển đổi trạng thái vật chất manti từ thể rắn (solidus) sang thể lỏng (liquidus) (đường màu xanh lá) trong các môi trường kiến tạo khác nhau [44,91,94]

Như vậy, để xây dựng được bối cảnh kiến tạo của một vùng nghiên cứu ta có thể dựa vào thành phần vật chất hình thành trực tiếp trong manti hoặc thông qua các sản phẩm magma trung gian đã trải qua biến đổi (thí dụ, kết tinh phân đoạn). Kết quả phân tích thành phần thạch học, địa hóa khi đưa lên các biểu đồ quy chuẩn cho phép ta xác định các quá trình biến đổi diễn ra trong manti. Mặt khác, dựa trên thành phần hóa học bazan ta có thể quy đổi về trạng thái vật chất manti nguyên thủy, dựa trên các phép tính địa nhiệt áp kế có thể xác định các thông số vật lý cho phép xây dựng lại bối cảnh tiến hóa của vùng nghiên cứu theo thuyết kiến tạo mảng.

## **2.1.2. Nghiên cứu sự chuyển dịch của các khối cấu trúc**

### **2.1.2.1. Các khối cấu trúc**

Một khối cấu trúc được tạo nên từ các tổ hợp thạch kiến tạo có nguồn gốc khác nhau, nhưng được kết cấu trong cùng một không gian và sinh thành trong những bối cảnh kiến tạo tương đồng nhau. Tổ hợp thạch kiến tạo trong một khối cấu trúc có đặc điểm biến dạng khá tương đồng nhau được gọi là một phụ khối. Thông thường, các khối cấu trúc ngăn cách với nhau bởi các đứt gãy sâu.

### **2.1.2.2. Tổ hợp thạch kiến tạo**

Tổ hợp thạch kiến tạo được đề cập trong nghiên cứu của tác giả Nguyễn Xuân Tùng và Trần Văn Trị, 1992 [7] bao gồm các tổ hợp đá có quan hệ không gian gần gũi nhau, được thành tạo trong những khoảng thời gian cận kề nhau và trong những môi trường được đặc trưng bởi bối cảnh kiến tạo nhất định. Một tổ hợp đá thường đại diện cho một giai đoạn tiến hóa địa chất nhất định được gộp lại với nhau hình thành tổ hợp thạch kiến tạo. Như vậy, mỗi tổ hợp thạch kiến tạo sẽ bao gồm một hoặc một số tổ hợp đá có đặc điểm thạch hóa, tướng đá, nguồn gốc hoặc môi trường thành tạo riêng biệt.

### **2.1.2.3. Biến dạng của đá**

Biến dạng của đá là sự thay đổi hình dạng, đôi khi thay đổi thể tích và thành phần vật chất của chúng. Khi đá bị biến dạng, các phần tử cấu thành nên chúng bị dịch chuyển và thay đổi hình dạng so với ban đầu. Đá bị biến dạng có thể là do ngoại lực (lực kiến tạo) và/hoặc do sự thay đổi nhiệt độ, sự biến đổi về tướng khoáng vật... Nếu một khu vực chỉ trải qua một giai đoạn biến dạng duy nhất thì giai đoạn này được gọi là pha biến dạng, khu vực như vậy gọi là khu vực đồng nhất về mặt cấu trúc. Ngược lại, nếu một khu vực bị tác động bởi nhiều pha biến dạng khác nhau thì sự phân bố các yếu tố cấu tạo trở nên phức tạp hơn và xuất hiện rất phổ biến sự chồng lấn của các yếu tố kiến trúc muộn lên các cấu trúc hình thành sớm hơn.

### **2.1.2.4. Đới trượt**

Đới trượt là một dạng cấu tạo mặt hình thành do biến dạng phát triển ở những độ sâu, nông khác nhau trong vỏ Trái đất. Chế độ biến dạng ưu thế để tạo lên các đới này là biến dạng trượt (shear strain) làm cho đá ở cánh hai bên đới bị dịch chuyển tương đối với nhau theo hai chiều ngược nhau theo phương song song với ranh giới của đới. Các đới trượt thường là các đới tương đối hẹp, có ranh giới gần song song với nhau, nằm giữa các thân đá bị biến dạng kém hơn và có cấu trúc bên trong không đồng nhất. Các đới hoặc

mặt trượt không liên tục, có thể kết nối với nhau tạo ra các đới biến dạng mật độ cao, vây quanh các khối đá có mức độ biến dạng thấp hơn.

#### 2.1.2.5. Các đới trượt trong các điều kiện biến dạng và biến chất khác nhau

Dựa vào đặc tính biến dạng của đá dọc theo chiều sâu của đới trượt có thể được phân thành các loại sau: đới trượt giòn, đới trượt dẻo và trung gian là đới trượt giòn – dẻo (Trần Thanh Hải, 2017) [95].

- *Đới trượt dẻo (ductile shear zone)*

Là đới trượt trong đó có sự biến dạng liên tục và cường độ biến dạng trượt biến đổi một cách có hệ thống khi đi qua chiều rộng của đới. Biến dạng dẻo thường được hình thành trong những đới trượt ở độ sâu lớn trong vỏ Trái đất. Các đới trượt dẻo thường thành tạo ở những độ sâu có mức độ biến chất cao (thường lớn hơn 15km đối với các loại đá có đặc tính cơ lý rắn chắc). Các đới trượt dẻo hình thành trong môi trường biến dạng ổn định và liên tục đi kèm với biến chất tương đối cao của tầng đá. Khi xảy ra biến dạng dẻo thân đá trong các đới trượt thường bị giảm thể tích do nén ép theo phương tạo một góc nhất định với hướng dịch chuyển. Phát sinh kèm theo là sự thay đổi cấu trúc bên trong thân đá, các khoáng vật tạo đá bị thay đổi và có xu thế tái sắp xếp trật tự dạng dòng chảy.

- *Đới trượt giòn dẻo (brittle – ductile shear zone)*

Là các đới trượt bị vỡ và dịch chuyển làm mất đi một phần tính liên tục của thân đá bị biến dạng dẻo. Sự không liên tục này có thể là các đới khe nứt riêng rẽ dọc theo đó có sự dịch chuyển xảy ra, hoặc có thể là một dãy của các khe nứt dạng cánh gà (en-echelon) do căng giãn (tension gashes). Đới trượt giòn dẻo thường phát triển trong đá ở những độ sâu nhất định trong vỏ Trái đất, bên dưới các đới trượt giòn, nơi nhiệt độ biến dạng của đá có thể lên tới 300<sup>0</sup>C và tương ứng với độ sâu lên tới 15km tùy thuộc loại đá và các yếu tố hóa lý khác. Các loại sản phẩm cơ bản có thể được tạo thành trong môi trường của các đới trượt giòn- dẻo là các thân đá bị càn nát và thành tạo giả tachylit (pseudotachyle), và đôi khi là các thể mylonit bán dẻo.

- *Đới trượt giòn*

Đới trượt giòn là một mặt vỡ hay một đới dạng tấm được hình thành trên các thành tạo địa chất thuộc phần trên của vỏ Trái đất. Dọc theo hai cánh của đới trượt giòn, các thể địa chất bị biến dạng và dịch chuyển tương đối theo hai chiều ngược nhau và song song với mặt vỡ hoặc đới dập vỡ. Nếu đới này là một bề mặt dập vỡ riêng rẽ trên đó sự dịch

chuyển xảy ra được gọi là một đứt gãy, nếu đới trượt giòn là một tập hợp các mặt đứt gãy song song thì chúng là một đới đứt gãy.

Các đới trượt giòn thường xuất hiện ở phần trên cùng của vỏ Trái Đất ở độ sâu thường nhỏ hơn 10km. nơi mà nhiệt độ và áp suất thạch tinh tương đối nhỏ. Trong môi trường biến chất thấp hoặc không đáng kể, sự biến dạng của đá chủ yếu diễn ra dưới hình thức dập vỡ ở nhiều quy mô khác nhau. Đây là đới biến dạng không ổn định, trượt sinh chấn, trong đó sự dịch chuyển diễn ra dọc theo các mặt đứt gãy hoặc dập vỡ không liên tục với tốc độ biến dạng địa chấn tới vài milimét hoặc mét trên giây, xen kẽ là các giai đoạn ngưng nghỉ dài với sự tích lũy ứng suất chậm lâu dài. Các sản phẩm thuộc loạt dăm và loạt đá cà nát (cataclastic) là hai sản phẩm chính sinh ra trong đới trượt giòn.

#### *2.1.2.6. Nhận dạng các cấu tạo do biến dạng kiến tạo*

Các cấu tạo biến dạng được hình thành do các quá trình biến dạng tạo ra, các cấu tạo như vậy thường có sự khác biệt cấu tạo nguyên thủy là những cấu tạo được hình thành trong quá trình lắng đọng vật liệu để tạo đá trầm tích (cấu tạo phân lớp, cấu tạo đồng trầm tích, bất chỉnh hợp, thớ chẻ đồng trầm tích, nếp uốn đồng trầm tích, đứt gãy đồng trầm tích), cấu tạo phun trào và xâm nhập (cấu tạo dòng chảy của đá phun trào, ranh giới xâm nhập,...). Các cấu tạo do biến dạng tạo nên thường là các cấu tạo như các nếp uốn, đứt gãy, các cấu tạo mặt (cấu tạo phiến, các khe nứt, mặt trượt...), cấu tạo đường (đường thớ nhú, đường căng kéo khoáng vật và kéo dài...) [95].

#### *2.1.2.7. Phân chia các pha biến dạng*

Mỗi một pha biến dạng thường tạo ra một thể hệ cấu tạo có đặc điểm đặc trưng. Một thể hệ cấu tạo là tập hợp các cấu tạo được thành tạo trong cùng một khoảng thời gian và chịu ảnh hưởng của cùng một trường ứng suất. Trong một pha biến dạng có thể bao gồm một hoặc nhiều thể hệ cấu tạo. Một sự kiện kiến tạo bao gồm một hay một số một hay một số pha biến dạng có nguồn gốc và thời gian liên quan với nhau. Các thể hệ cấu tạo xác định một sự kiện biến dạng thường được thành tạo theo một trình tự thời gian nhất định. Như vậy, để phân chia các pha biến dạng cần phải xác định các thể hệ cấu tạo và liên kết chúng để xác định các pha kiến tạo. Bằng cách liên kết các pha kiến tạo ta có thể xác định được sự kiện kiến tạo đã xảy ra tại vùng nghiên cứu.

#### *2.1.2.8. Xác định tuổi của các sự kiện biến dạng*

Xác định tuổi của các sự kiện kiến tạo ta có thể sử dụng hai cách: 1) Xác định tuổi tương đối và 2) Xác định tuổi tuyệt đối. Tuy nhiên không phải sự kiện kiến tạo nào cũng có thể xác định đồng thời hai phương pháp trên. Để xác định tuổi các sự kiện kiến tạo

cho một vùng cụ thể cần dựa vào các thành tạo địa chất và cấu trúc được hình thành trong giai đoạn đó.

Xác định tuổi tương đối là xác định các cấu tạo được hình thành theo thứ tự thời gian từ cổ đến trẻ. Các thể hệ cấu tạo xác định một sự kiện biến dạng thường được thành tạo theo một trình tự thời gian nhất định, các thể hệ cấu tạo được thành tạo sau sẽ tác động lên các thể hệ cấu tạo được thành tạo trước và làm biến dạng chúng để tạo lên các cấu tạo giao thoa chồng lấn. Dựa vào các dấu hiệu về quan hệ xuyên cắt và trường ứng suất cho phép ta sắp xếp lại trật tự theo thời gian của các thể hệ cấu tạo. Ngoài cách xác định tuổi tương đối trên, đối với các khu vực thềm lục địa và trung Biển Đông người ta xác định tuổi tương đối các sự kiện kiến tạo dựa trên tài liệu địa vật lý như cổ từ, địa chấn kết hợp với phân tích mẫu lỗ khoan.

## **2.2. Cách tiếp cận**

NCS sử dụng cách tiếp cận tích hợp đặc điểm phân bố, thành phần thạch học, địa hóa, tuổi đồng vị các thành tạo magma giai đoạn Kainozoi muộn với đặc điểm hình học, động học, ứng suất kiến tạo ghi nhận trên các thành tạo địa chất, nhằm xác định các giai đoạn, cơ chế và bối cảnh kiến tạo phát sinh hoạt động magma trong vùng nghiên cứu. Kết quả đạt được cho phép đánh giá mối quan hệ giữa tiến hóa vỏ Trái đất với hoạt động magma diễn ra trong manti, từ đó xây dựng mô hình tiến hóa kiến tạo vùng nghiên cứu. Để đạt được kết quả theo mục tiêu luận án, NCS mô hình hóa cách tiếp cận theo sơ đồ Hình 2.2.

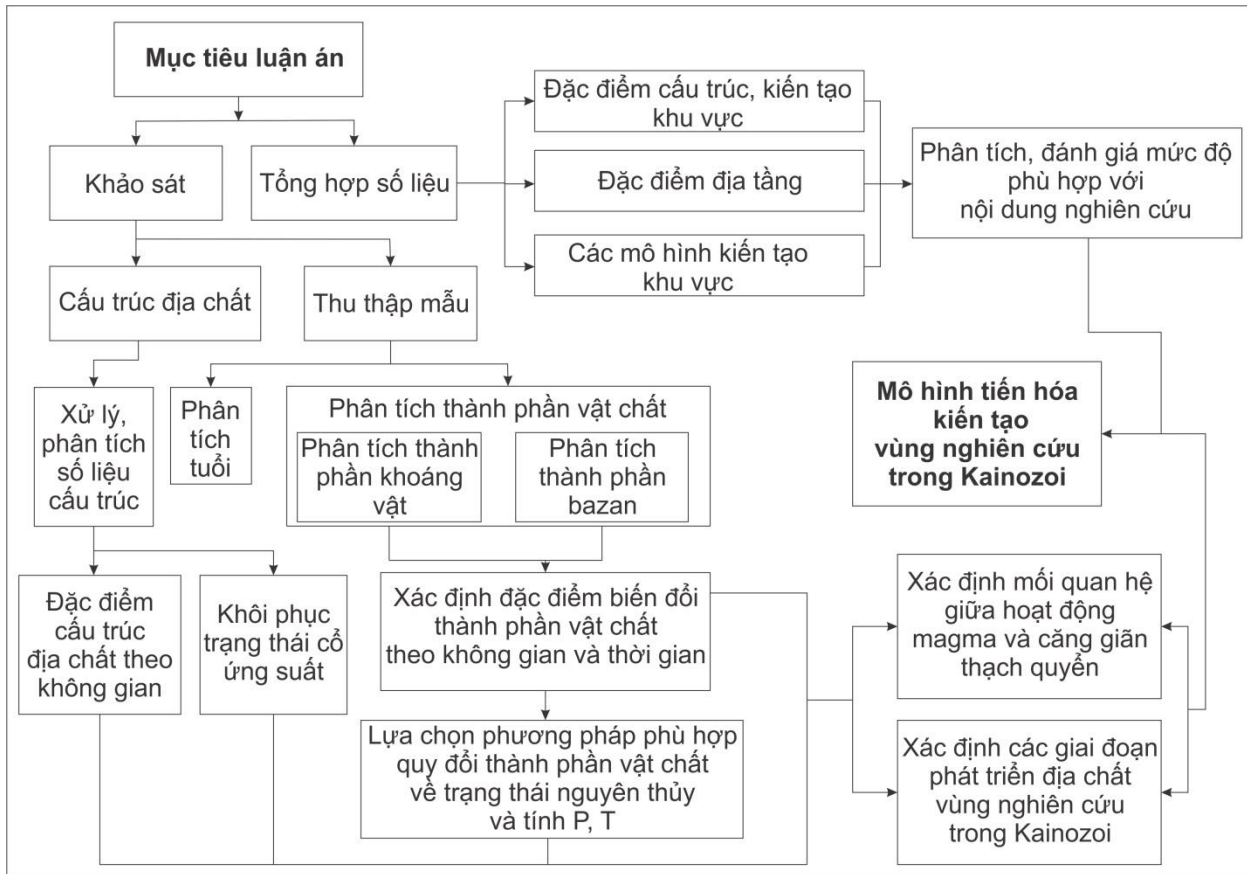
## **2.3. Nhóm các kỹ thuật sử dụng thực hiện luận án**

### **2.2.1. Tổng hợp và phân tích số liệu**

Trong quá trình thực hiện luận án, các số liệu về thành cấu trúc địa chất, thành phần thạch học, địa hóa đá bazan và các bản đồ địa hình địa mạo, đặc điểm trường địa vật lý của các công trình đã công bố đóng vai trò hết sức quan trọng. Các tài liệu tổng hợp được xử lý chuyển đổi về cùng định dạng và tích hợp trên các bản đồ khác nhau phục vụ mục đích nghiên cứu.

- Tổng hợp và phân tích số liệu thu thập địa hình địa mạo: Tài liệu địa hình được thu thập từ các nguồn công bố trong và ngoài nước và được đưa về hệ cùng một hệ quy chiếu và chuẩn hóa bao gồm ba thành phần chính x,y,z tương ứng là kinh độ, vĩ độ, độ cao. Với

độ chính xác cao từ nguồn tài liệu thu thập NCS sử dụng để xây dựng các mặt cắt địa hình trong khu vực nghiên cứu.



Hình 2.2. Sơ đồ giản lược các nội dung nghiên cứu của luận án

- Tổng hợp và phân tích kết quả minh giải tài liệu từ và trọng lực phục vụ mục tiêu của luận án: Các công trình công bố dựa trên tài liệu trọng lực đã xây dựng các bản đồ bề mặt Moho khu vực nghiên cứu, có vai trò quan trọng trong quá trình thực hiện luận án.

- Tổng hợp và phân tích kết quả tài liệu địa chấn dầu khí: Các bề mặt bất chỉnh hợp địa tầng trên mặt cắt dầu khí kết hợp với tài liệu lỗ khoan cho phép NCS xác định được các phân vị địa tầng điển hình, cũng như các hoạt động kiến tạo chính trong khu vực. Từ đó giúp NCS xác định được đặc điểm các hoạt động kiến tạo trong từng giai đoạn cụ thể.

- Tổng hợp tài liệu địa chấn sâu (tomography – dựa trên phân tích kết quả thu thập các trường sóng địa chấn động đất): Tổng hợp kết quả phân tích tài liệu địa chấn tomography có vai trò đối sánh với kết quả đạt được của luận án.

### 2.2.2. Nhóm kỹ thuật điều tra, khảo sát đo vẽ thực địa và thu thập mẫu

- Tại mỗi vị trí khảo sát các nội dung công việc đo cấu trúc địa chất đều được thực hiện theo một trình tự nhất định: Thứ nhất, xác định đặc điểm các thành tạo địa chất, các đơn vị cấu trúc thành phần và quan hệ của chúng trong không gian, đánh giá sơ bộ về đặc điểm động lực của vết lộ. Thứ hai, tiến hành đo vẽ và mô tả từng cấu trúc thành phần (thể nằm mặt lớp, mặt trượt, vết xước, gờ trượt, các nếp uốn...). Thứ ba, tiến hành đo thống kê hệ thống khe nứt trong một đơn vị thể tích tương đối hẹp trong phạm vi một vết lộ để có tài liệu giải bài toán ngược với việc xác định các trường ứng suất kiến tạo, từ đó đánh giá tổng quan về đặc điểm các nguồn lực gây biến dạng.

- Công việc thu thập mẫu được tiến hành sau khi kết thúc đo vẽ, mô tả cấu trúc địa chất tại điểm khảo sát. Thông thường các mẫu đá bazan thu thập được chia thành 5 phần để phục vụ phân tích thành phần thạch học, mẫu phân tích thành phần nguyên tố chính, nguyên tố vết, đồng vị và làm mẫu lưu. Mẫu đá thu ngoài thực địa phải đảm bảo không bị phong hóa.

### **2.2.3. Xử lý mẫu phân tích**

- *Gia công xử lý mẫu sơ bộ* trước khi gửi phân tích nguyên tố chính, nguyên tố vết và đồng vị. Mẫu được đập nhỏ đến kích thước  $< 2$  mm, rửa siêu âm trong nước sạch khoảng 30 phút. Tráng lại nhiều lần với nước sạch sau đó sấy khô qua đêm trong lò với nhiệt độ  $100^{\circ}\text{C}$ . Mẫu sau đó được nghiền mịn trong cối mã nã, và gia công phù hợp với các đối tượng phân tích.

- *Gia công mẫu và phân tích thành phần hóa học khoáng vật olivin và pyroxen:* Thành phần hóa học của olivin và pyroxen được phân tích trên lát mỏng thạch học tại Viện Địa chất Viễn Đông, Viện Hàn lâm Khoa học LB Nga bằng thiết bị vi điện tử đầu dò (EPMA) JEOL. Mỗi mẫu đá bazan được tiến hành đo 24 - 36 điểm.

- Các bước phân tích thành phần nguyên tố chính, nguyên tố vết và đồng vị được trình bày cụ thể trong Phụ lục 2.

## **2.4. Phương pháp nghiên cứu**

### **2.3.1. Một số phương pháp xác định trường ứng suất trong nghiên cứu địa chất**

Trong nội dung nghiên cứu của luận án, NCS sử dụng một số phương pháp kiến tạo vật lý (KTVL) thường được sử dụng ở Việt Nam như sau: phương pháp hệ khe nứt cộng ứng; phương pháp phân tích mặt trượt và vết xước; phương pháp kiến tạo động lực; phương pháp phân tích dải khe nứt; phương pháp thống kê khe nứt theo nghiên cứu của tác giả Seminsky (2014, 2015) [99,100], phương pháp Delvaux và Sperner (2003) [101].

### **2.3.2. Xác định các khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực**

Thành phần khoáng vật tạo đá, khoáng vật phụ cũng như các dạng kiến trúc, cấu trúc của đá được xác định bằng phân tích mẫu lát mỏng dưới kính hiển vi phân cực. Mẫu thạch học phân tích yêu cầu xác định tên và mô tả các khoáng vật tạo đá, khoáng vật phụ, các kiểu kiến trúc và cấu trúc của đá và gọi được chính xác tên đá.

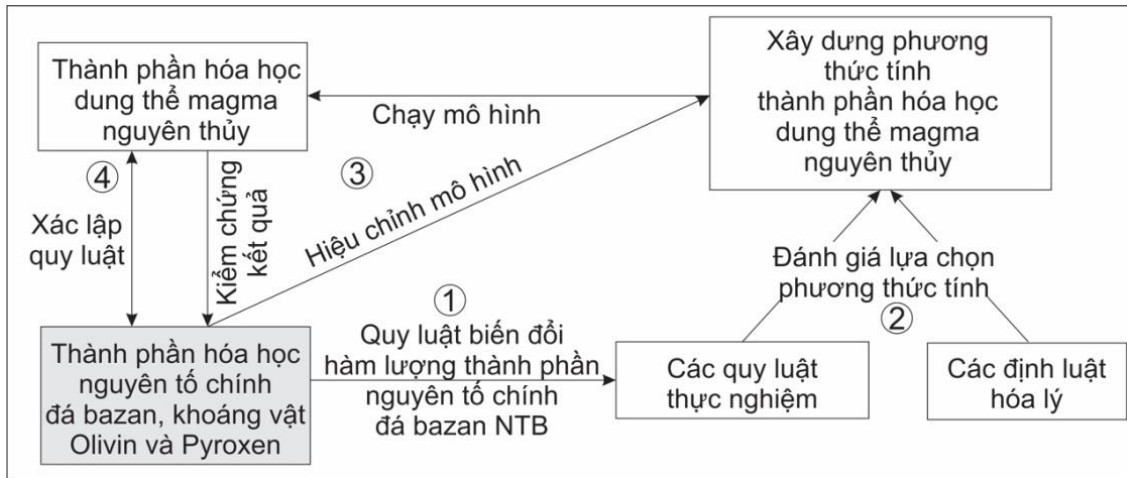
### **2.3.3. Phương pháp tính toán thành phần magma nguyên thủy và xác định điều kiện nhiệt độ, áp suất**

#### ***2.3.3.1. Nguyên lý chung của phương pháp xác định thành phần hóa học magma nguyên thủy***

Nguyên lý phương pháp là sự chuyển đổi thành phần oxit chính của bazan về thành phần nguyên thủy bằng cách bổ sung (bù thêm) một lượng olivin nhất định cho đến khi dung thể magma đạt trạng thái cân bằng với thành phần khoáng vật olivin chưa trải qua nóng chảy. Các nghiên cứu của Yamashita et al., 1996; Hoang and Flower, 1998 [102,44] chỉ ra rằng để xác định thành phần của magma nguyên thủy cần thực hiện bốn bước (Hình 2.3), bao gồm:

- + Phân tích xác định thành phần hóa học nguyên tố chính của bazan. Xác lập các quy luật biến đổi trong nguồn magma dựa trên sự thay đổi về thành phần khoáng vật, nguyên tố chính, nguyên tố vết và đồng vị trong bazan.
- + Xây dựng mô hình tính phù hợp dựa trên các quy luật thực nghiệm và các định luật hóa lý.
- + Chạy mô hình, kiểm chứng kết quả và hiệu chỉnh các phép tính trong mô hình.
- + Xác lập các quy luật biến đổi trong nguồn magma dựa trên liên kết số liệu tính và kết quả phân tích.





Hình 2. 1. Các bước tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy

### 2.3.3.2. Hạn chế của phương pháp

Qua quá trình tìm hiểu và áp dụng tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy của bazan khu vực ven Nam Trung Bộ và lân cận, phương pháp tính đã bộc lộ một số hạn chế về thành phần hóa học của khoáng vật olivin sử dụng để bù. Theo đó, thành phần các oxit chính của magma nguyên thủy cuối cùng sau khi được bù liên tiếp 0,1% hàm lượng các oxit tương ứng của olivin vào các oxit của bazan, trong nhiều trường hợp, khác nhiều so với các giá trị được tính theo lý thuyết.

### 2.3.3.3. Một số cập nhật mới

Để khắc phục nhược điểm trên, trong nghiên cứu này NCS đã có một số cập nhật và bổ sung mới được thực hiện cho phù hợp với đặc điểm thạch học và địa hóa bazan trong vùng nghiên cứu. Các nội dung phương pháp và cập nhật mới được trình bày trong nghiên cứu của Lê Đức Anh và nnk (2019) [103]. Mô hình tính trước đây và sau khi cập nhật được khái quát trong Hình 2.4.

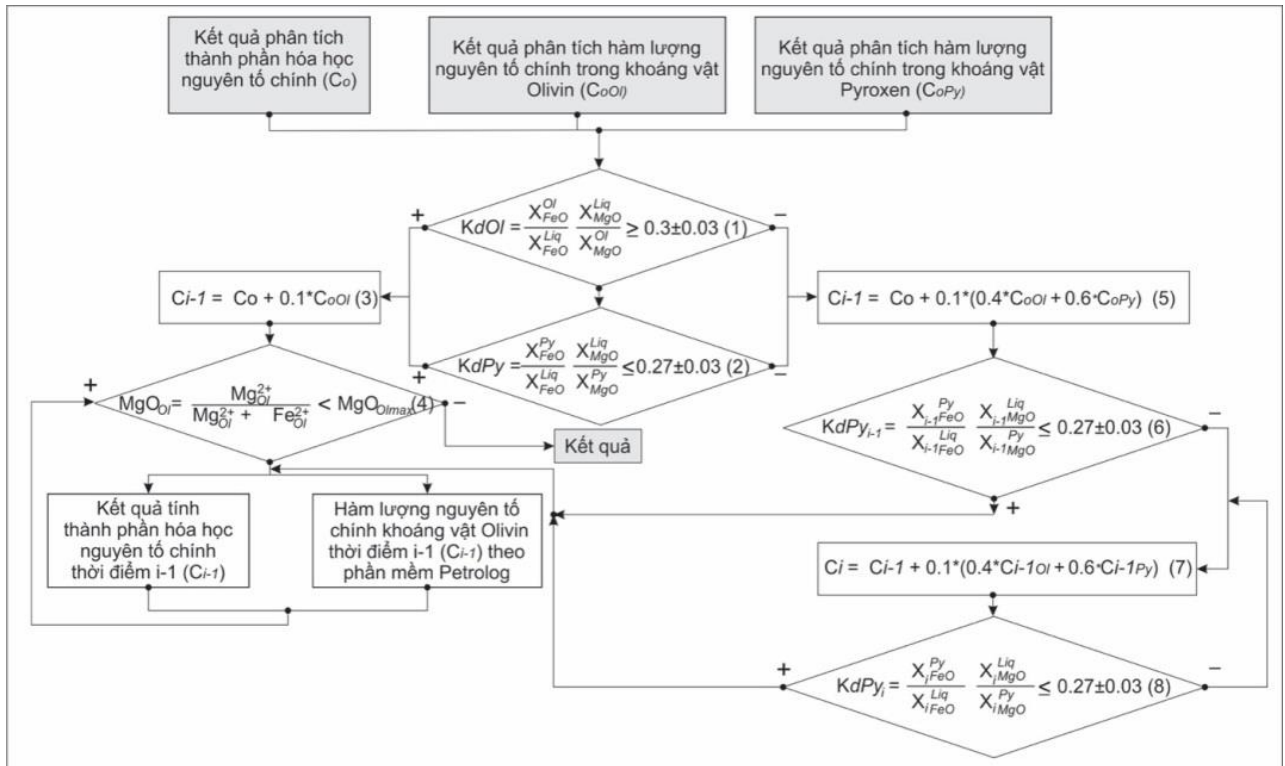
– Về thành phần hóa học của khoáng vật sử dụng để bù: để hạn chế sai số phát sinh khi sử dụng thành phần oxit silicat của magma, trong nghiên cứu này NCS sử dụng kết quả thành phần hóa học của olivin. Thành phần hoá học olivin sau phân tích được lựa chọn bằng cách xác định mức độ cân bằng giữa olivin – dung thể (thành phần hóa học magma bazan). Giá trị hàm lượng oxit silicat của olivin được sử dụng để bù là giá trị cân bằng hoặc gần cân bằng nhất với dung thể, tức có thành phần forsterit cao nhất.

– Trong một số trường hợp (ví dụ tại khu vực Sa Kỳ và Ba Làng An, Quảng Ngãi) bazan có hàm lượng MgO < 6%, và ban tinh chủ yếu là pyroxen xiên thì cần thiết phân tích thành phần hóa học của cả olivin và pyroxen. Nguyên lý bù olivin vào dung thể đối với các bazan có hàm lượng MgO thấp được đề cập trong nghiên cứu của tác giả Kawabata và nnk (2011) [91]. Nguyên lý bù đồng thời olivin và pyroxen vào dung thể cũng được áp dụng dựa trên lý thuyết cân bằng olivin – dung thể và pyroxen – dung thể. Theo đó, trong giai đoạn đầu thành phần các oxit chính của bazan sẽ được bổ sung đồng thời 0,1% tổng hàm lượng của olivin + pyroxen theo tỉ lệ olivin/pyroxen = 3:2 [91]. Tổng hàm lượng olivin + pyroxen được bù liên tục cho tới khi MgO trong dung thể > 6%, sau đó chỉ cần bù olivin.

– Về giới hạn kết thúc thực hiện bù: được xác định dựa trên kết quả phân tích thành phần hóa học tại phần nhân của olivin. Trong mỗi mẫu bazan thường phân tích thành phần oxit chính và thành phần các oxit tại phần nhân và phần riềm của olivin. Kết quả này sẽ được chiếu lên biểu đồ cân bằng olivin dung thể theo Roeder và Emslie (1970); Putirka et al. (2008) [93,104] có thể xác định được một số vị trí trong khoáng vật olivin có thành phần hóa học vượt ngưỡng giá trị cân bằng (Hình 2.6). Các giá trị này sẽ được sử dụng làm giá trị giới hạn bù theo nguyên tắc thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy cân bằng với thành phần hóa học của olivin có chỉ số Fo cao nhất trong mẫu (Fo của các olivin vượt ngưỡng cân bằng).

- Để kiểm chứng mức độ phù hợp của olivin khi bù trong suốt quá trình tính, NCS sử dụng phần mềm mã nguồn mở Petrolog được phát triển bởi tác giả Danyushevsky và Plechov (2011) [105] hỗ trợ thực hiện các phép toán xác định cân bằng olivin – dung thể.

- Ngoài ra, thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy sẽ được sử dụng làm số liệu đầu vào của chương trình *Melt* do Ghiorso (2002) [106] phát triển để xác định sự thay đổi thành phần hóa học dung thể magma trong quá trình phân đoạn.



Hình 2.4. Mô hình tính dung thể nguyên thủy sau khi cập nhật và bổ sung [103]

Trong đó:

$C_o$ : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của oxit trong đá phun trào

$C_i$ : Kết quả tính phần trăm về khối lượng của dung thể magma tại thời điểm  $i$

$C_{i-1}$ : Kết quả tính phần trăm về khối lượng của dung thể magma tại thời điểm liền trước thời điểm  $i$

$CoOl$ : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của Olivin trong đá phun trào

$CoPy$ : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của Pyroxen trong đá phun trào

$MgO_{Olmax}$ : Giá trị hàm lượng MgO cao nhất theo kết quả phân tích trong Olivin đá phun trào

$KdOl$ : Hệ số phân bố  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  giữa Olivin và dung thể tính theo Roeder and Emslie (1970)

$KdPy_i$ : Hệ số phân bố  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  giữa Olivin và dung thể tính theo mô hình nóng chảy pMelt (Ghiorso et al., 2002).

$X_{i, FeO}^{Ol}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Olivin tại thời điểm  $i$

$X_{i, FeO}^{Py}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Pyroxen tại thời điểm  $i$

$X_{i, FeO}^{Ol}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm  $i$

$X_{i, FeO}^{Py}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm  $i$

$X_{i, MgO}^{Ol}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Olivin tại thời điểm  $i$

$X_{i, MgO}^{Py}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Pyroxen tại thời điểm  $i$

$X_{i, MgO}^{Ol}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm  $i$

$X_{i, MgO}^{Py}$ : Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm  $i$

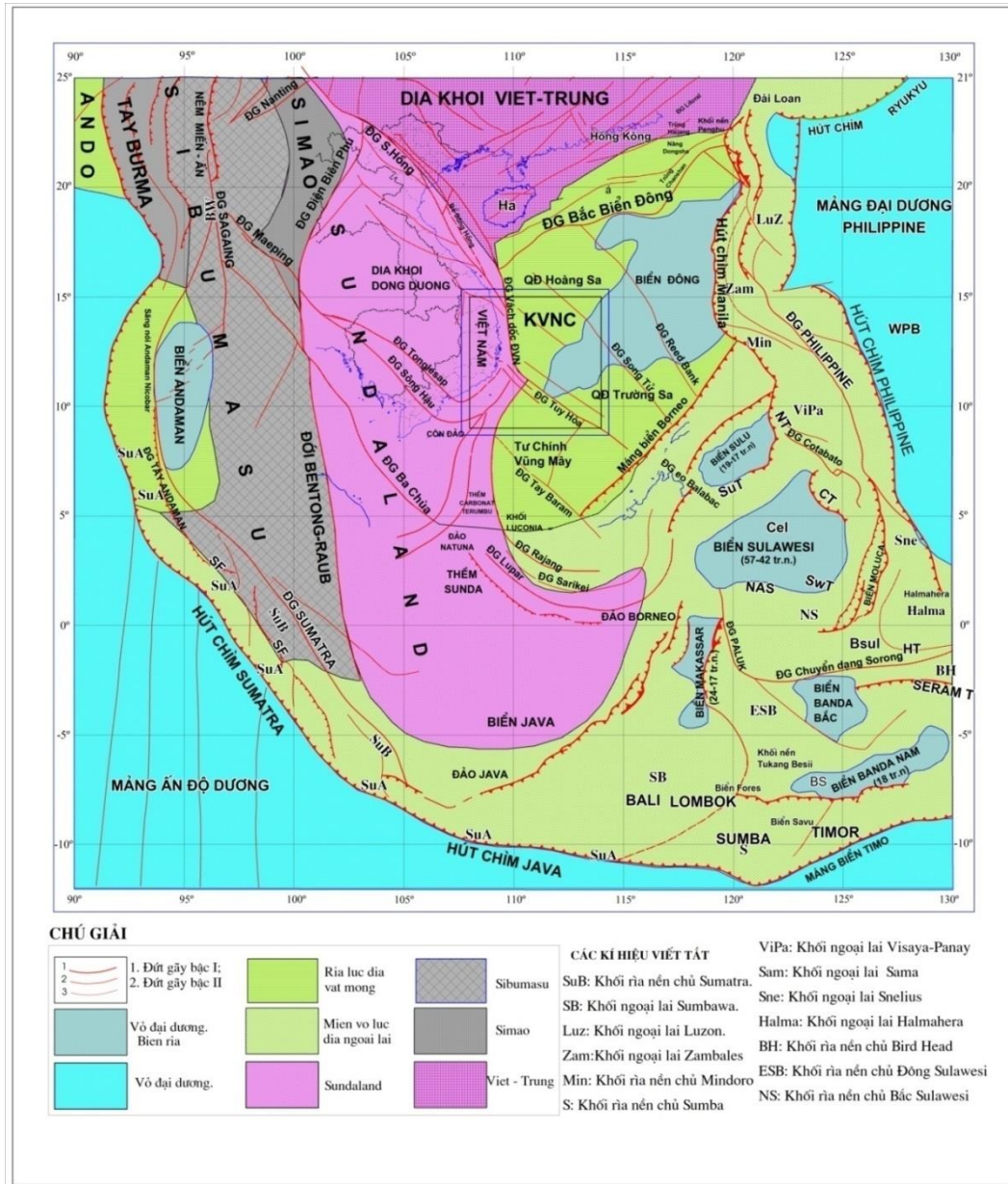
## **CHƯƠNG III. ĐẶC ĐIỂM MAGMA, CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT VÀ KIẾN TẠO VÙNG NGHIÊN CỨU**

### **3.1. Khái quát chung**

Đông và Đông Nam Á là một khu vực có cấu trúc rất phức tạp, hệ quả của sự kết nối nhiều mảnh vỏ thạch quyển khác nhau, trong nhiều giai đoạn khác nhau, làm tăng trưởng lục địa Âu Á về phía đông và đông nam (Metcalf, 2002) [107]. Có nhiều mô hình về lịch sử tiến hóa kiến tạo Đông Nam Á. Các mô hình có khác nhau, nhưng phần lớn cho rằng vào đầu Paleozoi Đông Nam Á là một bộ phận của siêu lục địa Gondwana, nằm ở vĩ tuyến khoảng  $-30^{\circ}\text{S}$  (nam bán cầu). Sự tách và phá vỡ rìa lục địa Gondwana bắt đầu xảy ra vào Cambri - Ordovic. Các vi mảng Việt – Trung, Indosinia tách khỏi Bắc Úc và di chuyển về phía Bắc. Bằng cách như vậy, liên tiếp trong Phanerozoi các mảnh lục địa khác tiếp tục được vỡ ra và rời Gondwana đi về phía bắc, giáp nối với đại lục Á Âu. Giữa các đợt tách vỡ - di chuyển như vậy là các khoảng không gian hình thành đại dương (Paleo-Tethys vào Devon, Mezo-Tethys vào Pecmi và Neo-Tethys vào Trias - Jura) [107]. Các mảnh vỏ lục địa giáp nối với nhau thông qua các đới va chạm (các đai ophiolit), hay các đới trượt bằng.

Vào Mesozoi (Nori - Jura - Creta muộn 200 - 100 tr.năm) trong khu vực ĐNA xảy ra va chạm - tạo núi giữa các mảng vỏ lục địa trong khu vực, đó là chu kỳ kiến tạo Indosini. Nó kết thúc bằng pha uốn nếp - tạo núi Yên Sơn và đến cuối Creta các mảng vỏ lục địa Việt - Trung, Indosinia, Sinoburmalaya, Sumatra, Borneo đã được gắn kết với nhau, làm tăng trưởng đáng kể lục địa Âu Á về phía ĐN.

Bước vào Kainozoi, tiến hóa kiến tạo khu vực ĐNA bắt đầu bởi sự phá vỡ thể cân bằng Paleogen, tồn tại vào đầu Kainozoi. Xuất hiện hàng loạt các trung tâm tách giãn, tạo rift. Hệ quả là sự hình thành loạt các địa hào, địa lũy rải rác trong khu vực, cuối cùng là sự hình thành các biển rìa, như Biển Đông, Sulu, Sulawesi, Banda, Andaman. Các kiến trúc tách giãn, sụt lún xảy ra trong khu vực như hệ quả tất yếu của quá trình căng giãn vỏ Trái Đất, do các chuyển động tương tác giữa các mảng thạch quyển mang lại. Đồng thời nó cũng được thúc đẩy bởi các quá trình biến đổi sâu trong manti và Thạch quyển (Hình 3.1).



Hình 3. 1. Khu vực nghiên cứu trong bình đồ cấu trúc-kiến tạo ĐNA [108]

### 3.2. Hoạt động magma vùng nghiên cứu giai đoạn Kainozoi muộn

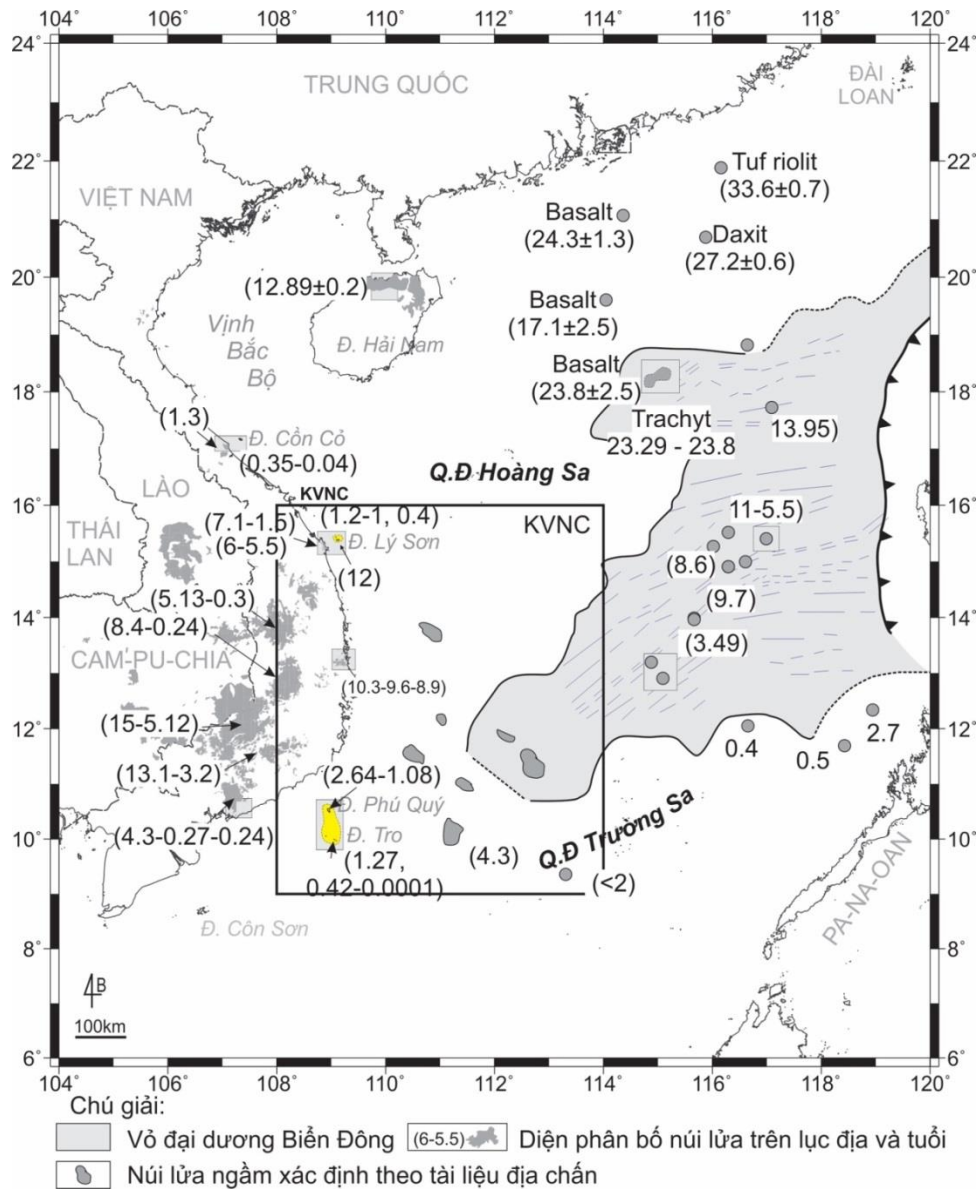
#### 3.2.1. Diện phân bố, tuổi thành tạo đá bazan giai đoạn Miocen – Đệ Tứ

Đặc trưng kiến tạo Đông Nam Á vào giai đoạn Kainozoi là sự tách giãn vỏ Trái đất diễn ra trong nhiều giai đoạn khác nhau. Các nghiên cứu về kiến tạo mảng cho rằng nguyên nhân chính của sự tách giãn là do sự va chạm của mảng Ấn Độ, Âu Á và Thái Bình Dương diễn ra vào giai đoạn Eocen sớm – Eocen giữa (khoảng 50 – 45tr.n trước) [3,11,12]. Các nghiên cứu của tác giả [1,3] cho rằng sự dịch trượt và xoay theo chiều kim

đồng hồ của địa khối Đông Dương về hướng Đông Nam dọc theo đới Sông Hồng, là tiền đề dẫn tới quá trình tách giãn, hình thành Biển Đông trong giai đoạn 33 – 16±0,5 tr.năm trước. Hoạt động kiến tạo hình thành Biển Đông dẫn tới sự xuất hiện phun trào bazan không chỉ trong phạm vi trũng Biển Đông mà còn rất phổ biến tại các nước Đông Dương, đặc biệt giai đoạn sau tách giãn Biển Đông (<16 tr.năm đến nay) (Barr and MacDonald, 1981; Whitford, 1987; Sanematsu et al., 2011; Lee et al., 1998; Hoang et al., 2013) [109-111,41, 42], Thái Lan (Zhou and Mukasa, 1997) [112], Nam và ĐN Trung quốc (Zou et al., 2000; Yu et al., 2006; Wang et al., 2012; Sun et al., 2017; Sun et al., 2019) [113,114,49,115,116]. Trong các vùng bazan, Việt Nam và đảo Hải Nam là hai khu vực núi lửa có diện phân bố rất rộng và thể tích rất lớn (Tu et al., 1991; Flower et al., 1992; Ho et al., 2000; Koloskov et al., 2016; Yan et al., 2006,2008; Nguyễn Hoàng và Phan Trọng Trịnh., 2009...) [117,38,50,118,119,120,46]. Tại trũng sâu Biển Đông, phun trào bazan xuất hiện dọc theo trục tách giãn, liên tục đến khi quá trình mở biển kết thúc [117,119,120,2]. Liên kết tài liệu tuổi, diện phân bố đá núi lửa với các giai đoạn mở Biển Đông được khái quát trên Hình 3.2 và tóm tắt như sau:

*Trước tách giãn Biển Đông (khoảng 45 đến 33 tr.năm):* bao gồm các thành tạo magma xâm nhập (granit) và phun trào từ cao đến thấp hàm lượng silic trong đá (ryolit – trachyt (andesit) – bazan). Chúng xuất hiện chủ yếu tại phía bắc Biển Đông, từ eo Phúc Kiến đến đảo Hải Nam và các khu vực lân cận, và phân bố theo các đứt gãy tách giãn phương Đông – Tây hoặc BDB – NTN [116].

*Magma núi lửa đồng tách giãn Biển Đông (33 đến 16±0,5 tr. năm):* xuất hiện rộng rãi tại thềm lục địa phía bắc và dọc theo khu vực trục tách giãn Biển Đông. Theo Li và nnk (2015) [2] và Sun và nnk (2017) [115] thể tích magma phát sinh trong thời gian tách giãn Biển Đông tương đối nhỏ, tuy nhiên tốc độ tách giãn Biển Đông tương đối nhanh. Hoạt động núi lửa xuất hiện dọc theo trục tách giãn không đồng nhất trong toàn vùng trũng sâu Biển Đông. Theo kết quả phân tích thành phần thạch học và địa hóa, đá núi lửa là bazan tholeit kiểu rift giữa đại dương (N-MORB), thấp MgO, K<sub>2</sub>O và nghèo thành phần nguyên tố vết linh động (Ba, Rb, Sr, La, Ce...) (Li et al., 2015) [2].



Hình 3. 2. Sơ đồ phân bố các đá bazan Kainozoi muộn khu vực nghiên cứu và lân cận Trong đó: Kết quả được xây dựng dựa theo số liệu phân tích tuổi của luận án [121], đề tài KC09.31/16-20, tài liệu địa chấn đề tài KC09.07/16-20 và nhiều công trình nghiên cứu khác [22,43,46,47,119,120,122]

*Magma núi lửa sau tách giãn Biển Đông (<16 tr.năm - nay):* tại Biển Đông, hoạt động phun trào rải rác dọc theo và lân cận trục tách giãn (cổ) Biển Đông, phân bố trong hầu hết các phụ bể, tuy nhiên đặc biệt dày đặc là tại phụ bể Đông và Tây Nam (Jiang et al., 2019) [123]. Tài liệu tuổi cho thấy chúng xuất hiện trong ba giai đoạn chính là Miocen giữa (13 – 11 tr.năm), Miocen muộn (7 – 5 tr.năm) và Pliocen – Đệ Tứ, trong đó giai đoạn Miocen muộn là ồ ạt nhất (Yan et al., 2008) [120]. Về thành phần thạch học và địa hoá,

bazan sau tách giãn tại trũng Biển Đông có đặc điểm nội mảng điển hình (kiểu Hawaii), khác biệt hoàn toàn với bazan đồng tách giãn.

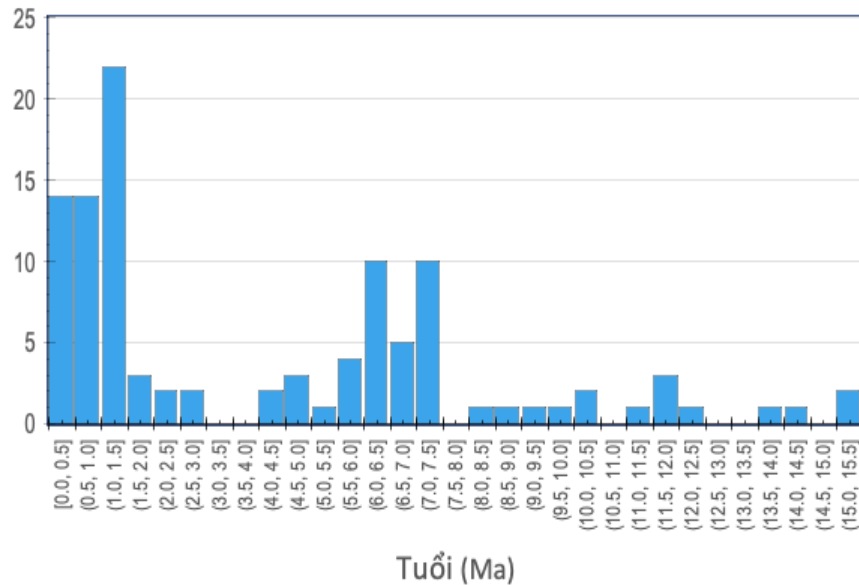
Hoạt động núi lửa chủ yếu diễn ra sau quá trình tạo rift xuất và phân bố chủ yếu tại các nước Đông Dương, ven biển và thềm lục địa Việt Nam. Kết quả tuổi đồng vị của 106 mẫu bazan thu được tại Tây Nguyên, ven biển và thềm lục địa Nam Trung Bộ [124] được đối sánh với đặc điểm phân bố các khoảng tuổi phun trào núi lửa của khu vực Đông Nam Á có thể chia thành 3 giai đoạn lớn là: 1) 15,5 đến 8,5, 2) 7,5 đến 4,5 và 3) 3 đến 0 tr.năm. Xen lẫn với chúng là các giai đoạn ngưng nghỉ 4 – 3 tr.năm, 8 – 7,5, 11 – 10,5, 13,5 – 12,5 và 15 – 14,5 tr.năm (Hình 3.3). Trong vùng nghiên cứu và Tây Nguyên chưa phát hiện tuổi núi lửa cổ hơn 15,5 tr.năm, là giai đoạn liền sau Biển Đông ngừng giãn đáy. Do đó, có thể khẳng định bazan Miocen – Đệ Tứ chỉ xuất hiện trên lục địa Việt Nam sau khi tách giãn Biển Đông đã hoàn toàn ngưng nghỉ. Tại khu vực nghiên cứu, các giai đoạn núi lửa xuất hiện tại các khu vực sau:

*Giai đoạn 15,5 đến 8,5 tr.năm trước* bazan xuất hiện tại thềm lục địa tỉnh Quảng Ngãi (khoảng 12 - 7 tr.năm) và ven biển tỉnh Phú Yên (10 - 9 tr.năm). Tại thềm lục địa tỉnh Quảng Ngãi, bazan tuổi khoảng 12 tr.năm xuất hiện dưới dạng phủ nền nằm phía trên là đảo núi lửa trẻ Lý Sơn ( có tuổi khoảng 1 tr.năm) [43,46]. Tại Phú Yên, núi lửa xuất hiện vào giai đoạn 10,3, 9,6 và 8,9 tr.năm trước hình thành lớp phủ bazan tholeiit rộng và dày phân bố kéo dài từ bắc tới nam dọc ven biển (từ Sông Cầu – Ghềnh Đá Đĩa, từ Tuy An đến Vân Hoà – Cùmp Sơn). Tại vùng núi lửa hoạt động, địa hình được nâng cao, vì vậy đây được xem là cao nguyên núi lửa ven biển Nam Trung Bộ. Đặc điểm bazan giai đoạn này có dạng khối tảng, dạng cột 5 cạnh gần bằng nhau, phủ lên trên là tầng phong hoá tương đối mỏng. Trên lục địa rất ít khi gặp bazan Miocene giữa, tuy nhiên tương đối phổ biến trong trũng Biển Đông, bề Phú Khánh khi quan sát trên tài liệu địa chấn [6] (Hình 3.3).

*Giai đoạn 7,5 đến 4,5 tr. năm trước* xuất hiện tại phía tây tỉnh Quảng Nam, ven biển tỉnh Quảng Ngãi và tỉnh Bình Thuận. Phía tây tỉnh Quảng Nam (tại Phước Sơn), bazan tholeiit dòng chảy, đặc xít, dạng khối tảng, phân bố rộng tạo thành lớp phủ dày đến hàng trăm mét, có tuổi khoảng 6 tr.năm. Tại ven biển tỉnh Quảng Ngãi, các lớp bazan xuất hiện rải rác, diện phân bố hẹp và nông có tuổi dao động từ 7,1 – 1,5 tr.năm (Ghềnh Yến (6 –



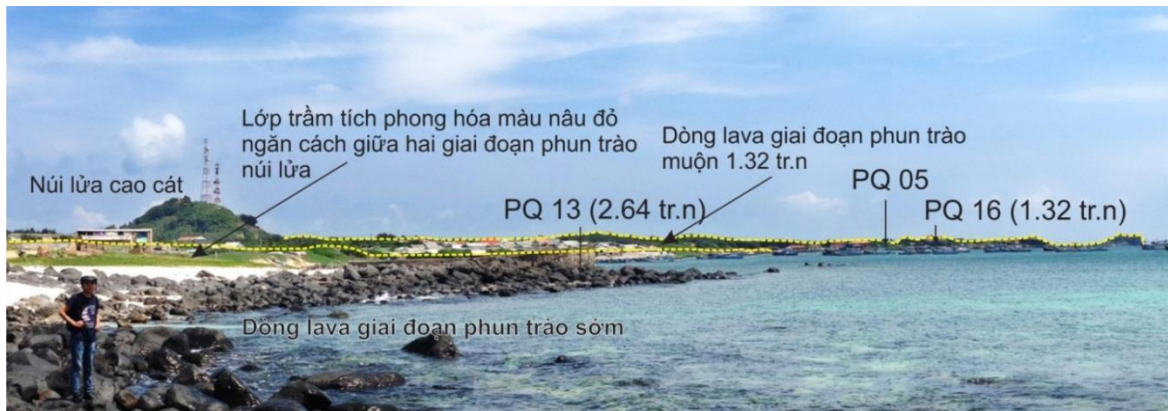
5,5 tr.năm), Ba Làng An - Bình Châu (7 – 1,5 tr.năm) và Sa Kỳ-Thạch Kỳ Điều Tàu (7,1 tr.năm)). Bazan có tuổi cổ (7,1 – 5,5 tr.năm) là bazan tholeiit, đặc xít, dạng khối tảng, dạng cột và bazan tuổi muộn hơn là bazan kiềm chứa lượng lớn các bao thể siêu mafic manti. Tại Bình Thuận, bazan chủ yếu xuất hiện tại ven biển phía tây bắc thành phố Phan Thiết (huyện Bắc Bình) với diện phân bố rộng khoảng 30km<sup>2</sup>. Đó là các bazan tholeiit, dạng khối tảng, đặc xít, tuổi là 6,9 – 5,9 tr.năm (Nguyễn Hoàng, 2021) [124].



Hình 3. 3. Biểu đồ tần suất xuất hiện phun trào núi lửa theo thời gian, theo kết quả phân tích tuổi tuyệt đối của 106 mẫu đá bazan thu được tại Miền Trung và Tây Nguyên Việt Nam, nguồn số liệu theo Nguyễn Hoàng, 2021 [124]

*Giai đoạn 3 đến 0 tr.năm* trong vùng nghiên cứu bazan xuất hiện tại khu vực ven biển và thềm lục địa thuộc các tỉnh Quảng Ngãi, Bình Thuận và ven biển tỉnh Bà Rịa – Vũng Tàu. Tại ven biển và thềm lục địa tỉnh Quảng Ngãi, bazan Ba Làng An – Bình Châu có tuổi khoảng 1 tr.năm, đảo Lý Sơn Khu vực đảo Lý Sơn chủ yếu là bazan tholeiit hoặc á kiềm và ít bazan kiềm, có tuổi từ 1,2 – 1 tr.năm đến 0,4 tr.năm. Tại tỉnh Bình Thuận, khu vực ven biển bazan xuất hiện tại Hòn Lan (thuộc xã Tân Thành, huyện Hàm Thuận Nam) có tuổi dưới 1 tr.năm là bazan kiềm xuất hiện kiểu phun nổ, cấu tạo lỗ hổng, dạng khối tảng hoặc bom núi lửa. Phần lớn các mảnh dung nham đều có vỏ là thủy tinh núi lửa. Trên thềm lục địa tỉnh Bình Thuận, bazan xuất hiện từ vị trí đảo Phú Quý kéo dài khoảng 40km về phía nam tới đảo Tro. Tuổi phun trào đảo núi lửa Phú Quý trong khoảng 2,64 tr.năm đến 1 tr.năm (Hình 3.4), tại đây tìm thấy bao thể siêu mafic manti trong bazan kiềm tại Ghềnh Hang có thể tuổi phun trào trẻ hơn (<1 tr.năm). Khu vực Hòn Tro bao

gồm 4 núi lửa ngầm, phân bố trong một diện tích khoảng 1200 km<sup>2</sup> (30 x 40 km) (Vulcanolog, 1981) (Hình 3.5). Mẫu khu vực Hòn Tro được thu thập qua nhiều chuyến khảo sát trên tàu Vulcanolog 1979, 1981 và 1987, sử dụng lưới cào [118]. Bazan khu vực Hòn Tro có tuổi 1,27 - 0,42 tr.năm trước tới ngày nay. Tại tỉnh Bà Rịa - Vũng Tàu, bazan xuất hiện ở ven biển huyện Đất Đỏ phía đông nam tỉnh. Bazan có tuổi dưới 1 tr.năm, chủ yếu là bazan kiềm kiểu phun nổ có chứa bao thể siêu mafic manti.



Hình 3. 4. Núi lửa Cao Cát tại phía ĐB đảo Phú Quý. Kết quả phân tích của luận án đã xác định được hai giai đoạn phun trào, giai đoạn sớm tuổi là 2,64 tr.năm có bề mặt bị phong hóa màu nâu đỏ, và giai đoạn muộn có tuổi 1,32 tr.năm [125]

### 3.2.2. Đặc điểm thạch học, địa hóa bazan vùng nghiên cứu

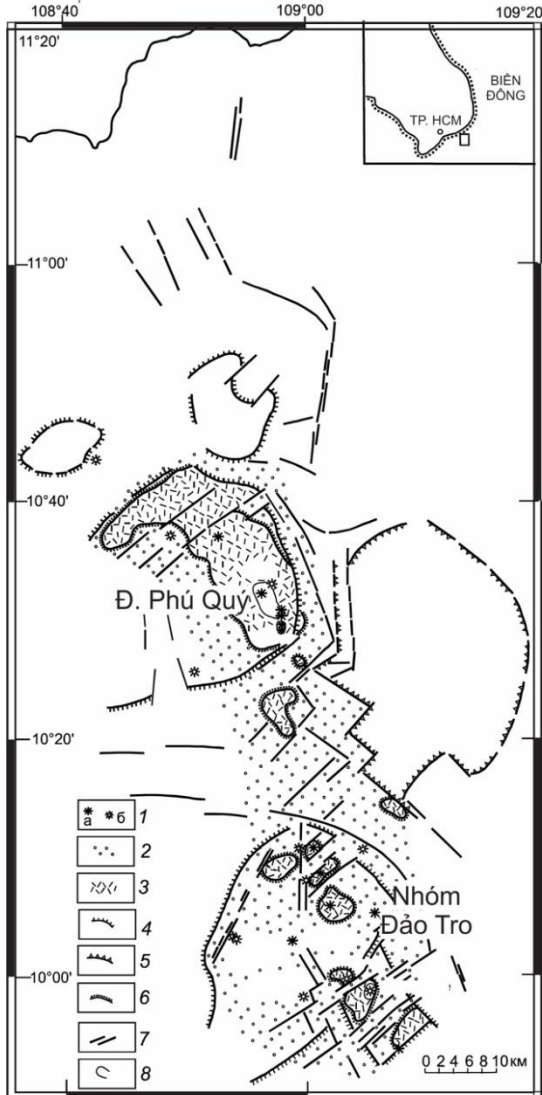
#### 3.2.2.1. Đặc điểm thạch học

##### 3.2.2.1.1. Đặc điểm thạch học bazan ven biển và thêm lục địa vùng nghiên cứu

- Núi lửa giai đoạn 15,5 đến 8,5 tr. năm tại Phú Yên (Sông Cầu – Ghềnh Đá Đĩa, Vân Hoà, Củng Sơn)

Bazan Sông Cầu – Ghềnh Đá Đĩa (tuổi từ 10 – 9 tr.năm) có kiến trúc porphyr, thành phần ban tinh là olivin và plagioclas, chiếm đến 10 tt.% (tổng thể tích đá %) trong đá. Plagioclas dạng tấm, que, có kích thước đến 3 x 1mm (Hình 3.6). Chúng phân bố chủ yếu trong trường bazan á kiềm và tholeit, và số ít mẫu rơi vào trường bazan kiềm (Hình 3.7).

Bazan Vân Hoà – Củng Sơn phân bố chủ yếu trong trường tholeit (giàu silic, nghèo kiềm). Đá cấu tạo đặc xít, phần lớn kiến trúc aphyr chứa nhiều tinh thể lớn ngoại lai như feldspar, pyroxen thoi kích thước từ vài mm đến 1 x 2cm. Theo hình thái kiến trúc phần nền dễ thấy các tinh thể ngoại lai bị cuốn vào dung thể từ sâu mang lên bề mặt trước khi dung thể trở thành magma. Kiểu đá bazan này quan sát hầu khắp cao nguyên Vân Hoà. (Hình 3.8).



Hình 3. 5. Sơ đồ địa chất phần phía Nam thêm lục địa Biển Đông. Minh họa các vùng núi lửa từ Phú Quý đến nhóm núi lửa khu vực Hòn Tro (Ile des Cendres) và lân cận.

Ký hiệu:

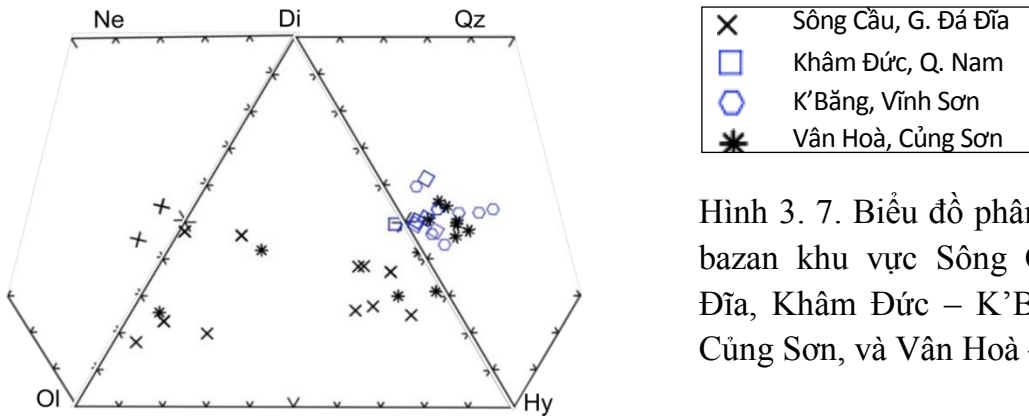
- (1) Chóp núi lửa, (a) lộ, (b) núi ngầm
- (2) Các thành tạo trầm tích lục nguyên
- (3) Các cấu trúc núi lửa,
- (4) Ranh giới nâng lục địa
- (5) Ranh giới sụt lún
- (6) Ranh giới các vùng núi lửa
- (7) Đứt gãy
- (8) Đảo ven bờ và bờ biển Biển Đông

(theo Koloskov và nnk, 2016) [118]

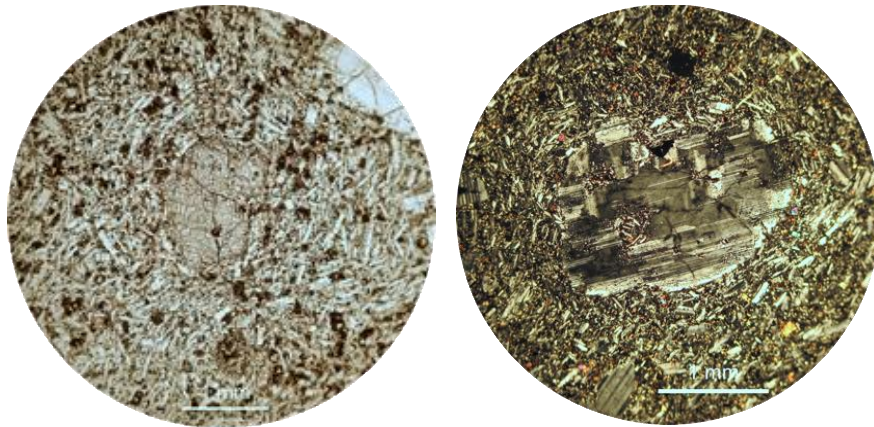


Hình 3. 6. Bazan Ghềnh Đá Đĩa

*Chú giải: (Nicol +) cấu tạo đặc xít, kiến trúc porphyr (trái) hoặc gần aphyr (phải). Ban tinh là olivin và ít plagioclas dạng tấm. Nền vi tinh plagioclas và các tổ hợp vật chất vô định hình (thủy tinh, oxit Fe-Ti, và feldspar).*



Hình 3. 7. Biểu đồ phân loại CIPW của bazan khu vực Sông Cầu- Ghềnh Đá Đĩa, Khâm Đức – K' Bắng- Vĩnh Sơn- Củng Sơn, và Vân Hoà – Vĩnh Sơn

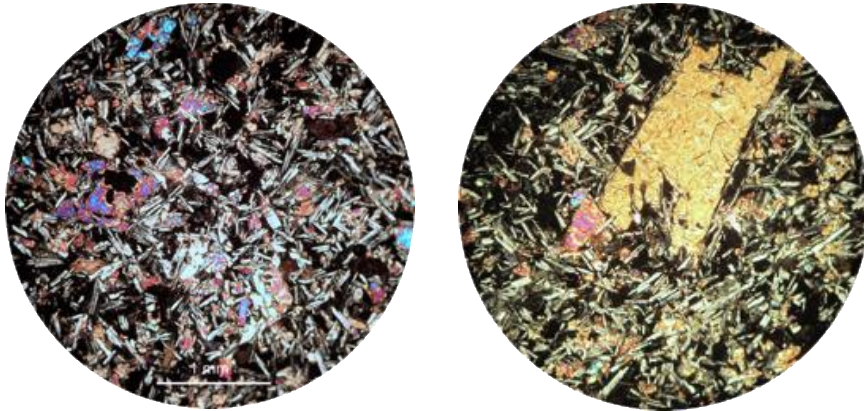


Hình 3. 8. Bazan tholeit Vân Hoà (Nicon +)

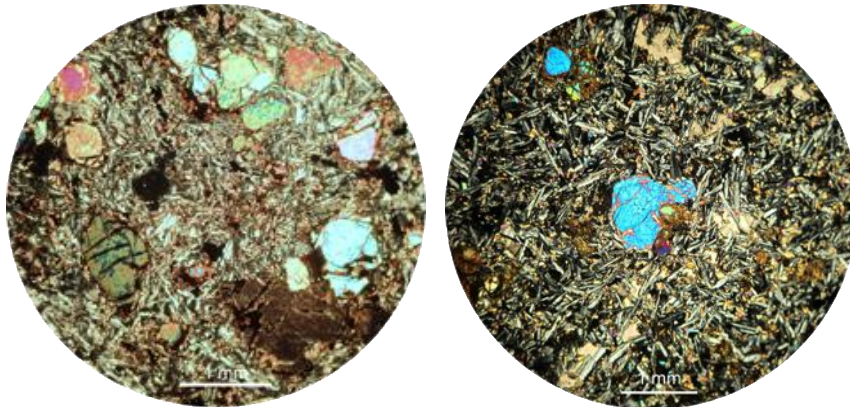
- *Núi lửa giai đoạn 7,5 đến 4,5 tr. tại Quảng Nam, Quảng Ngãi (Khâm Đức, K' bắng, Bình Châu, Bình Sơn, Ba Làng An, Sa Kỳ)*

Bazan khu vực Khâm Đức và K' Bắng phân bố chủ yếu trong trường tholeit (Hình 3.7). Bazan khu vực này có kiến trúc porphyr với lượng ban tinh chủ yếu là olivin (đến 2 x 2mm) và plagioclas kích thước lớn (3 x 1mm), chiếm đến gần 15 tt.% (Hình 3.9). Tại Khâm Đức bazan có kiến trúc intersertal và K' Bắng có kiến trúc porphyr (phải, Nicol +). Ban tinh là olivin dạng méo mó (trái) bao quanh bởi plagioclase và dạng nửa tự hình phân bố trên nền là vi tinh plagioclas, pyroxen xiên và plagioclas phân bố định hướng theo ban tinh (phải).

Tại Quảng Ngãi bazan giai đoạn này có kiến trúc porphyr, ban tinh là olivin tự hình hoặc nửa tự hình, kích thước thay đổi từ khoảng 0,1 x 0,2mm đến 0,5 x 1mm. Bazan Bình Châu và Ghềnh Yén (Bình Sơn) có thành phần ban tinh đến 15 - 20 tt.%. Phần nền bazan kiềm Ba Làng An và Sa Kỳ chủ yếu là thủy tinh núi lửa cùng rất ít vi tinh olivin và oxit Fe-Ti (Hình 3.10, 3.11). Trên biểu đồ CIPW phần lớn bazan Bình Châu và Ghềnh Yén là tholeit phân bố trong trường Hy – Di - Qz (Hình 3.12).

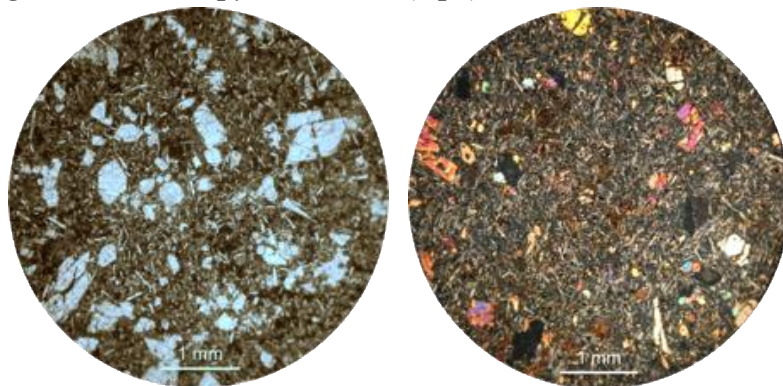


Hình 3. 9. Bazan tholeiite Khâm Đức (trái, Nicol +) và K'Băng (phải, Nicol +)



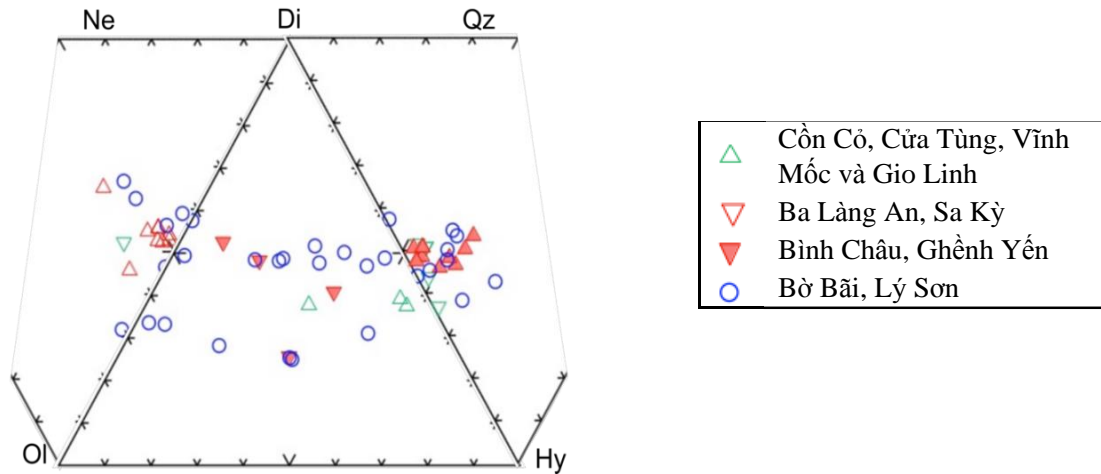
Hình 3. 10. Bazan á kiềm Ghềnh Yên

*Chú giải: (trái, Nicol +) kiến trúc porphyr, ban tinh là olivin tự hình hoặc nửa tự hình, nền là vi tinh plagioclas, oxit Fe-Ti, một số ban tinh olivin bị biến đổi thứ sinh mạnh. Bazan kiềm, porphyr Bình Châu (phải, Nicol +) ban tinh là olivin tươi, trên nền vi tinh plagioclas, quặng oxit Fe-Ti và pyroxen xiên (Cpx).*



Hình 3. 11. Bazan kiềm (tại hải đặng) Ba Làng An (trái, Nicol -) và bazan kiềm Thạch Kỳ  
Điếu Tầu (Sa Kỳ) (phải, Nicol +)

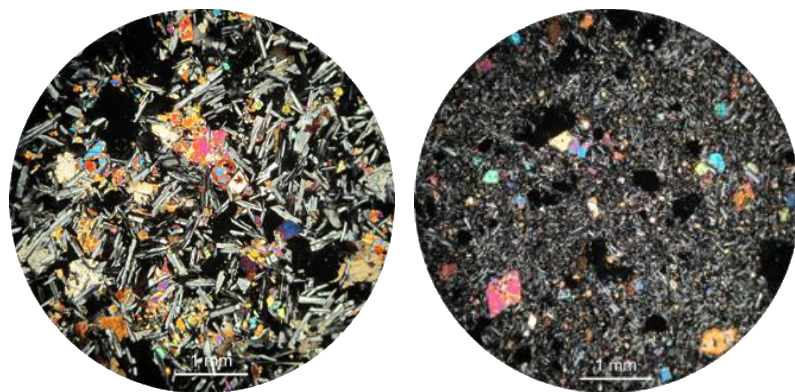
*Chú giải: Bazan kiềm (tại hải đặng) Ba Làng An (trái, Nicol -) chứa bao thể siêu mafic manti (spinel-lherzolite) và bazan kiềm Thạch Kỳ Điếu Tầu (Sa Kỳ) (phải, Nicol +) có kiến trúc porphyr với ban tinh là olivin hạt nhỏ, tự hình hoặc nửa tự hình, trên nền là vi tinh plagioclas và olivin, thủy tinh và oxit Fe-Ti.*



Hình 3. 12. Phân loại bazan theo thành phần khoáng vật mô hình CIPW khu vực Quảng Ngãi

- *Núi lửa giai đoạn 3 đến 0 tr.năm xuất hiện tại tỉnh thêm lục địa tỉnh Quảng Ngãi (đảo Lý Sơn, đảo Bờ Bãi), Đồng Nai (núi Sóc Lu thuộc huyện Thống Nhất và ngã ba Hàng Gòn thuộc huyện Long Khánh), Bình Thuận (đảo Phú Quý, Hòn Tro và thêm lục địa) và Bà Rịa – Vũng Tàu (huyện Đất Đỏ)*

Tại tỉnh Quảng Ngãi, bazan khu vực đảo Lý Sơn và Bờ Bãi có kiến trúc intersertal gồm các cụm plagioclas bao quanh olivine trên nền thủy tinh, là sản phẩm dung nham dòng chảy. Mẫu đá thu tại hõng núi lửa Thới Lới (phía bắc đảo Lý Sơn) có kiến trúc porphyr gồm ban tinh olivin có độ tự hình cao trên nền vi tinh plagioclas, thủy tinh và oxit Fe-Ti là sản phẩm phun nổ (Hình 3.13). Trên biểu đồ CIPW, bazan Lý Sơn phân bố trong cả 3 trường địa hoá (Hình 3.12).

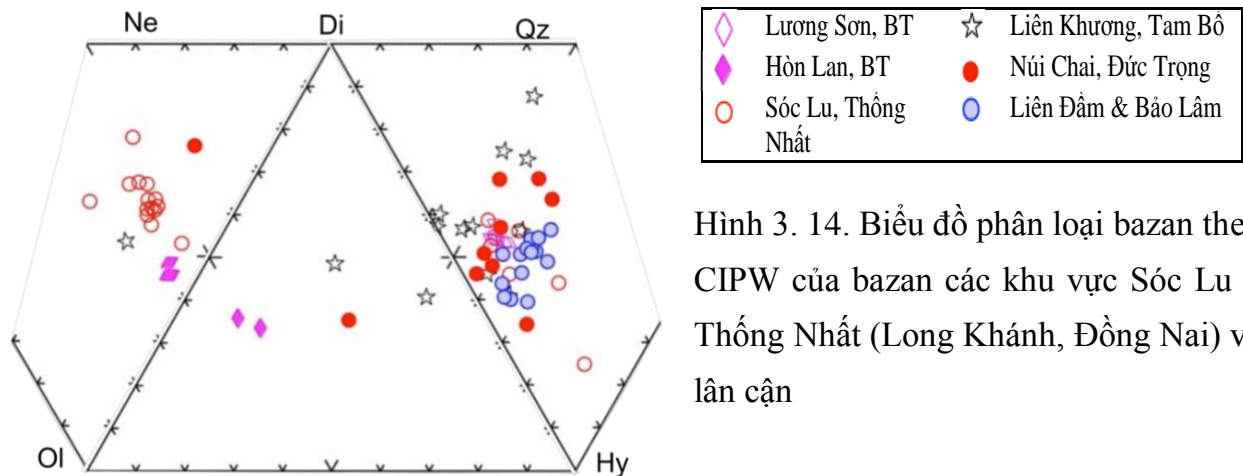


Hình 3. 13. Bazan á kiềm đảo Lý Sơn là sản phẩm dung nham dòng chảy (trái, Nicol +); và sản phẩm phun nổ (núi Thới Lới) (phải, Nicol +)

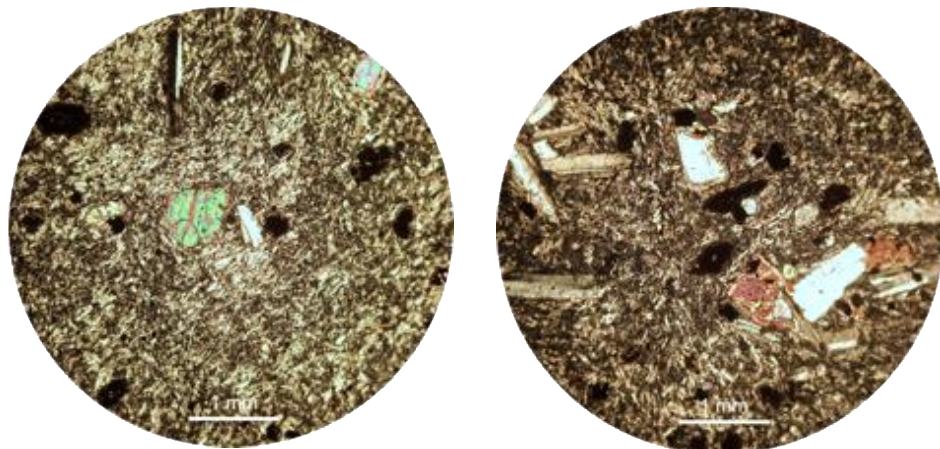
Tại tỉnh Đồng Nai, khu vực núi Sóc Lu có hai loại magma tương phản là bazan kiềm và andesit - bazan (Hình 3.14). Bazan kiềm có cấu trúc đặc xít, xuất hiện dạng khối tảng; kiến trúc porphyr ban tinh olivin tự hình hoặc nửa tự hình. Andesit - bazan có ban tinh

plagioclas dạng tấm, que, song tinh và pyroxen thoi, nền là vi tinh feldspar vô định hình, oxit Fe - Ti (dạng ổ, tối màu) và ít thủy tinh (Hình 3.15). Khu vực ngã ba Hàng Gòn là bazan kiềm dạng khối tảng, đặc xít, kiến trúc porphyr, ban tinh là olivin tự hình và plagioclas dạng que trên nền vi tinh plagioclas, thủy tinh và oxit Fe -Ti tối màu (Hình 3.16).

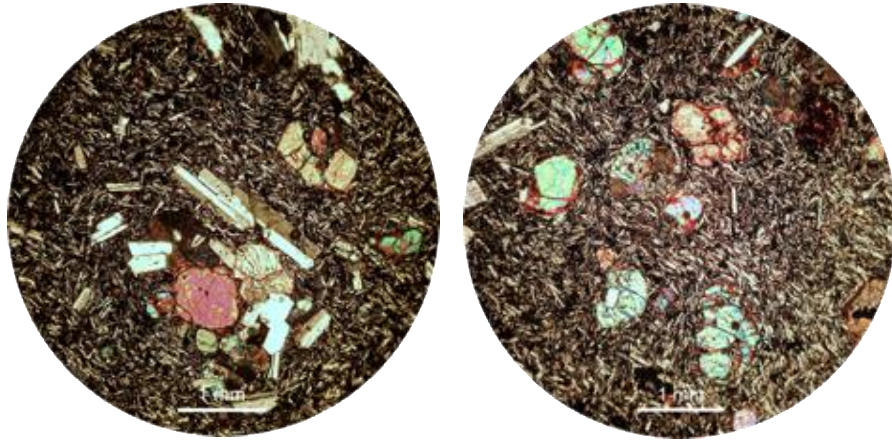
Tại tỉnh Bà Rịa – Vũng Tàu, bazan khu vực Đất Đỏ gồm hai loại: Bazan kiềm và á kiềm. Bazan kiềm có kiến trúc porphyr rất giàu các ban tinh olivin tự hình trên nền chủ yếu là thủy tinh núi lửa. Bazan kiềm đặc trưng bởi sự có mặt phong phú các thể tù manti. Bazan á kiềm cũng có kiến trúc porhyr nhưng trong thành phần ban tinh ngoài olivin còn có plagiocla, nên có cấu tạo vi tinh gồm plagiocla, pyroxen, các khoáng vật quặng rải rác và ít thủy tinh. Trong bazan á kiềm không gặp các thể tù manti (Hình 3.17, 3.18).



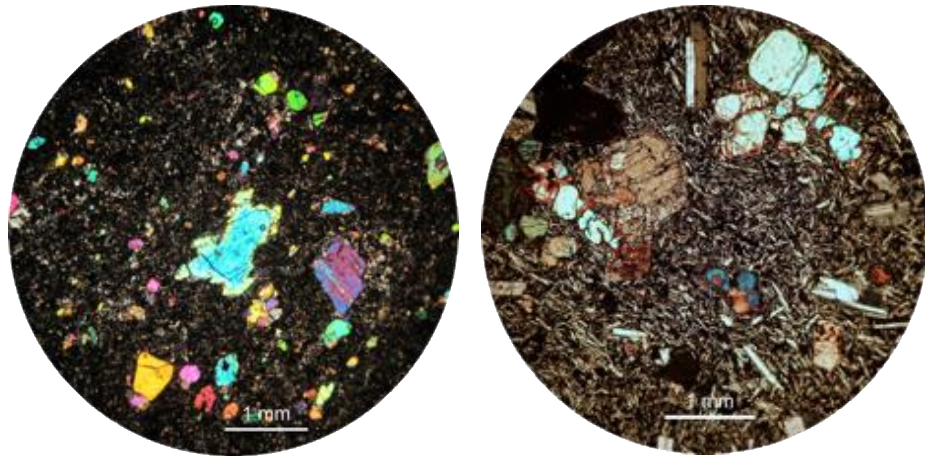
Hình 3. 14. Biểu đồ phân loại bazan theo CIPW của bazan các khu vực Sóc Lu – Thông Nhất (Long Khánh, Đồng Nai) và lân cận



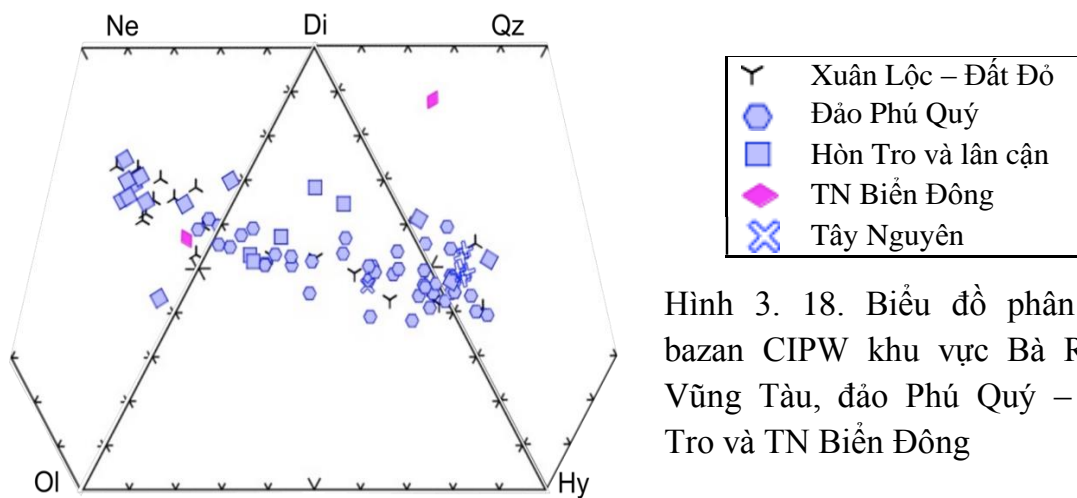
Hình 3. 15. Bazan kiềm (trái, Nicol +) và andesit-bazan (phải, Nicol +) Sóc Lu



Hình 3. 16. Bazan kiềm chứa bao thể siêu mafic manti Hàng Gòn



Hình 3. 17. Bazan kiềm và á kiềm mỏ đá Đất Đỏ; bazan kiềm (trái, Nicol +), bazan á kiềm porphyr (phải, Nicol +)

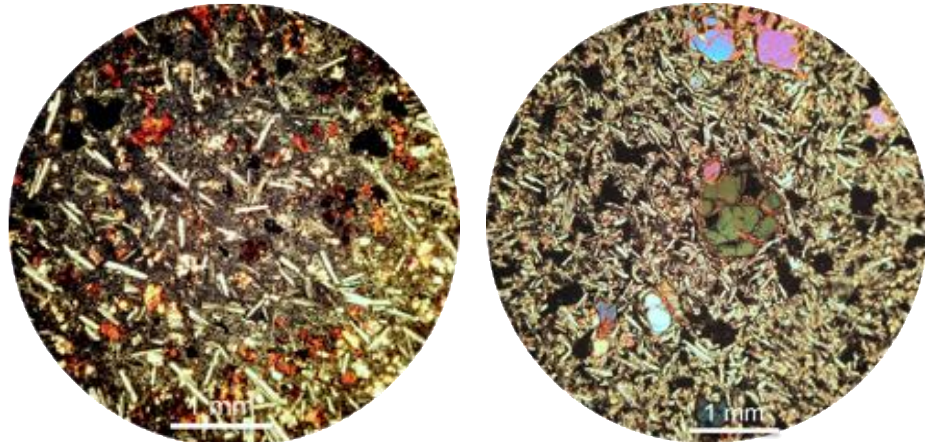


Hình 3. 18. Biểu đồ phân loại bazan CIPW khu vực Bà Rịa – Vũng Tàu, đảo Phú Quý – Hòn Tro và TN Biển Đông

Tại tỉnh Bình Thuận, bazan đảo Phú Quý chủ yếu là bazan kiềm và á kiềm (khoảng 2,4 tr.năm), một ít bazan kiềm mang bao thể siêu mafic manti (trẻ hơn, khoảng 1 tr.năm)

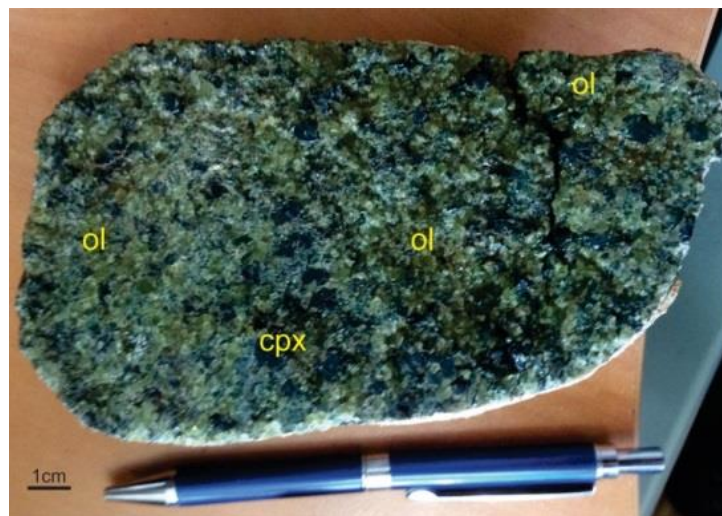


(Hình 3.18, 3.19). Bazan á kiềm có kiến trúc aphyr và kiềm có kiến trúc porphyr. Bazan á kiềm bị biến đổi thứ sinh mạnh, olivin chuyển thành iddingsit (màu đỏ, trái). Bazan kiềm porphyr tương đối tươi, đôi chỗ chứa bao thể siêu mafic manti, ban tinh là olivin hạt vừa và bé, độ tự hình cao.



Hình 3. 19. Bazan tholeit và á kiềm ở đảo Phú Quý, tholeit (trái, Nicol+) và á kiềm (phải, Nicol +)

Đá bazan tại khu vực Đảo Tro khá tương đồng với đá bazan giai đoạn phun trào muộn tại đảo Phú Quý (Hình 3.19). Đá có cấu tạo lỗ rỗng (chiếm khoảng trên 30 tt.%) kiến trúc porphyr, thành phần ban tinh chủ yếu là olivin, khoảng 10 – 15 tt.%, plagioclas 5 – 10 tt.%, hiếm gặp pyroxen xiên. Bazan chứa nhiều bao thể siêu mafic manti kích thước lớn lên tới 15 x 20cm (Hình 3.20).



Hình 3. 20. Bao thể siêu mafic manti trong bazan Đảo Tro (mẫu tại Viện Địa chất HLKH LB Nga, chi nhánh Viễn Đông)

Trên thềm lục địa tỉnh Bình Thuận, khu vực rìa lục địa tây nam Trũng Sâu Biển Đông, mẫu đá bazan thu được trong cột mẫu trầm tích có cấu tạo lỗ rỗng (độ lỗ rỗng chiếm trên 30 tt.%), kiến trúc aphyr (Hình 3.21). Thành phần khoáng vật chính bao gồm plagioclas (10%), pyroxen (2%), olivin (< 5%). Ban tinh plagioclas tự hình hoặc bán tự hình, kích thước dao động từ 0,5 - 1mm. Olivin bán tự hình, kích thước khoảng 0,1 - 1mm và pyroxen ẩn tinh. Xét theo độ rỗng, có thể bazan giàu chất bốc.

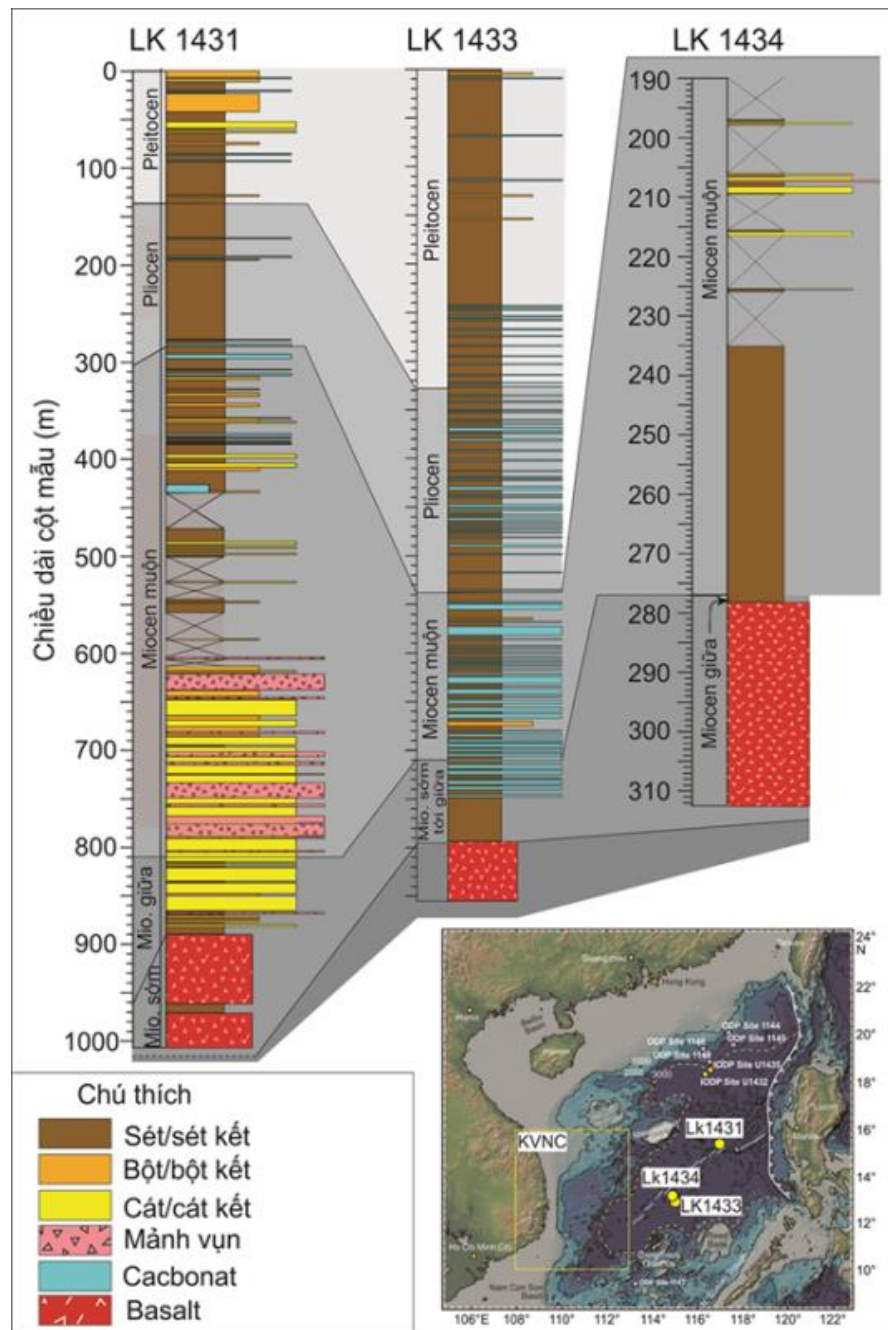


Hình 3. 21. Mẫu bazan trong cột trầm tích tại rìa lục địa TN Trũng sâu Biển Đông

### 3.2.2.1.2. Đặc điểm thạch học bazan vùng Trũng sâu Biển Đông

Lỗ khoan U1431, U1433 và U1434 được thực hiện tại trục tách giãn trũng sâu Biển Đông hoặc lân cận (Li et al., 2015) [3] thuộc phụ bể Đông và Tây Nam (Hình 3.22). Bazan thu được ở độ sâu khoảng 280m đến 600m so với bề mặt đáy biển. Phần trên bazan

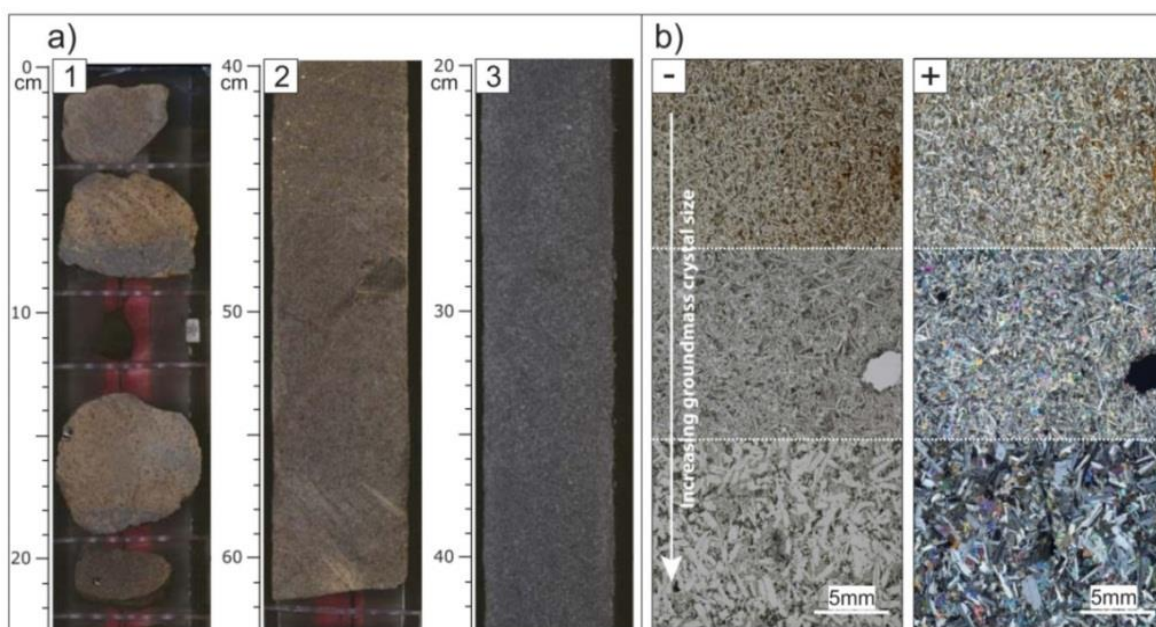
là các thành tạo trầm tích phân lớp mỏng, tuổi Miocen sớm – giữa (U1431, U1433) và Miocen giữa muộn (U1434). Tại lỗ khoan U1433, U1434 các thành tạo trầm tích bùn sét biển sâu phủ trên nền các thành tạo núi lửa. Tuy nhiên tại lỗ khoan U1431 trầm tích bùn sét biển sâu nằm xen kẹp giữa các thành tạo bazan, phần trên bề mặt là trầm tích cát, cát kết xen lẫn các lớp tro bụi núi lửa.



Hình 3. 22. Biểu đồ tổng hợp liên kết địa tầng trầm tích lỗ khoan theo tài liệu Chương trình Khám phá Đại Dương Thế giới IODP 349 [2]

- *Lỗ khoan U1431*

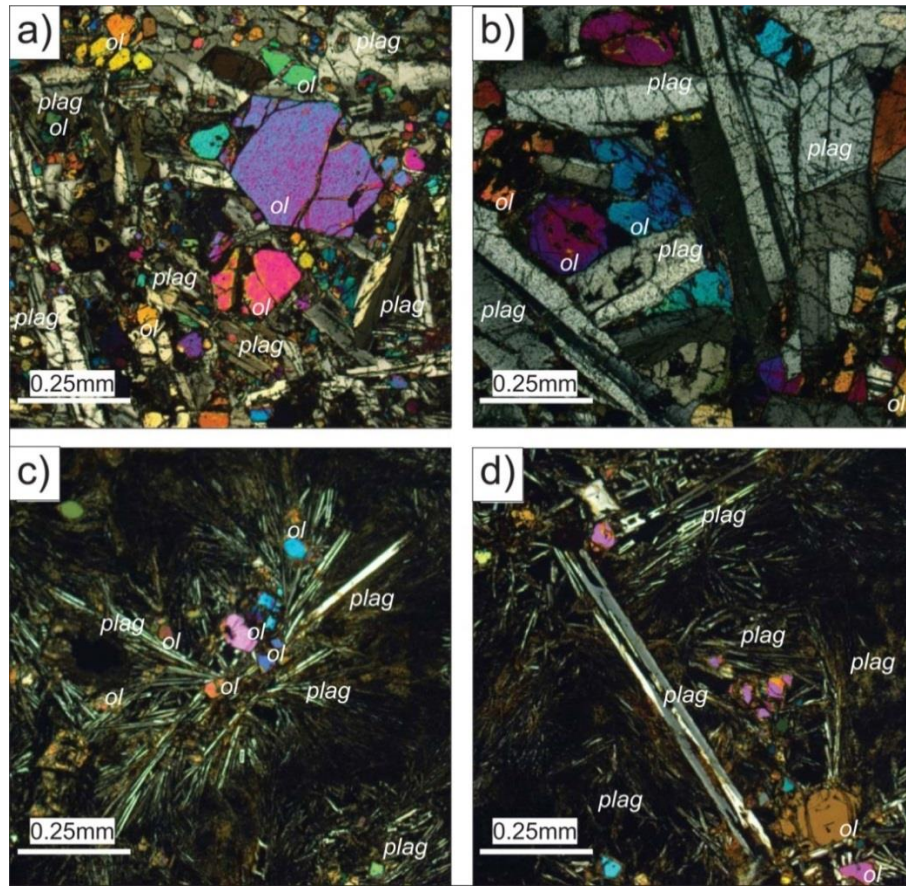
Lỗ khoan U1431 có vị trí nằm sát trục giãn đáy cổ, thuộc phụ bể Đông. Bazan thu được trong cột lỗ khoan U1431 được chia thành ba phần chính theo xu hướng tăng dần kích thước khoáng vật tạo đá (Hình 3.23): Phần phía trên là các thành tạo dạng khối tảng, kiến trúc aphyr, nền vi tinh chủ yếu là khoáng vật plagioclas và khoáng vật quặng. Bazan phần giữa cấu tạo khối, kiến trúc aphyr hoặc hiếm porphyr. Trong đó, ban tinh gồm olivin (< 3%), plagioclas (5%), nền vi tinh plagioclas, thủy tinh núi lửa và ít oxit Fe - Ti (Hình 3.23b). Bazan phần dưới cột lỗ khoan dạng khối, kiến trúc porphyr, ban tinh là olivin và plagioclas, kích thước bé. Nền vi tinh gồm plagioclas, ít olivin và oxit Fe - Ti (Hình 3.23b, Hình 3.24).



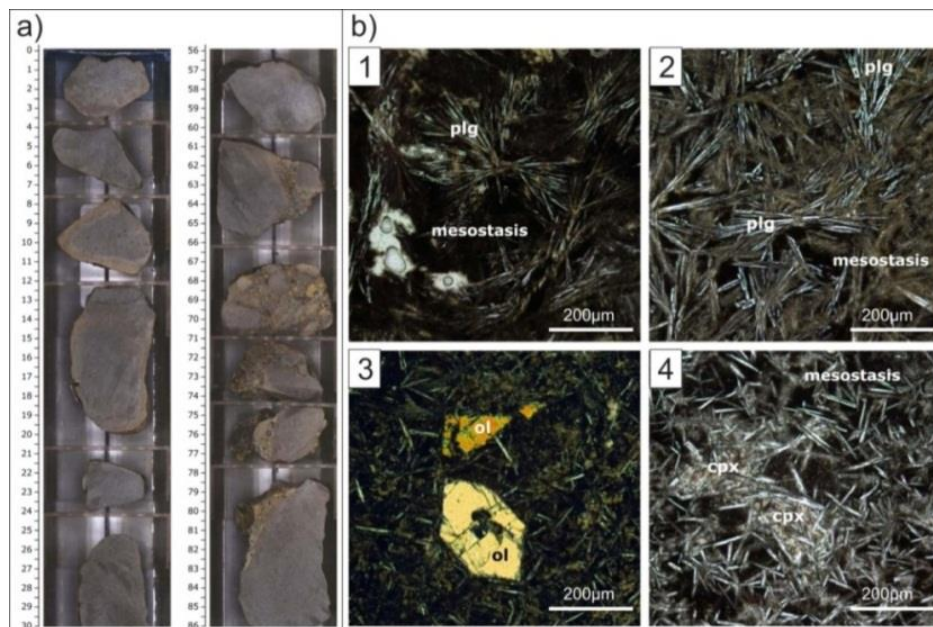
Hình 3. 23. Đá bazan thu được tại lỗ khoan LK 1431-1-2, a: cột mẫu; b) thành phần khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực (nguồn dữ liệu IODP) [2]

- *Lỗ khoan U1433, U1434*

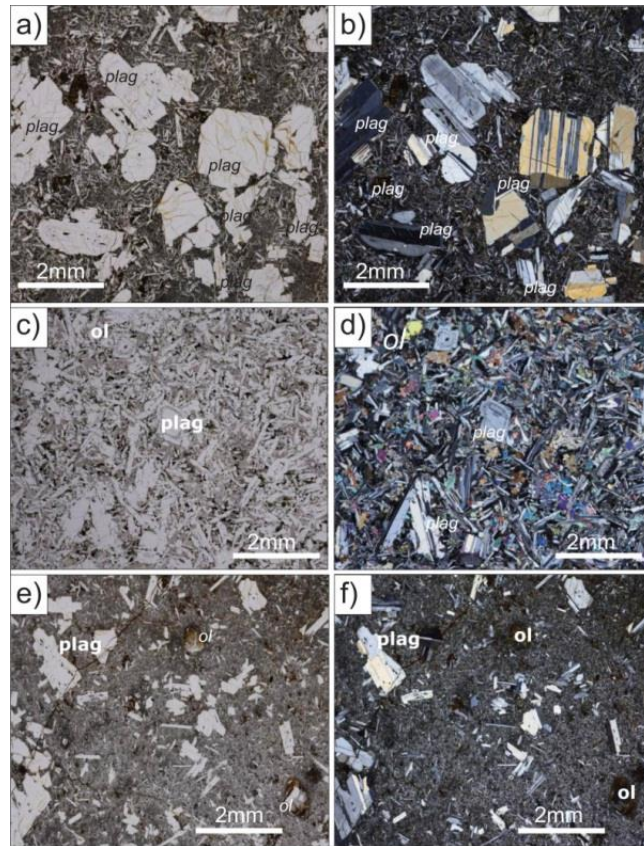
Các Lỗ khoan U1433, U1434 được khoan tại khu vực lân cận trục giãn đáy cổ của phụ bể Tây Nam. Các mẫu bazan thu được dạng khối, kiến trúc porphyr. Ban tinh chủ yếu là plagioclas chiếm < 10%, olivin dưới 5%. Nền vi tinh chủ yếu là plagioclas (Hình 3.25, 3.26).



Hình 3. 24. Thành phần khoáng vật tạo đá dưới kính hiển vi phân cực tại lỗ khoan U1431-3 (nguồn dữ liệu IODP) [2]; a,c,d - bazan; c - dolerit



Hình 3. 25. Bazan thu được tại lỗ khoan U1434; a: cột mẫu; b) dưới kính hiển vi phân cực (nguồn dữ liệu IODP) [2]



Hình 3. 26. Kiến trúc bazan lỗ khoan U1433 dưới kính hiển vi phân cực [2]; a, c, e: dưới 1 nicol; b, d, f dưới 2 nicol

### 3.2.2.2. Đặc điểm địa hóa bazan vùng nghiên cứu

#### 3.2.2.2.1. Phân loại bazan vùng nghiên cứu

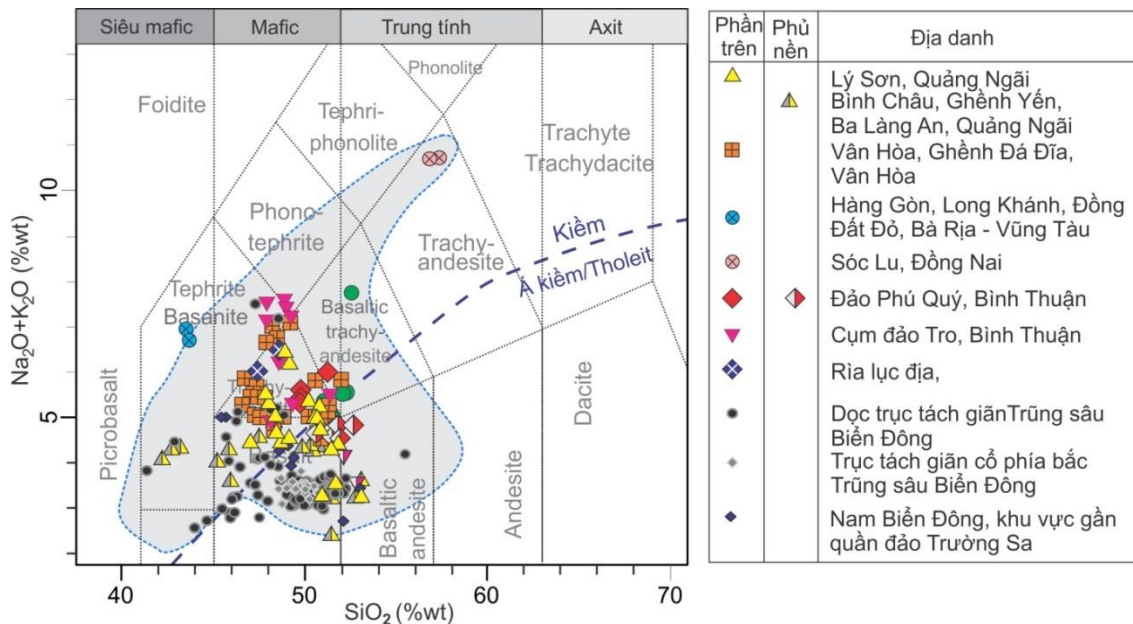
Bazan được phân loại trên cơ sở tương quan hàm lượng oxit silic ( $\text{SiO}_2$ ) và tổng kiềm ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (theo Le Bas et al., 1986) [127]. Hàm lượng  $\text{SiO}_2$  biến đổi từ 41,97 – 57,58 % .tl tương ứng với tổng kiềm ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) dao động từ 2,5 - 10,81 % .tl. Trên biểu đồ Hình 3.27, bazan khu vực nghiên cứu phân bố hai trường đường phân chia kiềm và á kiềm/tholeit.

Khu vực ven biển tỉnh Phú Yên, bazan giai đoạn 15,5 đến 8,5 tr.năm tại Sông Cầu (9 tr.năm) có tổng kiềm cao (5 – 7%),  $\text{SiO}_2 = 49 - 51\%$ , phân bố trong trường bazan kiềm (Hình 3.27). Các khu khác như Vân Hoà, Ghềnh Đá Đĩa và Củng Sơn nằm về hai phía đường phân chia kiềm và á kiềm.

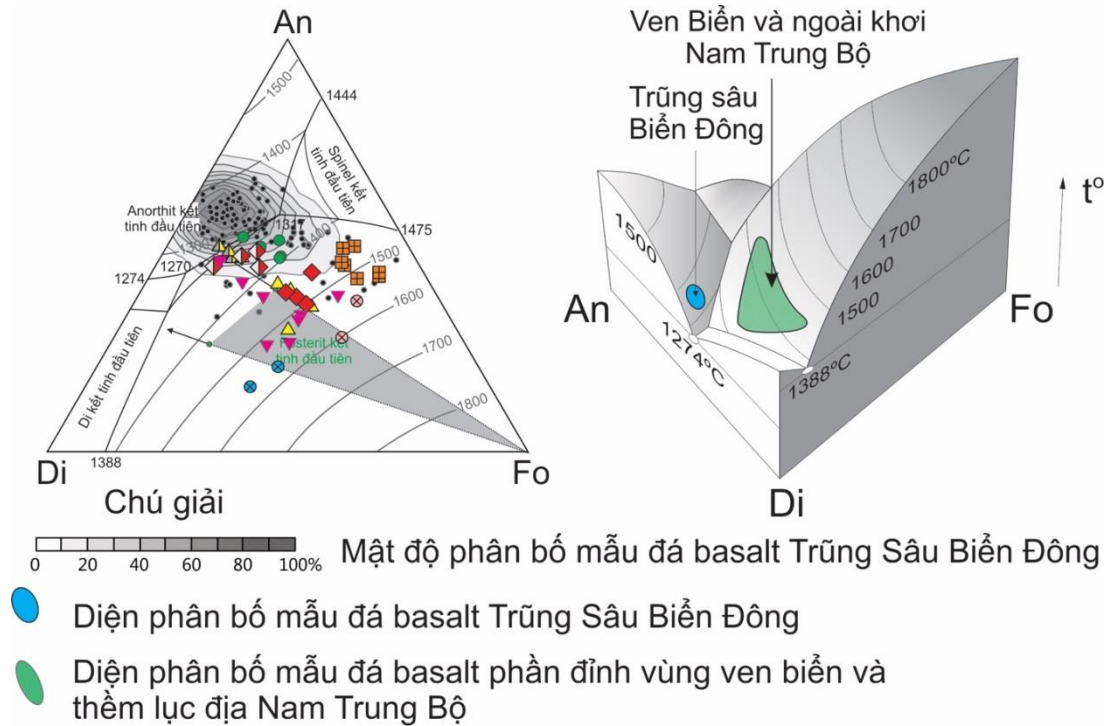
Khu vực ven biển tỉnh Quảng Ngãi (Bình Châu, Bình Sơn, Ba Làng An, Sa Kỳ), bazan giai đoạn 7,5 đến 4,5 tr.năm chủ yếu phân bố hai bên đường phân chia trường bazan kiềm và á kiềm/tholeit (Hình 3.27).

Bazan giai đoạn 3 đến 0 tr.năm xuất hiện tại thềm lục địa tỉnh Quảng Ngãi (đảo Lý Sơn, Bờ Bãi), tỉnh Đồng Nai (ngã ba Hàng Gòn huyện Thống Nhất), ven biển và thềm lục địa tỉnh Bình Thuận (Hòn Lan, Phú Quý và Hòn Tro) và Bà Rịa – Vũng Tàu (huyện Đất Đỏ) phân bố phân tán trong cả hai trường kiềm và á kiềm. Riêng mẫu bazan thu tại núi Sóc Lu, huyện Thống nhất, tỉnh Đồng Nai là andesit-bazan (trachy-andesit) có hàm lượng  $\text{SiO}_2$  cao khoảng 60%, tổng kiềm khoảng 11% (Hình 3.27).

Trên biểu đồ quan hệ giữa khoáng vật An – Di – Fo theo kết quả thực nghiệm của tác giả Osborne and Tait (1952) [126] có thể thấy sự khác biệt giữa bazan vùng Trũng sâu Biển Đông (đại diện cho miền cấu trúc kiến tạo hình thành vỏ đại dương) với bazan ven biển và thềm lục địa Nam Trung Bộ (đại diện cho miền cấu trúc kiến tạo lục địa). Phần lớn mẫu đá núi lửa vùng Trũng sâu Biển Đông phân bố trong trường nghèo olivin tương ứng dung thể magma có plagioclas kết tinh vào giai đoạn đầu. Mặt khác, các đá núi lửa vùng ven biển và thềm lục địa Nam Trung bộ phân bố trong trường giàu olivin tương ứng dung thể magma có olivin kết tinh vào giai đoạn đầu (Hình 3.28).



Hình 3. 27. Biểu đồ TAS phân loại đá bazan trên cơ sở tương quan tổng kiềm ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) và  $\text{SiO}_2$  theo Le Bas và nnk 1986 [127]. Trong đó số liệu tổng hợp từ kết quả phân tích mẫu của luận án [121,122,125] và các công trình đã công bố [109,40,45, 47,2,48,128]



Hình 3. 28. Thành phần bazan trên biểu đồ An – Di – Fo – T. Ký hiệu điểm thành phần tương tự Hình 3.27

### 3.2.2.2.2. Đặc điểm thành phần nguyên tố chính của bazan

Đặc điểm thành phần nguyên tố chính của bazan vùng nghiên cứu khá phức tạp. Theo thời gian (từ cổ tới trẻ) và không gian (từ bắc tới nam, từ tây sang đông) có thể thấy sự khác nhau về hàm lượng các oxit  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  và  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Sự khác nhau trong quan hệ giữa chỉ số  $\text{Mg\#}$  ( $=\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ ) và các oxit chính giữa các vùng bazan thể hiện như sau:

*Giai đoạn 15,5 - 8,5 tr.năm tại Phú Yên (Sông Cầu – Ghềnh Đá Đĩa, Vân Hoà, Củng Sơn):* So sánh với toàn vùng nghiên cứu, bazan giai đoạn này thấp  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  cao  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  và  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; thành phần  $\text{SiO}_2$  thay đổi. Trên biểu đồ quan hệ (Hình 3.29) cho thấy chúng hình thành tương quan dương giữa  $\text{Mg\#}$  với  $\text{TiO}_2$  và tương quan âm của  $\text{Mg\#}$  với  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  và  $\text{P}_2\text{O}_5$ , không bộc lộ tương quan tuyến tính với  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , và  $\text{CaO}$ .

*Giai đoạn 7,5 - 4,5 tr. năm tại Quảng Ngãi (Bình Châu, Bình Sơn, Ba Làng An, Sa Kỳ):* bazan giai đoạn này có cao  $\text{SiO}_2$ , thấp  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  và  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Tương quan âm giữa  $\text{Mg\#}$  với  $\text{SiO}_2$  và dương với  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  và các oxit kiềm hoàn toàn phù hợp với mô hình phân dị olivin (Hình 3.29).

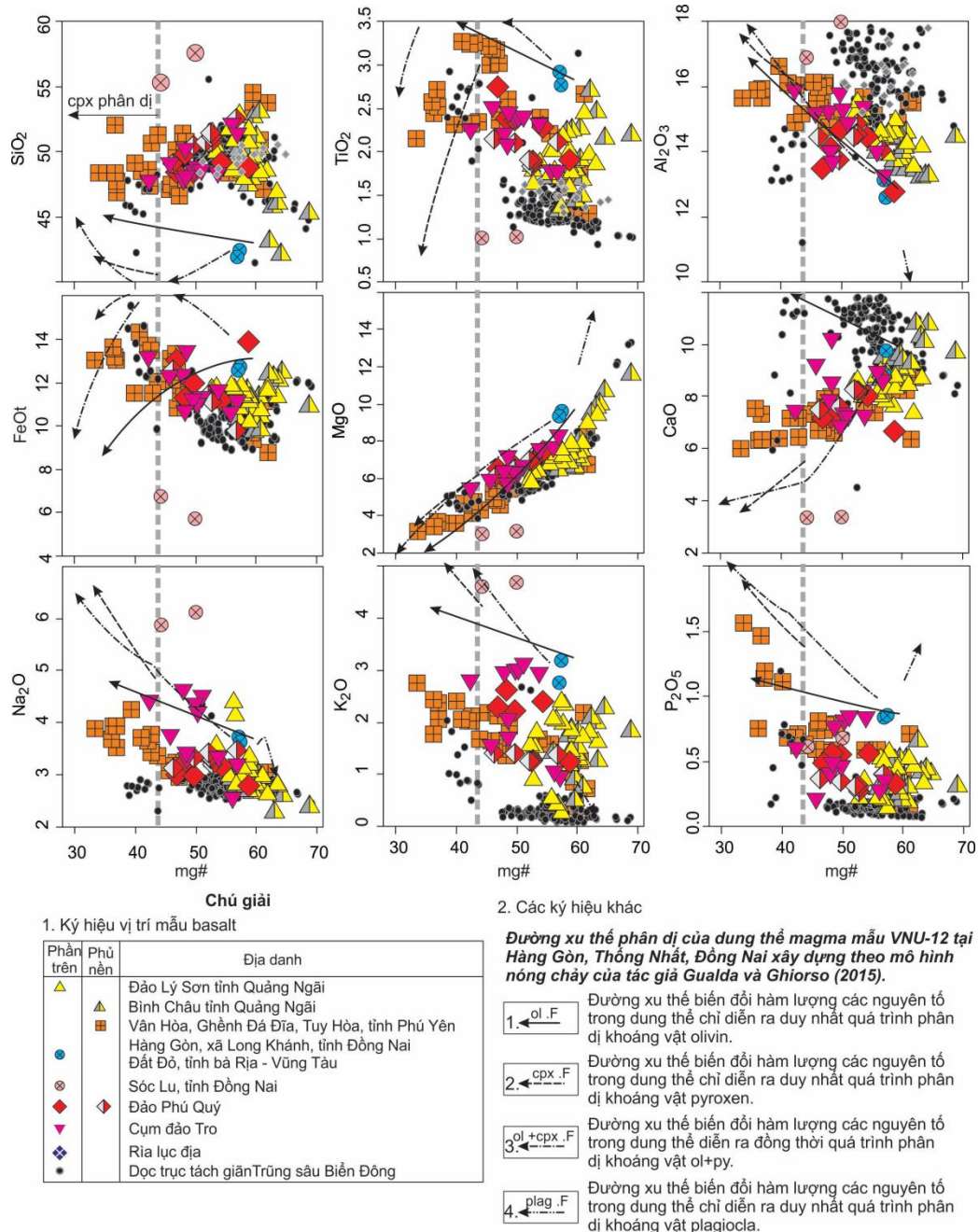


*Núi lửa giai đoạn 3 đến 0 tr.năm xuất hiện tại tỉnh thêm lục địa tỉnh Quảng Ngãi (đảo Lý Sơn, đảo Bờ Bãi), Đồng Nai (núi Sóc Lu thuộc huyện Thống Nhất và ngã ba Hàng Gòn thuộc huyện Long Khánh), Bình Thuận (đảo Phú Quý, Hòn Tro và thêm lục địa) và Bà Rịa – Vũng Tàu (huyện Đất Đỏ) có đặc điểm địa hóa khá phức tạp. Tại đảo Lý Sơn hàm lượng các oxit  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  thấp và  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  cao. Tại Sóc Lu hàm lượng  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  cao và thấp  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ . Tại đảo Phú Quý đặc điểm oxit chính phân thành hai trường có giá trị cao và giá trị thấp khác biệt tương ứng với loạt tholeiite và bazan á kiềm hoặc kiềm. Bazan nền (2,4 tr.năm) có thành phần  $\text{SiO}_2$  và  $\text{Al}_2\text{O}_3$  cao, bazan phần trên (trẻ hơn) có hàm lượng  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  và  $\text{P}_2\text{O}_5$  cao. Khu vực đảo Tro có thành phần oxit chính khá tương đồng với bazan phần trên khu vực đảo Phú Quý.*

Đặc điểm địa của đá bazan vùng trũng sâu Biển Đông, vùng ven biển và thêm lục địa Nam Trung Bộ có khác biệt lớn về thành phần một số oxit chính. Mặc dù hàm lượng  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  và  $\text{FeO}$  khá tương đồng, tuy nhiên bazan khu vực núi ngầm trũng sâu Biển Đông có hàm lượng  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  thấp hơn so với bazan khu vực ven biển và thêm lục địa Nam Trung Bộ.

Để xem xét đặc điểm biến đổi thành phần hoá học của bazan vùng nghiên cứu, NCS xây dựng mô hình nóng chảy giả lập sự tiến hóa của dung thể magma theo nghiên cứu của Ghiorso và nnk (2002) [106]. Số liệu đầu vào của mô hình nóng chảy là kết quả phân tích thành phần các oxit chính của mẫu VNU-12 lấy tại ngã ba Hàng Gòn, thị trấn Long Khánh, tỉnh Đồng Nai khá gần gũi với thành phần nguyên thủy. Mặc dù chỉ mang tính tham khảo tuy nhiên mô hình cho thấy xu thế thay đổi về thành phần khi dung thể magma thay đổi điều kiện nhiệt áp. Tham số nhiệt độ, áp suất đầu vào của mô hình lần lượt  $T_{\max} = 1500^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\max} = 3000\text{ Mpa}$  (30 kbar),  $T_{\min} = 1000^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\min} = 1000\text{ Mpa}$  (10 kbar). Khoảng nhiệt độ và áp suất giảm dần, lần lượt là  $50^{\circ}\text{C}$  và 100 Mpa. Mỗi khoảng nhiệt độ và áp suất giảm tương ứng với một giai đoạn tiến hóa trong dung thể magma, kèm theo sự thay đổi về thành phần hóa học trong dung thể. Trong mô hình giả lập 4 điều kiện có thể xảy ra trong dung thể magma gồm: 1) chỉ diễn ra quá trình kết tinh phân đoạn olivin, 2) chỉ diễn ra quá trình phân dị clinopyroxen, 3) kết tinh phân đoạn hai khoáng vật olivin và clinopyroxen diễn ra đồng thời, 4) chỉ diễn ra quá trình phân dị plagioclas. Kết quả mô hình được khái quát hóa thành các đường xu thế (Hình 3.29) cho thấy olivin phân dị

trong suốt quá trình tiến hoá của dung thể magma. Clinopyroxen phân dị diễn ra khi chỉ số Mg# thấp hơn 43 (Hình 3.29). Vai trò của plagioclas không đáng kể trong quá trình tiến hóa (phân dị) magma, nói cách khác sự kết tinh phân đoạn của plagioclas hầu như không xảy ra.



Hình 3. 29. Biểu đồ tương quan chỉ số magie ( $Mg\# = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) với các oxit chính

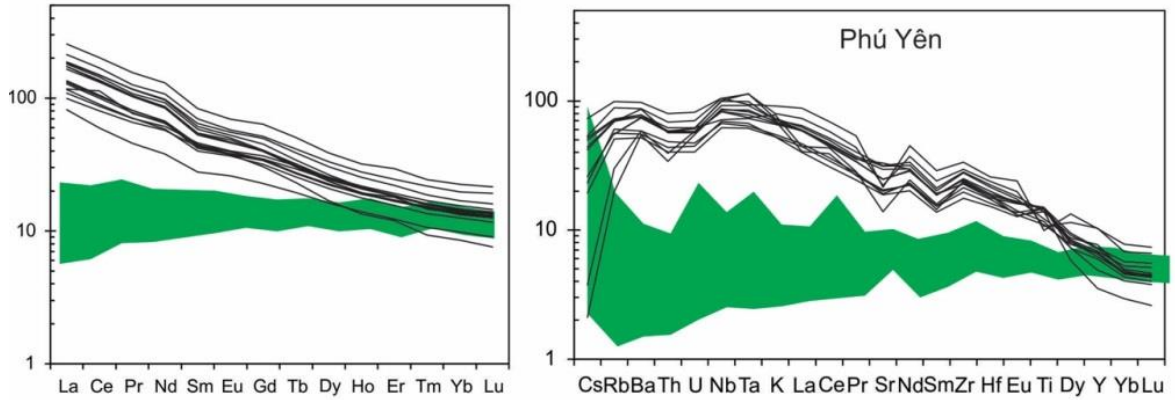
*Chú giải: Mũi tên chỉ xu hướng phân dị của dung thể dựa trên kết quả tính toán mẫu VNU12 sử dụng phần mềm pMelt (Ghiorso et al., 2002) [70]. Tham số nhiệt độ, áp suất đầu vào sử dụng  $T_{max} = 1500^{\circ}C$ ,  $P_{max} = 3000\text{ Mpa}$ ,  $T_{min} = 1000^{\circ}C$ ,  $P_{min} = 1000\text{ Mpa}$ .*

### 3.2.2.2.3. Đặc điểm thành phần nguyên tố vết và đất hiếm

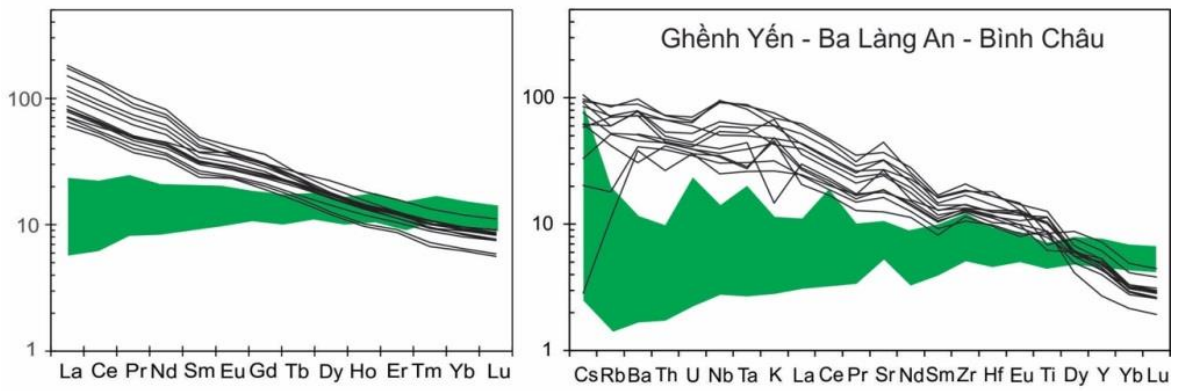
Thành phần nguyên tố vết của bazan vùng nghiên cứu được so sánh với manti nguyên thủy và đất hiếm được so sánh với chondrit (Sun and McDonough, 1989) [129] (Hình 3.30). Tổng quát, bazan các giai đoạn thuộc khu vực nghiên cứu có thành phần nguyên tố không tương thích (Cs, Ba, Rb, v.v.) cao vượt trội nhóm các nguyên tố tương thích hơn (Zr, Hf, Yb, Lu). Tương tự, trong nhóm đất hiếm thì các đất hiếm nhẹ cũng cao vượt trội so với các nguyên tố đất hiếm nặng (Dy đến Lu). Điều này cho thấy đặc điểm địa hóa bazan vùng nghiên cứu khá tương đồng với đặc điểm của bazan nội mảng. Theo đó, dung thể nóng chảy có thể được hình thành từ nguồn magma khá gần gũi với nguồn magma nguyên thủy hoặc nguyên thủy (quyển mềm) và mang đặc điểm khác hẳn bazan khu vực tách giãn giữa đại dương (N-MORB). So sánh với đặc điểm địa hóa của manti nguyên thủy, tất cả bazan có trong vùng nghiên cứu đều không biểu lộ các dị thường âm (thí dụ, Nb, Zr, Ti...). Kết quả này có thể khẳng định chúng không bị nhiễm vật chất vỏ (kể cả vật chất do các mảng hút chìm đưa xuống manti).

Trên biểu đồ Hình 3.30 có thể quan sát thấy thành phần đất hiếm nặng của các vùng bazan có giá trị cao thấp khác nhau. Ví dụ như, phần lớn bazan khu vực Quảng Ngãi có thành phần đất hiếm nặng khá thấp, thấp hơn so với các khu vực còn lại, bất kể trẻ hay cổ hơn. Điều đó cho thấy có thể chúng được hình thành từ nguồn có granat (có áp suất nóng chảy cao hơn). Hoặc trong các đồ thị so sánh với manti nguyên thủy, bazan vùng nghiên cứu có thành phần đất hiếm nặng thấp hơn bazan N-MORB. Điều đó cho thấy có khả năng chúng được hình thành tại các vùng sâu hơn peridotit spinel hoặc có sự tồn tại granat trong nguồn nóng chảy so với nguồn nóng chảy hình thành N-MORB.

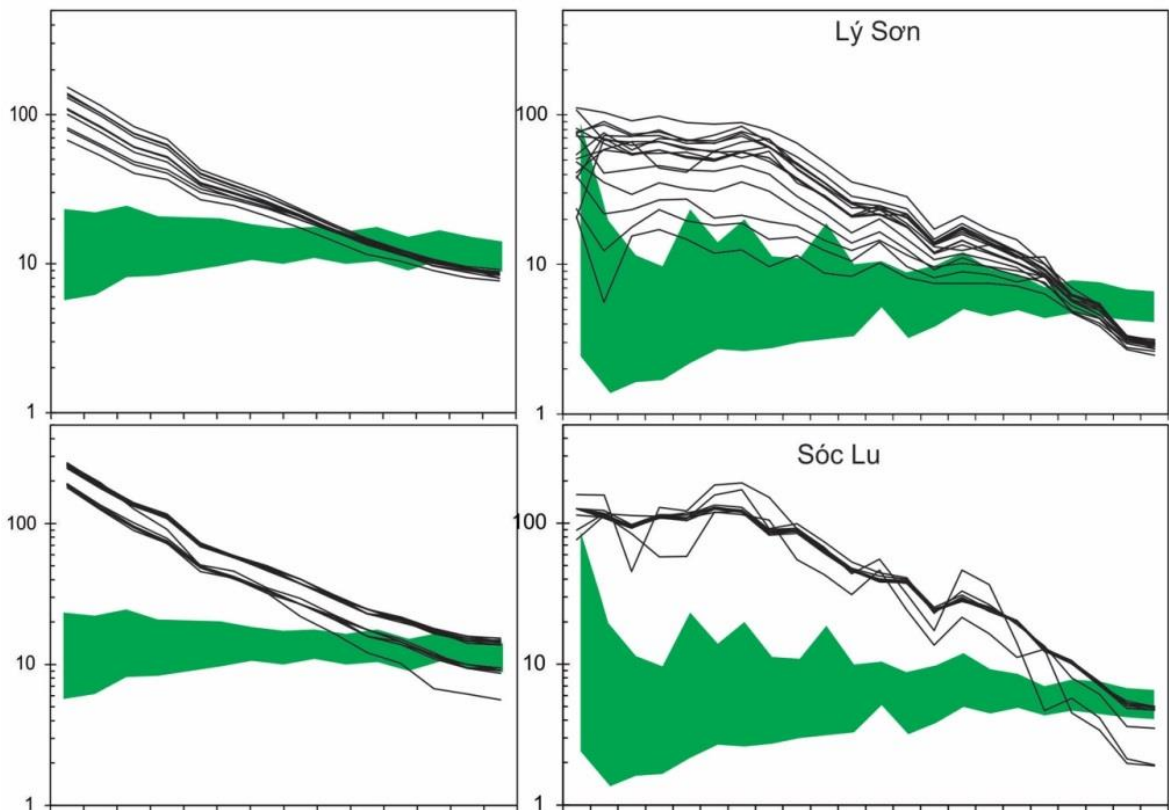
## a) Giai đoạn phun trào sớm (15,5 - 8,5 tr.năm trước)



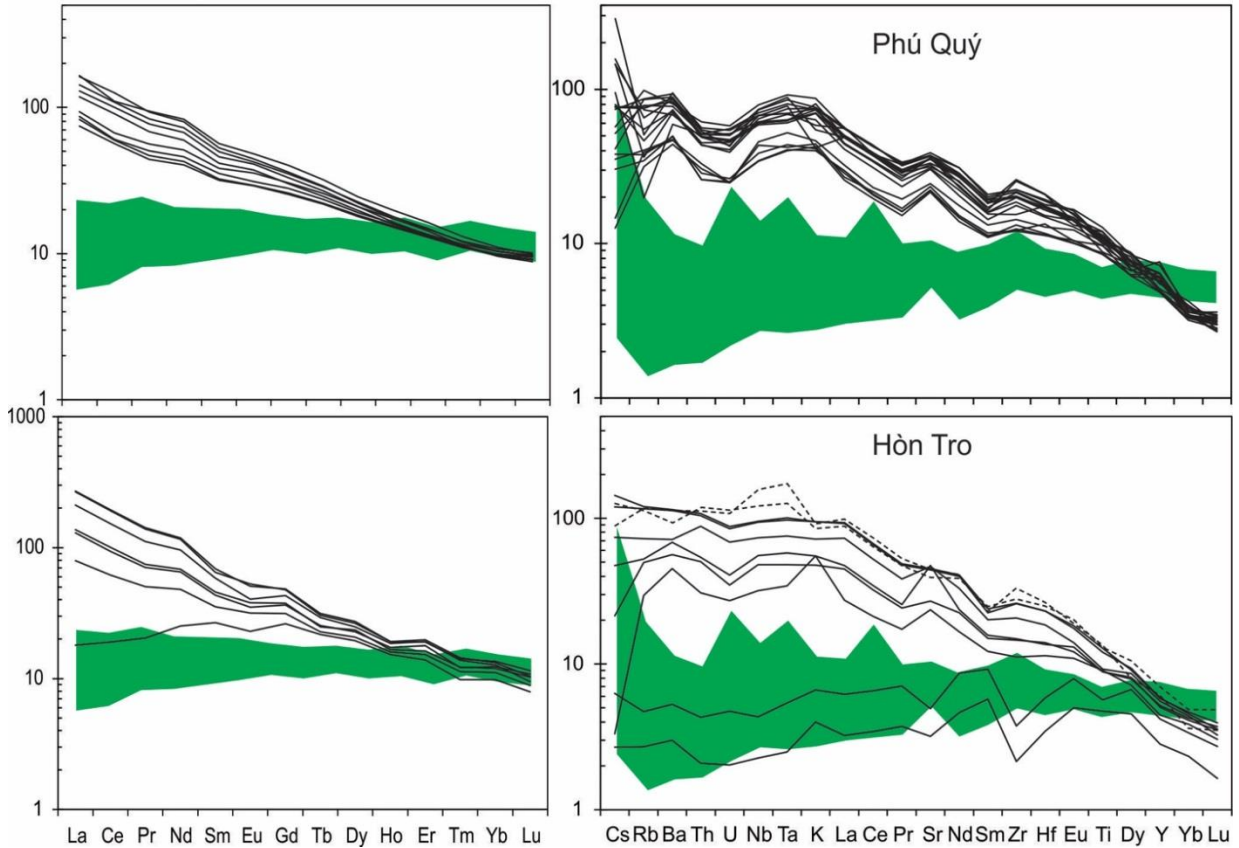
## b) Giai đoạn phun trào giữa (7,5 - 4,5 tr.năm trước)



## c) Giai đoạn phun trào muộn (3 - 0 tr.năm trước)



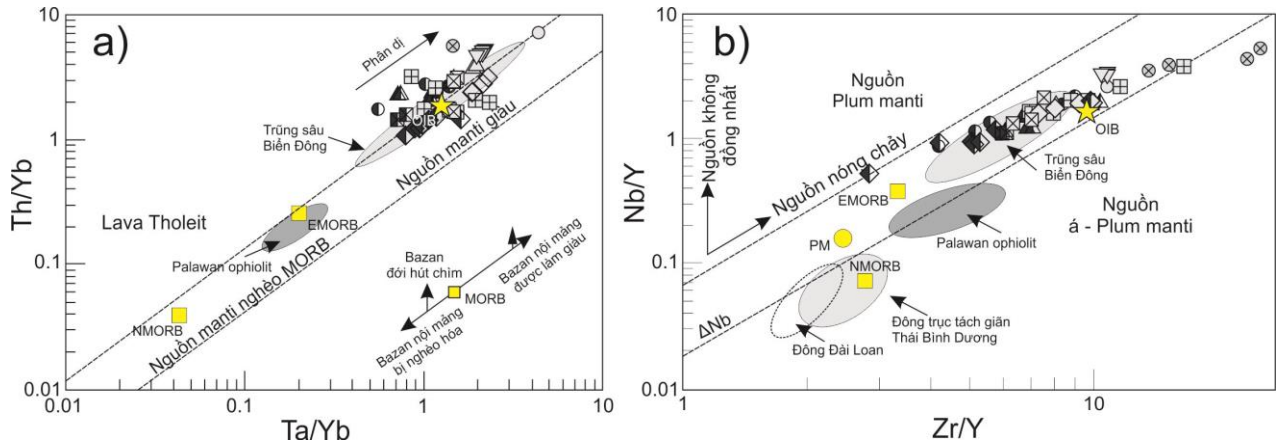
c) Giai đoạn phun trào muộn (3 - 0 tr.năm trước)  
(tiếp theo)



Hình 3. 30. Đặc điểm đường phân bố thành phần đất hiếm quy chuẩn chondrite (Nakamura and Masuda, 1973) [130] và nguyên tố vết quy chuẩn manti nguyên thủy (Sun and McDonough, 1989) [129]; cùng trường giá trị trung bình của bazan trung Biển Đông.

3.2.2.2.4. Đặc điểm nguồn magma vùng nghiên cứu

Đặc điểm nguồn magma có thể được xác định dựa trên mối quan hệ giữa các cặp tỉ số nguyên tố vết như Th/Yb – Ta/Yb và Nb/Y – Zr/Y (Pearce and Norry, 1979; Fitton et al., 1997; Pearce, 1982) [131,132, 133]. Trên biểu đồ Hình 4.30 biểu diễn quan hệ giữa cặp tỉ số Th/Y - Ta/Yb theo [133] và Nb/Y - Zr/Y có sử dụng giá trị  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb = 1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \log(Zr/Y)$ ) [132] cho thấy quan hệ các cặp tỉ số hình thành tương quan dương trải dài theo trường nóng chảy kiểu bazan nội mảng (OIB) và không chịu ảnh hưởng bởi quá trình làm giàu vật chất do đồng hoá vật chất vỏ đại dương từ mảng hút chìm (Hình 3.31).



Hình 3. 31. a) Biểu đồ tương quan tỷ số Th/Yb và Ta/Yb; b) Nb/Y và Zr/Y. Ký hiệu điểm tương tự hình 3.27

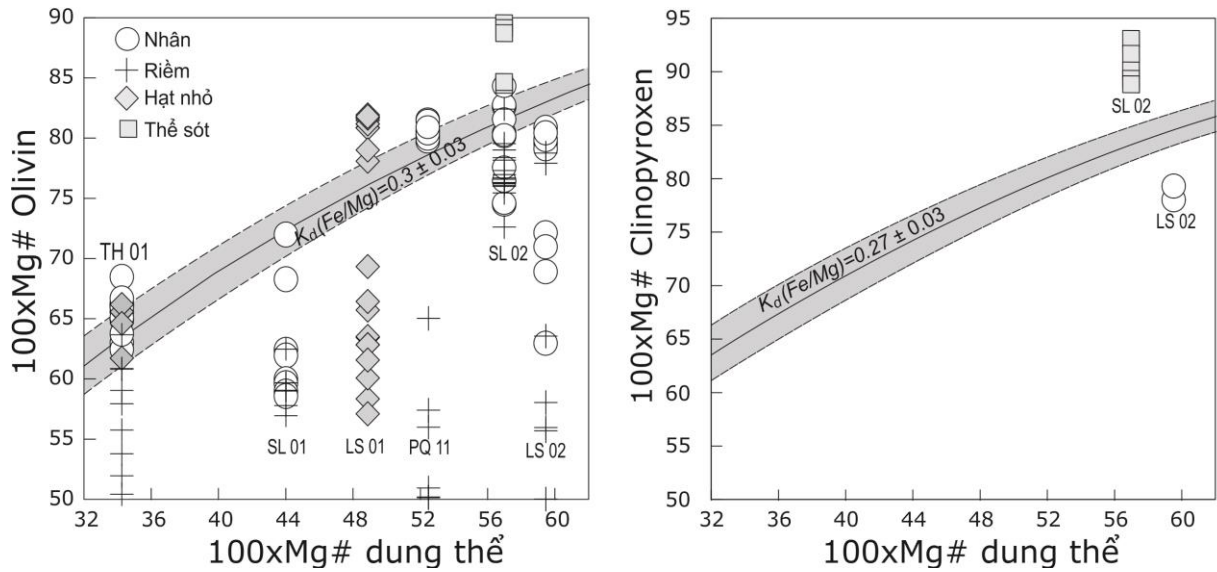
*Chú giải: Bazan đảo đại dương (OIB) phân bố trong trường giàu, hình thành do nóng chảy vật chất quyển mềm. Mô hình phân bố và mũi tên xu hướng theo Fitton et al (1997) [132]. Số liệu Trùng sâu Biển Đông theo Tu et al (1992) [117]); Palawan ophiolite theo Perez và nnk (2013) [134])*

#### 3.2.2.2.5. Nguồn magma nguyên thủy

- *Trạng thái cân bằng giữa dung thể (magma) và khoáng vật olivin*

Một trong những nhiệm vụ quan trọng của thạch luận là xác định áp suất và nhiệt độ (P,T) mà tại đó một nhóm khoáng vật cùng tồn tại với dung thể (melt) theo các hệ số phân bố nguyên tố K giữa các pha rắn và dung thể.

Trên Hình 3.32 biểu diễn mối quan hệ của chỉ số Mg# của olivin, pyroxen với chỉ số Mg# của dung thể và hệ số phân bố Fe/Mg giữa olivin và dung thể theo kết quả thực nghiệm của Roeder và Emslie (1970), Sobolev và nnk (2005, 2007) [93,135,136]. Chỉ số Mg# của olivin dao động trong khoảng 90 – 50, trong khi chỉ số Mg của pyroxen xiên (Mg#py) phân bố trên và dưới trường cân bằng olivin – dung thể và pyroxen – dung thể. Sự trải dài của chỉ số Mg# của olivin và pyroxen theo hướng trên ngưỡng cân bằng → cân bằng → dưới ngưỡng cân bằng cho thấy dung thể đã trải qua biến đổi từ magma nguyên thủy hơn và bị chi phối bởi mức độ kết tinh olivin sau khi dung thể nguyên thủy di chuyển ra khỏi nguồn nóng chảy. Mẫu bazan tại đảo Lý Sơn (LS 02) nằm dưới trường cân bằng magma – olivin và pyroxen chứng tỏ dung thể magma bị chi phối bởi kết tinh phân đoạn olivin và pyroxen.

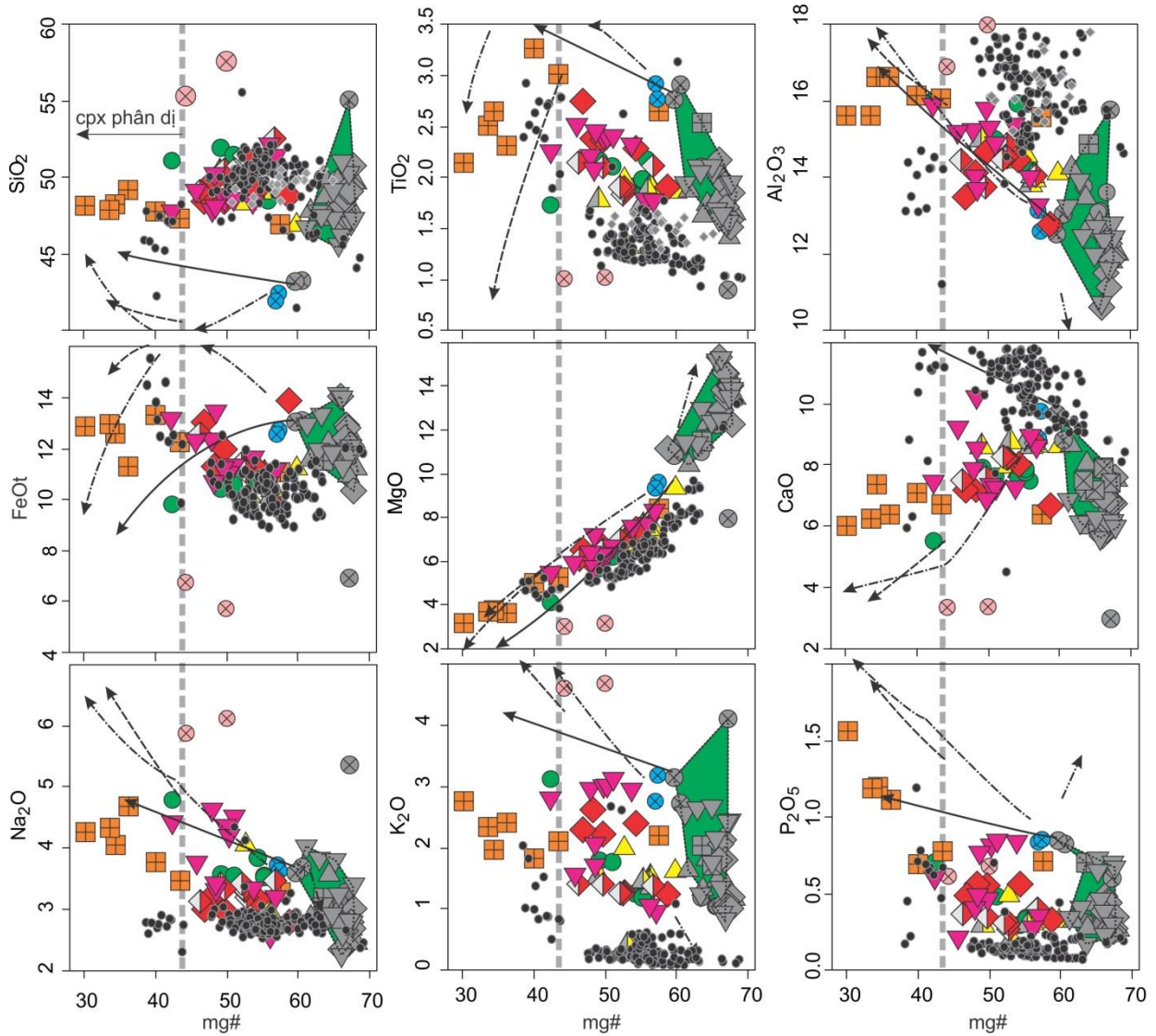


Hình 3. 32. Biểu đồ quan hệ giữa Mg#ol và chỉ số Mg dung thể

Trong đó: a) quan hệ Mg#ol của nhân, riềm các olivin kích thước lớn với Mg# dung thể; b) biểu đồ quan hệ Mg#cpx với Mg# dung thể. Các giá trị Mg#ol, Mg#cpx tại nhân olivin trong các thể sót (TH01, VNU12) đạt giá trị vượt ngưỡng giá trị cân bằng và tồn tại khá độc lập. Hệ số cân bằng  $K_{ol}^d(Fe/Mg) = 0.3 \pm 0.03$  (Roeder and Emslie., 1970; Sobolev et al., 2005, 2007) [93,135,136]. Hệ số cân bằng  $K_{cpx}^d(Fe/Mg) = 0.27 \pm 0.03$  (Neave and Putirka., 2017)[137].

- Thành phần hóa học magma nguyên thủy

Kết quả tính toán thành phần hóa học dung thể nguyên thủy được biểu diễn trên biểu đồ quan hệ giữa chỉ số Mg# và thành phần các oxit chính. Theo kết quả tính chỉ số Mg# của dung thể nguyên thủy dao động từ 58,79 đến 68,09; hàm lượng SiO<sub>2</sub> dao động từ 51,05 đến 43,19. Hàm lượng MgO cao, dao động từ 10,5% đến 15,33% (Hình 3.33). Sự khác biệt về hàm lượng các nguyên tố của magma nguyên thủy phản ánh sự thay đổi về trạng thái nhiệt độ và áp suất diễn ra trong manti theo thời gian và không gian; điều này sẽ được trình bày cụ thể trong nội dung nghiên cứu tiếp theo.



**Chú giải**

1. Ký hiệu vị trí mẫu basalt

Phân trên	Phủ nền	Địa danh
●		Cửa Tùng, Do Linh tỉnh Quảng Trị
▲	▲	Bình Châu, đảo Lý Sơn tỉnh Quảng Ngãi
■		Vân Hòa, Ghềnh Đá Đĩa, Tuy Hòa, tỉnh Phú Yên
●		Hàng Gòn, xã Long Khánh, tỉnh Đồng Nai
●		Đất Đỏ, tỉnh Bà Rịa - Vũng Tàu
◆	◆	Sóc Lu, tỉnh Đồng Nai
▼		Đảo Phú Quý
◆		Cụm đảo Tro
◆		Ria lục địa
●		Độc trực tách giãn Trũng sâu Biển Đông

2. Các ký hiệu khác

▼ Ký hiệu màu xám và phân vùng xanh: Thành phần oxit chính và trường phân bố thể magma nguyên thủy theo kết quả tính bằng phương pháp bù olivin (Le et al., 2017, 2019)

*Đường xu thế phân dị của dung thể magma mẫu VNU-12 tại Hàng Gòn, Thống Nhất, Đồng Nai xây dựng theo mô hình nóng chảy của tác giả Gualda và Ghiorsso (2015).*

- 1. Đường xu thế biến đổi hàm lượng các nguyên tố trong dung thể chỉ diễn ra duy nhất quá trình phân dị khoáng vật olivin.
- 2. Đường xu thế biến đổi hàm lượng các nguyên tố trong dung thể chỉ diễn ra duy nhất quá trình phân dị khoáng vật pyroxen.
- 3. Đường xu thế biến đổi hàm lượng các nguyên tố trong dung thể diễn ra đồng thời quá trình phân dị khoáng vật ol+py.
- 4. Đường xu thế biến đổi hàm lượng các nguyên tố trong dung thể chỉ diễn ra duy nhất quá trình phân dị khoáng vật plagiocla.

Hình 3. 33. Biểu đồ quan hệ giữa chỉ số magie ( $Mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) với các oxit chính. Kết quả nghiên cứu của luận án [121,122,125,41]



- *Nhiệt độ - áp suất magma nguyên thủy*

Thành phần hóa học của bazan xuất hiện trên bề mặt thường khác đáng kể với thành phần dung thể sau khi hình thành ở trong manti. Để xác định thành phần hóa học dung thể nguyên thủy người ta sử dụng nhiều phương pháp khác nhau, cả thực nghiệm lẫn mô hình lý thuyết (Stolper and Walker, 1980; Albarède, 1992; Kinzler and Grove, 1992; Hirose and Kushiro, 1993; Kushiro, 1996; Kogiso et al., 1998; Maaloe, 2004) [138-143]. Các mô hình lý thuyết có thể xác định được đặc điểm thành phần các oxit chính, nhiệt độ, áp suất ( $T_f, P_f$ ) của magma nguyên thủy vào thời điểm nóng chảy, cũng như trạng thái nhiệt manti ( $T_p$ ) vào thời điểm đó.

Nhiệt độ và áp suất nóng chảy của dung thể magma nguyên thủy ( $T_f, P_f$ ) có thể được xác định dựa trên nhiệt áp kế olivin, theo nhiều mô hình khác nhau (Putirka và nnk., 2007) [144]. Để tăng mức độ tin cậy của kết quả đạt được, người ta thường sử dụng đồng thời nhiều mô hình. Mỗi mô hình xác định một giá trị nhiệt độ và áp suất nóng chảy ( $T_i, P_i$ ). Nhiệt độ và áp suất của dung thể magma ( $T_f, P_f$ ) được xác định là giá trị trung bình của nhiệt độ và áp suất ( $T_i, P_i$ ) theo các mô hình khác nhau đó. Số liệu đầu vào là thành phần các oxit chính của mẫu đá bazan và thành phần các oxit chính của magma nguyên thủy tương ứng với từng mẫu.

Các kết quả nghiên cứu cho thấy trạng đặc điểm thái nhiệt độ và áp suất của magma nguyên thủy theo thời gian có sự thay đổi như sau:

*Giai đoạn 15,5 - 8,5 tr.năm tại Phú Yên (Sông Cầu – Ghềnh Đá Đĩa, Vân Hoà, Củng Sơn):* Nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy tính theo thành phần hóa học của bazan kiềm tại Sông Cầu rất cao, tương ứng  $T_f = 1454^{\circ}\text{C} - 1470^{\circ}\text{C}$  và  $P_f = 25 \text{ kbar} - 27 \text{ kbar}$ .

*Giai đoạn 7,5 - 4,5 tr. năm tại Quảng Ngãi (Bình Châu, Bình Sơn, Ba Làng An, Sa Kỳ):* Nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy dao động tương ứng  $T_f = 1435^{\circ}\text{C} - 1440^{\circ}\text{C}$  và  $P_f = 17 \text{ kbar} - 17.8 \text{ kbar}$ .

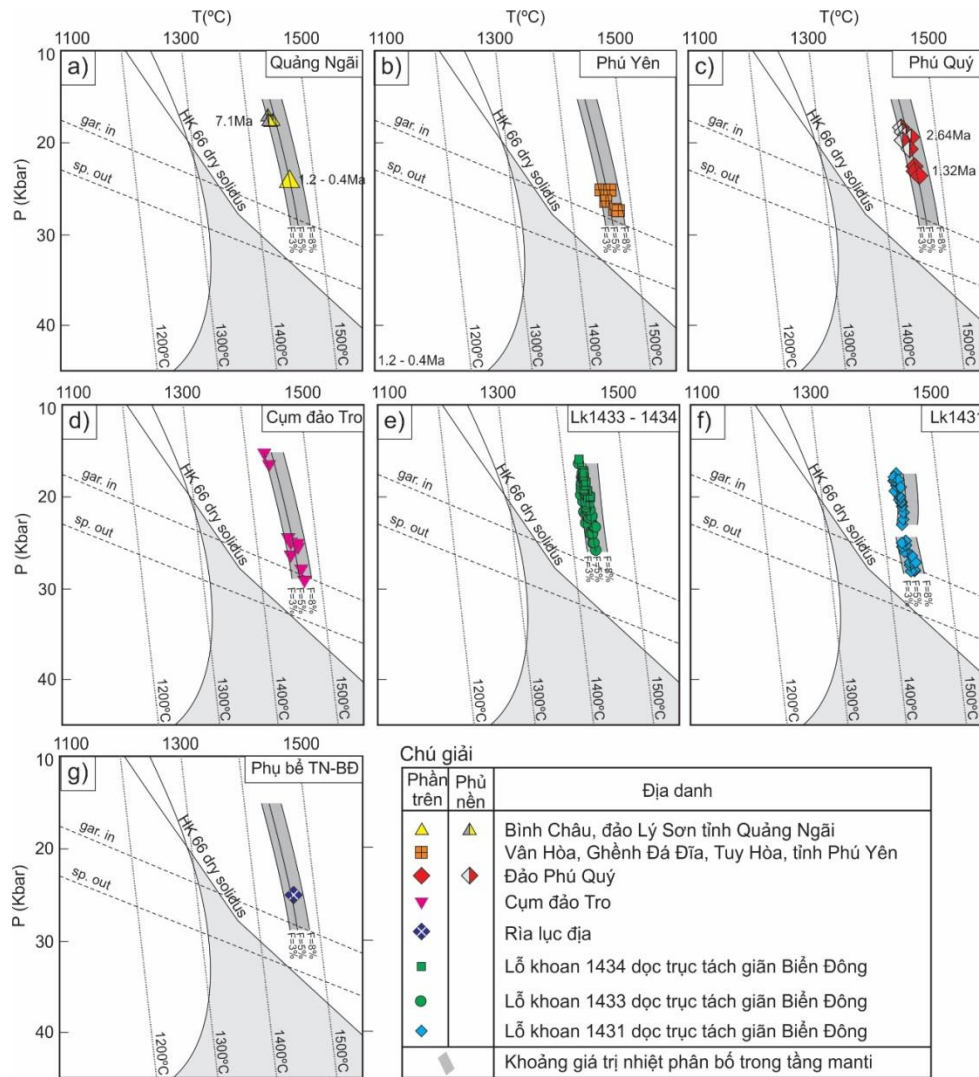
*Giai đoạn 3 đến 0 tr.năm tại Quảng Ngãi, Đồng Nai, Bình Thuận và Bà Rịa – Vũng Tàu (đảo Lý Sơn, Bờ bãi, Sóc Lu – Thống Nhất, Hàng Gòn, Đất Đỏ, đảo Phú Quý, Hòn Tro và thêm lục địa):* Nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy tại đảo Lý Sơn, bờ bãi lần lượt  $T_f = 1457^{\circ}\text{C}$  và  $P_f = 24.3 \text{ kbar}$ . Tại đảo Phú Quý magma nguyên thủy có nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần lần lượt  $T_f = 1441^{\circ}\text{C} - 1460^{\circ}\text{C}$

và  $P_f = 18 \text{ kbar} - 24 \text{ kbar}$  được chia thành hai nhóm khác biệt về áp suất nóng chảy từng phần. Lớp phủ bazan nền hình thành vào giai đoạn sớm khoảng 2,64 tr.n trước có áp suất nóng chảy  $P_f = 18,3 \text{ kbar} - 19 \text{ kbar}$  và giai đoạn muộn có áp suất nóng chảy cao hơn  $P_f = 20,6 \text{ kbar} - 23,5 \text{ kbar}$ . Tại khu vực đảo Tro và rìa lục địa lân cận phụ bể Tây Nam Trũng sâu Biển Đông, nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần tương ứng  $T_f = 1430^{\circ}\text{C} - 1472^{\circ}\text{C}$  và  $P_f = 15 \text{ kbar} - 29 \text{ kbar}$ .

Kết quả xác định nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy khu vực ven biển và thềm lục địa cho thấy nhiệt độ nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy trong cả ba giai đoạn phun trào khá đồng đều (khoảng  $1430^{\circ}\text{C} - 1480^{\circ}\text{C}$ ). Tuy nhiên áp suất nóng chảy từng phần có sự khác biệt theo thời gian. Vào giai đoạn sớm (15,5 - 8,5 tr.năm trước) áp suất nóng chảy từng phần rất cao. Trong giai đoạn tiếp theo (7,5 - 4,5 tr.năm trước) áp suất nóng chảy từng phần thấp hơn tương ứng trong khoảng  $17 \text{ kbar} - 17,8 \text{ kbar}$ . Vào giai đoạn muộn 3 đến 0 tr.năm trước, áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy thay đổi khá phức tạp. Theo số liệu tính, một vài mẫu có áp suất thấp (cụm đảo Tro), các mẫu còn lại nhìn chung có áp suất dao động từ  $18 \text{ kbar} - 29 \text{ kbar}$  (hình 3.34).

Trong giai đoạn sớm và giữa magma nguyên thủy tại Phú Yên và Quảng Ngãi có sự chênh lệch lớn về áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy, tuy nhiên các nghiên cứu về thạch học và địa hóa cho thấy rằng đây đều là các bazan tholeiit phủ nền giai đoạn sớm, xuất hiện tại Tây Nguyên và Nam Trung Bộ Việt Nam. Các nghiên cứu trước đây cho rằng các thành tạo bazan giai đoạn Kainozoi muộn trong vùng nghiên cứu có cùng nguồn gốc [40,41,42,46]. Sự thay đổi về áp suất nóng chảy của magma nguyên thủy theo thời gian đã phản ánh sự bắt đầu và kết thúc của một pha phun trào núi lửa theo cơ chế giảm áp [44].

Tại vùng Trũng sâu Biển Đông, nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của dung thể và nguồn magma nguyên thủy được xác định theo kết quả phân tích thành phần hóa học các mẫu bazan thu được tại lỗ khoan IODP U1431, U1433, và U1434. Trên Hình 3.34e,f biểu diễn kết quả xác định nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của dung thể và nguồn manti nguyên thủy dọc theo trục tách giãn giữa Biển Đông dao động trong khoảng  $T_f = 1427^{\circ}\text{C} - 1468^{\circ}\text{C}$  và  $P_f = 17,5 \text{ kbar} - 28 \text{ kbar}$ , Hình 3.34e,f).



Hình 3. 34. Mô nhiệt áp dung thể nóng chảy và nguồn magma nguyên thủy hình thành bazan giai đoạn Kainozoi muộn trong khu vực nghiên cứu

*Chú giải: Kết quả tính nhiệt phân bố trong manti trên và độ nóng chảy từng phần  $F(\%)$  được tính dựa trên phương trình cân bằng nóng chảy dung thể magma nguyên thủy và khoáng vật olivin theo mô hình và tác giả Putirka và nnk (2007) [144]. Đường HK 66 solidus khô (dry): Đường cân bằng nóng chảy pha rắn chuyển sang pha lỏng theo kết quả thực nghiệm nóng chảy peridotit giàu (Hirose and, Kushiro, 1993) [141].*

- **Trạng thái nhiệt manti ( $T_p$ )**

Cơ chế phát sinh núi lửa cho đến ngày nay vẫn là vấn đề được nhiều nhà khoa học quan tâm nghiên cứu. Các thảo luận trong những năm qua dần chia thành hai trường phái:

1) Trường phái thứ nhất cho rằng sự xuất hiện của núi lửa mang tính chất thụ động khi thạch quyển bị căng giãn, phá hủy do sự chuyển dịch của các mảng, khối cấu trúc địa

chất. Hoạt động kiến tạo gây ra mất cân bằng đẳng tĩnh giữa thạch quyển và quyển mềm làm thay đổi nhiệt độ và áp suất gây nóng chảy cục bộ tại phần ranh giới và hình thành dung thể magma. Bằng chứng của luận điểm này là sự phân bố núi lửa nội mảng phân bố dọc theo các đới đứt gãy chính và/hoặc các vị trí cố kết các khối cấu trúc cổ bị phá hủy do các biến cố kiến tạo phát sinh muộn.

2) Trường phái thứ hai cho rằng núi lửa hình thành do dòng đối lưu (thậm chí xuất phát từ nhân) tạo thành các nham manti (mantle plume). Bằng chứng của luận điểm này là sự xuất hiện các điểm nóng (hotspot) tương ứng với vị trí núi lửa đảo đại dương (OIB) hoặc núi lửa ngầm phân bố dọc theo trục tách giãn các đại dương ngày nay.

Để giải đáp câu hỏi về sự tồn tại của các đới dị thường nhiệt phát sinh trong phần sâu của Trái đất, các nghiên cứu về địa vật lý đã dựa vào đặc điểm thay đổi vận tốc truyền sóng địa chấn thu được trong các trận động đất vào thời điểm hiện tại. Giả thiết về sự thay đổi vận tốc truyền sóng cho rằng, sự thay đổi về nhiệt độ và áp suất cục bộ đã làm phát sinh các đới nóng chảy, tại đó vận tốc truyền sóng sẽ mang những đặc điểm khác biệt với phần lớn cấu trúc lân cận.

Theo kết quả nghiên cứu, một số điểm nóng nhất định được kết nối với phần nhân của Trái đất (Nataf and van Decar, 1993; Wolfe et al., 1997; Montelli et al., 122) [145-147], trong khi một số vị trí dị thường nhiệt tồn tại tại tầng manti trên không có mối liên kết cụ thể với các cột đối lưu xuất phát từ nhân Trái đất (Humphreys et al., 2000; Foulger et al., 2001; Christiansen et al., 2002; Foucher et al., 1982) [148-151]. Điều này đã đưa đến yêu cầu nghiên cứu cơ chế hình thành núi lửa theo trường phái thứ hai cần được xem xét dưới hai khía cạnh: 1) Núi lửa hình thành liên quan tới đới dị thường nhiệt phát sinh do đối lưu giữa nhân và manti (mantle plume), 2) núi lửa hình thành dưới tác động của các đới dị thường nhiệt phát sinh khi vật chất của manti trên bị xáo trộn và dịch chuyển.

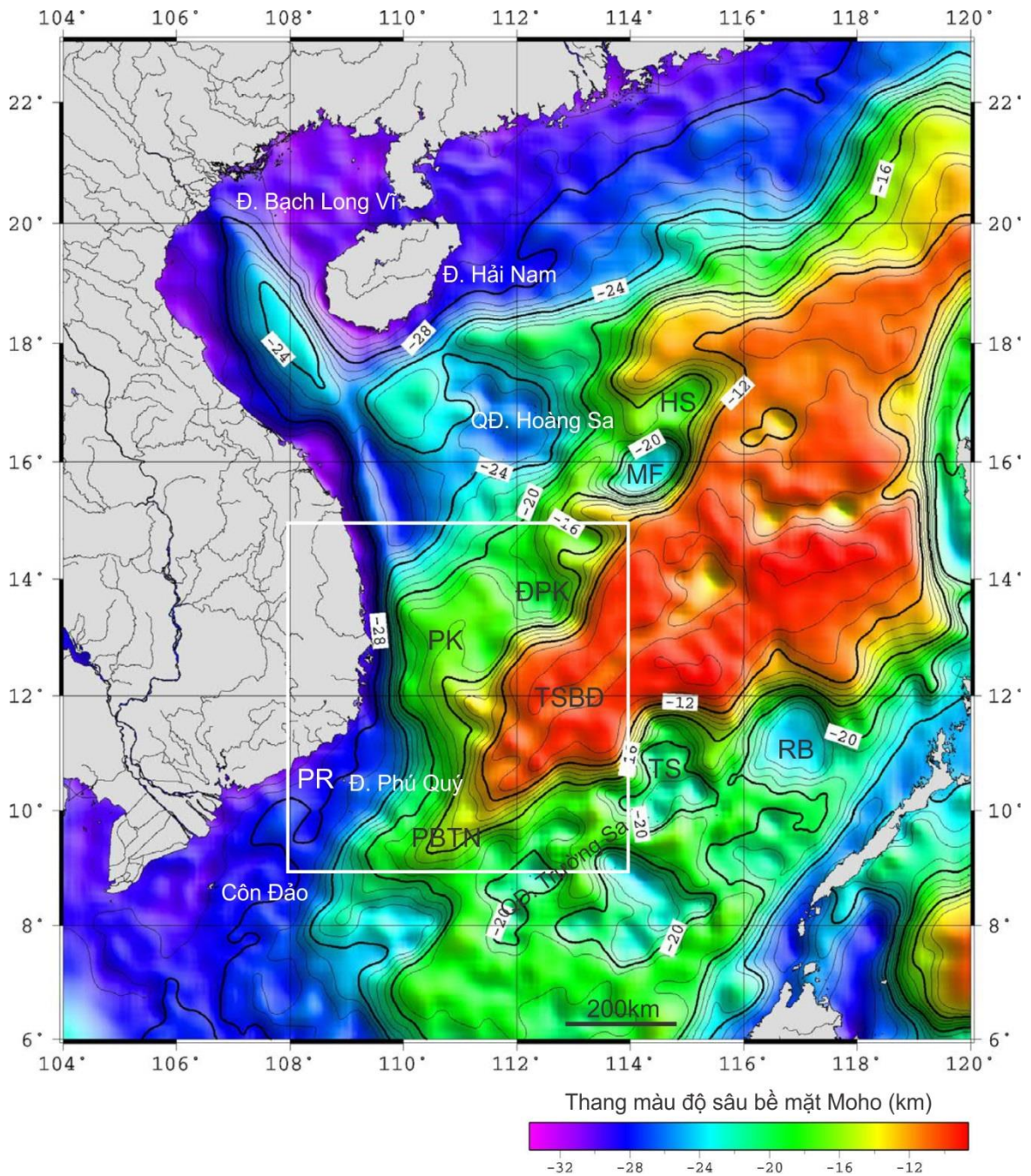
Để nghiên cứu về sự hình thành núi lửa và mối quan hệ của chúng với hoạt động tách giãn thạch quyển cũng như sự phát sinh đới dị thường nhiệt trong manti, nhóm tác giả McKenzie và Bickle (1988) đã đưa ra khái niệm về trạng thái nhiệt manti ( $T_p$ ) [152]. Theo định nghĩa, trạng thái nhiệt manti  $T_p$  là nhiệt độ ban đầu tại manti trên tại thời điểm chưa trải qua quá trình nóng chảy thứ cấp. Khái niệm này được nhiều nhà khoa học trên thế giới tán thành và xem đó là yếu tố quan trọng để hiểu về chế độ động lực manti.

Kết quả tính trạng thái nhiệt manti nguyên thủy đã xác định được tại khu vực ven biển và thềm lục địa  $T_p = 1430^{\circ}\text{C} - 1493^{\circ}\text{C}$ , tương ứng với mức độ nóng chảy từng phần (partial melting) dao động trong khoảng  $F = 3\% - 8\%$ . Tại lỗ khoan U1431 nhiệt độ manti dao động trong khoảng  $T_p = 1413^{\circ}\text{C} - 1491^{\circ}\text{C}$ , tương ứng với mức độ nóng chảy từng phần trong khoảng  $F = 3\% - 8\%$ . Tại lỗ khoan U1433 và U1434 nhiệt độ manti và mức độ nóng chảy từng phần thấp hơn các khu vực khác, dao động trong khoảng  $T_p = 1414^{\circ}\text{C} - 1461^{\circ}\text{C}$  tương ứng với mức độ nóng chảy từng dao động trong khoảng  $F = 3\% - 5\%$ .

### 3.3. Đặc điểm cấu trúc địa chất

Cấu trúc địa chất vùng biển Nam Trung Bộ và kế cận được phát triển trên nền móng của 3 loại vỏ cơ bản là: vỏ lục địa, miền chuyển tiếp và vỏ đại dương. Đứt gãy phương á kinh tuyến Vách Dốc Đông Việt Nam nằm trên miền chuyển tiếp đóng vai trò quan trọng là ranh giới phân cách miền vỏ lục địa ở phía tây và miền sụt lún với vỏ đại dương ở phía đông. Miền vỏ lục địa phía tây có lịch sử tiến hóa địa chất lâu dài và phức tạp, thành tạo cổ nhất là phần nhân địa khối Kontum có tuổi tiền Cambri. Phía nam địa khối Kon Tum là đới magma núi lửa pluton Meszoi muộn Đà Lạt, liên quan đến đới hút chìm cuối Mesozoi của khu vực (Trần Văn Trị và nkk., 2009)[9]. Miền vỏ đại dương phân bố tại vùng Trũng sâu Biển Đông được hình thành vào giai đoạn  $32 - 16.5 \pm 1$  tr.năm trước (Briaais et al., 1993; Li et al., 2015) [1,2]. Cấu trúc kiến tạo cơ bản của vùng biển NTB và kế cận được nhiều nhà nghiên cứu trong và ngoài nước nghiên cứu, điển hình như: Huchon và nkk., 1994 [13]; Rangin và nkk (1995a) [22]; Roques và nkk (1997) [24]; Hayes và Nissen (2005) [5]; Fyhn và nkk (2009b) [26]; Gao và nkk (2016) [153]; Savva và nkk (2013) [6]; N.N. Trung Và N.T.T. Huong (2010, 2012) [154,155]; Li và nkk., 2013 [18]; P.V. Phach và nkk (2014) [156]; Kasatkin và nkk. (2017) [157]; P.V Phach và L.Đ Anh (2018) [158]; Gwang và nkk (1994, 2001) [159, 160]; Ding W., 2016 [161]; Vu và nkk 2017 [162].v.v.

Đặc điểm cấu trúc sâu của vỏ Trái đất vùng nghiên cứu có sự biến đổi theo quy luật rõ ràng. Trên bản đồ mặt Moho độ sâu tăng dần từ lớp vỏ đại dương, qua miền chuyển tiếp và tăng cao khi tiến vào sâu miền vỏ lục địa (Hình 3.35). Theo kết quả nghiên cứu của Nguyễn Như Trung và Nguyễn Thị Thu Hương (2010,2013) [154,1155], độ sâu bề mặt Moho của lớp vỏ đại dương đạt 12 – 14 km, miền chuyển tiếp dao động từ 20 – 14km và vùng ven biển và lục địa trong khoảng 20 - 30km.



Hình 3. 35. Sơ đồ độ sâu bề mặt Moho so với bề mặt nước biển [155]

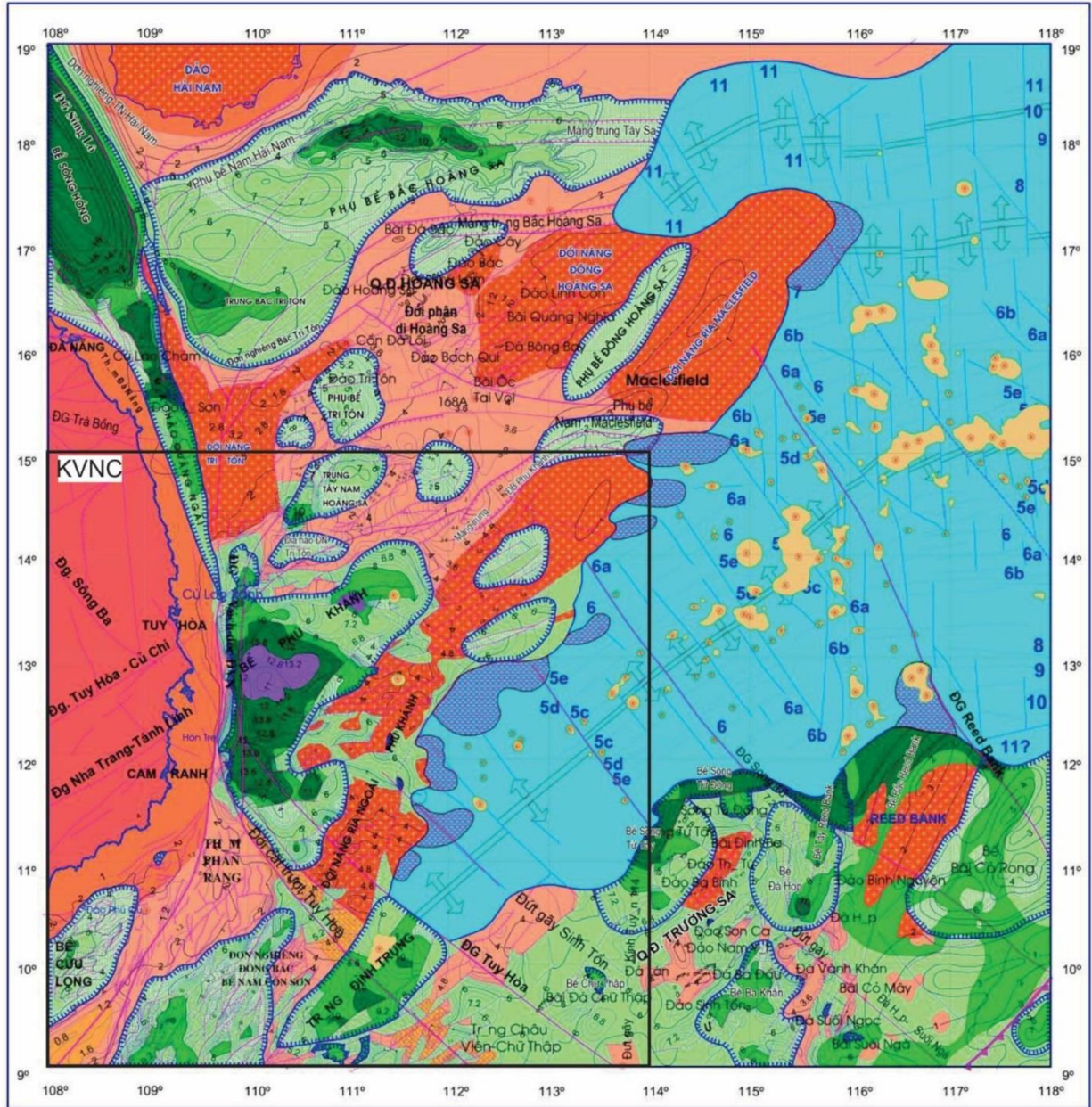
Trong đó: PK: Bể Phú Khánh; PBTN: Phụ bể tây nam trung sâu Biển Đông; TSBD: Trũng sâu Biển Đông; HS: Đới nâng Hoàng Sa; MF: bãi cạn Maclesfield; ĐPK: Đới nâng đông Phú Khánh; PR: Thềm Phan Rang; TS: Đới nâng Trường Sa; RB: Bãi cạn Reedbank

Tại vùng ven biển, độ sâu bề mặt Moho dao động từ 30 – 20km, giảm xuống còn khoảng 20 – 12km ở vùng thềm và thấp nhất tại vùng vỏ đại dương Biển Đông khoảng 14 -12km. Tại đường đồng mức độ sâu 14km bao quanh vùng trũng sâu Biển Đông là ranh

giới vỏ lục địa – vỏ đại dương (COB). Vùng Trũng sâu Biển Đông bề mặt Moho bị nâng lên khá đồng đều và nằm dưới lớp vỏ đại dương gần như bằng phẳng. Trên hình 3.35 có thể thấy tại vùng biển Nam Trung Bộ có hai vị trí thay đổi đột ngột đường đồng mức độ sâu Moho. Thứ nhất là sự thay đổi đột ngột đường đẳng sâu từ 24km xuống 20km tương ứng với vị trí của đứt gãy Vách Dốc Đông Việt Nam và thứ hai thay đổi từ độ sâu 16km xuống 12km tương ứng với ranh giới chuyển tiếp lục địa – đại dương (COB). Các nghiên cứu về địa chấn sâu đã chỉ ra đây là những khu vực chịu ảnh hưởng mạnh mẽ bởi tác động của manti trong giai đoạn Kainozoi muộn [26,27]. Ngoài ra, các đơn vị cấu trúc lớn là các đới nâng (Maclesfield, Trường Sa, Reedbank, rìa ngoài bể trầm tích Phú Khánh, thềm Phan Rang) và các đới hạ (bể trầm tích Phú Khánh, phụ trũng tây nam Trũng Biển Đông...) cũng có sự thay đổi chiều dày vỏ Trái Đất. Phía TN của khối Maclesfield bề mặt moho dâng cao đột ngột, có xu thế xâm nhập vào vùng thềm lục địa nam Hoàng Sa - bắc Phú Khánh, dọc theo vĩ tuyến  $15^{\circ}\text{N}$  giữa kinh độ  $113^{\circ}\text{E}$  và  $114^{\circ}\text{E}$ . Đây là bằng chứng cho thấy sự xâm nhập của vỏ đại dương vào khối lục địa trong quá trình giãn đáy Biển Đông Kainozoi [6].

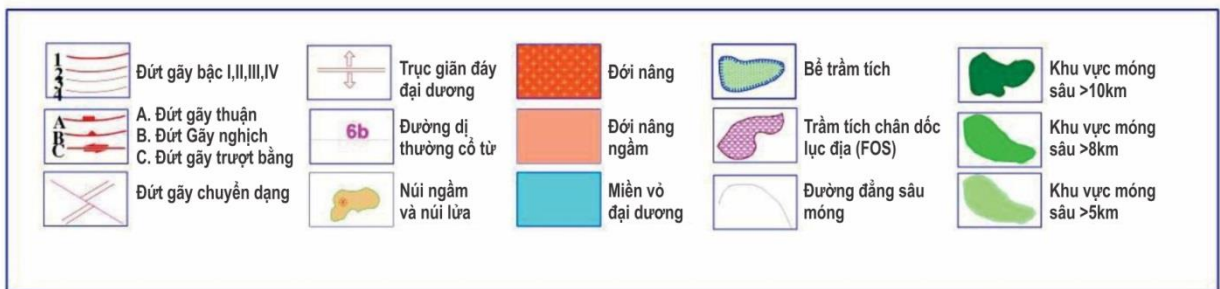
Quá trình tiến hóa kiến tạo Kainozoi đã tạo nên các bể trầm tích Đệ Tam với qui mô kích thước khác nhau từ các trũng địa hào, bán địa hào nhỏ, hẹp đến các trũng mở rộng có kích thước lớn liên kết từ các rift ban đầu. Lớn nhất là bể trầm tích Phú Khánh, bể Nam Hải Nam. Các bể có qui mô nhỏ hơn rải rác ở khu vực Đông Bắc Phú Khánh, Hoàng Sa như các phụ bể Tri Tôn, trũng Tây Nam Hoàng Sa, địa hào Quảng Ngãi, phụ bể Đông Hoàng Sa, phụ bể Tây Nam Maclesfield. Về phía tây nam trũng sâu Biển Đông là phụ bể tây nam trũng sâu Biển Đông (còn có tên gọi khác là trũng Đình Trung). Xen kẽ giữa các bể trầm tích là các khối nâng với các nhân là các khối granit như khối Maclesfield, khối Hoàng Sa, đới nâng Tri Tôn. Ngoài ra còn có các đới và khối nâng ngầm, nổi bật nhất là đới nâng rìa tây Phú Khánh (hay nâng Gò ngoài) là nơi tiếp giáp với Trũng sâu vỏ đại dương Biển Đông (Hình 3.36).

Các bể Nam Hải Nam, Bắc Hoàng Sa, Tri Tôn, Tây Nam Hoàng Sa, Đông Hoàng Sa và Nam Maclesfield liên quan chặt chẽ đến sự bắt đầu mở vỏ đại dương Biển Đông trong Eocen - Oligocen, với bề mặt bất chỉnh hợp đánh dấu kết thúc synrift vào khoảng 21 tr.n (Miocene sớm) (Roques et al., 1997) [24]. Các trầm tích sau tạo rift có tốc độ lắng đọng cao vào giai đoạn Miocene giữa.



CHÚ GIẢI

TỶ LỆ: 1/ 2 000 000  
0 100 200 KM



Hình 3. 36. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo của khu vực rìa lục địa Miền Trung Việt Nam và phụ cận [5]



Bể Phú Khánh là bể trầm tích lớn ngoài khơi Nam Trung Bộ, kéo dài theo phương bắc - nam khoảng 300km, phần phía Bắc bể được mở rộng theo phương á vĩ tuyến, chỗ rộng rất có độ dài khoảng 210km, chỗ hẹp nhất khoảng 66km. Bể Phú Khánh bị khống chế phía Tây bởi đứt gãy khu vực Vách dốc Đông VN. Phía Bắc bể Phú Khánh được khống chế bởi hệ thống đứt gãy ĐB-TN và phía nam được khống chế bởi đới trượt cắt Tuy Hòa (Hình 3.36). Dựa vào vị trí các tâm sụt lún tại các khu vực trong bể Phú Khánh, có thể phân chia bể thành các cấu trúc thành phần như sau: 1) Phụ bể Bắc, 2) Phụ bể Trung, 3) Phụ bể Nam. Các Phụ bể Bắc – Trung – Nam phân bố dọc theo phương á kinh tuyến liên kết với nhau hình thành bể trầm tích Phú Khánh có độ sâu bề mặt móng trầm tích lớn hơn 10 km. Ngoài ra còn có Phụ bể Đông Bắc, có diện tích rộng với độ sâu tầng đá móng trung bình chỉ từ 6 km đến 7 km kéo dài theo phương á vĩ tuyến (Hình 3.36) .

Một đặc điểm chung là trong phạm vi các bể trầm tích phần lớn thể nằm của các lớp đất đá khá ổn định kể cả các thành tạo đồng tách giãn và sau tách giãn. Trong khi đó tại các khu vực khác, trong các địa hào hẹp tồn tại các nếp uốn lượn sóng, có thể liên quan đến hoạt động địa động lực mạnh mẽ của các đứt gãy khống chế.

### ***3.3.1. Đặc điểm biến dạng kiến tạo vùng nghiên cứu***

#### ***3.3.1.1. Đặc điểm biến dạng kiến tạo vùng ven biển Nam Trung Bộ***

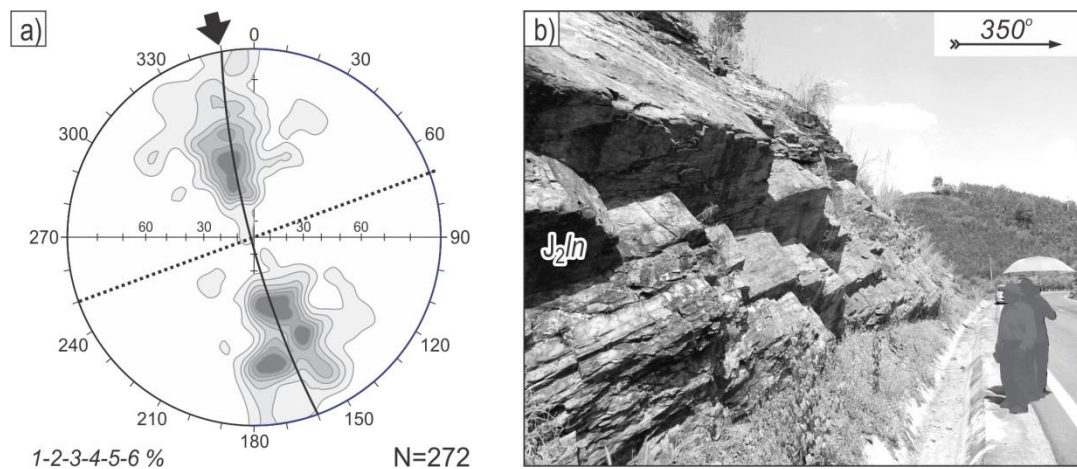
##### ***3.3.1.1.1. Biến dạng uốn nếp diễn ra trước Kainozoi***

Biến dạng đất đá trong khu vực phản ánh lịch sử tiến hóa địa chất trải qua các giai đoạn khác nhau. Các thành tạo cổ nhất lộ ra ở khu vực ven biển Nam Trung Bộ, cũng là các thành tạo cổ nhất ở Việt Nam, đó là các đá biến chất cao Paleo- và Meso-Proterozoi thuộc các phức hệ Ka Nack (PPkn) và phức hệ Ngọc Linh (MPnl). Các “biến dạng” phong phú quan sát được trên các đá cổ này chủ yếu là các cấu trúc được sinh thành trong giai đoạn rất cổ, do sự tái cấu trúc vật chất trong quá trình biến chất tạo nên.

Các nghiên cứu về kiến tạo, magma và địa động lực khu vực cho đến nay chỉ ra sự tồn tại một đới rìa lục địa tích cực cuối Mesozoi ở khu vực nghiên cứu, với đai núi lửa kéo dài từ Đà Lạt tới ven biển đông nam Trung Quốc. Trong khu vực nghiên cứu có thể quan sát được các dấu hiệu nén ép đó như các thành tạo cuội kết bị nén ép định hướng tại phía đông Qui Nhơn, trên bán đảo Phước Mai. Tại đó cuội kết được tái sắp xếp định

hướng trong điều kiện nén ép theo phương TB – ĐN từ tập hợp thể nằm hỗn độn ban đầu, có thể giả định là do đới hút chìm tạo ra.

Ví dụ điển hình thứ hai về sự tồn tại biến chất khu vực liên quan đến đới hút chìm có thể là sự phổ biến các đới phân dải (foliation) cắt chéo hoặc vuông góc với mặt lớp của các đá trầm tích thuộc hệ tầng La Ngà ( $J_2ln$ ) ở phía tây Nha Trang. Các đá trầm tích có thể nằm trung bình  $180^\circ \angle 70$ , trong khi các mặt phân dải có thể nằm ngược lại  $350^\circ \angle 45$  (Hình 3.37). Có thể thấy từng tồn tại một trường ứng suất khu vực với phương nén á kinh tuyến, phù hợp với đới hút chìm cuối Mesozoi trong khu vực, kéo dài từ phía đông bắc (Nhật Bản) đến đảo Borneo. Đặc biệt tại khu vực phía Nam của Nam Trung Bộ nó có sự thay đổi hướng đột ngột (Honza and Fujioka, 2004; Yan et al., 2006) [126,119].



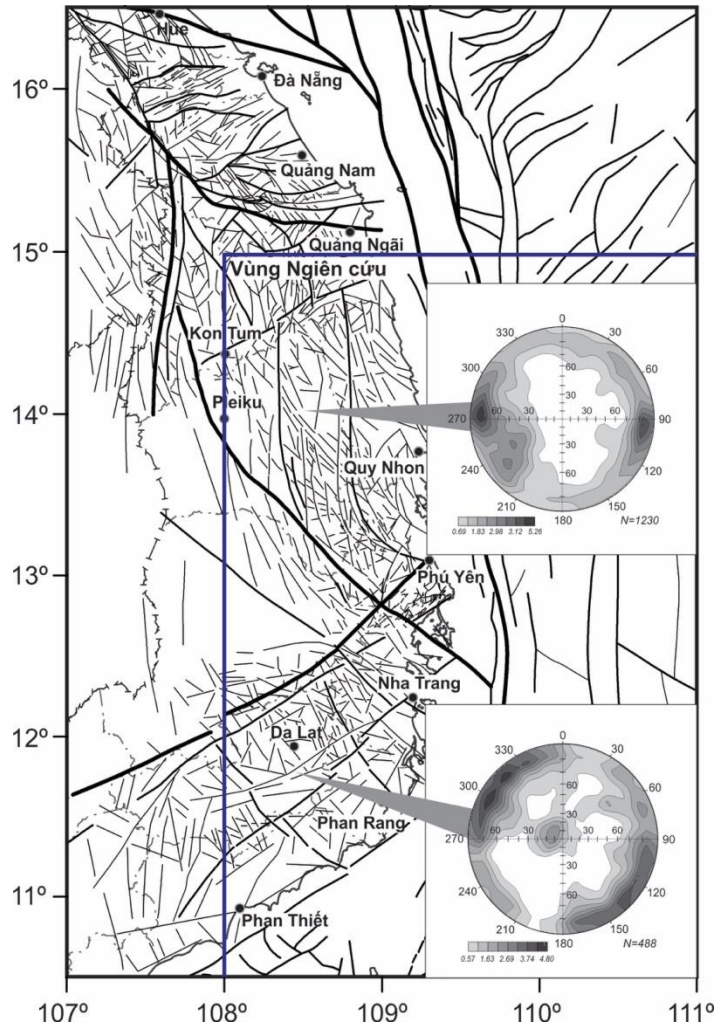
Hình 3. 37. a) Kết quả phân tích thể nằm nếp uốn; b) Điểm khảo sát phía tây Nha Trang

*Trong đó: các nếp uốn của hệ thống phân dải (phân phiến) trong các đá trầm tích Jura thuộc hệ tầng Nha Trang do ảnh hưởng của nén ép khu vực. (b) Mặt cắt bên đường tỉnh lộ Nha Trang-Khánh Vĩnh mô phỏng sự phân bố hệ tầng Nha Trang và các mặt phân phiến [49]*

Kết quả phân tích tài liệu kiến tạo vật lý cho thấy phương trục nén ép cực đại  $\sigma_1 = 330^\circ - 355^\circ$ . Về cơ bản các nén ép như vậy phù hợp với đới hút chìm Mesozoi muộn.

### 3.3.1.1.2. Đặc điểm phân bố khe nứt khu vực ven bờ vùng nghiên cứu

Khu vực ven biển Nam Trung Bộ có cấu trúc địa chất khá đặc biệt, nằm trên ranh giới giữa khối lục địa Đông Dương và Biển Đông. NCS đã tham gia khảo sát chi tiết nhiều đợt, với tổng số 96 điểm, đo được thông số của 1718 khe nứt. Kết hợp với sơ đồ photolineament NCS đã xây dựng được sơ đồ tổng quát về đặc điểm phân bố khe nứt trong khu vực (Hình 3.38).



Hình 3.38. Đặc điểm phân bố khe nứt dọc theo ven biển vùng nghiên cứu từ Bình Định đến Bình Thuận

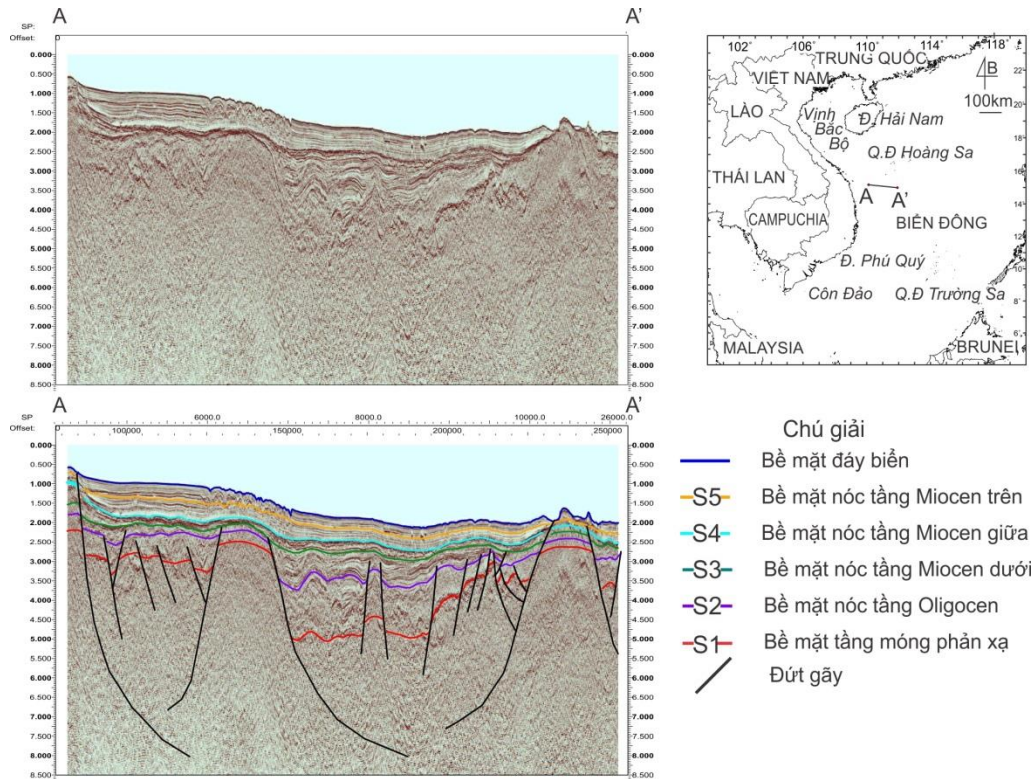
Trên sơ đồ này có sự biểu hiện mang tính quy luật với sự vượt trội của các hệ nứt phương á kinh tuyến ở khu vực từ Bình Định đến phía Nam của tỉnh Phú Yên. Các hệ thống khe nứt phương TB - ĐN và ĐB - TN ít phổ biến hơn. Trong khi đó khu vực từ phía nam tỉnh Phú Yên đến tỉnh Bình Thuận, khe nứt phương ĐB - TN lại có phần chiếm ưu thế.

### 3.3.1.2. Đặc điểm biến dạng kiến tạo trên lục địa và vùng trũng sâu Biển Đông

#### 3.3.1.2.1. Các cấu tạo uốn nếp trong các thành tạo Kainozoi trên thềm lục địa

Trên các mặt cắt địa chấn, cấu tạo uốn nếp trong các thành Kainozoi trên thềm lục địa phân bố chủ yếu tại khu vực Đông Bắc bể Phú Khánh và khu vực Hoàng Sa – Maclesfield. Trong bể Phú Khánh chúng ít gặp hơn nhiều. Theo phân tích cấu trúc các

mặt cắt, có thể nhận định rằng các nếp uốn được hình thành do bị sự co rút theo chiều ngang, hệ quả hoạt động của các đứt gãy, đóng vai trò khống chế ở rìa các bể hay địa hào và bị xoay ngang khi xuống sâu (đứt gãy gàu xúc) (Hình 3.39).



Hình 3. 39. Một số khu vực có uốn nếp điển hình trong trầm tích Kainozoi trên các MC địa vật lý (KC.09.07/16-20)

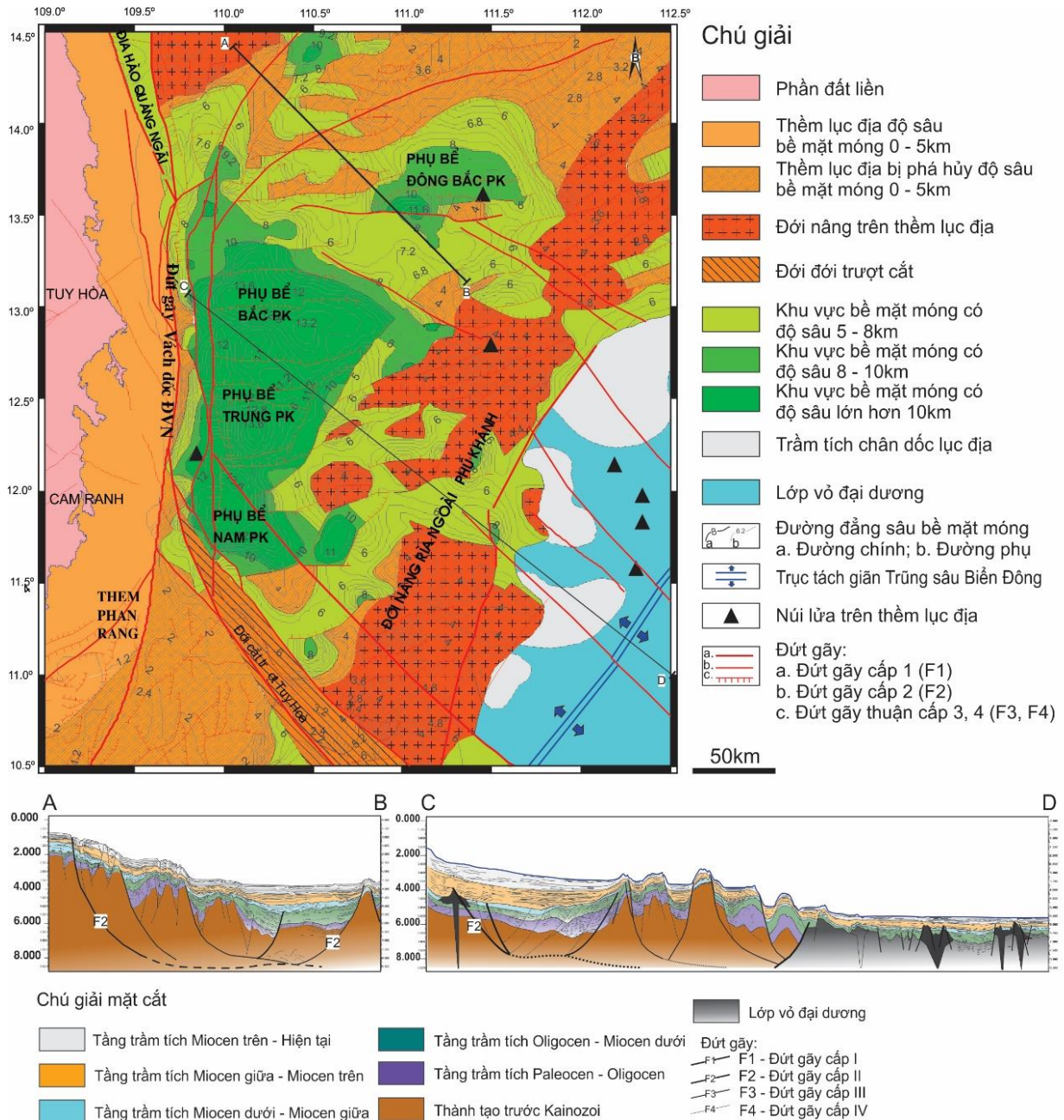
### 3.3.1.2.2. Hệ thống đứt gãy thêm lục địa vùng nghiên cứu

Khu vực miền Trung và bể trầm tích Hoàng Sa được khống chế chủ yếu bởi hệ đứt gãy á kinh tuyến và hệ đứt gãy ĐB – TN. Các đứt gãy phương TB - ĐN hiếm gặp và đóng vai trò như các đứt gãy trượt bằng, góp phần làm cho quá trình trôi trượt xảy ra dễ dàng hơn trong quá trình giãn đáy Biển Đông (Hình 3.40).

- Hệ đứt gãy á kinh tuyến

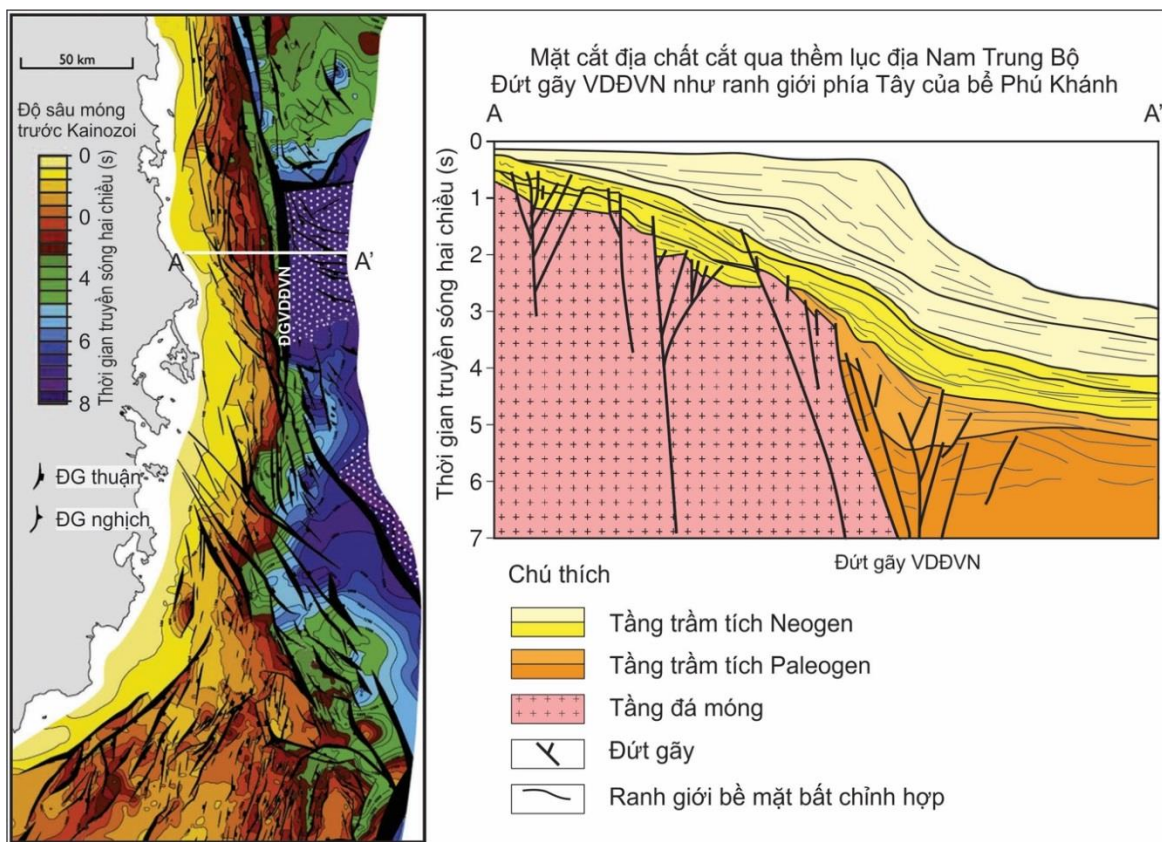
Trên vùng biển Nam Trung Bộ các đứt gãy phương á kinh tuyến, song song với đới đứt gãy khu vực Vách dốc Đông Việt Nam (VĐĐVN hay Tây Biển Đông), đóng vai trò như các đứt gãy trượt bằng phải, kèm theo các đứt gãy phương ĐB - TN, tạo nên các kiến trúc đuôi ngựa tách giãn, hay các kiến trúc sụt bậc hình dạng thìa úp, quay phần lõm về hướng đông Nam (Roques et al., 1997) [24].

Phía Bắc vùng nghiên cứu, đứt gãy VDDVN nối liền với hệ thống đứt gãy Sông Hồng, thông qua địa hào Quảng Ngãi. Mặt khác, đứt gãy này cũng được coi bắt đầu từ phía nam đảo Hải Nam và liên kết với các đứt gãy phương ĐB - TN Bắc Biển Đông. Ba hệ thống đứt gãy Sông Hồng, VDDVN và đứt gãy Bắc Biển Đông gặp nhau ở khu vực phía Nam Hải Nam tạo nên một cấu trúc trục ba tại vị trí 14<sup>0</sup>30' – 16<sup>0</sup>00' vĩ độ Bắc, 109<sup>0</sup>00' – 110<sup>0</sup>00' kinh độ Đông, đóng vai trò quan trọng trong phân vùng kiến tạo khu vực (Hình 3.40).

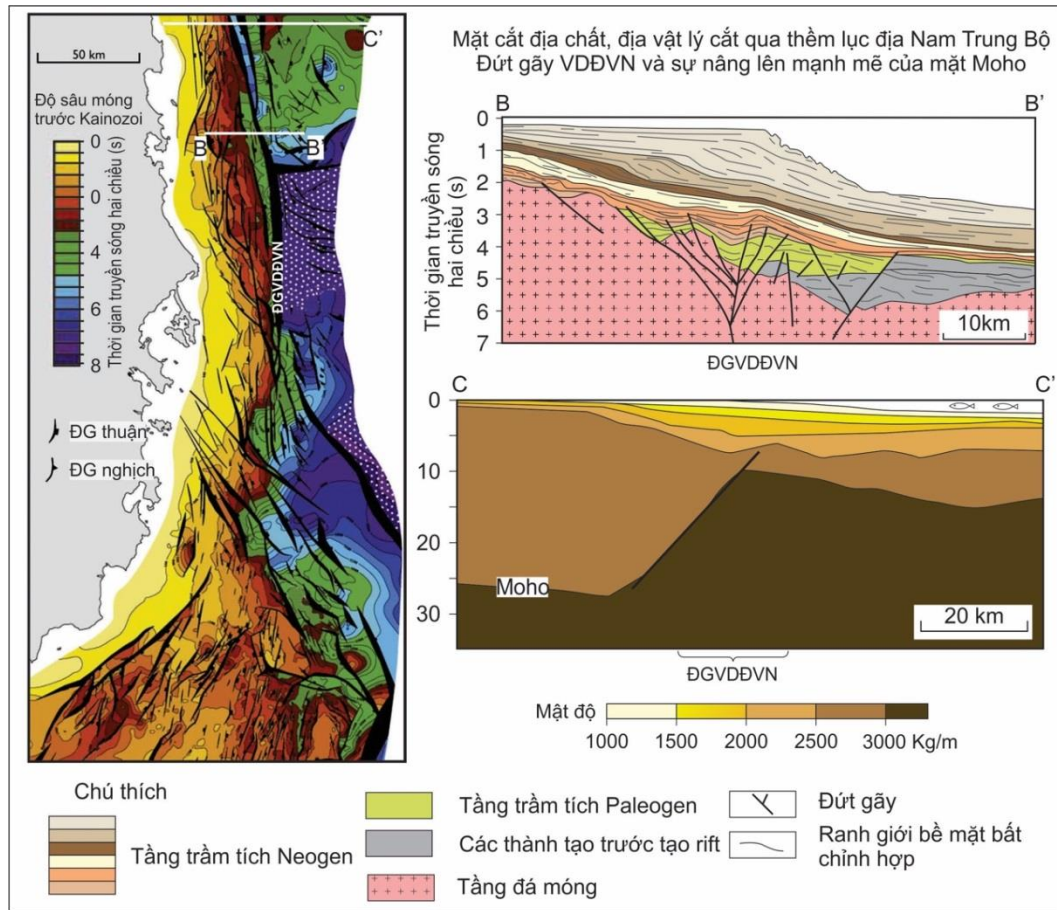


Hình 3. 40. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo bề trầm tích Phú Khánh [5]

Cấu trúc của đới đứt gãy VĐĐVN khá phức tạp, đó là sự tồn tại các mặt đứt gãy nghịch ở phần sâu, với mặt trượt cắm về phía tây và các mặt đứt gãy thuận ở phần nông cắm về phía đông. Thêm vào đó là sự hình thành dải cấu trúc nghịch đảo hay cấu trúc vênh sườn lục địa, kẹp giữa đới đứt gãy VĐĐVN và lục địa làm cho dải đáy biển ở sát bờ oằn võng và bị phủ đầy bởi trầm tích Kainozoi. Trên mặt cắt địa chất, địa vật lý cắt qua thềm lục địa NTB có thể quan sát thấy đứt gãy VĐĐVN tồn tại hai giai đoạn: 1) Giai đoạn sớm có biểu hiện tương nghịch mạnh mẽ phần cánh tây của đới đứt gãy với mặt trượt cắm về phía tây tương ứng với trường ứng suất nén á vĩ tuyến đến TB - ĐN; 2) Ở giai đoạn sau có biểu hiện sụt lún mạnh mẽ ở phần cánh phía đông của đới đứt gãy tương ứng với trường ứng suất tách giãn phương TB-ĐN (Hình 3.41, 3.42). Trong suốt giai đoạn Kainozoi muộn, cánh tây luôn luôn được nâng cao so với cánh đông đới đứt gãy. Vào giai đoạn hoạt động muộn của đới đứt gãy phần vỏ trái đất phía đông thể hiện như một đới sụt lún tách giãn mạnh mẽ dạng địa hào với chiều dày trầm tích ở chân sườn lục địa rất lớn (đạt tới trên 10 km).



Hình 3. 41. Mặt cắt đứt gãy Vách dốc Đông Việt Nam như ranh giới phía Tây của bể Phú Khánh theo tác giả Fyhn và nnk (2009b) [26]



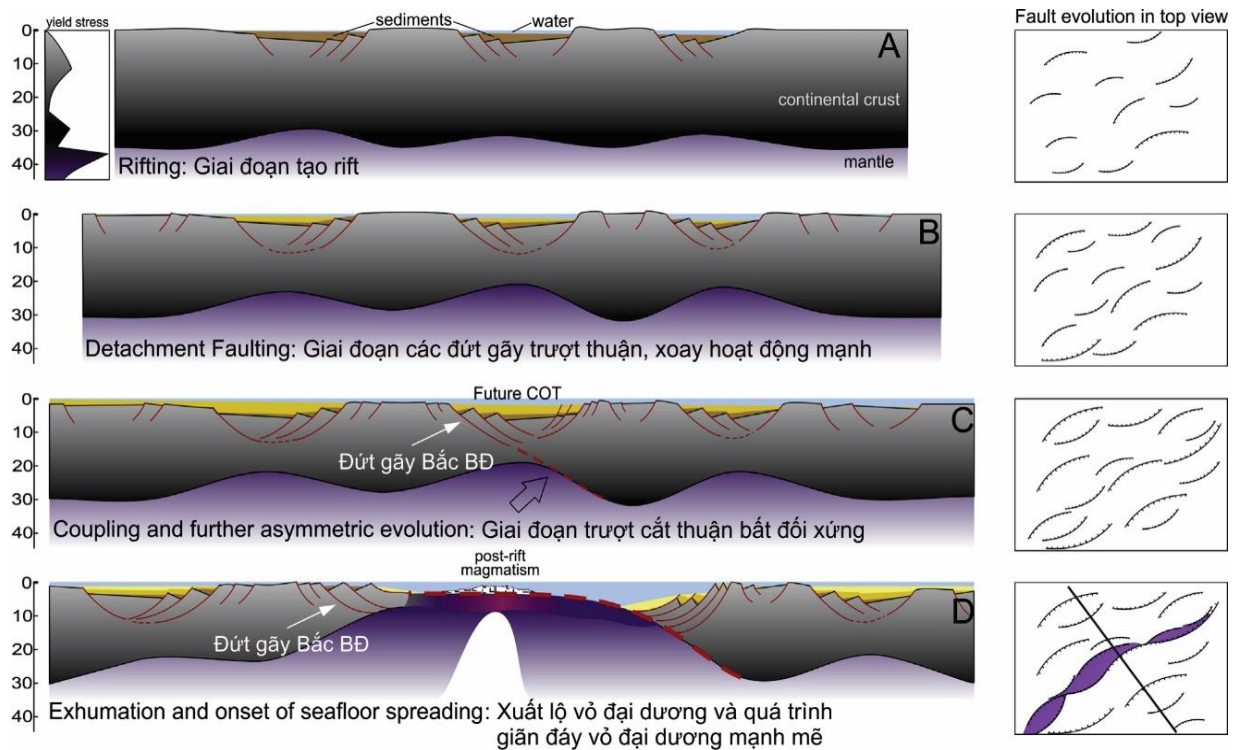
Hình 3. 42. Mặt cắt đứt gãy Vách dốc Đông Việt Nam tại khu vực phía Đông Đèo Cả, Phú Yên (Fyhn et al., 2009b) [26]

Đứt gãy VDDVN có thể chia thành hai đoạn chính: đoạn thứ nhất từ vĩ tuyến 12 - 16<sup>0</sup> (phía bắc của đới trượt Tuy Hòa), đoạn thứ hai phía nam của đới trượt Tuy Hòa, hệ thống đứt gãy này bị dịch về phía Tây và chạy dọc theo kinh tuyến 109<sup>0</sup> và đến vĩ tuyến 7<sup>0</sup> hệ thống đứt gãy này có xu thế chuyển hướng dần sang TB - ĐN đến tận đảo Borneo. Các tài liệu địa chất, địa vật lý cho thấy trong giai đoạn hiện nay đứt gãy hoạt động yếu, về cơ bản đứt gãy đã ngưng nghỉ vào giai đoạn Miocen muộn. Tuy nhiên, trên các mặt cắt địa chấn ngang qua đới, từ tây sang đông cho thấy các đới trượt ngầm có qui mô khá lớn, một số trận động đất nhỏ vẫn được ghi nhận tại đây và đứt gãy VDDVN vẫn có một vai trò quan trọng trong bình đồ kiến tạo hiện đại của Biển Đông và được thể hiện thông qua các biểu hiện trượt lở ngầm và hoạt động magma. Điều đáng chú ý là cụm núi lửa đảo Tro (tỉnh Bình Thuận) xảy ra vào năm 1923 với các phun trào thuộc loại kiềm cao nguồn gốc sâu nằm trên một đoạn uốn cong của đới đứt gãy VDDVN (Fyhn et al., 2009b) [26].

- Hệ đứt gãy Đông Bắc-Tây Nam

Trên các tài liệu địa vật lý hệ thống các dải dị thường phản ánh rõ nét phương cấu trúc ĐB-TN, đặc biệt ở khu vực rìa lục địa ĐN Trung Quốc và rìa lục địa đông Việt Nam. Trên khu vực này tồn tại hàng loạt các đứt phương ĐB - TN ở các cấp khác nhau.

Đứt gãy Bắc Biển Đông là đứt gãy khu vực, chạy theo rìa Bắc của trũng sâu Biển Đông, gặp với các đứt gãy Sông Hồng và VDĐVN tạo nên chạc ba ở phía Nam đảo Hải Nam. Đứt gãy này thực sự là đứt gãy sâu xuyên vỏ và đóng vai trò trực tiếp trong việc hình thành vỏ đại dương Biển Đông, với sự xuất hiện của hàng loạt các địa hào giai đoạn đầu, và sự xuất hiện của một cắt trượt bất đối xứng và làm lộ ra mặt Moho, đồng thời các vật chất bazan từ manti dâng lên và trôi về hai phía tạo nên vỏ đại dương mới (đứt gãy trên Hình 3.43).



Hình 3. 43. Đứt gãy trượt cắt thuận Bắc Biển Đông trong mô hình tiến hóa Biển Đông (Franke et al., 2013) [28]

### 3.3.2. Các giai đoạn phát triển địa chất và pha kiến tạo

#### 3.3.2.1. Đặc điểm trường ứng suất kiến tạo vùng nghiên cứu trong các giai đoạn phát triển

Khôi phục trạng thái ứng suất kiến tạo cổ thường được tiến hành bằng cách giải bài toán ngược, dựa vào kết quả đo vẽ cấu trúc địa chất trên thực địa. Trường ứng suất kiến



tao trong địa chất được đặc trưng bởi 3 hợp phần, gọi là ứng suất pháp chính, đó là các: ứng suất pháp nén cực đại ( $\sigma_1$ ); ứng suất pháp trung gian ( $\sigma_2$ ) và ứng suất pháp tách cực đại ( $\sigma_3$ ). Ba hợp phần ứng suất pháp chính được biểu diễn bởi ba trục x,y và z vuông góc với nhau.

Một số nhà khoa học nước ngoài đã nghiên cứu về kiến tạo và địa động lực của khu vực NTB và phụ cận, với các công trình công bố trên các tạp chí quốc tế, điển hình như Rangin và nnk (1995) [23], Roques và nnk 1997 [24], Huchon và nnk 1998 [51], Fyhn và P.V. Phach (2015) [127], Hayes và Nissen (2005) [5], Li và nnk (2013) [120], [48] v.v. Trong nước các nhà nghiên cứu Việt Nam cũng đã có những nghiên cứu đáng kể về kiến tạo và trường USKT Kainozoi khu vực NTB và phụ cận. Cụ thể các tác giả như Phùng Văn Phách và nnk (1996) [166], Phan Trọng Trinh và nnk (2009) [167], Vũ Văn Chinh và nnk (2013) [168], Vũ Thế Anh và nnk, (2017) [127], [162] v.v. Kế thừa các kết quả nghiên cứu trong và ngoài nước, trong nghiên cứu này NCS tiến hành phân tích chi tiết biểu hiện của các pha kiến tạo với các trường ứng suất đặc trưng cho toàn khu vực và từng vùng đặc thù. Theo đó, các trường cổ ứng suất khu vực ven biển Nam Trung Bộ được xác định theo kết quả phân tích khe nứt, mặt trượt, vết xước, đặc biệt tại các đới đứt gãy. Các số đo được thực hiện trên các đá có tuổi khác nhau từ cổ đến trẻ, trong đó có các đá bazan tuổi Kainozoi muộn (từ 9,6 tr.n – 9,1 tr.n trước).

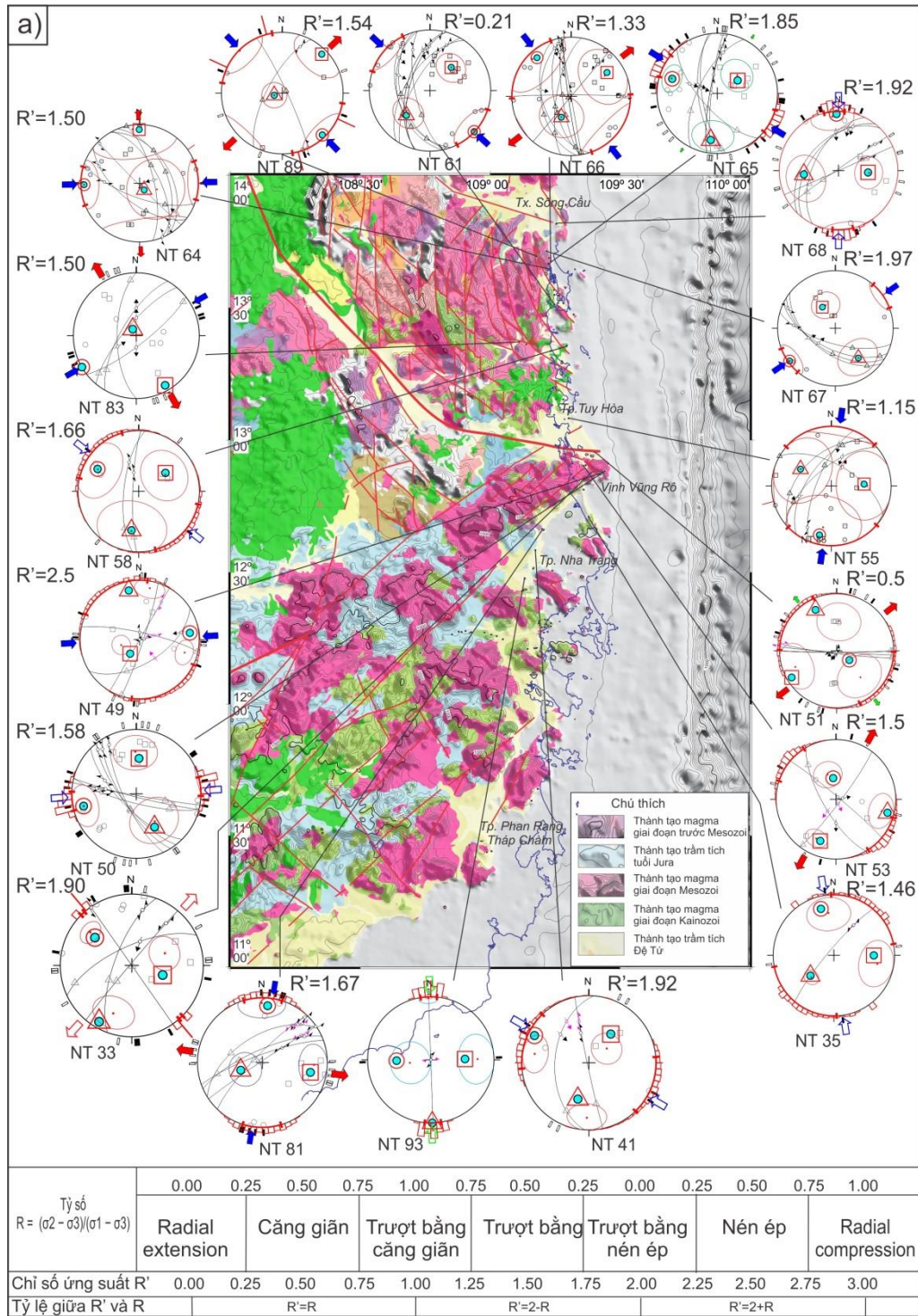
Để tiện sử dụng trường cổ ứng suất được tính theo phần mềm Delvaux và Sperner (2003) [101] được thống kê trên Bảng III.1 và được trình bày trên Hình 3.44. Tuy nhiên trong quá trình nghiên cứu, NCS cũng đã sử dụng các phương pháp khác như trình bày trong phần phương pháp nghiên cứu, để kiểm chứng và đối sánh.

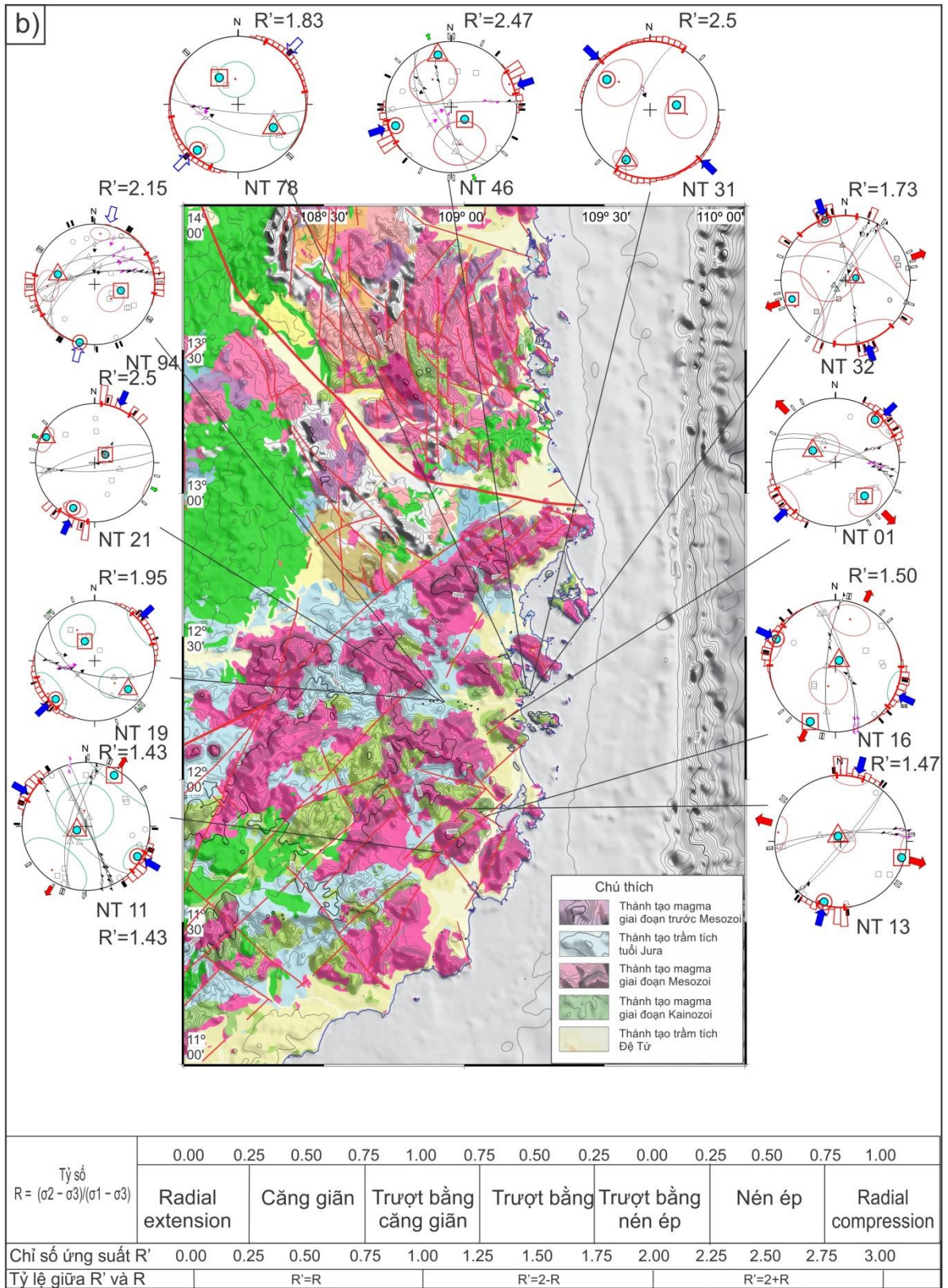
Kết quả nghiên cứu cho thấy khu vực nghiên cứu có biểu hiện rõ rệt của 4 nhóm TUS chính, bao gồm: 1) Trường ứng suất cổ với phương nén Tây Bắc – Đông Nam (TB – ĐN), 2) Trường ứng suất cổ với phương nén phương á vĩ tuyến, 3) Trường ứng suất cổ với phương nén phương ĐB – TN, 4) Trường ứng suất cổ với phương nén phương á kinh tuyến. Nghiên cứu chi tiết, tìm hiểu bản chất động lực, thời gian hoạt động của các nhóm TUS này là một nhiệm vụ quan trọng giúp mở ra các mối liên hệ cấu trúc kiến tạo và lịch sử tiến hóa khu vực.

Bảng III. 1. Kết quả phân tích cỡ ứng suất tại các vị trí khảo sát dọc ven biển vùng nghiên cứu theo chương trình khôi phục cỡ ứng suất kiến tạo theo phương pháp Delvaux và Sperner (2003) [101]

STT	Phương ứng suất nén ép khu vực	Thuộc tính đứt gãy chính	Chế độ ứng suất	Thông số ứng suất			Địa tầng	Diện phân bố
				$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$		
1	Tây bắc – đông nam	Trượt nghịch	Nén ép	288/22 - 317/08	188/23 - 222/34	57/57 - 58/55	– Phức hệ Vân Canh. – Phức hệ Đèo Cả. – Hệ tầng Nha Trang.	Từ Bình Định đến bắc Tuy Hòa bắc Nha Trang (dọc ven biển).
		Trượt bằng tách giãn	Nén ép tây bắc đông nam Căng giãn đông bắc – tây nam	295/01 - 305/24	33/82 - 206/20	205/8 - 80/58	– Hệ tầng La Ngà – Phức hệ Đèo Cả. – Hệ tầng Nha Trang.	- Phía nam tỉnh Phú Yên (Vịnh Vũng Rô). - Phía tây thành phố Nha Trang. Phía nam tỉnh Khánh Hòa (hướng Nha Trang – Ninh Thuận).
2	Á vĩ tuyến	Trượt bằng	Nén ép á vĩ tuyến – Căng giãn á kinh tuyến	84/3 - 252/11	206/83 - 346/19	354/6 - 132/67	– Phức hệ Đèo Cả.	- Phía nam thành phố Quy Nhơn tỉnh Bình Định. Vịnh Vũng Rô phía nam tỉnh Phú Yên. - Phía nam tỉnh Ninh Thuận (suối Mía, xã Vĩnh Trường)
3	Đông bắc – tây nam	Trượt nghịch	Nén ép đông bắc – tây nam	219/13 - 252/11	121/33 - 346/19	328/54 - 132/67	– Hệ tầng La Ngà. – Phức hệ Đèo Cả.	- Phía nam thành phố Quy Nhơn tỉnh Bình Định - Phía tây thành phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa
		Trượt bằng - Tách giãn	Căng giãn phương đông bắc – tây nam	240/0 - 241/8	331/80 - 145/36	150/10 - 341/53	– Thành tạo bazan tuổi 9,6- 9,1 tr.năm	- Cao nguyên Vân Hòa tỉnh Phú Yên
4	Á kinh tuyến	Trượt nghịch	Nén ép phương á kinh tuyến	194/1 - 358/5	285/37 - 264/41	103/53 - 94/49	– Hệ tầng Mang Yang. – Phức hệ Đèo Cả. – Hệ tầng Nha Trang.	- Phía bắc thành phố Quy Nhơn (chân cầu Thị Nại) - Phía bắc và phía tây thành

								phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa
		Trượt bằng - tách giãn	Nén ép phương á kinh tuyến - Căng giãn á vĩ tuyến	5/13 - 394/16	251/61 - 238/51	102/25 - 90/34	- Phức hệ Đèo Cả.	- Phía bắc và phía nam thành phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa





Hình 3. 44(a,b). Một số kết quả phân tích trường ứng suất tại các vị trí khảo sát trong vùng nghiên cứu

### 3.3.2.1.1. Đặc điểm trường USKT giai đoạn cuối Mesozoi đầu Kainozoi khu vực nghiên cứu

Nghiên cứu trường ứng suất kiến tạo vùng biển Nam Trung Bộ và lân cận cho thấy nổi bật hai hoạt động kiến tạo quan trọng. Một là, giai đoạn rìa lục địa tích cực Mesozoi muộn có sự xuất hiện của đới hút chìm với pha nén ép khu vực chủ đạo phương BTB – NĐN [157] (công trình công bố thuộc nội dung của luận án); hai là, kiến tạo Kainozoi, hay Tân Kiến tạo, liên quan mật thiết đến các chuyển động trượt bằng lớn, hệ quả của sự va chạm giữa Ấn Độ và Châu Á, cũng như sự tương tác của mảng Thái Bình Dương.

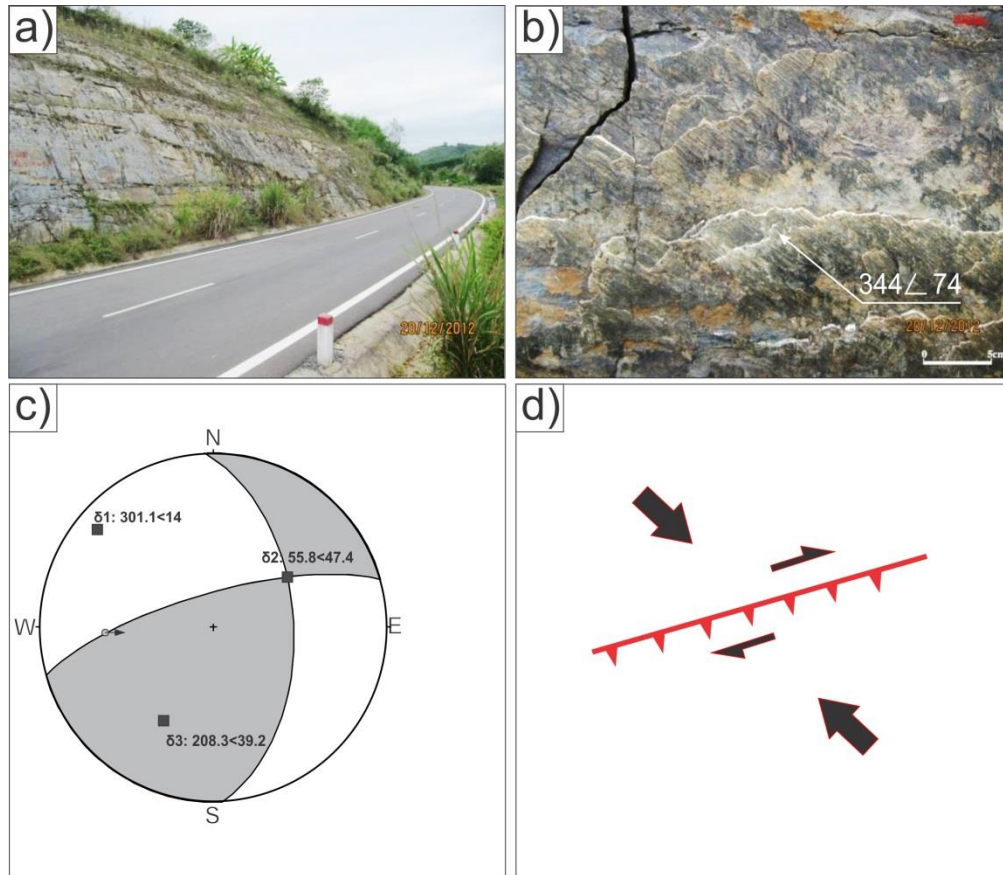
Kiến tạo Mesozoi trong giai đoạn rìa lục địa tích cực chủ yếu được bảo tồn trong các đá trầm tích Mesozoi có tuổi Trias đến Jura. Đó là các thành tạo cuối có định hướng tuổi  $T_2$  ở Phước Mai, Qui Nhơn; nếp uốn trong các bể trầm tích chứa than Quảng Nam; tập hợp trầm tích phân phiến trong hệ tầng La Ngà ở Nha Trang, các đai mạch dọc theo ven biển Nam Trung Bộ, đánh dấu sự kết thúc của các hoạt động magma vào giai đoạn cuối Mesozoi [157]. Có thể giả định các mặt trượt và biến dạng dòn khác tại khu vực các trầm tích hệ tầng La Ngà ở tây Nha Trang thuộc về pha kiến tạo cổ nhất quan sát được trong KVNC. Tại điểm khảo sát NT21 (tọa độ  $12^{\circ}16'21''$ ,  $108^{\circ}55'36''$ , thuộc huyện Khánh Vĩnh, tỉnh Khánh Hòa, trong các thành tạo lục nguyên của hệ tầng La Ngà, tồn tại loạt các mặt trượt đứt gãy phương á vĩ tuyến. Điển hình như có thể nằm  $340^{\circ} \angle 74$ , vết xước có góc pitch =  $40^{\circ}$  quay về TN; biểu hiện nghịch phải rõ nét, với nén ép cực đại phương TB-ĐN (Hình 3.45).

### 3.3.2.1.2. Đặc điểm trường USKT Kainozoi khu vực nghiên cứu

Hoạt động của kiến tạo Kainozoi được thể hiện rộng khắp trong vùng nghiên cứu và được biểu hiện bởi các biến dạng gòn cũng như các biến dạng dẻo. Các đới dập vỡ phát triển trên các thành tạo có tuổi khác nhau, từ các đá biến chất, trầm tích, đến các thành tạo magma, cũng như sự hình thành và tiến hóa của các bể trầm tích Kainozoi trên thềm lục địa Biển Đông.

- Trường cổ ứng suất với phương nén á vĩ tuyến:

Các khảo sát ven biển từ Bình Định đến Ninh Thuận ghi nhận rõ nét trường ứng suất cổ với nén ép cực đại phương á vĩ tuyến. Trên các thành tạo magma thuộc phức hệ Đèo Cả, trường cổ ứng suất này có phương nén ép cực đại á vĩ tuyến ( $S_{Hmax} = 72^{\circ} - 84^{\circ}$ ) và nén ép cực tiểu phương á kinh tuyến ( $S_{Hmix} = 160,2^{\circ} - 173^{\circ}$ ).



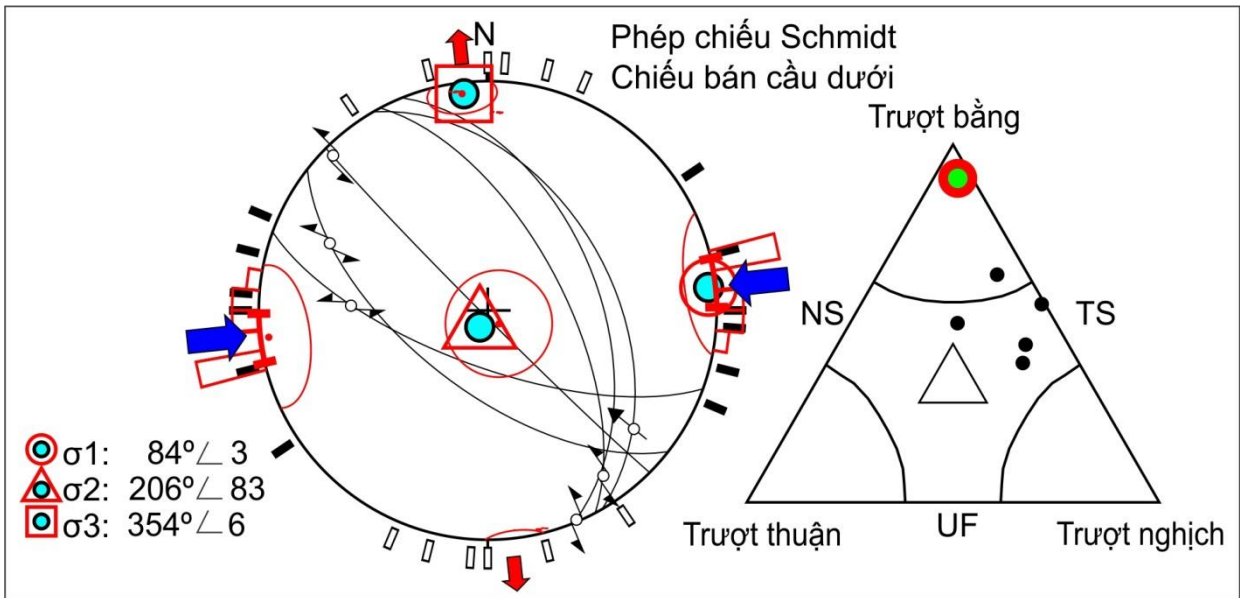
Hình 3. 45. Biểu hiện pha nén ép-trượt bằng với nén cực đại phương TB-ĐN tại điểm NT21 (tọa độ  $12^{\circ}16'21''$  vĩ độ bắc,  $108^{\circ}55'36''$  kinh độ đông) thuộc huyện Khánh Vĩnh, phía tây thành phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa

Trong đó: a) Vị trí điểm khảo sát; b) Thế nằm mặt trượt; c) Kết quả thống kê mặt trượt, khe nứt và kết quả khôi phục trạng thái ứng suất mặt trượt; d) Kết quả xây dựng mô hình trạng thái đứt gãy tại vị trí khảo sát.

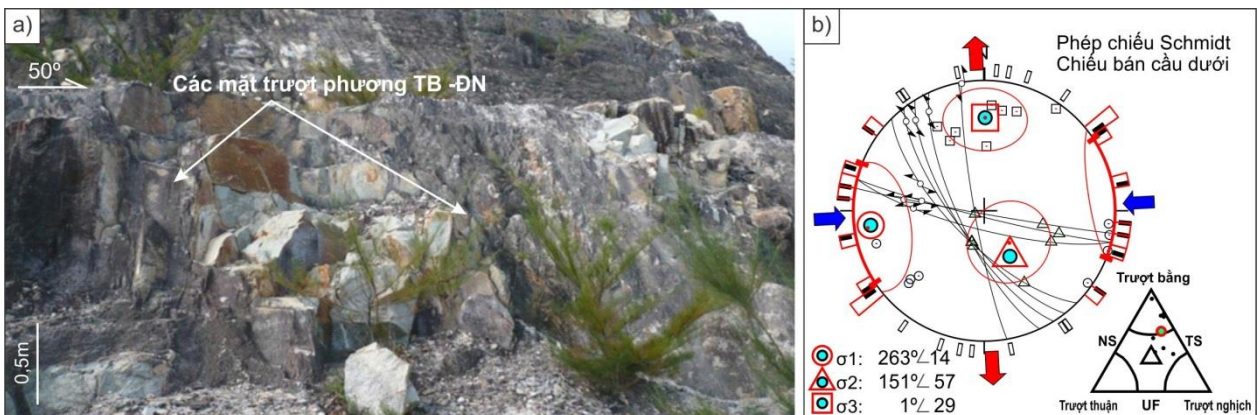
Tại khu vực từ Bình Định đến phía nam tỉnh Phú Yên trường cổ ứng suất ghi nhận chủ yếu trên các mặt trượt và khe nứt có phương TB – ĐN. Tại điểm đại diện NT64 trường cổ ứng suất xác định trên các mặt trượt phương TB - ĐN có các giá trị:  $\sigma_1$ :  $84^{\circ} \angle 03$ ,  $\sigma_2$ :  $206^{\circ} \angle 84$ ,  $\sigma_3$ :  $354^{\circ} \angle 06$ . Tỷ số  $R = 0,08$ ;  $R' = 1,5$ . Giá trị góc cắm của trục ứng suất  $\sigma_2$  gần như thẳng đứng,  $\sigma_1$  và  $\sigma_3$  gần như nằm ngang cho thấy các đứt gãy hình thành trong trạng thái ứng suất mang đặc điểm trượt bằng (Hình 3.46). Kết quả tương tự tại các điểm khảo sát thuộc khu vực từ vịnh Vũng Rô phía Nam tỉnh Phú Yên (NT49, NT50; Hình 3.47).

Biểu hiện của pha nén á vĩ tuyến quan sát được ở nhiều nơi dọc dải ven biển tỉnh Ninh Thuận (VD: điểm khảo sát NT07, NT16, NT31) trên các thành tạo granit thuộc phức

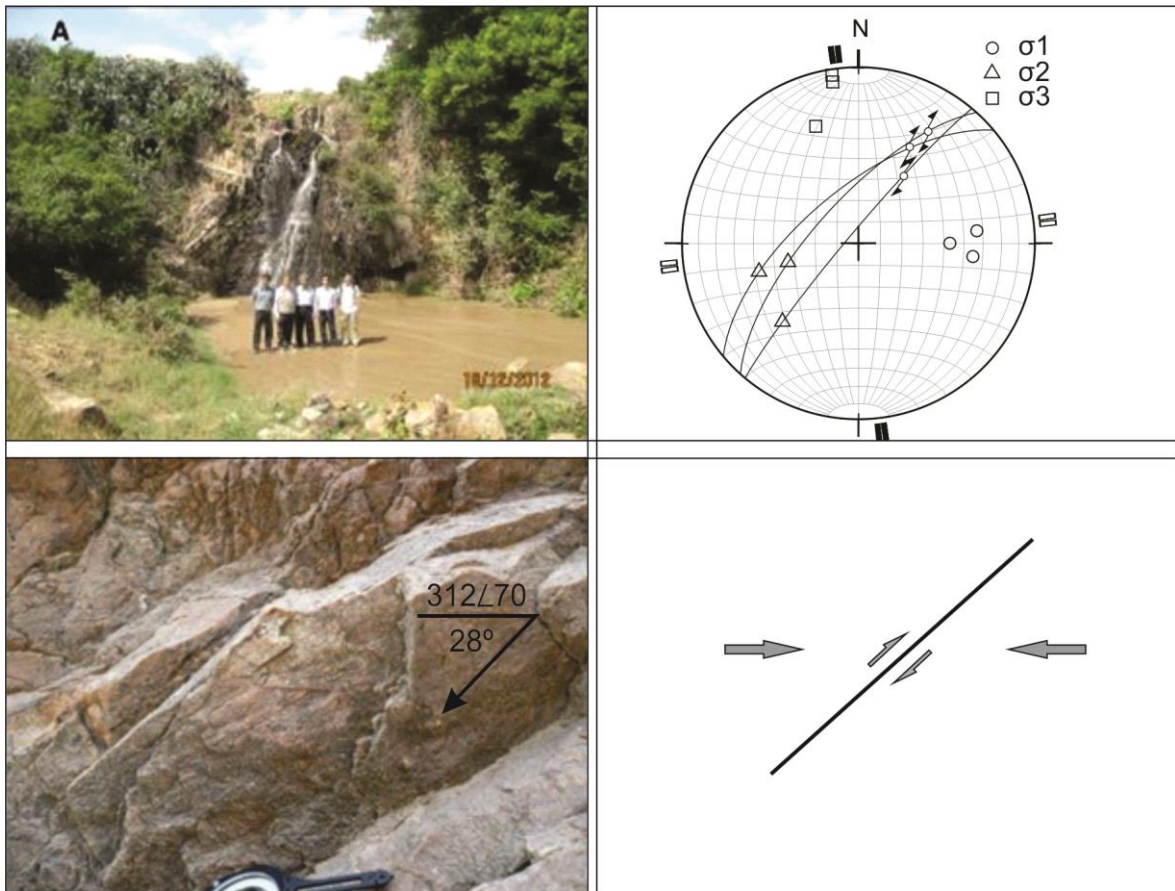
hệ Đèo Cả. Tại các vị trí khảo sát, trường cổ ứng suất được biểu hiện thông qua sự tồn tại của các cặp đứt gãy cộng ứng phương TB - ĐN và ĐB - TN trong các khối đá granit, với phương nén á vĩ tuyến, trong đó các đứt gãy phương TB - ĐN có kiểu trượt ngang - trái, còn các đứt gãy phương ĐB - TN lại có kiểu trượt ngang - phải. Tại khu vực bờ biển Ninh Thuận các dấu hiệu này rất rõ nét. Ví dụ như tại điểm khảo sát Suối Mía (NT07, Ninh Thuận). Ở đó đá granit bị các mặt trượt phương ĐB - TN cắt qua đã tạo nên thác nước cao khoảng 10m (Hình 3.48), với biểu hiện trượt bằng phải rõ nét.



Hình 3. 46. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại điểm khảo sát NT64. Trong đó: chỉ số  $R' = 1,5$  điều này cho thấy các đứt gãy hình thành trong trạng thái ứng suất mang đặc điểm trượt bằng thuần túy.



Hình 3. 47. Vị trí điểm khảo sát NT50 (tọa độ  $12^\circ 52' 24.1''$  vĩ độ bắc  $109^\circ 25' 7.8''$  kinh độ đông) tại vịnh Vũng Rô (a); Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại vị trí khảo sát (b)



Hình 3. 48. Vị trí khảo sát NT07: Suối Mía, huyện Vĩnh Trường, tỉnh Ninh Thuận (tọa độ  $11^{\circ} 26' 27.5''$  vĩ độ bắc,  $109^{\circ}00' 19.3''$  kinh độ đông).

Trong đó: Thác nước trùng với mặt đứt gãy có thể nằm  $310^{\circ} \angle 80^{\circ}$ . Trên các mặt trượt hiện rõ vết xước kiến tạo, với kiểu trượt phải rõ nét với phương nén AVT. TUS:  $\sigma_1$ :  $83^{\circ} \angle 32$ ,  $\sigma_2$ :  $256^{\circ} \angle 57$ ,  $\sigma_3$ :  $351^{\circ} \angle 03$ . Theo kết quả nghiên cứu của luận án (Phùng Văn Phách và Lê Đức Anh 2014) [158].

- Trường cổ ứng suất với nén ép cực đại phương ĐB – TN:

Trường cổ ứng suất nén ép theo phương ĐB-TN phân bố trên các vị trí khảo sát tại phía Nam thành phố Quy Nhơn tỉnh Bình Định, vịnh Vũng Rô phía Nam tỉnh Phú Yên, huyện Khánh Vĩnh phía Tây thành phố Nha Trang và phía Nam tỉnh Ninh Thuận. Theo kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất có thể thấy trường cổ ứng suất kiểu này thay đổi trạng thái từ trượt bằng thuần túy đến trượt bằng nén - ép.

Ví dụ, tại khu vực phía bắc thị xã Sông Cầu tỉnh Phú Yên, tại điểm trí khảo sát (NT67), cũng như tại khu vực thành phố Nha Trang, huyện Khánh Vĩnh tỉnh Khánh Hòa

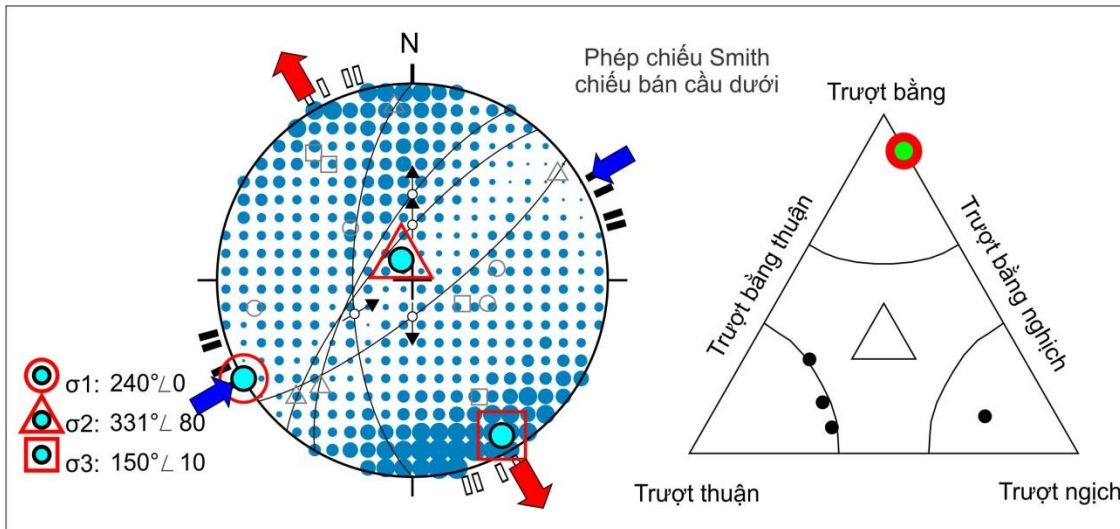


(NT19, NT46,78,19) có thể quan sát thấy các trạng thái ứng suất trượt bằng-nén ép rõ nét. Tại điểm đại diện NT67 kết quả phân tích trạng thái ứng suất cho thấy các giá trị như sau:  $\sigma_1: 241^0 \angle 08$ ,  $\sigma_2: 145^0 \angle 36$ ,  $\sigma_3: 341^0 \angle 53$ . Tỷ số  $R = 0,38$  và chỉ số  $R' = 1,97$  cho thấy các đứt gãy hình thành trong trạng thái ứng suất mang đặc điểm trượt bằng nén ép.

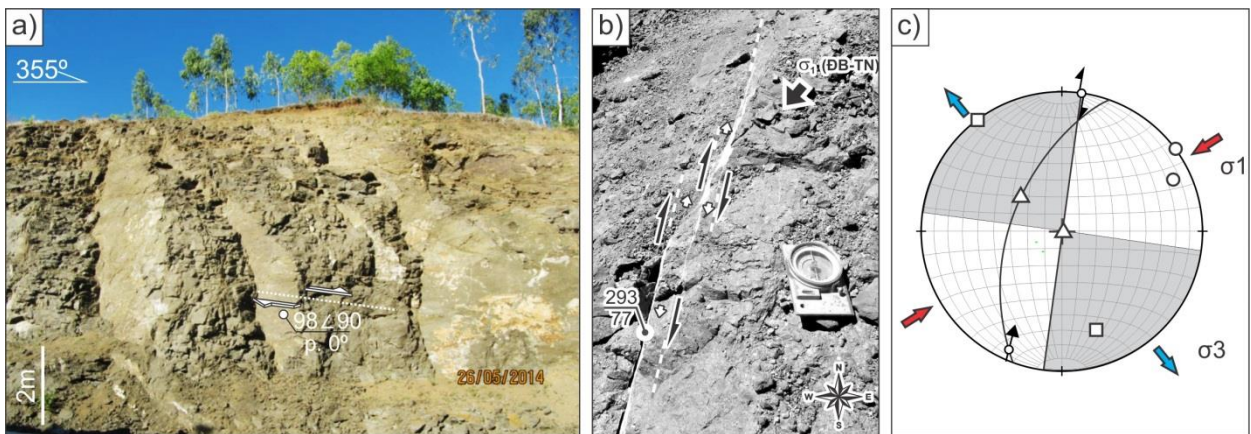
Còn tại khu vực phía bắc Tuy Hòa, ở chân cao nguyên núi lửa Vân Hòa (NT83, NT85) lại tồn tại trường cổ ứng suất trượt bằng thuần. Ví dụ như tại điểm NT83 trường ứng suất có giá đo được là  $\sigma_1: 240^0 \angle 0$ ,  $\sigma_2: 331^0 \angle 80$ ,  $\sigma_3: 150^0 \angle 10$ . Tỷ số  $R = 0.62$ ,  $R' = 1.5$ , góc cắm  $\sigma_2$  dốc  $80^0$  cho thấy đứt gãy hình thành dưới tác động của một trường trượt bằng thuần túy (Hình 3.49). Tại vị trí khảo sát NT85 tại mỏ đá Dốc Súc thuộc cao nguyên Vân Hòa tỉnh Phú Yên, các mặt trượt lớn xuất hiện trên các thành tạo bazan tuổi 9,3 tr. [43,47] (Hình 3.50a,b). Kết quả phân tích số liệu khảo sát cho thấy hệ đứt gãy á kinh tuyến có kiểu trượt phải xét theo sự bài bố của các mặt nứt tách so le nhau (Hình 3.50b). Thế nằm mặt trượt lớn có số đo  $95^0 \angle 80$  với vết xước ngang ( $P=0^0$ ) trượt bằng phải, thuận. Trường ứng suất phân tích được là trượt bằng với:  $\sigma_1: 53^0 \angle 0$ ;  $\sigma_2: 309^0 \angle 59$ ;  $\sigma_3: 161^0 \angle 2$  [169].

- Trường cổ ứng suất với nén ép cực đại phương á kinh tuyến

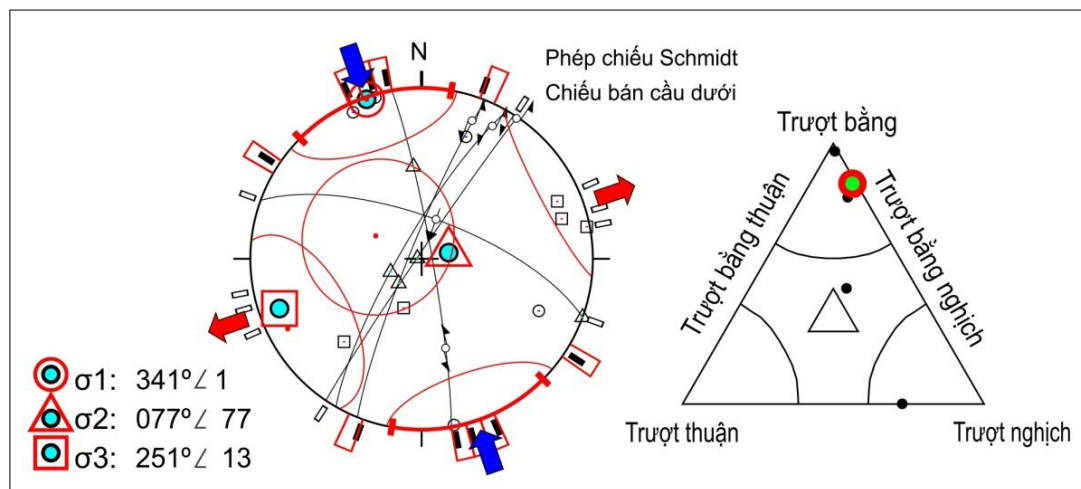
Trạng thái ứng suất nén ép phương á kinh tuyến khá phổ biến trong vùng nghiên cứu. Kết quả phân tích trạng thái ứng suất tại các trí khảo sát tại phía bắc thành phố Quy Nhơn tỉnh Bình Định và khu vực thành phố Nha Trang tỉnh Khánh Hòa (NT32, NT58, NT68 và NT81) cho thấy trục ứng suất nén ép cực đại  $\sigma_1$  phương BDB, trục ứng suất trung gian  $\sigma_2$  phương TTB và trục ứng suất nén ép cực tiểu  $\sigma_3$  có phương ĐĐN. Tỷ số  $R$  dao động trong khoảng  $0,5 - 0,67$  tương ứng với chỉ số  $R'$  dao động khoảng  $1,92 - 1,97$  cho thấy các đứt gãy mang đặc điểm trượt bằng nén ép. Tại điểm khảo sát đại diện NT32 phía bắc thành phố Nha Trang cho thấy các mặt trượt và khe nứt phát triển theo phương ĐB – TN và TB – ĐN có góc góc lớn ( $60^0 - 90^0$ ). Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất xác định trục ứng suất trung gian  $\sigma_2$  cắm dốc đứng ( $77^0$ ) các trục ứng suất  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  gần nằm ngang phản ánh các đứt gãy được hình thành trong điều kiện trượt bằng thuần túy (Hình 3.51).



Hình 3. 49. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại điểm khảo sát NT83 tỉnh Phú Yên



Hình 3. 50. Điểm khảo sát NT85 - Mỏ đá Dốc Súc-Phú Yên lộ đá bazan, thuộc phần chân của cao nguyên Vân Hòa. a) vị trí khảo sát; b) phân tích đặc điểm biến dạng và xác định phương của trường ứng suất chính c) kết quả xác định trường ứng suất của mặt trượt lớn



Hình 3. 51. Kết quả khôi phục trạng thái cổ ứng suất tại vị trí khảo sát NT32 phía bắc thành phố Nha Trang

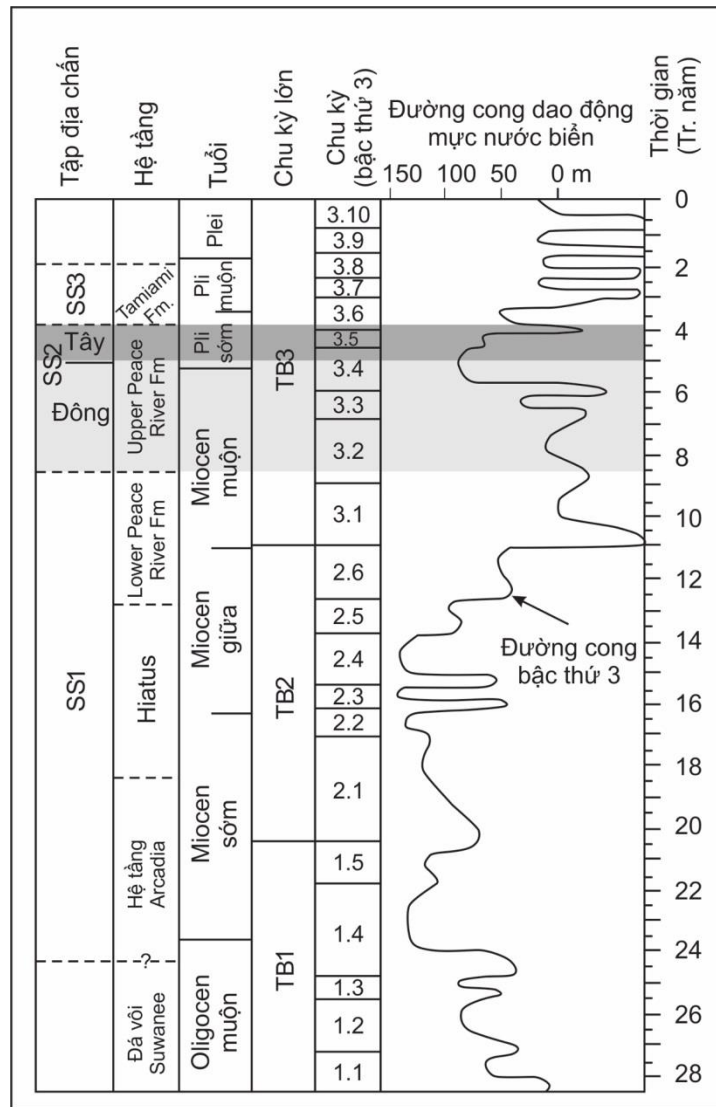
### 3.3.2.2. *Liên kết các pha kiến tạo cơ bản trong vùng nghiên cứu*

Để xác định được đặc điểm địa động lực của từng giai đoạn phát triển cần khôi phục lại đặc điểm trường ứng suất kiến tạo qua từng giai đoạn. Trong lĩnh vực này, sự kết hợp giữa các mặt cắt địa chấn và các số đo cấu trúc kiến tạo trên các vết lộ đất liền đã cho những kết quả rất đáng tin cậy. Kết quả phân tích các mặt cắt địa chấn của các bể trầm tích Đệ tam cho ta thấy rõ các sự kiện kiến tạo thông qua các bất chỉnh hợp trong cấu trúc mặt cắt. Một khi xác định được tuổi của các tầng trầm tích thì cũng có thể xác định thời gian xảy ra các hoạt động kiến tạo đó, nhưng đặc điểm trường ứng suất của các pha kiến tạo lại không thể xác định được (tức  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  và  $\sigma_3$ ). Ngược lại, các tài liệu phân tích cấu trúc, kiến tạo vật lý trên các điểm khảo sát đất liền có thể giúp ta hiểu rõ về trường ứng suất: kiểu trường ứng suất, phương vị các hợp phần của trường ứng suất, thậm chí cả cường độ của các pha kiến tạo và thứ tự xuất hiện của chúng.

Như vậy, kết hợp hai nguồn tài liệu trên đất liền và dưới các bể trầm tích, ta có thể khôi phục được đặc điểm các pha kiến tạo để từ đó xác định được lịch sử phát triển địa động lực khu vực nghiên cứu, cũng như xác định trình tự các pha kiến tạo từ cổ đến trẻ quan sát được trong khu vực nghiên cứu.

Có thể nhận thấy rằng cường độ hoạt động kiến tạo của khu vực cũng có thể được đánh giá căn cứ vào các kết quả phân tích thành phần, kiến trúc và độ hạt của mặt cắt trầm tích trong các bồn trầm tích Kainozoi. Dựa vào đặc điểm tướng trầm tích cũng có thể xác định được một cách đáng tin cậy môi trường lục địa, đầm hồ, ven biển hay biển khơi của giai đoạn mà trầm tích được hình thành. Qua đó có thể xác định được rằng, các thành tạo đồng tạo rift ngày nay nằm ngoài khơi, dưới mực nước hàng nghìn mét, có thể chỉ là các thành tạo ven bờ, hay là lục địa, đầm hồ. Ví dụ như các trầm tích Eocen – Oligocen - Miocen sớm trong bể Phú Khánh là các thành tạo đầm hồ, sông, suối và biển nông. Cuối Miocen sớm đầu Miocen giữa ở đây còn phát triển khá mạnh các thành tạo ám tiêu san hô, minh chứng cho môi trường biển nông (san hô không thể tồn tại dưới độ sâu -150m do thiếu sáng). Tuy nhiên từ Miocen giữa (khoảng 16 - 17 tr.năm trước) môi trường trầm tích tại bể Phú Khánh có các thay đổi căn bản, chuyển hẳn sang môi trường biển sâu (Fyhn et al., 2009b) [26]. Ở đây chỉ có thể có hai kịch bản: hoặc đã xảy ra sự tăng cao mực nước biển, hoặc là sự sụt lún địa hình do hoạt động kiến tạo. Nếu quan sát các đường cong dao động mực nước đại dương Thế giới thì vào giai đoạn 17 - 14tr.n trước mực nước đại

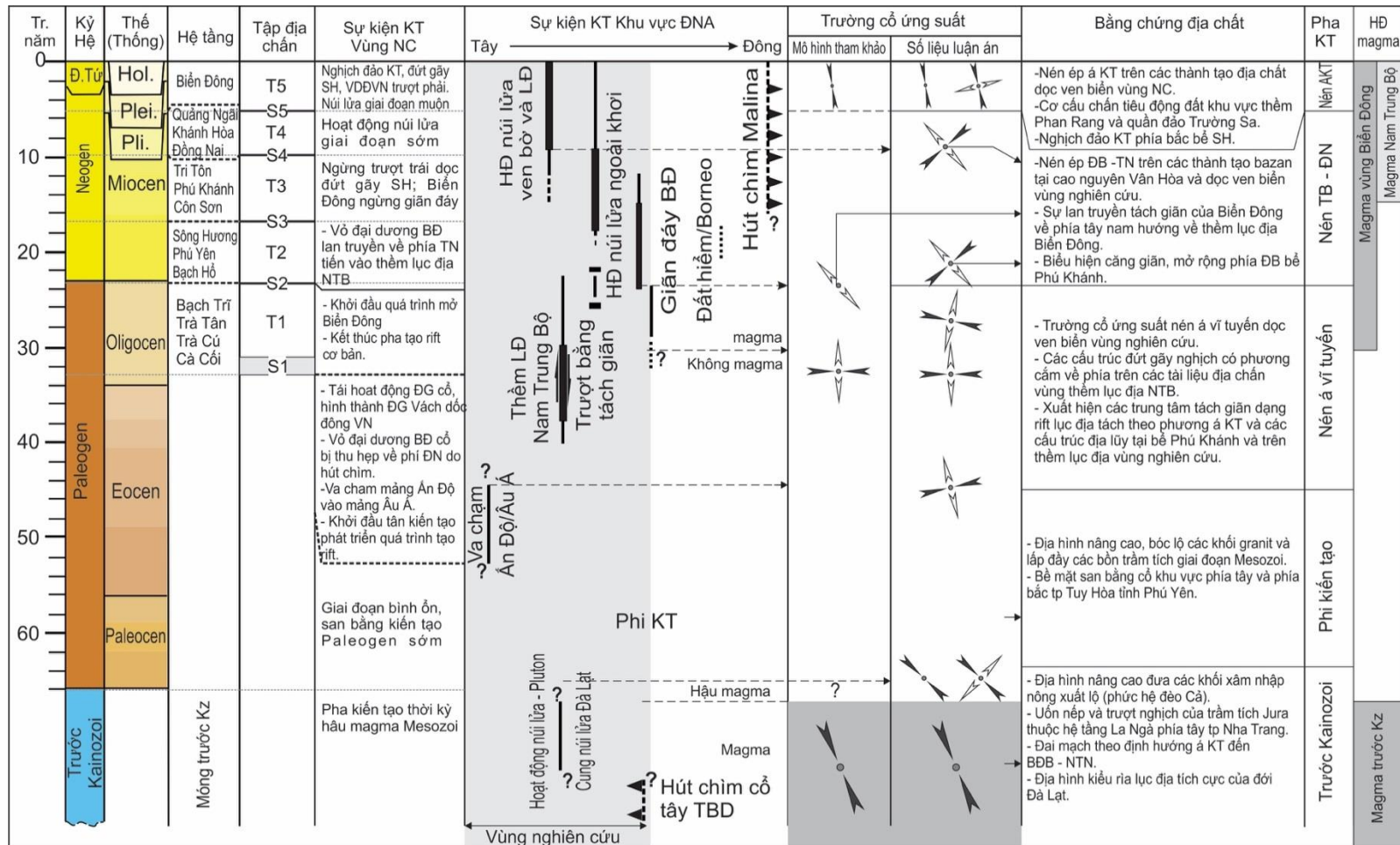
dương Thế giới trung bình là +140m và không hề có sự tăng cao nào đáng kể, mà ngược lại chủ yếu hạ thấp dần. Từ khoảng 14 tr.năm thì mực nước hạ thấp liên tục và đạt mực thấp nhất vào khoảng 10 tr.năm trước (khoảng -70 đến -90m) (Hình 3.52). Như vậy, sự thay đổi khá nhanh chuyển từ môi trường biển nông sang môi trường biển sâu phải có nguyên nhân kiến tạo. Hoạt động kiến tạo làm cho địa hình khu vực biển Phú Yên - Khánh Hòa có sự hạ thấp mạnh mẽ.



Hình 3. 52. Đường cong dao động mực nước đại dương Thế giới (Haq et al., 1988) [170]

Dựa trên kết quả phân tích trường cổ ứng suất dọc ven biển, tài liệu địa chấn địa tầng và đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực từ các công trình công bố khác nhau cho phép xây dựng biểu đồ tổng hợp các pha kiến tạo chính trong vùng nghiên cứu được trình bày trên Bảng III.2, cụ thể như sau:

**Bảng III. 2. Kết quả phân pha kiến tạo vùng nghiên cứu dựa trên số liệu phân tích của luận án [156,157,158] và tài liệu tổng hợp từ kết quả các công trình nghiên cứu đã công bố**



Trong đó: Mô hình trường cổ ứng suất tham khảo được tổng hợp từ kết quả nghiên cứu của các tác giả Rangin và nkk (1995) [22], Pubellier và Morley (2014) [171], N. V. Vuong, L. T. T. Hoai (2019) [25]; Phan Trọng Trịnh (2009) [1167], Nguyễn Văn Hương và Phan Trọng Trịnh (2011) [172]

- **Pha kiến tạo Mesozoi muộn:**

Các hoạt động kiến tạo Mesozoi, với đới hút chìm cổ có vị trí giả định là không xa bờ biển ngày nay (khoảng 100 - 200km) và có đặc điểm là có phương chung ĐB - TN, nhưng đến khu vực biển NTB thì đường phương của đới hút chìm thay đổi đột ngột, chuyển từ phương ĐB-TN sang thành phương B - N [119,163]. Trên thực tế pha kiến tạo cuối Mesozoi ở khu vực NTB có phương nén ép cực đại định hướng theo phương á kinh tuyến (từ  $330^0$  đến  $355^0$ ) [158]. Sự tập trung các đai mạch giai đoạn magma muộn chủ yếu theo phương á kinh tuyến (như ở Nha Trang) là bằng chứng về pha kiến tạo với phương nén á kinh tuyến. Ngoài ra, có một số biến dạng giòn, thông qua các mặt trượt và vết xước thể hiện rõ trên các mặt phân phiến trong hệ tầng La Ngà (như ở phía tây Nha Trang) cũng là các hoạt động kiến tạo xảy ra trong Mesozoi muộn, với phương nén TB - ĐN mạnh mẽ.

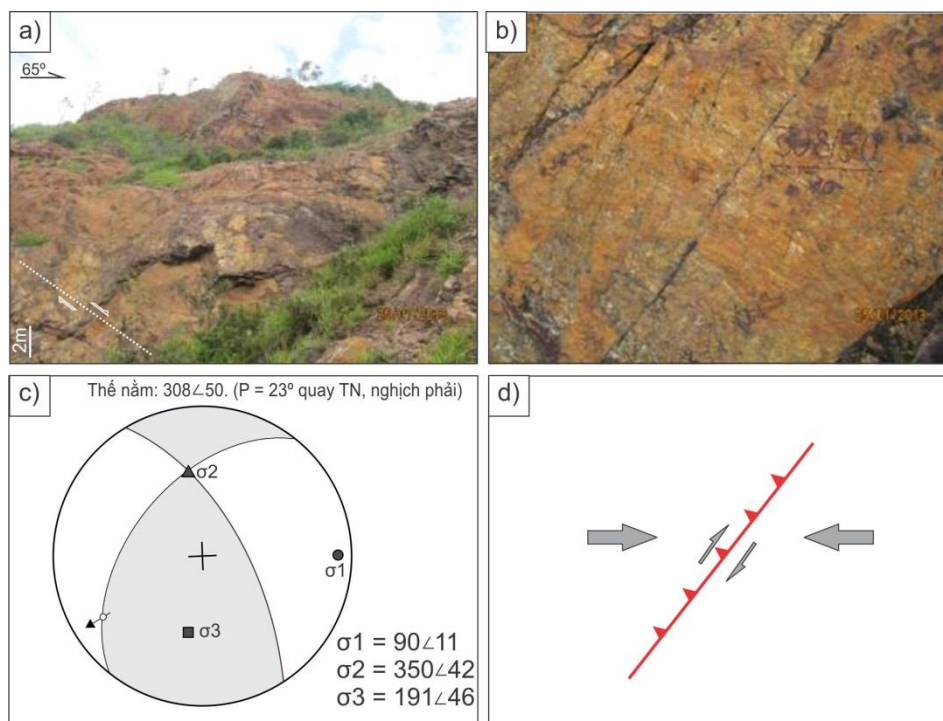
- **Các pha kiến tạo xảy ra trong Kainozoi**

Trên cơ sở phân tích tài liệu kiến tạo vật lý và vi cấu trúc trong phạm vi dải ven biển Nam Trung Bộ (từ Đà Nẵng đến Bình Thuận) thu thập được từ các chuyến khảo sát thực địa các năm 2012, 2013 và 2014, 2017, 2018, sự phân bố các yếu tố cấu trúc, mối quan hệ của các pha dịch trượt, cũng như đối sánh với các pha kiến tạo trong các bể trầm tích rìa lục địa MTVN, NCS đã xác định được các pha kiến tạo cơ bản trong Kainozoi, có tuổi từ cổ đến trẻ như sau:

- *Pha kiến tạo với phương nén á vĩ tuyến:*

Phân tích tổ hợp kiến trúc kiến tạo có thể thấy pha này cũng có sự phổ biến rộng rãi và cường độ mạnh mẽ. Xét về tuổi của tầng trầm tích lót đáy phát hiện trong các LK trên thềm lục địa thì pha này xảy ra vào khoảng 36 tr.năm trước, tức là bắt đầu từ cuối Eocene (Bảng III.2). Biểu hiện của pha nén á vĩ tuyến quan sát được ở nhiều nơi dọc dải ven biển thuộc vùng nghiên cứu. Các biểu hiện pha nén ép được thể hiện thông qua sự tồn tại của các cặp đứt gãy cộng ứng phương TB - ĐN và ĐB - TN trong các khối đá granit trong đó các đứt gãy phương TB - ĐN có kiểu trượt ngang - trái, còn các đứt gãy phương ĐB - TN lại có kiểu trượt ngang - phải phản ánh trường cổ ứng suất nén ép phương á kinh tuyến. Ngoài ra, biểu hiện trường cổ ứng suất này còn xuất hiện phổ biến hệ đứt gãy nghịch chòm phương AKT, với mặt trượt thoải nghiêng kèm theo các nứt tách phương AVT (VD: điểm NT07 đã trình bày) và các biểu hiện trượt phải nghịch của hệ đứt gãy phương ĐB-TN thể hiện mạnh mẽ trên các đá cuội kết biến chất (được cho là có tuổi T2) ở phía

Đông Tp. Quy Nhơn, đầu cầu qua vịnh Phương Mai, tại điểm NT68 (X: 109° 15' 13.2"E và Y: 13° 48' 58"N) (Hình 3.53).



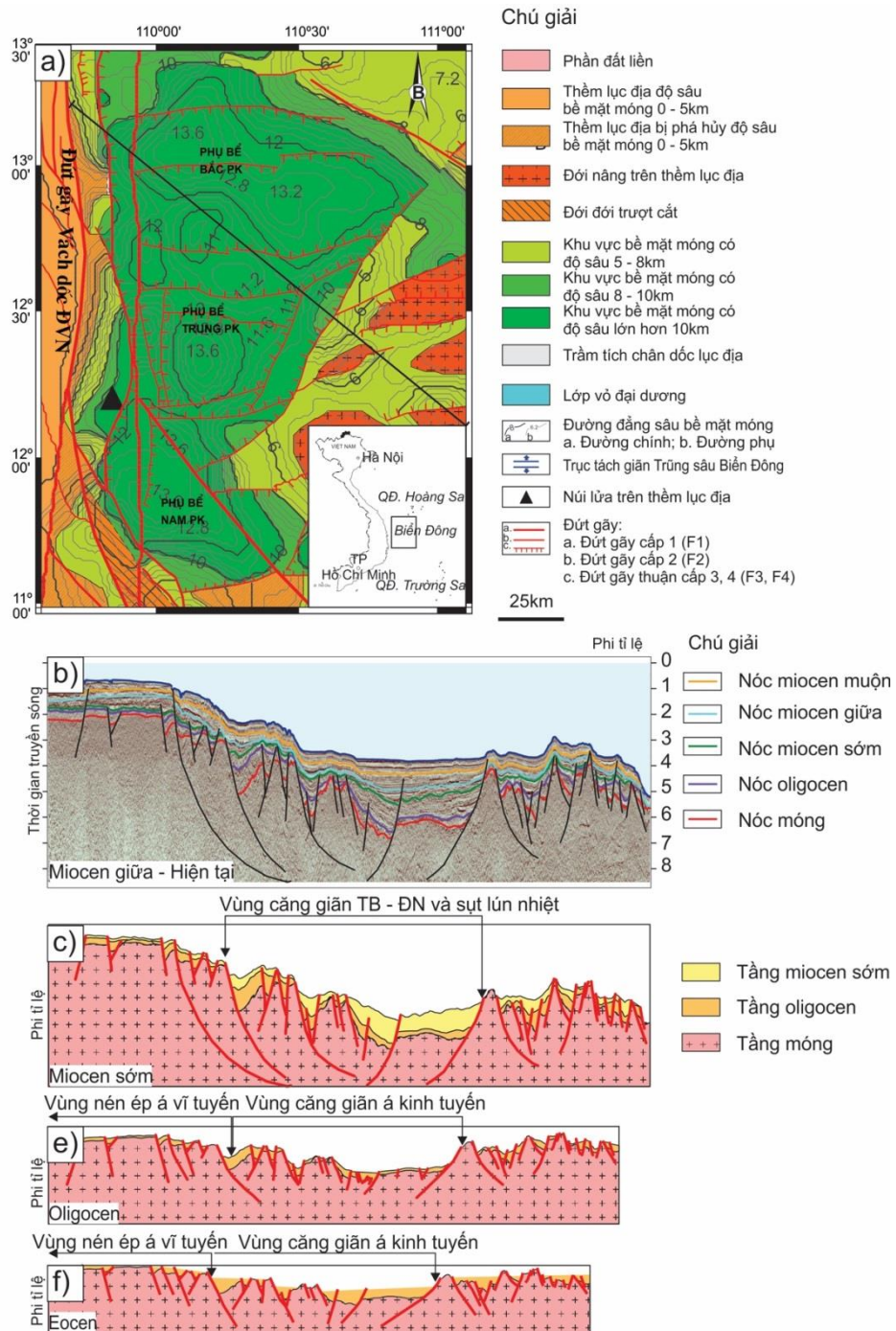
Hình 3. 53. Các hoạt động trượt phải - nghịch của hệ thống đứt gãy phương ĐB-TN tại khu vực phía Đông Quy Nhơn, với phương nén á vĩ tuyến (điểm NT 68 - Bán đảo Phương Mai)

Trên thêm lục địa vùng nghiên cứu có thể quan sát thấy pha kiến tạo này xảy ra trong giai đoạn Eocen - Oligocen sớm, đặc trưng bởi sự phát triển của các đứt gãy thuận đồng trầm tích phương á vĩ tuyến được hình thành trong giai đoạn căng giãn và dập vỡ vỏ lục địa phương á kinh tuyến tại các phụ bể thuộc bể Phú Khánh (Hình 3.54a). Hai bên của vùng căng giãn có thể quan sát thấy các cấu trúc nâng dạng địa lũy với các đứt gãy đi kèm. (Hình 3.54e,f).

- *Pha kiến tạo có phương nén á kinh tuyến hay BDB-NTN và căng giãn phương TTB –ĐĐN*

Các nghiên cứu của các tác giả trước đây khẳng định có sự đối pha kiến tạo với sự đổi hướng chuyển dịch của hệ thống đứt gãy Sông Hồng và các đứt gãy khu vực song song với nó như đứt gãy Sông Hậu, đứt gãy Ba Tháp... Thời gian xảy ra sự chuyển đổi đó được đánh giá không đồng nhất. Phần lớn cho rằng thời điểm Biển Đông ngừng giãn dãn ( $16 \pm 0,5$  tr.năm trước) là lúc đứt gãy Sông Hồng ngừng trượt ngang trái, tức các ứng suất nén phương á VT cũng ngừng tồn tại. Tuy nhiên khi nào bắt đầu pha kiến tạo mới, gây nên trượt phải của đứt gãy Sông Hồng và các đứt gãy song song với nó là điều gây tranh

luận. Các nghiên cứu của NCS tập trung làm sáng tỏ vấn đề này dựa trên các dữ liệu có được trong khu vực nghiên cứu. Theo đó, nét nổi bật nhất của các hoạt động kiến tạo pha này là: 1) quá trình hình thành Biển Đông giai đoạn muộn; 2) các đứt gãy trượt thuận xảy ra chủ yếu dọc theo các đứt gãy phương AKT và ĐB - TN liên quan đến sự mở rộng của bể Phú Khánh và 3) các biểu hiện ghi nhận trên các thành tạo bazan tại cao nguyên Vân Hòa, Phú Yên.



Hình 3. 54. Sơ đồ cấu trúc địa chất bể Phú Khánh [173]



Các nghiên cứu về địa chất, địa vật lý đã chứng minh Biển Đông được hình thành vào các giai đoạn khác nhau, trong đó giai đoạn muộn là quá trình hình thành lớp vỏ đại dương điển hình tiến vào thềm lục địa tây Biển Đông theo phương ĐB – TN. Mặc dù trường cổ ứng suất với phương nén chính gây mở biển vẫn là vấn đề đang thảo luận tuy nhiên ứng suất căng giãn chính của vỏ Trái đất giai đoạn này là TB – ĐN. Một số lý thuyết về sự hình thành Biển Đông do căng giãn vỏ Trái đất trong điều kiện nghèo magma cho rằng sự mất cân bằng về áp suất khi vỏ lục địa bị căng giãn đã gây ra nóng chảy tại phần manti trên là một yếu tố thúc đẩy quá trình mở biển [6,27]. Một số nghiên cứu về magma Biển Đông lại cho rằng đó là do sự mất cân bằng đẳng tĩnh của vỏ Trái đất đến từ sự di chuyển của các Dòng manti di chuyển do đóng biển Tethys khi mảng Ấn Độ va chạm vào mảng Âu Á [39, 46], v.v. Mặc dù có nhiều ý kiến khác nhau về cơ chế mở biển tuy nhiên không thể phủ nhận sự góp mặt của manti vào quá trình này. Trong nghiên cứu này, NCS cho rằng ứng suất căng giãn phương TB – ĐN có thể liên quan đến sự dâng lên liên quan tới sự kiện nhiệt xuất hiện trong manti.

Từ các kết quả nghiên cứu ở bể Phú Khánh có thể thấy dấu hiệu sụt nhanh chóng của bể Phú Khánh được khẳng định bởi sự chuyển đổi môi trường trầm tích của bể từ môi trường ven bờ (nước nông) sang môi trường biển sâu và trên các mặt cắt địa chấn cắt qua bể trầm tích Phú Khánh. Quá trình sụt lún có thể bắt đầu diễn ra vào Miocen sớm (khoảng 23 – 16 tr.năm trước) bởi sự gia tăng đột ngột bề dày của tầng trầm tích tại các bồn trũng hình thành do quá trình căng giãn trước đó. Vào giai đoạn này các đứt gãy không chế bể cắm sâu vào vỏ Trái đất hình thành các đứt gãy thuận sụt bậc làm phần phía đông bể Phú Khánh có xu thế mở rộng (Hình 3.54a,c). Giai đoạn Miocen giữa (khoảng 16 – 12 tr.năm trước) đặc trưng bởi tầng trầm tích khá mỏng, đồng thời trên tài liệu địa chấn ít ghi nhận các sự kiện kiến tạo (Hình 3.54a,b).

+ Ứng suất nén ép phương ĐB – TN căng giãn phương TB – ĐN

Pha kiến tạo này xuất hiện mạnh mẽ ở khắp nơi từ Bắc vào Nam, xuất hiện vào cuối Miocen muộn - đầu Pliocene (5,3 - 5,5 tr.năm trước), tạo thành một bề mặt bất chỉnh hợp khu vực rộng khắp và kéo dài ngưng nghỉ trầm tích ở các bể thềm lục địa. Pha kiến tạo này đồng thời đã kéo dài cho đến giai đoạn hiện đại với việc nâng cao ngắt quãng của Nam Trung Bộ - Tây Nguyên và sụt ở phía biển. Kèm theo đó là hoạt động của các phun trào bazan núi lửa Pliocen - Đệ tứ mạnh mẽ. Biểu hiện hoạt động trẻ của nó được chứng

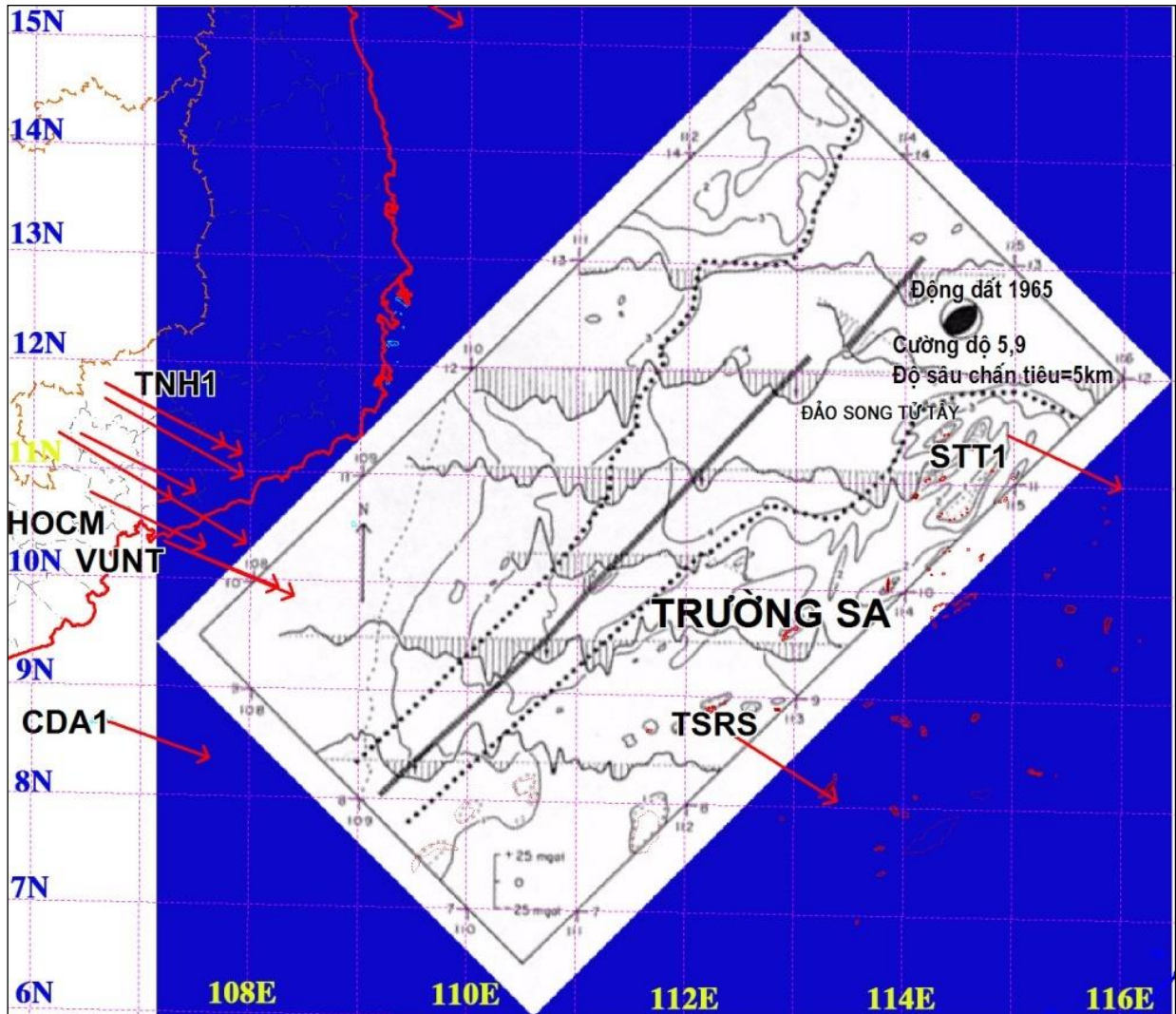
minh bởi sự hiện diện của các mặt trượt kiến tạo trong các đá Neogen và đặc biệt trong các đá bazan. Tại Dốc Súc (NT85, tọa độ X:  $109^{\circ} 15' 14.4''E$  và Y:  $13^{\circ} 12' 9.5''N$ ), trên tả luy đường, trong các đá bazan tại phần thấp (phần chân) của cao nguyên Vân Hòa, thuộc khối nâng Sông Cầu-Phú Yên, một loạt mặt trượt với các vết xước kiến tạo đã được ghi nhận. Trường ứng suất xác định được là:  $\sigma_1: 53 \angle 0^{\circ}$ ;  $\sigma_2: 309 \angle 59^{\circ}$ ;  $\sigma_3: 161 \angle 27^{\circ}$ . Đó là một trường ứng suất trượt bằng [156]. Có ý kiến cho rằng pha nén ĐB - TN có liên quan đến đới hút chìm Sumatra ở phía Tây Nam.

Ở khu vực này đã xác lập được ba nhịp hoạt động phun trào lớn với các tuổi đồng vị (K/Ar, Ar/Ar) như sau: 10,50 - 7,01 tr.năm; 5 tr.năm và 1,55 - 0,70 tr.năm..

– *Pha kiến tạo Hiện đại*

Các tài liệu về động đất, GPS toàn cầu cho thấy hiện nay trong khu vực Đông Dương và phụ cận đang tồn tại một trường ứng suất với phương nén B - TB. Trong vùng nghiên cứu, trường ứng suất kiến tạo hiện đại không đồng nhất. Tại khu vực phía tây vùng nghiên cứu thuộc thềm lục địa Nam Trung Bộ, kết quả nghiên cứu của tác giả N.V Hướng và nnk (2011) [172] đã khôi phục trạng thái ứng suất hiện đại dựa trên tài liệu hình ảnh thành giếng khoan khu vực bể Cửu Long cho thấy trường ứng suất nén ép cực đại phương TB –ĐN đến á kinh tuyến. Trên bản đồ World Stress Map (WSM) cũng ghi nhận trường ứng suất TB – ĐN. Trong đó tại khu vực trung tâm trũng sâu Biển Đông ghi nhận được cơ cấu chấn tiêu với phương nén TB-ĐN gây ra bởi trận động đất vào năm 1965 ở phía Bắc đảo Song Tử (Trường Sa) thuộc vùng trũng sâu Biển Đông vào năm 1965. Trận động đất tại tọa độ  $12^{\circ} 30'$  vĩ độ Bắc,  $114^{\circ} 30'$  kinh độ Đông với cường độ 5.9 độ. Phương mặt chấn đoạn song song với trục giãn đáy vỏ đại dương (Hình 3.55). Chấn tâm cách trục giãn đáy khoảng 60km. Phân tích cơ cấu chấn tiêu cho thấy đó là trận động đất do chuyển dịch nghịch chòm thuận túy, với chấn tiêu rất nông (~5km), phản ánh phương nén ép TB-ĐN. Các năm 1966 và 1969 tại khu vực lân cận (cách khoảng 10 km) chấn tâm của động đất năm 1965 đã xảy ra 2 trận động đất với cường độ 5,3 độ. Đặc biệt trận động đất với cường độ 5,0 độ xảy ra vào lúc 6:05pm (giờ địa phương) ngày 7/12/1982 tại tọa độ khoảng: x:  $114,61^{\circ}$  và y:  $12,44^{\circ}$ , có chấn tiêu nằm ở độ sâu rất lớn so với các trận trước (33 km) (<http://earthquaketrack.com/quakes/1982-12-07-11-05-41-utc-5-0-33>) (Hình 3.18). Cơ cấu chấn tiêu là nghịch, với nén ép phương TB - ĐN, phù hợp với các kết quả tính toán

trường ứng suất kiến tạo hiện đại, cũng như chuyển động đo được bằng GPS (Phan Trọng Trịnh, 2009) [167].



Hình 3. 55. Sơ đồ vị trí động đất trong trũng sâu Biển Đông năm 1965 [173]

## CHƯƠNG IV. ĐỘNG LỰC MANTI VÀ TIẾN HÓA KIẾN TẠO TRONG KAINOZOI

### 4.1. Mô hình động lực manti và tiến hóa kiến tạo

#### 4.1.1. *Mối quan hệ giữa nhiệt độ, áp suất dung thể magma nguyên thủy và hệ số căng giãn thạch quyển*

Mục đích chính của việc xem xét mối quan hệ giữa độ sâu nóng chảy và căng giãn thạch quyển là nhằm đưa ra một đánh giá bán định lượng về khả năng phát sinh nóng chảy trong manti hình thành dung thể magma. Theo nghiên cứu của Jolivet và nnk (2018) [56], thạch quyển Đông Nam Á có chiều dày không đồng nhất và bị vát mỏng đáng kể do sự dịch chuyển của đới nhiệt nóng trong manti nông (độ sâu khoảng 100km). Kết quả này khá tương đồng với kết quả tính trạng thái nhiệt manti ( $T_p$ ) được đề cập trong chương III của luận án. Như vậy khi nghiên cứu về magma Kainozoi muộn Đông Nam Á ta cần xác định các yếu tố: 1) Magma được hình thành do dòng manti; 2) Magma hình thành do thạch quyển bị căng giãn như đã đề cập trong một số nghiên cứu thực nghiệm (Foucher et al., 1982; McKenzie, 1984; McKenzie and Bickle, 1988; Latin and White, 1990) [151, 174, 152, 98]. Theo các tác giả, trong một đới biến dạng thạch quyển đủ lớn (bề rộng khoảng 300km) nóng chảy có thể xảy ra trong manti khi trạng thái nhiệt manti cao ( $T_p > 1400^\circ\text{C}$ ). Khi đó, đặc điểm của tầng nóng chảy sẽ được thể hiện dưới dạng các hàm số quan hệ của các đại lượng  $T_f$ ,  $P_f$ ,  $H$ ,  $\beta_m$ ,  $\beta_c$  (trong đó,  $T_f$ ,  $P_f$  là nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần của magma nguyên thủy,  $H$  độ sâu phát sinh nóng chảy và  $\beta_m$ ,  $\beta_c$  là hệ số căng giãn Thạch quyển và vỏ Trái đất). Tác giả Latin và White (1990) [98] đã chia quá trình căng giãn thành hai nhóm: 1) căng giãn đồng đều về hai phía và 2) căng giãn do đứt gãy thuận. Đối với mỗi loại căng giãn thạch quyển trong manti có những đặc điểm nóng chảy khác nhau. Bằng cách áp dụng phương trình tính hệ số căng giãn thạch quyển ( $\beta_m$ ) dựa trên hệ số căng giãn vỏ Trái đất ( $\beta_c$ ) theo phương trình (1):

$$\beta_m = \frac{a - t_c}{a - t_c - t_c(1 - 1/\beta_c)\tan\theta_m/\tan\theta_c} \quad (1)$$

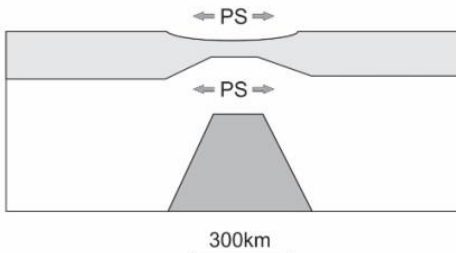
Trong đó:  $a$  – bề dày thạch quyển,  $t_c$  – bề dày vỏ Trái đất,  $\beta_c$  – hệ số tách giãn vỏ Trái đất;  $\theta_m$  - góc cắm của đứt gãy xuyên vỏ;  $\theta_c$  – góc cắm của đứt gãy thuận sụt bậc

Áp dụng phương trình trên để tính, hệ số căng giãn Thạch quyển vùng nghiên cứu

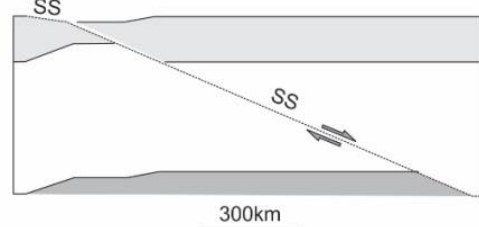
dao động trong khoảng  $\beta_m = 2,04 - 2,13$ . Biểu diễn kết quả xác định nhiệt độ và áp suất của magma nguyên thủy lên biểu đồ thực nghiệm Hình 4.1 cho thấy trong điều kiện nhiệt manti bình thường ( $T_p = 1280^{\circ}\text{C}$ ), manti vùng thềm lục địa Nam Trung Bộ và Trũng Biển Đông không phát sinh nóng chảy (Hình 4.1a,b). Trong điều kiện trạng thái nhiệt manti cao ( $T_p = 1480^{\circ}\text{C}$ ) manti vùng thềm lục địa Nam Trung Bộ và Trũng Biển Đông xảy ra hai trường hợp: 1) Nếu thạch quyển bị căng giãn đồng đều trong manti sẽ xảy ra nóng chảy (Hình 4.1 c,e); 2) Nếu thạch quyển bị căng giãn bởi các đứt gãy thuận trong manti không phát sinh nóng chảy (Hình 4.1 d,f). Trên biểu đồ Hình 4c quan sát thấy phần lớn magma nguyên thủy của các mẫu không rơi vào trường nóng chảy do căng giãn thạch quyển, các mẫu rơi vào trường nóng chảy bao gồm bazan tại Phú Yên (cao nguyên Vân Hòa, tuổi 10,3 – 8,9 tr.năm), đảo Tro (<1 tr.năm), rìa lục địa tây nam trũng sâu Biển Đông (<0,4 tr.năm). Các mẫu bazan trên thềm lục địa gồm Quảng Ngãi (đảo Lý Sơn, Bờ Bãi) Bình Thuận (đảo Phú Quý) không rơi vào trường nóng chảy do căng giãn thạch quyển. Kết quả này đồng nghĩa với magma hình thành bazan giai đoạn từ 8,5 – 1 tr.năm trước không liên quan tới căng giãn thạch quyển. Đối với magma tuổi <1 tr.năm rơi vào trường nóng chảy bởi magma nguyên thủy áp suất nóng chảy cao (>20 kbar) và độ sâu lớn (khoảng 75km). Tuy nhiên nếu xét trong quy mô đới căng giãn thạch quyển có chiều rộng khoảng 300km magma nguyên thủy của chúng phải có liên quan với các vùng lân cận (VD: magma nguyên thủy tại đảo Phú Quý phải có mối liên hệ với đảo Tro) và cơ chế nóng chảy sẽ là căng giãn giảm áp. Điều này có nghĩa, khi sắp xếp theo trật tự thời gian magma nguyên thủy tại đảo Phú Quý có áp suất cao hơn vào giai đoạn sớm (2,64 tr.năm) và giảm dần theo thời gian tới (1,65 tr.năm) và đạt áp suất nóng chảy tại đảo Tro (< 1 tr.năm). Khi quan sát trên biểu đồ 4.1c kết quả hoàn toàn trái ngược, áp suất nóng chảy từ cao tới thấp lần lượt là đảo Tro, đảo Phú Quý giai đoạn muộn và sau cùng là đảo Phú Quý giai đoạn sớm. Từ lập luận về sự giảm áp theo thời gian có thể thấy nguồn magma nguyên thủy giai đoạn sau 8,5 tr.năm không chịu ảnh hưởng của quá trình căng giãn thạch quyển. Đối với bazan tại Phú Yên, áp suất nóng chảy từng phần và độ sâu nguồn magma nguyên thủy khá phù hợp với điều kiện hình thành do căng giãn Thạch Quyển. Tuy nhiên khi đối sánh áp suất và độ sâu của magma nguyên thủy cũng xảy ra hiện tượng ngược với bazan cổ hơn (VD: Lâm Đồng; Buôn Mê Thuật\_ không trình bày trong Luận án) tương tự bazan Phú Quý và đảo Tro. Từ những kết quả trên có thể kết luận magma nguyên thủy khu vực ven biển và thềm lục địa Nam Trung Bộ được hình thành bởi sự dịch chuyển của dòng

manti. Kết quả này tương đồng với một số nghiên cứu địa vật lý đã công bố trước đây như Franke và nkk (2013), Savva và nkk (2014) [27,6] cho rằng quá trình tách giãn thạch quyển tại thềm lục địa Việt Nam là quá trình tách giãn nghèo magma. Tác giả Fyhn và nkk (2009) [26] cho rằng tại thềm lục địa giai đoạn sau 17 – 16 tr.năm trước chịu ảnh hưởng mạnh mẽ bởi sự dâng lên của manti sâu. Tác giả Li và nkk (2014) [18] và Sun và nkk (2017) [115] thể tích magma bazan đồng - tách giãn Biển Đông có được là tương đối nhỏ so trong khi tốc độ tách giãn của nó tương đối nhanh.

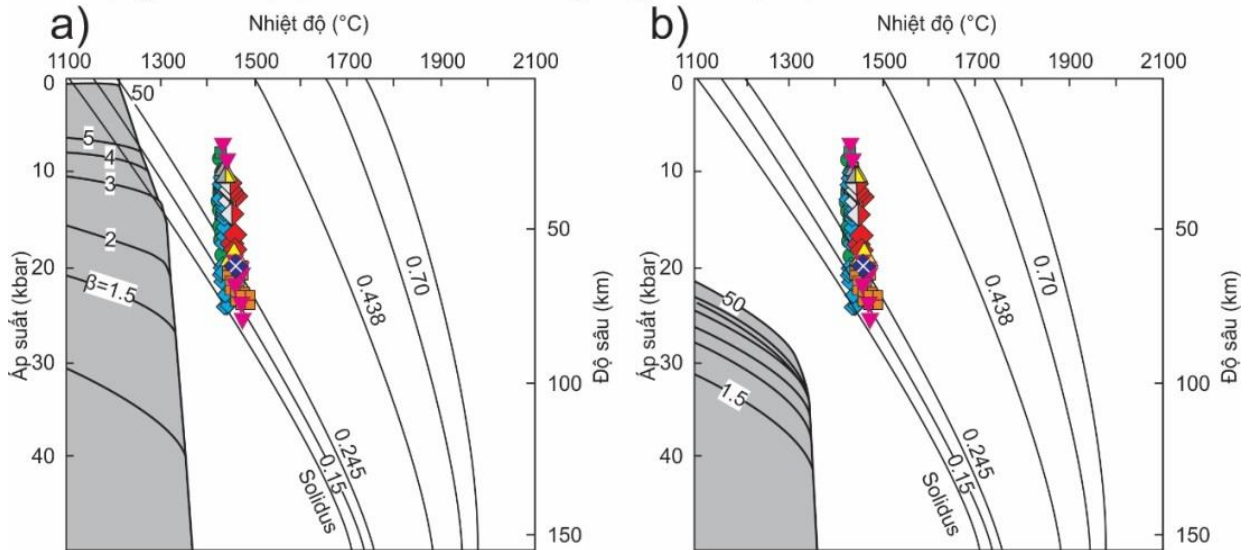
Thạch quyển căng giãn đồng đều



Thạch quyển căng giãn do đứt gãy thuận

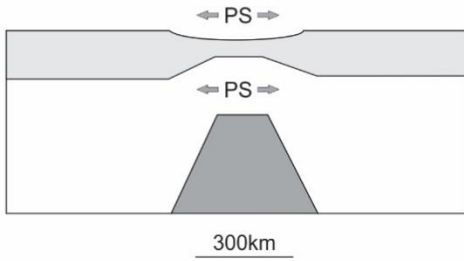


Trạng thái nhiệt phân bố manti tương ứng với nhiệt độ 1280°C

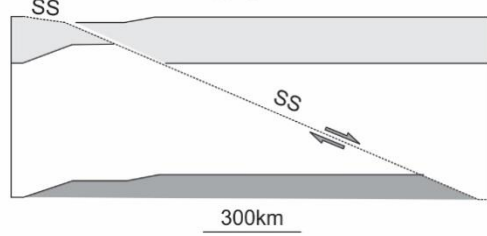


- Chú giải:
- Đới nóng chảy
  - Vân Hòa, Ghềnh Đá Đĩa, Tuy Hòa
  - đảo Lý Sơn
  - Lỗ khoan 1434
  - Bình Châu, Ghềnh Yến, Sa Kỳ
  - Đảo Phú Quý
  - Lỗ khoan 1433
  - Cụm đảo Tro
  - Lỗ khoan 1431
  - Ria lục địa

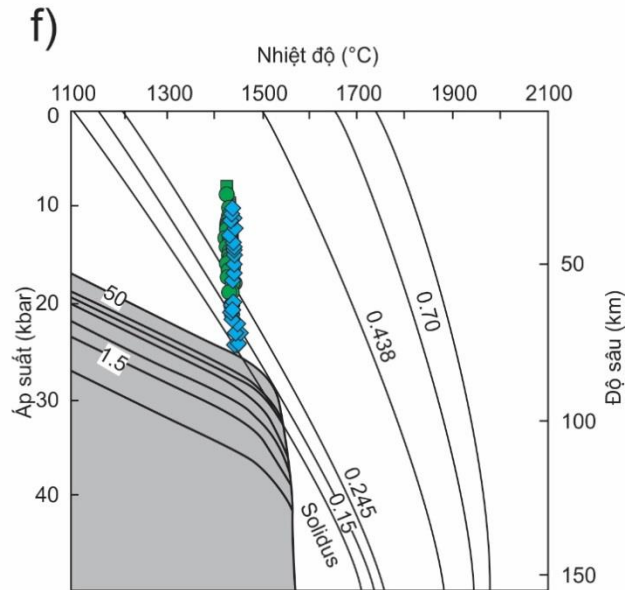
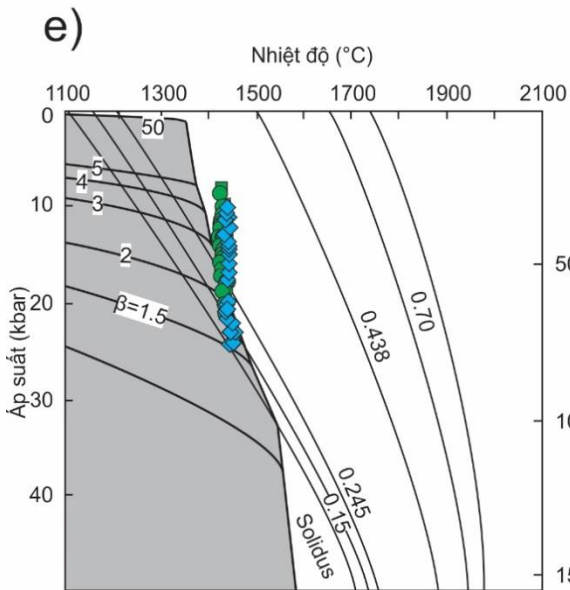
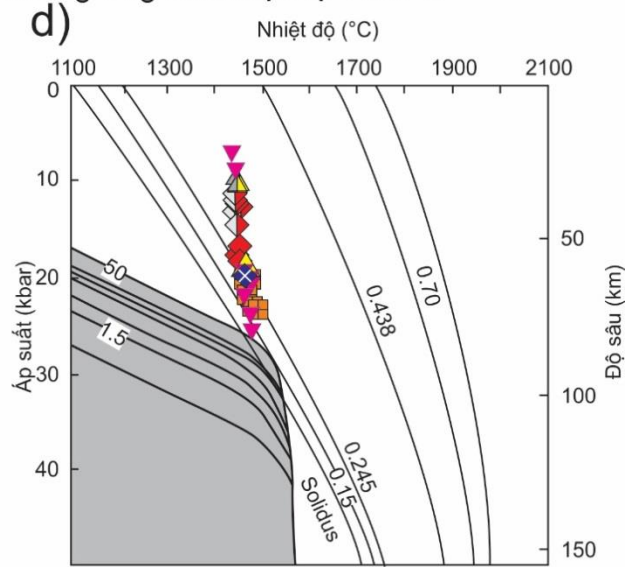
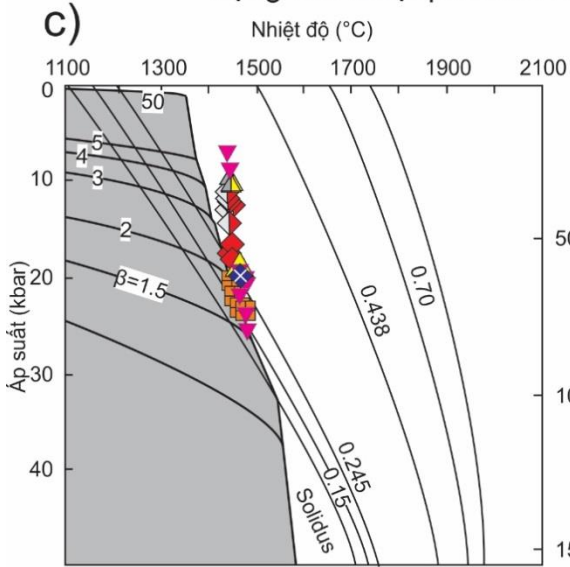
Thạch quyển cứng giãn đồng đều

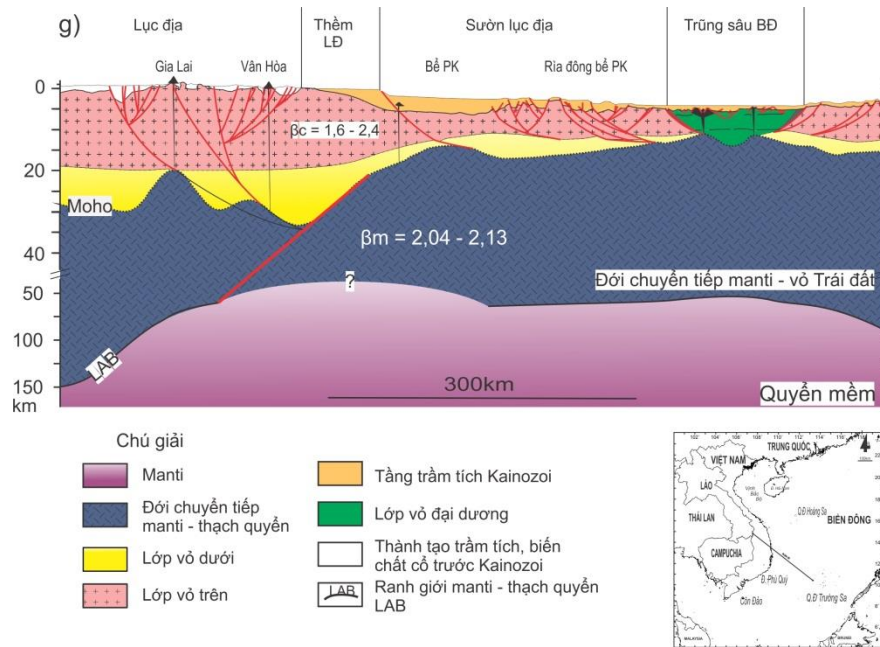


Thạch quyển cứng giãn do đứt gãy thuận



Trạng thái nhiệt phân bố manti tương ứng với nhiệt độ 1480°C





Hình 4. 1. Mô hình tương quan nhiệt độ, áp suất và tách giãn thạch quyển theo McKenzie và Bickle (1988), Latin và White (1990), Hoang và Flower (1998) [128,129, 45]

*Chú giải: Khu vực Trùng Biển Đông mang đặc điểm của tách giãn thuần túy (pure shear), khu vực ven biển Nam Trung Bộ mang đặc điểm trượt đơn giản (simple shear). Mặt cắt cấu trúc sâu khu vực thêm lục địa được xây dựng theo tài liệu địa chấn của đề tài KC09.07/16-20, phần đất liền được xây dựng dựa trên bản đồ địa chất – khoáng sản tỷ lệ 1:200.000 và bề mặt tầng Moho được xây dựng dựa trên kết quả nghiên cứu N.N. Trung và N.T.T Hương (2010)[154]. Độ sâu LAB – manti thạch quyển (Ranh giới giữa thạch quyển và quyển mềm); khu vực thêm lục địa Nam Trung Bộ (c) và Biển Đông (d) theo kết quả nghiên cứu của Chen et al. (2021) [175]. Hệ số căng giãn thạch quyển  $\beta_m$  tính theo biểu thức (1) của Latin và White (1990)[98].*

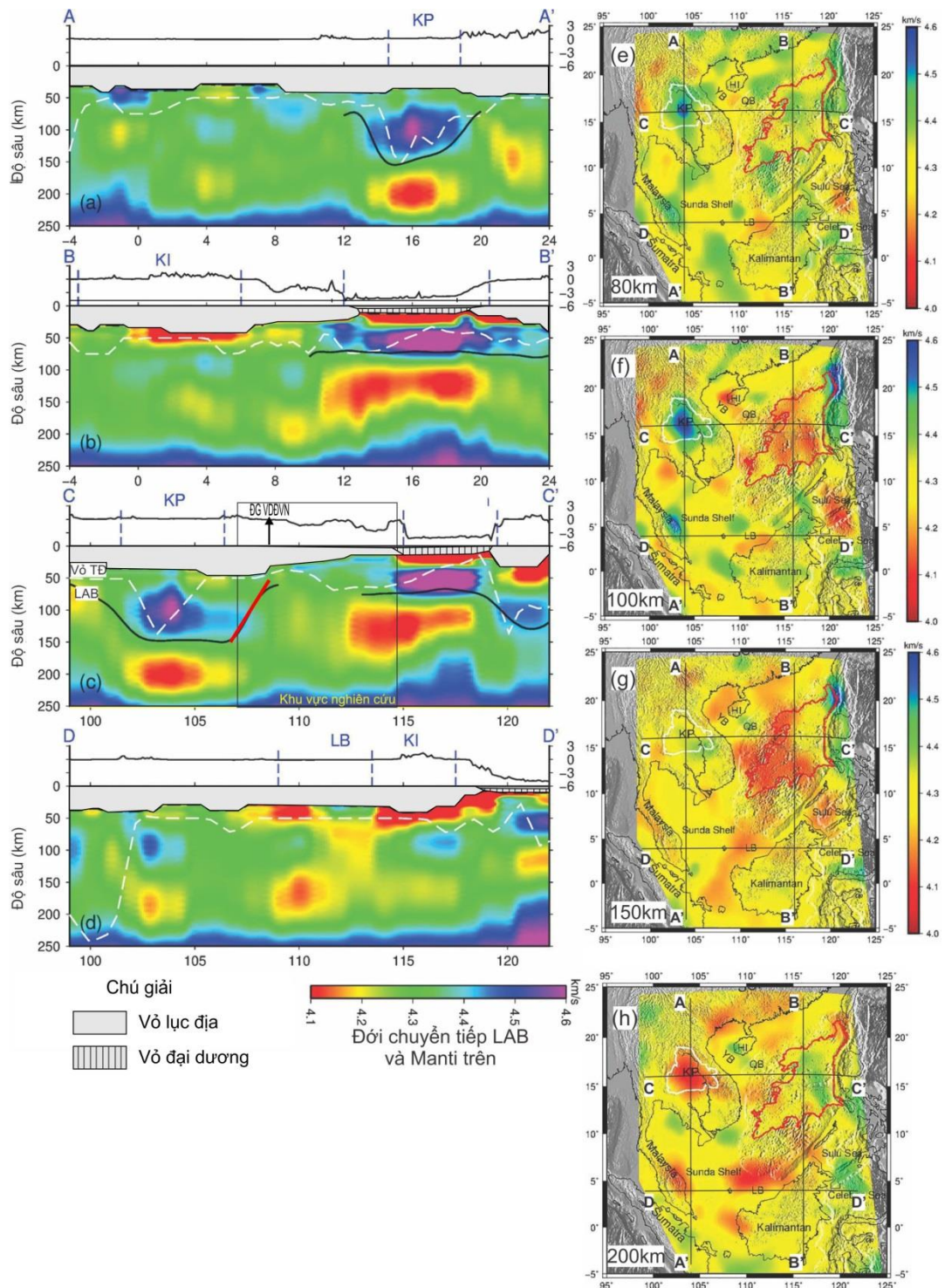
#### **4.1.2. Nóng chảy tại đáy ranh giới thạch quyển - quyển mềm (đới chuyển tiếp giữa manti và thạch quyển: LAB)**

Ranh giới giữa thạch quyển và quyển mềm (Lithosphere Asthenosphere boundary: LAB) là một đới cấu trúc địa chất đặc biệt, đại diện cho sự chuyển đổi từ chế độ nhiệt đối lưu sang chế độ nhiệt độ truyền dẫn diễn ra trong manti. Các nghiên cứu địa vật lý cho thấy khi sóng địa chấn truyền qua lớp LAB vận tốc sóng trong thạch quyển cao hơn so với môi trường quyển mềm. Tại một số khu vực, vận tốc truyền sóng địa chấn giảm đột ngột từ 5 đến 10% ở độ sâu từ 35 đến 120 km, tạo thành một ranh giới được gọi là đới gián đoạn Gutenberg. Trong nhiều trường hợp, độ sâu của đới gián đoạn Gutenberg gần như trùng khớp với độ sâu dự kiến của LAB, do đó các nhà khoa học cho rằng hai đới có liên quan chặt chẽ với nhau (Schmerr, 2012) [176].



Tuy nhiên, chỉ riêng yếu tố thay đổi nhiệt độ giữa thạch quyển và quyển mềm không thể giải thích đầy đủ sự thay đổi đột ngột các đặc tính cơ học và vận tốc truyền sóng địa chấn đã được quan sát thấy trong LAB (hay đới gián đoạn của Gutenberg). Điều này khiến nhiều nhà khoa học cho rằng các yếu tố khác như sự xuất hiện nóng chảy trong manti, sự tham gia của chất bốc (fluid) đưa vào phần sâu của Trái đất theo các đới hút chìm và/hoặc sự thay đổi mật độ vật chất do kết tinh, phân dị gây ra bởi các hoạt động đối lưu quy mô nhỏ cũng có thể đóng vai trò quan trọng (Schmerr, 2012; Parsons and Sclater, 1977) [176,177].

Tại khu vực Biển Đông, một số tác giả đã đưa ra những ước tính về độ sâu khác nhau của đới LAB dao động từ 65km đến trên 150km (Hình 4.2) (Chen et al., 2021; Yu et al., 2017; Tang et al., (2013) [175, 178, 179]. Trên mặt cắt địa chấn CC' Hình 4.2c cắt qua vùng thềm lục địa Quảng Ngãi hướng tới trung tâm Biển Đông đã phản ánh đặc điểm cơ bản về chiều dày các tầng cấu trúc sâu của Trái đất vùng nghiên cứu. Phần phía dưới ranh giới LAB tồn tại 2 đới dị thường nhiệt độ chính tương ứng với sự thay đổi nhiệt manti (Chen et al., 2021) [175]. Đới dị thường tốc độ truyền sóng thấp có vận tốc dao động từ 4,1 – 4,2 km/s tồn tại tập trung dưới dạng đới ở độ sâu 100 – 200km. Trong vùng nghiên cứu đới này tồn tại phía dưới thềm lục địa Nam Trung Bộ và vùng trung tâm Biển Đông. Đới dị thường vận tốc truyền sóng cao hơn dao động từ 4,2 – 4,5 km/s phân bố dưới dạng dòng chảy xâm lấn chiếm gần như hoàn toàn thể tích manti trên. Tại thềm lục địa Nam Trung Bộ tương ứng với phía bắc bể Phú Khánh không xác định được ranh giới LAB bởi sự xâm nhập của dòng vật chất có tốc độ truyền sóng 4,2 – 4,5 km/s dưới dạng ép trôi. Kết quả này khá tương đồng với nghiên cứu của Jolivet và nnk (2018)[56] khi các tác giả đều chứng minh tồn tại dòng manti nóng (ở độ sâu khoảng 100 – 200km) có nhiệt độ cao xâm nhập phía dưới đới LAB có độ sâu không đồng nhất. Trên mặt cắt CC' quan sát thấy sự thay đổi độ sâu đột ngột của bề mặt LAB khi tiến dần từ tây sang đông tới thềm lục địa và biến mất tại vị trí đứt gãy Vách Dốc Đông Việt Nam. Sự thay đổi này liên quan tới ép trôi manti và hình thành nên ứng suất cắt dọc làm thay đổi chiều dày thạch quyển và bề mặt vỏ Trái đất [56,68]. Dưới tác động của ứng suất cắt dọc do manti ép trôi manti, bề dày thạch quyển bị căng giãn vát mỏng kèm theo bề mặt vỏ Trái đất bị sụt lún nhanh [27]. Quá trình này diễn ra mạnh mẽ vào giai đoạn khoảng 16 – 17 tr.năm trước và ảnh hưởng trực tiếp tới bối cảnh kiến tạo vùng nghiên cứu [26].

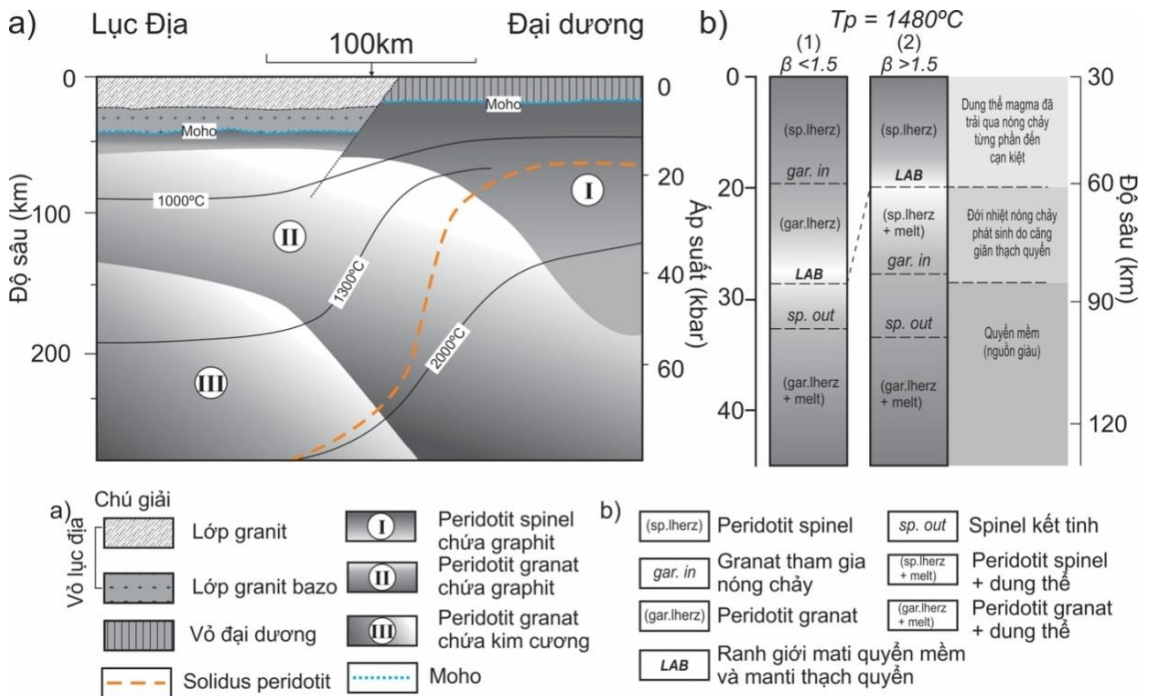


Hình 4. 2. Đặc điểm cấu trúc tầng manti trên theo vận tốc truyền sóng (km/s) khu vực Biển Đông và phụ cận, theo Chen et al. (2021) [175]

Chú giải: Đường nét đứt màu đen là ranh giới thạch quyển và LAB, nét đứt màu trắng là ranh giới LAB với manti trên theo mô hình CRUST1.0 (Laske et al., 2013) [181] và đường nét liền màu đen là ranh giới LAB và manti trên theo kết quả nghiên cứu của Chen et al. (2021) [175].

### 4.1.3. Mặt cắt cấu trúc manti thời điểm hiện tại trong vùng nghiên cứu

Nóng chảy nguồn peridotit (đá siêu mafic) hình thành dung thể bazan. Đặc trưng về thành phần hóa học của dung thể là hàm lượng  $\text{SiO}_2$  thấp (nhỏ hơn 52%),  $\text{MgO}$  tương đối cao (5% – 15%) và hàm lượng tổng kiềm nhỏ hơn 5%. Khi xây dựng mô hình tiến hóa thạch học và các quá trình thay đổi vật chất diễn ra trong manti, người ta cũng tìm hiểu trạng thái vật chất ban đầu trước khi quá trình nóng chảy xảy ra. Thông qua việc nghiên cứu các thể từ siêu mafic và dựa trên các tính toán thực nghiệm, tác giả Marakushev (1984) và kết quả nghiên cứu của tác giả Phạm Tích Xuân và N.X Hãn (1996) [180] chia phần trên của manti thành các đới khoáng vật tương ứng với các đới tương khoáng vật (theo thứ tự tăng dần độ sâu) (Hình 4.3a) bao gồm: 1) Đới I: peridotit spinel; 2) Đới II: peridotit granat (pyrop) chứa graphit; 3) peridotit granat (pyrop) chứa kim cương. Ranh giới các tương khoáng vật được xác lập dựa trên các biến đổi pha. Ranh giới giữa đới I và II dựa trên cân bằng spinel (Sp) + enstatit (En) = Olivin (Ol) + pyrop (Pyr), giữa đới II và III: graphit (C) = kim cương (D). Tùy thuộc vào chế độ nhiệt đặc trưng cho từng kiểu cấu trúc tầng thạch quyển (lục địa hay đại dương) mà ranh giới các đới tương khoáng vật đạt được ở độ sâu khác nhau. Phần manti dưới lớp vỏ đại dương đặc trưng bởi sự phát triển rộng rãi các đới peridotit spinel và peridotit plagioclas (Đới I), ngược lại, dưới lớp vỏ lục địa phát triển rộng rãi các đới tương khoáng vật peridotit – pyrop chứa graphit (Đới II) và peridotit chứa kim cương (Đới III). Mặc dù việc phân chia các đới nêu trên phản ánh khá đầy đủ về đặc điểm thành phần vật chất của manti trên, tuy nhiên các tác giả chưa đề cập đến trạng thái nhiệt manti. Trong nghiên cứu của tác giả McKenzie và Bickle (1988) [116], Nguyễn Hoàng và Flower (1998) [152,44] cho rằng sự gia tăng nhiệt độ của manti trên từ trạng thái bình thường ( $T_p = 1280^{\circ}\text{C}$ ) lên  $T_p = 1480^{\circ}\text{C}$  độ sâu nguồn magma giảm đáng kể khi thạch quyển bị vát mỏng (Hình 4.3b). Như đã thảo luận trong nội dung trên, hệ số tách giãn thạch quyển  $\beta_m = 2,04 - 2,13$  không đủ để tạo thành nguồn magma vùng nghiên cứu. Theo đó, nguồn magma nguyên thủy được hình thành bởi sự dịch chuyển dòng manti nhiệt độ cao, ép trôi gây căng giãn thạch quyển ở độ sâu khoảng 75 – 80km tương ứng với độ sâu nguồn magma nguyên thủy của bazan tại Phú Yên (có tuổi 10 – 9 tr.năm trước) và bazan đảo Tro (tuổi < 1 tr.năm trước).

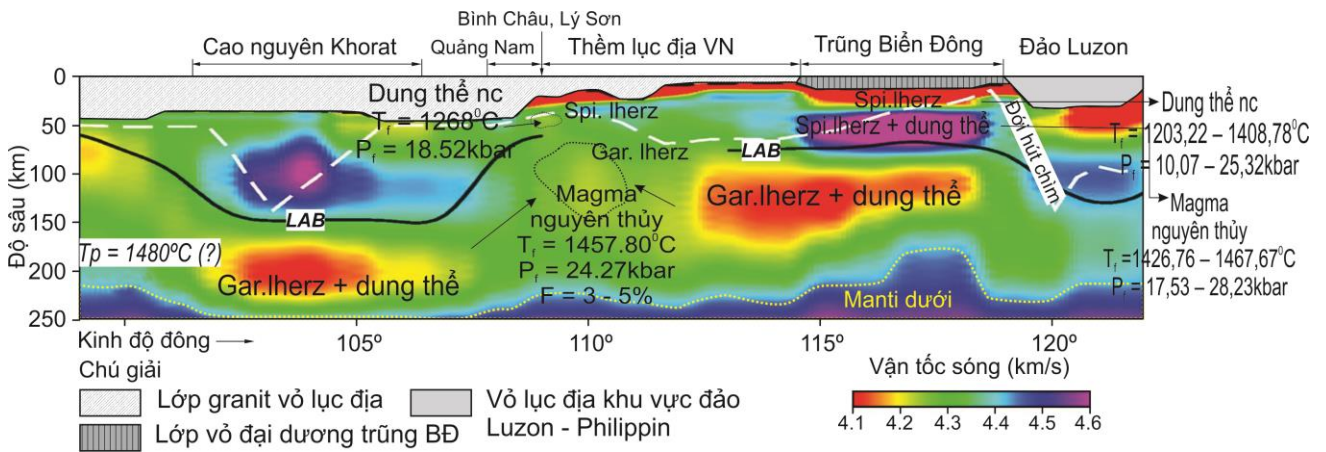


Hình 4. 3. Sơ đồ phân đới tương khoáng vật theo kết quả thực nghiệm áp dụng tại khu vực Nam Trung Bộ và các đảo thềm lục địa

Chú giải: a) Khi chưa xét yếu tố nhiệt manti [180]; b) Trong điều kiện nhiệt manti cao ( $T_p = 1480^{\circ}C$ )[44]

Nguồn số liệu sử dụng xây dựng mặt cắt là thành phần hóa học các mẫu bazan thu được tại các vị trí núi lửa trong vùng nghiên cứu. Số liệu nguyên tố vết cho phép xác định bản chất nguồn, sự thay đổi áp suất, độ sâu và mức độ nóng chảy từng phần trong quá trình tiến hóa dung thể magma. Các dữ liệu thu được là cơ sở để quy đổi thành phần các oxit chính về magma nguyên thủy bằng nguyên lý bù olivin đến thể sót. Kết quả tính thành phần hóa học magma nguyên thủy sẽ được sử dụng để tính nhiệt độ, áp suất, độ sâu nguồn và được đối sánh với tài liệu địa chấn tomography của tác giả Chen et al., 2021 [175] được trình bày trong mặt cắt qua thềm lục địa tỉnh Quảng Ngãi Hình 4.4. Dựa trên kết quả tính trạng thái nhiệt manti theo thành phần hóa học của bazan cho thấy vị trí này cao hơn mức trung bình (ước tính  $T_p = 1480^{\circ}C$ ) và nhiệt độ áp suất nóng chảy từng phần nguồn magma nguyên thủy  $T_f = 1458^{\circ}C$ ,  $P_f = 24.3$  kbar; độ nóng chảy từng phần  $F = 3-5\%$  tương ứng với trường lherzolit granat (garnet lherzolite). Đối sánh với mặt cắt địa chấn magma nguyên thủy này tương ứng với đới vật chất có tốc độ truyền sóng khoảng 4,2 km/s ở độ sâu khoảng 75km phía dưới thềm lục địa Nam Trung Bộ. Tại vùng trũng sâu Biển Đông độ áp suất nóng chảy từng phần magma nguyên thủy dao động  $T_f =$

1426,76<sup>0</sup>C - 1467,67<sup>0</sup>C,  $P_f = 17,53\text{kbar} - 28,23\text{kbar}$  tương ứng với trường lherzolit spinel + dung thể có vận tốc truyền sóng khoảng 4,5 – 4,6 km/s ở độ sâu 60 – 80km nằm hoàn toàn phía trên ranh giới LAB. Mặc dù không có số liệu địa hóa xác định hai đới vận tốc truyền sóng thấp 4,1km/s tuy nhiên dựa vào mô hình thạch học lý thuyết có thể dự đoán là các đới lherzolit granat + dung thể.



Hình 4. 4. Mô hình mặt cắt vận tốc sóng địa chấn (thời điểm hiện tại)

*Chú giải: Mặt cắt biểu thị đặc điểm cấu trúc manti trên qua khu vực Bình Châu, Lý Sơn và thêm lục địa tỉnh Quảng Ngãi theo Chen et al (2021) [175]. Đới khoáng vật theo Phạm Tích Xuân và Nguyễn Xuân Hãn (1996) [180]; Nguyễn Hoàng và M.F.J Flower (1998) [44].*

#### 4.2. Mô hình tiến hóa địa động lực manti – thạch quyển khu vực ven biển Nam Trung Bộ và lân cận

Lịch sử phát triển địa chất giai đoạn Kainozoi ở Đông Nam Á nói chung và vùng nghiên cứu nói riêng bị chi phối mạnh mẽ bởi hai hoạt động kiến tạo lớn. Sự va chạm của mảng Độ vào Âu Á diễn ra trong giai đoạn Eocen sớm - giữa đến Miocen muộn và hoạt động kiến tạo hình thành Biển Đông diễn ra vào khoảng Oligocen sớm đến Miocen sớm - giữa. Trong suốt quá trình diễn ra hai hoạt động kiến tạo chính, tầng thạch quyển liên tục bị phá hủy và dịch chuyển khỏi vị trí ban đầu dưới tác dụng của lực phát sinh do va chạm mảng và sự dịch chuyển của dòng manti. Về cơ bản, hai trường lực chính phát sinh do dịch chuyển mảng và trong manti xuất hiện đồng thời và phụ thuộc lẫn nhau, tuy nhiên vai trò của từng yếu tố thể hiện không đồng nhất theo thời gian và không gian. Để xây dựng mô hình tiến hóa động lực manti cần dựa và hai giả thiết chính theo nghiên cứu của

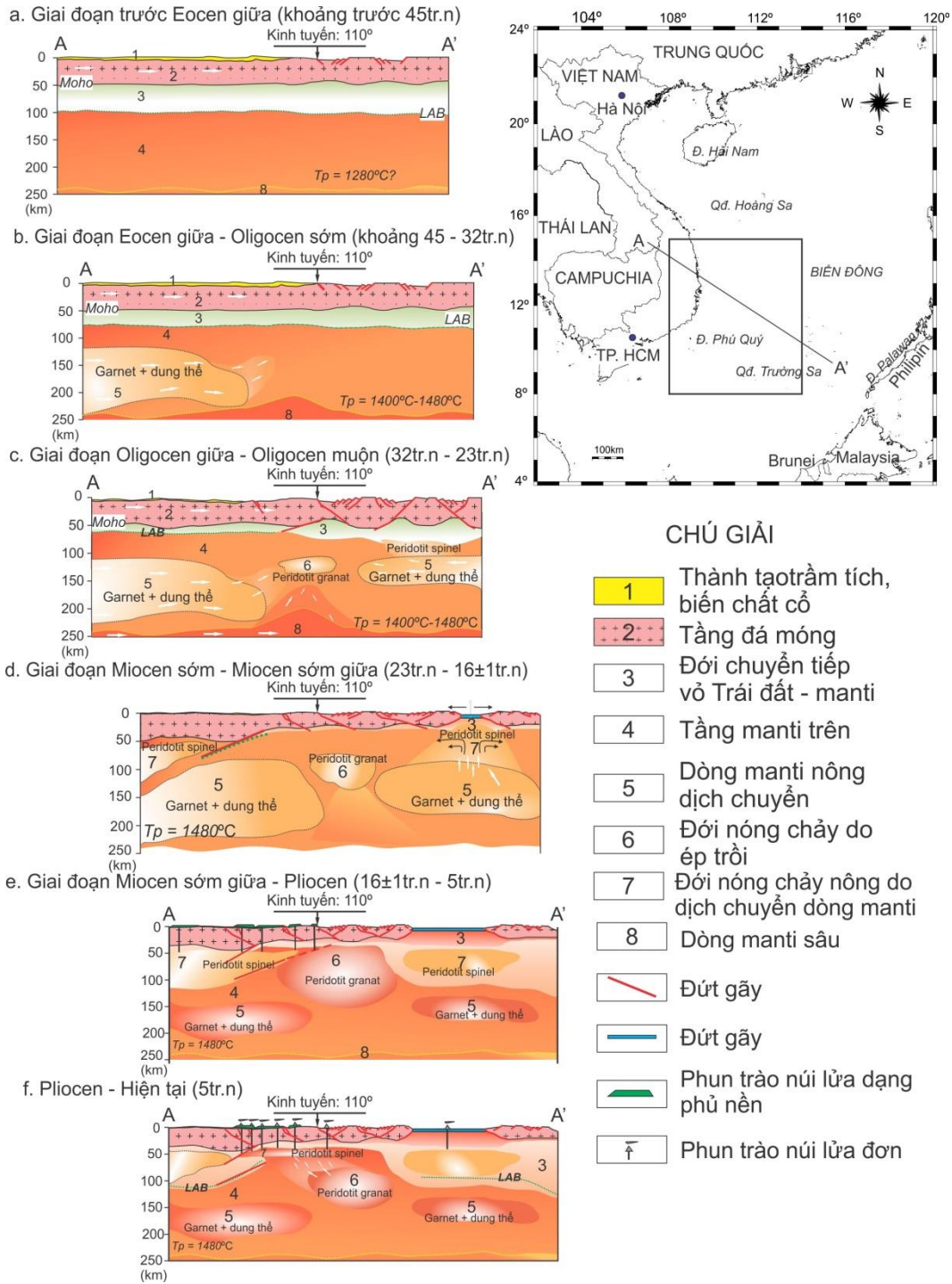
Jolivet và nnk (2018) [56]: 1) vận tốc dòng manti được bảo toàn đạt khoảng 5cm/năm tương tự như vận tốc dòng manti dịch chuyển từ Ấn Độ Dương tới Himalaya; 2) Thời gian diễn ra sự thay đổi hướng dòng manti do cản trở của đới hút chìm tại Himalaya diễn ra đồng thời với va chạm cứng vào khoảng 45 tr.năm trước.

Kết quả nghiên cứu về cấu trúc kiến tạo và động lực manti cho phép NCS xây dựng bối cảnh hoàn chỉnh về các giai đoạn tiến hóa động lực manti – thạch quyển vùng nghiên cứu thành 6 giai đoạn chính và được trình bày trên Hình 4.5. Cụ thể bao gồm:

- Giai đoạn 1: Trước Eocen giữa (> 45 tr.năm) - Giai đoạn trước tách giãn.
- Giai đoạn 2: Eocen giữa – Oligocen sớm (45 – 33 tr.n) - Giai đoạn tạo tách giãn.
- Giai đoạn 3: Oligocen giữa - Oligocen muộn (33 – 23 tr.năm) - Giai đoạn giãn đáy hình thành vỏ đại dương Biển Đông ở phía đông.
- Giai đoạn 4: Miocen sớm – giữa (khoảng 23 tr.n - 16±0,5 tr.năm) - Giai đoạn Giai đoạn mở rộng lớp vỏ đại dương tiến vào thềm lục địa Việt Nam.
- Giai đoạn 5: Miocen giữa - Pliocen (từ 16±0,5 đến 5 tr.năm): Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa hình thành lớp phủ nền.
- Giai đoạn 6: Pliocen – Đệ tứ (từ 5 đến 0 tr.năm): Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa đơn.

#### ***4.2.1. Trước Eocen giữa (trước 45 tr.năm) - Giai đoạn trước tách giãn***

Giai đoạn Paleogen – Eocen giữa (trước 45 tr.năm), khu vực nghiên cứu thuộc một phần của địa khối Đông Dương gắn kết với địa khối Hoa Nam – Bắc Việt cấu thành rìa Đông Nam của mảng thạch quyển Á – Âu. Trước khi xảy ra chạm giữa mảng Ấn Độ vào Mảng Á – Âu, vị trí khu vực nghiên cứu nằm khá xa về phía Tây Bắc so với vị trí ngày nay. Tại thềm lục địa Việt Nam quần đảo Hoàng Sa, bãi cạn Maclesfield, Reedbank, khu vực quần đảo Trường Sa và đảo Palawan nằm lân cận nhau. Nhìn chung vào giai đoạn Paleogen – Eocen giữa, khu vực nghiên cứu có hoạt động kiến tạo khá bình ổn. Manti trên không biến động, trạng thái nhiệt manti ước tính đạt giá trị trung bình khoảng  $T_p = 1280^{\circ}\text{C}$  (Hình 4.5a) và chiều dày tầng thạch quyển ước tính theo giá trị trung bình toàn cầu khoảng 100km [182].



Hình 4. 5. Cấu trúc manti trên mô phỏng các quá trình tiến hoá theo thời gian tại vùng nghiên cứu và lân cận

*Chú giải: Mặt cắt được xây dựng dựa trên kết quả nghiên cứu của luận án gồm nhiệt độ, áp suất, độ sâu thành tạo nguồn magma nguyên thủy [103,121,122,125], các pha kiến tạo chính [156,158] và được tích hợp với kết quả nghiên cứu đã công bố gồm tài liệu địa chấn sâu tomography [175], tương khoáng vật [44,143], bề dày vỏ Trái đất và hệ thống đứt gãy[173]; độ sâu bề mặt Moho[155].*

#### **4.2.2. Eocen giữa – Oligocen sớm (45 - 33tr.n) - Giai đoạn tạo tách giãn**

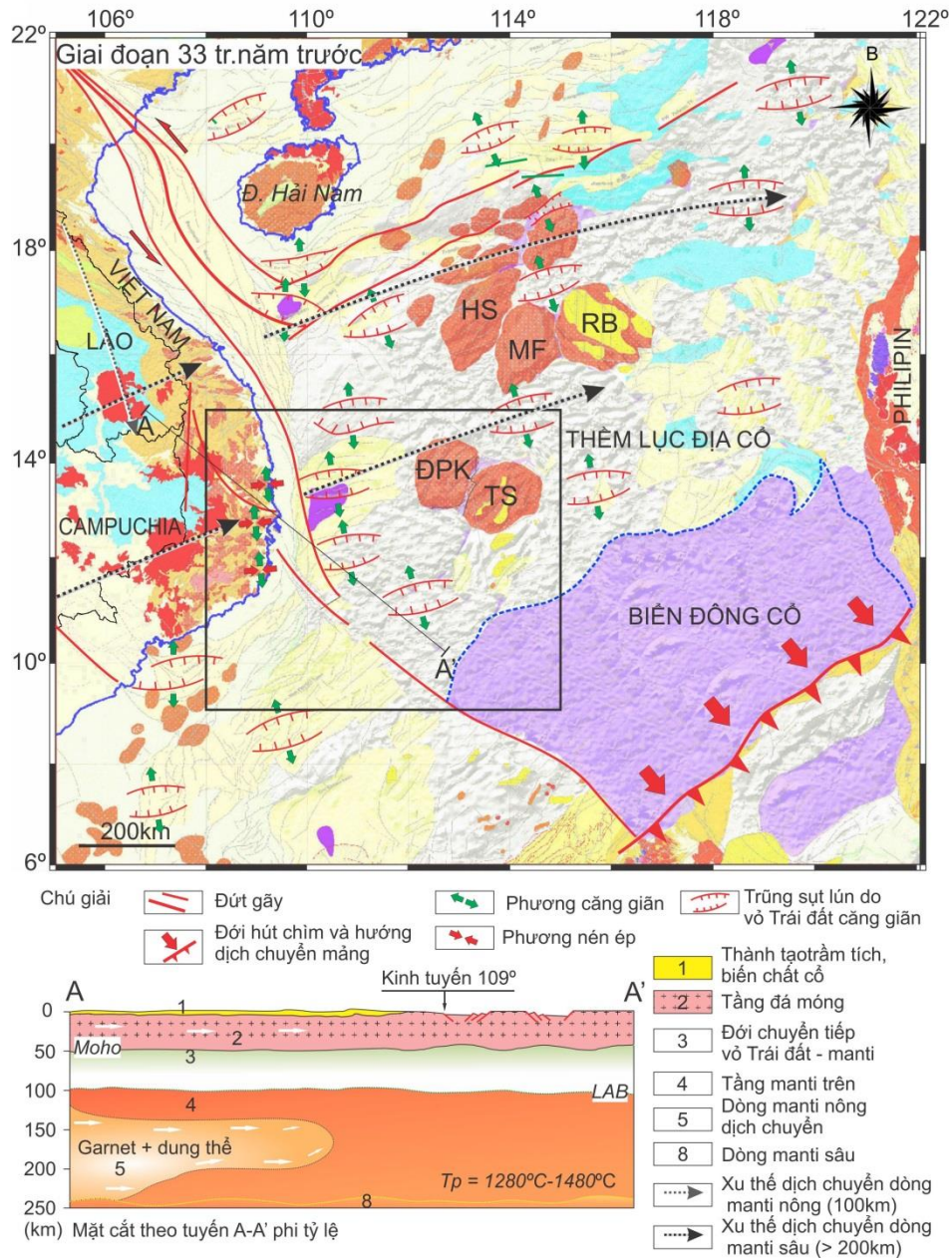
Vào thời điểm Eocen giữa (~ 45 tr.n trước), mảng lục địa Ấn Độ bắt đầu va chạm cứng với mảng Âu Á. Hệ quả của quá trình va chạm là sự dịch chuyển của địa khối Đông Dương về phía Đông Nam theo phương dịch chuyển trái dọc đứt gãy Sông Hồng, kèm theo xoay theo chiều kim đồng hồ. Phía tây vùng nghiên cứu xuất hiện hai dòng manti tương ứng với các độ sâu khoảng 150 – 200km (dòng manti nông) dịch chuyển theo phương bắc, tây bắc – nam, đông nam và dòng manti có độ sâu trên 200km (dòng manti sâu) dịch chuyển theo phương tây nam – đông bắc hướng từ Ấn Độ Dương. Sự xuất hiện của dòng manti nông được giải thích là do mảng Ấn Độ dịch chuyển va chạm vào mảng Âu Á kéo theo dòng quyển mềm từ Ấn Độ dương về phía Bắc [39,40,46,56]. Khi mảng Ấn Độ bị chúi chìm, một phần vỏ Trái đất cắm sâu vào manti gây cản trở sự di chuyển theo hướng đông bắc; theo thời gian, dòng quyển mềm bị ép trôi theo hướng đông – tây và bị đảo chiều theo phương tây bắc – đông nam và xâm nhập vào manti trên vùng nghiên cứu cả Jolivet, L và nnk (2018) [56]. Dòng manti sâu được cho là dòng quyển mềm từ Ấn Độ dương bị phân tán, một phần dịch chuyển theo hướng đông bắc xâm nhập vào lục địa Đông Nam Á. Sự tương tác giữa dòng manti sâu và nông ở độ sâu 200km có thể đã hình thành đới ép trôi và làm tăng trạng thái nhiệt manti từ mức trung bình ( $1280^{\circ}\text{C}$ ) lên tới  $1480^{\circ}\text{C}$  (theo kết quả tính nhiệt từ nguồn magma nguyên thủy).

Đây là giai đoạn tạo rift chính của khu vực và chỉ kết thúc khi giãn đáy Biển Đông bắt đầu. Vào giai đoạn này chế độ động lực được thể hiện thông qua các đứt gãy giòn phát triển mạnh mẽ tại phần trên vỏ Trái đất. Theo kết quả phân tích của luận án trạng thái ứng suất khu vực trong giai đoạn này là nén ép á vĩ tuyến và căng giãn theo phương á kinh tuyến trên các bề mặt san bằng kiến tạo Đông Dương hình thành giai đoạn trước đó. Trên thềm lục địa vùng nghiên cứu phát triển các cấu trúc rift phân tán, tạo đà cho sự phát triển các cấu trúc kiến tạo Kainozoi, đặc biệt là các bề trầm tích Đệ tam cũng như hàng loạt các địa hào, địa lũy, rải rác trong khu vực, với phương chủ đạo là á vĩ tuyến (Hình 4.6). Các đứt gãy giai đoạn này chủ yếu hoạt động trong lớp vỏ trên, với biến dạng giòn chủ đạo.

Ảnh hưởng động lực manti đối với tiến hóa kiến tạo giai đoạn này không được thể hiện rõ ràng trên bề mặt Trái đất, tuy nhiên theo số liệu địa hóa nguồn magma nguyên thủy cho phép kết luận trạng thái nhiệt manti vùng nghiên cứu bắt đầu được tăng cao từ  $1280^{\circ}\text{C}$  lên khoảng  $1480^{\circ}\text{C}$ . Mặc dù vai trò của động lực manti đối với sự hình thành Biển



Đông vẫn là vấn đề tiếp tục nghiên cứu tuy nhiên có thể thấy hai dòng manti sâu di chuyển qua các phía nam đảo Hải Nam và khu vực bể Phú Khánh và tiến về phía đông, là những vị trí hình thành các trục tách giãn Biển Đông (Hình 4.6). Sự tăng cao trạng thái nhiệt manti giúp quá trình nóng chảy diễn ra dễ dàng hơn. Khi đó trong manti trên dễ hình thành các nguồn magma ở lớp manti trên (100 – 200km), một trong những dòng manti quan sát được trong manti trên ở phía tây vùng nghiên cứu (đới số 5) được hình thành tương ứng với trường phân bố peridotit granat (Hình 4.6).



Hình 4. 6. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn tạo rift (Eocene-Oligocene)

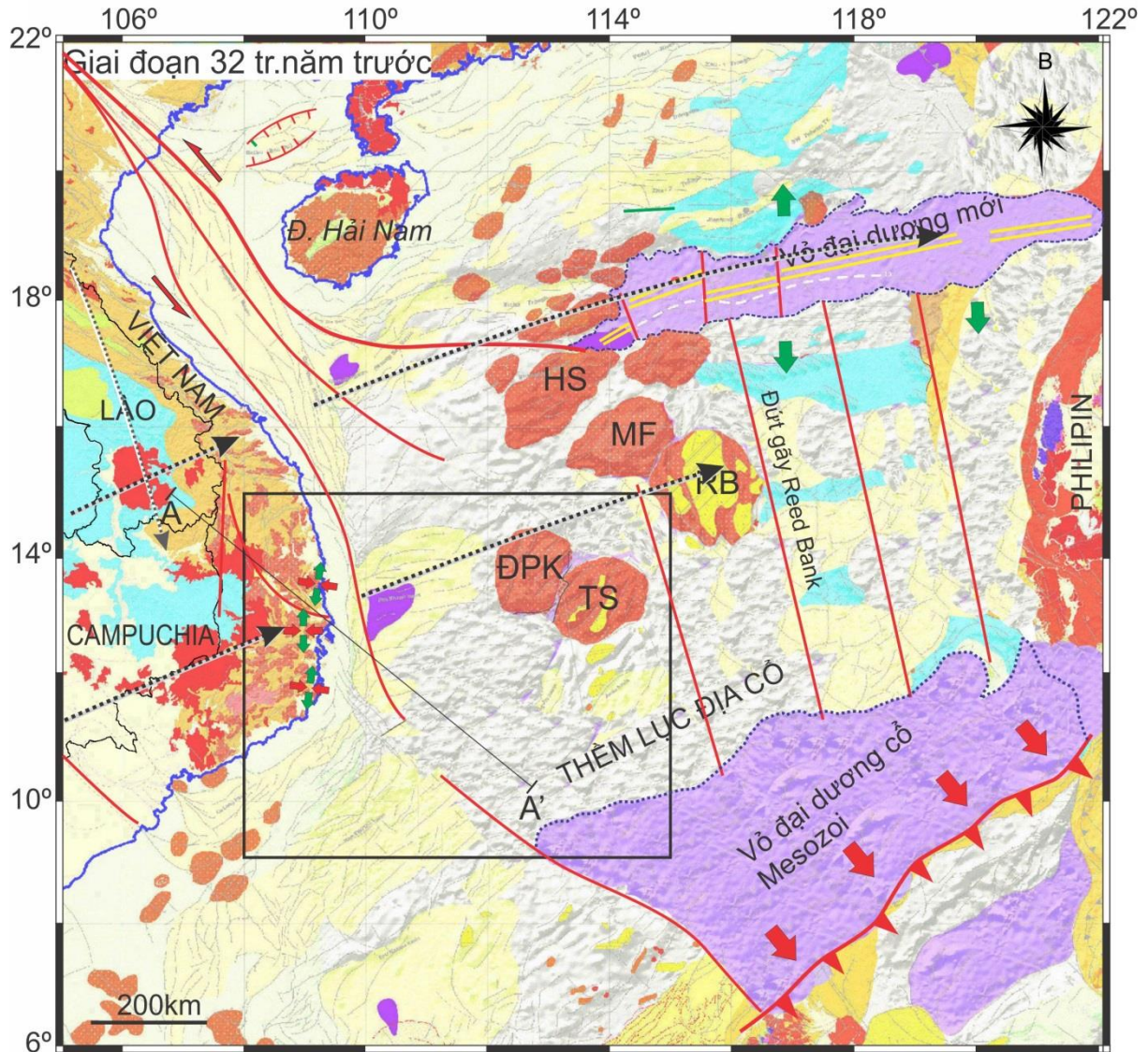
### ***4.2.3. Oligocen sớm - Oligocen muộn (33 – 23 tr.năm trước) - Giai đoạn giãn đáy hình thành vỏ đại dương Biển Đông ở phía đông vùng nghiên cứu***

Tại Biển Đông vào khoảng 33 tr.năm trước (có ý kiến cho là 32 tr.năm trước) các hoạt động căng giãn tạo rift đạt đến độ bắt đầu quá trình xuất lộ vỏ đại dương tại khu vực phía Bắc Biển Đông (Hình 4.7) [2]. Sự giãn đáy làm lớp vỏ đại dương mở rộng về hai phía Bắc - Nam. Sau đó, trục giãn đáy có xu hướng di chuyển về phía Nam [1]. Vào khoảng 25 tr.năm trước lại xảy ra hiện tượng “nhảy trục giãn đáy” lần thứ hai về phía Nam, đồng thời xuất hiện đứt gãy phương BTB - NĐN Reed Bank, khống chế phía Tây của giãn đáy Biển Đông. Kèm theo đó là sự xuất hiện một trung tâm giãn đáy mới về phía Tây Nam của đứt gãy này. Trung tâm giãn đáy Tây Nam nhỏ hơn và có phương ĐB-TN, tức phương tách giãn là TB - ĐN và có hình dạng thu hẹp dần về phía TN. Như vậy bắt đầu từ giai đoạn này song song tồn tại 2 trung tâm giãn đáy phát triển độc lập với nhau (Hình 4.8). Vào giai đoạn Miocen sớm (khoảng 23 tr.năm trước) trên thềm lục địa Nam Trung Bộ (khu vực bể Phú Khánh) bắt đầu diễn ra quá trình sụt lún nhiệt. Biểu hiện bởi sự gia tăng bề dày trầm tích Miocen sớm đi kèm là sự dâng lên của đới nóng chảy trong manti có thể quan sát được trong các tài liệu địa chấn cắt qua thềm lục địa Nam Trung Bộ [26,28,173].

Trong giai đoạn này quá trình tạo rift chính của khu vực đã kết thúc. Theo kết quả phân tích của luận án trạng thái ứng suất khu vực trong giai đoạn này là nén ép á vĩ tuyến và căng giãn theo phương á kinh tuyến và có xu thế chuyển dần sang đông bắc tây nam vào khoảng 24 tr.năm trước vuông góc với phương mở rộng phía đông bắc của bể Phú Khánh (Hình 4.8). Vai trò nổi bật của động lực manti đối với tiến hóa kiến tạo được thể hiện bởi sự hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông. Như đã lập luận trong các nội dung nghiên cứu của luận án, quá trình căng giãn thạch quyển vùng Biển Đông và thềm lục địa lân cận là quá trình nghèo magma. Điều này có nghĩa, sự căng giãn của thạch quyển không đủ lớn để gây nóng chảy hình thành magma hoặc lượng dung thể nóng chảy phát sinh không lớn để hình thành lớp vỏ bazan Biển Đông. Tuy nhiên thực tế cho thấy, lớp vỏ đại dương Biển Đông thuần túy là lớp vỏ bazan [2]. Như vậy, để hình thành đủ một lượng lớn dung thể hình thành lớp vỏ đại dương cần phải có tương tác của động lực manti đủ lớn để sản sinh đủ lượng dung thể hình thành lớp vỏ. Đồng quan điểm nêu trên, các nghiên cứu của Franke và nnk (2013) và Sava et al (2014) [27,6] cho rằng sự dâng lên của

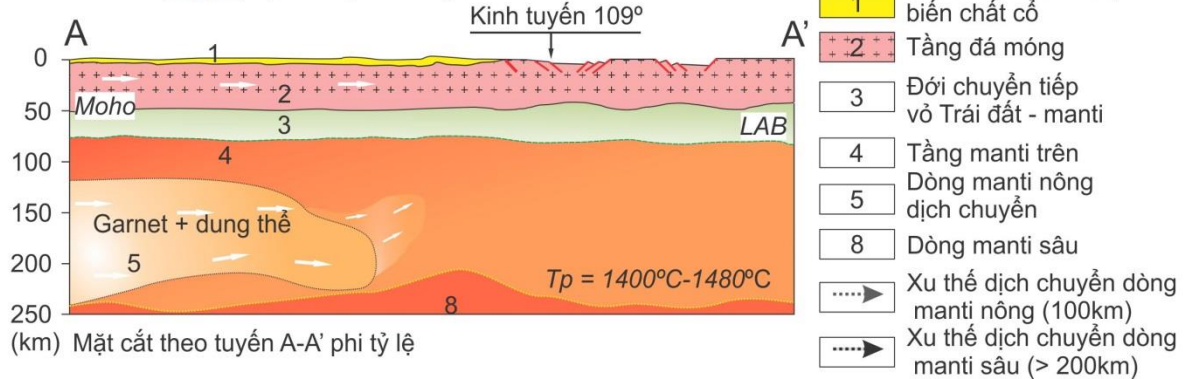
manti sâu đóng vai trò quan trọng trong quá trình mở biển và được thể hiện bởi đặc điểm cấu trúc vỏ Trái đất vùng Biển Đông. Trong nghiên cứu của Lê Đức Anh và nnk., 2017 [122] (kết quả nghiên cứu của luận án) các tác giả đã xác định trạng thái nhiệt manti khu vực Bắc Biển Đông giai đoạn này dao động khoảng  $T_p = 1380^{\circ}\text{C} - 1500^{\circ}\text{C}$  ( $T_p = 1500,49^{\circ}\text{C}$ , mẫu ZK05 tuổi 20.1 tr.năm), độ sâu nóng chảy khoảng 60km tương ứng với nguồn Ihezolit spinel. Trên sơ đồ Hình 4.7 có thể quan sát thấy xu thế dịch chuyển của dòng manti sâu đi qua vùng vỏ đại dương Biển Đông giai đoạn sớm, mặc dù có nhiều quan điểm về sự hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông giai đoạn này tuy nhiên trạng thái nhiệt manti cao độ sâu nguồn magma nguyên thủy khá nông (60km) thấp hơn đáng kể so với bề mặt độ sâu LAB ban đầu (khoảng 100km) là minh chứng rõ ràng về tác động của dòng lực manti lên kiến tạo vùng Biển Đông. Sự sụt giảm nhanh độ sâu bề mặt LAB đã làm thay đổi mật độ vật chất trong đới chuyển tiếp manti – vỏ Trái đất tạo thành các vòm đối lưu quy mô nhỏ và ứng suất cắt dọc [68,176,177]. Các yếu tố phát sinh đã thúc đẩy quá trình căng giãn hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông giai đoạn sớm.

Trong vùng nghiên cứu, vai trò của dòng lực manti được thể hiện thực sự vào giai đoạn Oligocen muộn – Miocen sớm khi biển đông lan truyền tách giãn về phía tây nam và sự mở rộng của bể Phú Khánh do sụt lún nhiệt. Trên mặt cắt địa chấn sâu (tomography) vào thời điểm hiện tại có thể quan sát thấy đới dị thường vận tốc truyền sóng có vận tốc 4,2km/s – 4,3km/s (Hình 4.4). Theo mô hình thạch học thực nghiệm, đới dị thường truyền sóng tương ứng với trường phân bố peridotit granat (đới dị thường số 6\_Hình 4.8). Độ sâu của trường phân bố dao động trong khoảng 110km – 120km, nông hơn nhiều so với hai đới dị thường truyền sóng nhiệt độ cao số 5 tương ứng với trường phân bố peridotit granat + dung thể (đới dị thường số 5\_Hình 4.8). Như đã lập luận, quá trình tách giãn thạch quyển trong giai đoạn tạo rift không hình thành nguồn magma, do đó trường phân bố peridotit granat (đới dị thường số 6) có thể được hình thành do được tách ra một phần từ hai trường peridotit granat + dung thể (đới dị thường số 5) và/hoặc do sự dâng lên của dòng manti sâu (độ sâu > 200km\_đới dị thường số 10) (Hình 4.8). Dưới tác động dâng lên của manti vào giai đoạn này bề dày thạch quyển vùng nghiên cứu bắt đầu bị vát mỏng, lớp vỏ Trái đất bị căng giãn gây mở rộng các bể trầm tích.

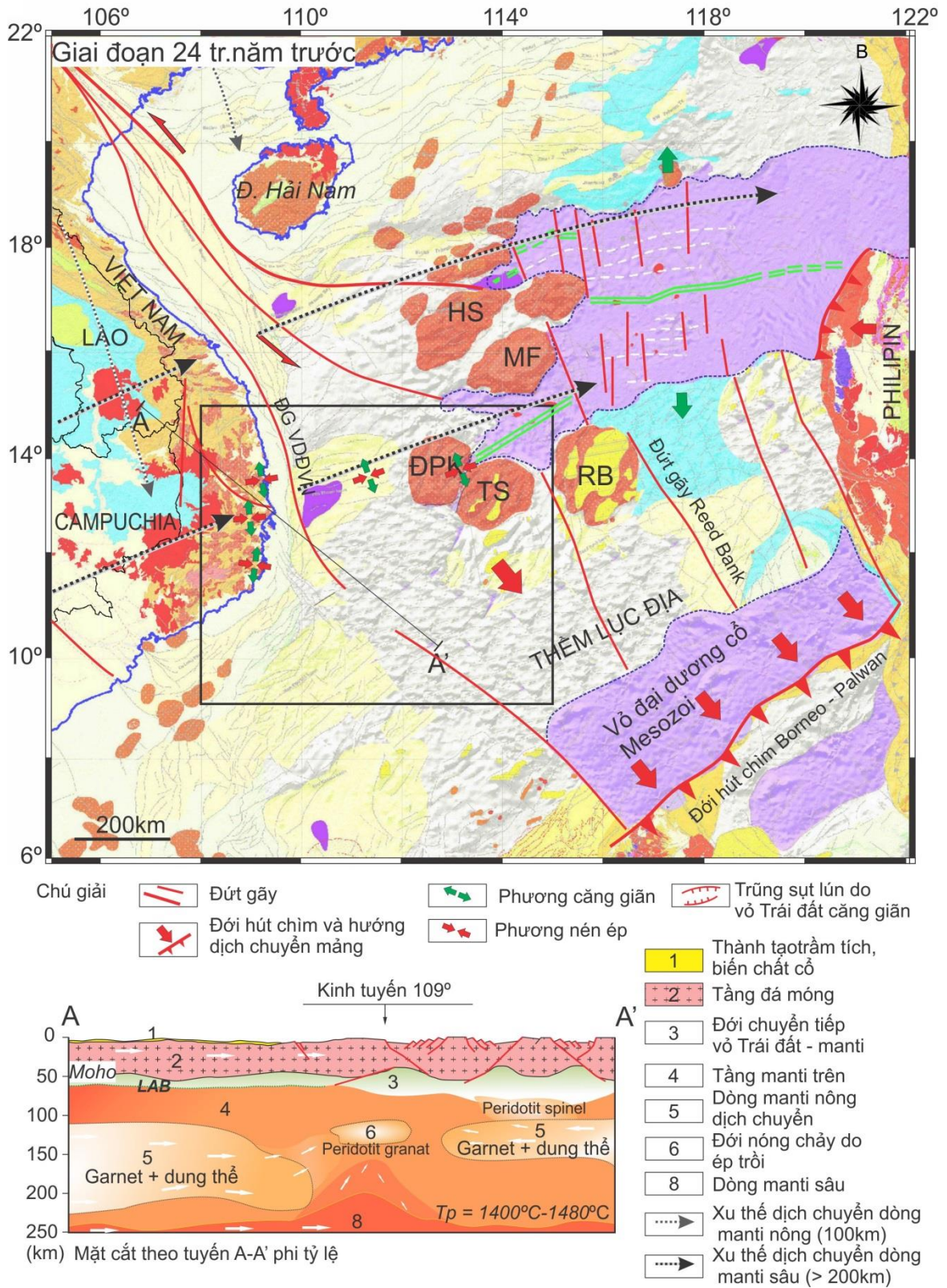


Chú giải

- Đứt gãy
- Phương căng giãn
- Trùng sụt lún do vỏ Trái đất căng giãn
- Đới hút chìm và hướng dịch chuyển mảng
- Phương nén ép



Hình 4. 7. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 32 tr.n. trước: giãn đáy hình thành vỏ đại dương mới



Hình 4. 8. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 24 tr.n. trước (cuối Oligocene)

#### ***4.2.4. Miocen sớm (khoảng 23 tr.n - 16 ±0.5 tr.năm) - Giai đoạn mở rộng lớp vỏ đại dương về phía thềm lục địa Việt Nam***

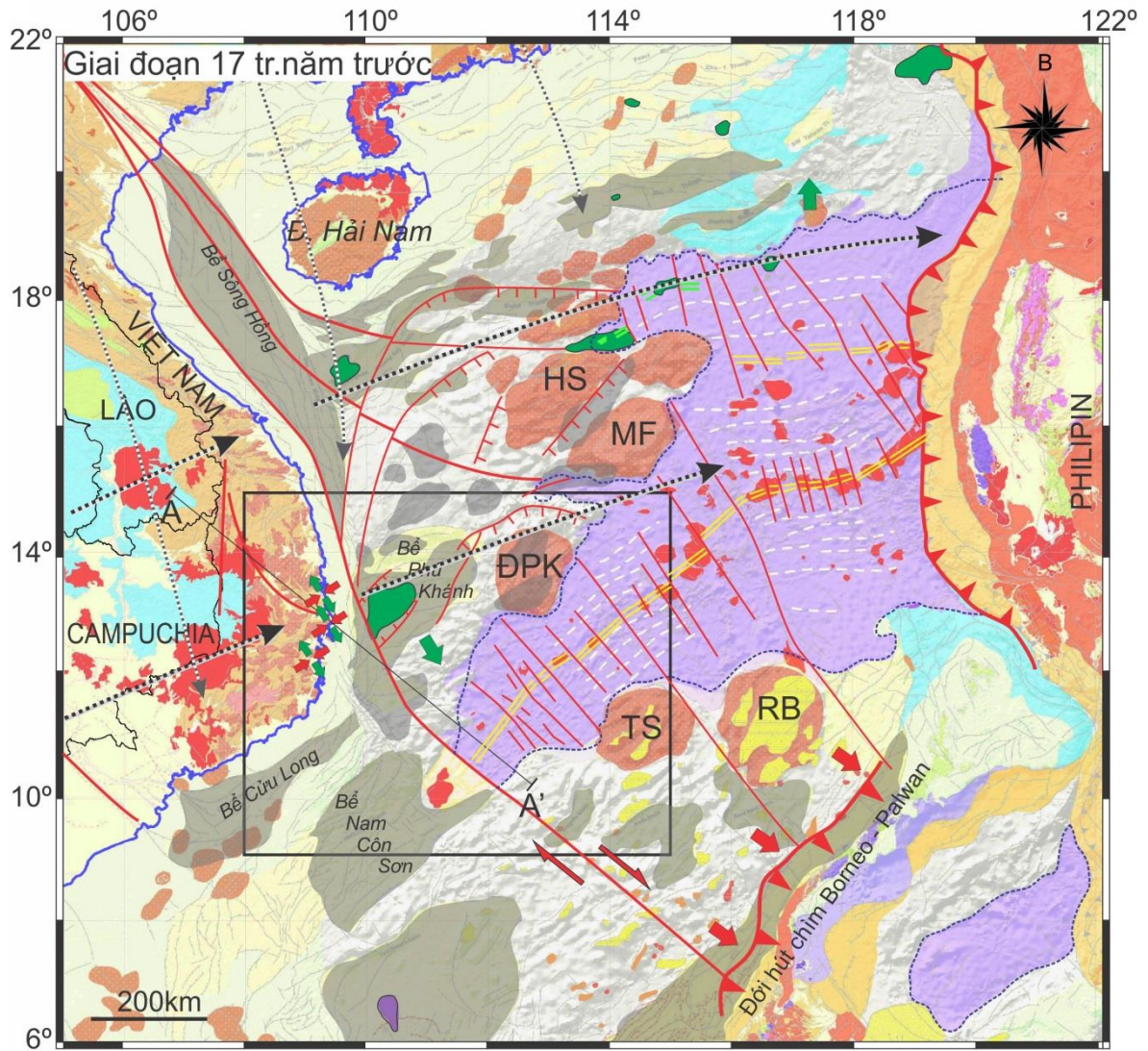
Vào giai đoạn Miocen sớm – giữa, mở Biển Đông lan truyền giãn đáy về phía TN, tiến sâu vào thềm lục địa Việt Nam (Hình 4.8, 4.9). Quá trình lan truyền giãn đáy kết thúc vào khoảng 16 ±0.5 tr.năm [1,2]. Các bể trầm tích trên rìa lục địa MTVN chuyển dần từ phương á vĩ tuyến sang phương ĐB -TN, với các tách giãn phương TB - ĐN rõ nét (Hình 4.9). Đồng thời giai đoạn này bắt đầu có sự tham gia của các đứt gãy xuyên vỏ là yếu tố khống chế sự mở rộng của bể trầm tích. Theo kết quả phân tích của luận án, trạng thái ứng suất khu vực trong giai đoạn này là nén ép phương đông bắc – tây nam và căng giãn theo phương tây bắc đông nam trùng với phương mở rộng của bể Phú Khánh và phương lan truyền trực tách giãn Biển Đông giai đoạn muộn (Hình 4.9).

Tại vùng trũng sâu Biển Đông, lớp vỏ Trái đất bị căng giãn và làm mỏng, và xuất lộ vỏ đại dương tiến về thềm lục địa Việt Nam (Hình 4.9). Như đã thảo luận, thạch quyển vùng Biển Đông căng giãn không đủ phát sinh lượng magma đủ lớn để hình thành lớp vỏ đại dương nên nguồn vật liệu chính được cung cấp bởi các dòng manti. Trên mặt cắt địa chấn Hình 4.4 quan sát thấy sự dâng lên của dòng manti sâu tại vùng trũng trung tâm. Mặt khác, tại phần manti nông xuất hiện hai đới dị thường vận tốc truyền sóng thấp (4,1 – 4,2km/s) và cao (4,5 – 4,6km/s). Đới vận tốc dị thường truyền sóng thấp ở độ sâu khoảng 120 - 150km có hình thái dạng dòng xâm nhập, đới dị thường truyền sóng cao ở độ sâu khoảng 60 – 90km tồn tại dưới dạng dạng phân đới cục bộ. Theo kết quả tính độ sâu nguồn magma nguyên thủy của bazan tại hai cột lỗ khoan sâu đại dương IODP khoảng 40 - 90km tương ứng trường phân bố peridotit spinel. Mặc dù trên tài liệu địa chấn thời điểm hiện tại có tách biệt độc lập các đới vận tốc truyền sóng, tuy nhiên các bằng chứng về địa hóa đồng vị, nguyên tố vết và đất hiếm cho thấy sự liên hệ của nguồn peridotit spinel (nguồn nông\_đới vận tốc truyền sóng cao) với nguồn peridotit granat + dung thể (sâu hơn\_đới vận tốc truyền sóng thấp). Theo kết quả nghiên cứu về đồng vị, hầu hết các bazan vùng Biển Đông phân bố trong trường dị thường Dupal [39,40,46]. Bên cạnh đó, trên đồ thị quy chuẩn về manti nguyên thủy, đường phân bố của một số bazan dọc trục tách giãn trũng Biển Đông có đường xu thế giảm dần từ nguyên tố không tương thích mạnh (Ba, Rb, Th, v.v.) qua nhóm nguyên tố có độ tương thích cao hơn (Sr) đến các nguyên tố đất hiếm. Đây là hình dạng điển hình của bazan đảo đại dương, thường được

xem là sản phẩm của quyển mềm, là nguồn giàu nguyên tố vết và nguyên tố chính (giàu Fe, Ca và tổng kiềm). Một số mẫu có hàm lượng đất hiếm nặng thấp tương đồng với bazan thềm lục địa và Tây Nguyên. Điều này có nghĩa là nguồn bazan có thể là peridotit granat có xu hướng giữ lại đất hiếm nặng trong thể sót khác với nguồn peridotit spinel (nặng hơn nguồn có granat), không có xu hướng lưu giữ các nguyên tố đất hiếm nặng [46].

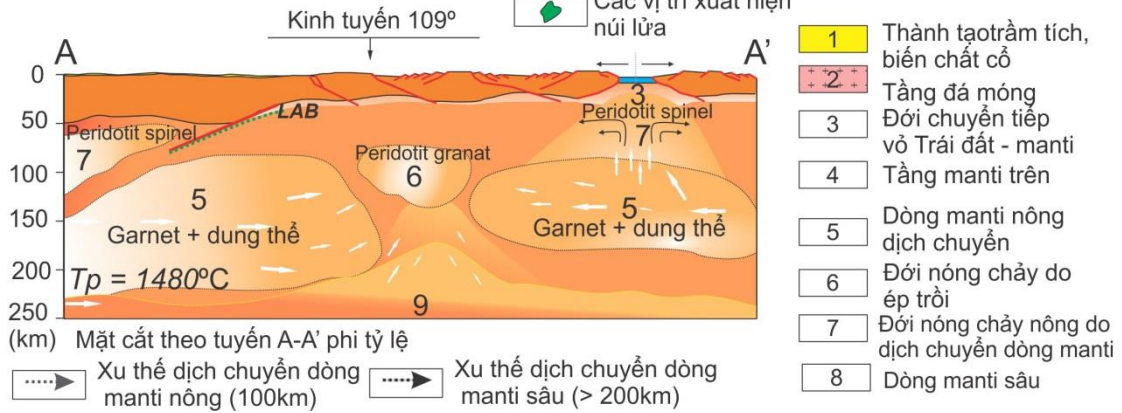
Trong vùng nghiên cứu, vai trò của động lực manti đối với tiến hóa kiến tạo được thể hiện trên các tài liệu địa chấn và địa hóa bazan. Tài liệu địa chấn dầu khí từ các công trình công bố cho thấy sự xuất hiện của các đứt gãy xuyên vỏ không chế sự mở rộng của bể trầm tích đồng thời tại vùng trung tâm bể lớp vỏ Trái đất bị vát mỏng và căng giãn [6,27]. Trên mặt cắt địa chấn sâu tomography (Hình 4.4) có thể thấy mối liên hệ của đới dị thường vận tốc truyền sóng 4,2 – 4,3km/s tại phần dưới thềm lục địa Việt Nam hình thành bởi sự xâm nhập và ép trôi từ đới dị thường truyền sóng thấp (vận tốc 4,1-4,2km/s). Theo kết quả của luận án, độ sâu nguồn magma nguyên thủy tại thềm lục địa Việt Nam dao động trong khoảng từ 45 -80km tương ứng đới dị thường vận tốc truyền sóng 4,2 – 4,3km/s. Trên biểu đồ nhận dạng xu thế giảm dần từ nguyên tố không tương thích mạnh qua nhóm nguyên tố có độ tương thích cao hơn đến các nguyên tố đất hiếm là hình dạng điển hình của bazan đảo đại dương nguồn magma giàu nguyên tố vết và nghèo đất hiếm nặng. Kết quả này cho thấy chúng được xuất phát từ nguồn peridotit granat (Hình 4.4, 4.9).

Như vậy, nguồn magma nguyên thủy vùng trũng sâu Biển Đông và thềm lục địa Việt Nam có thể đều được bắt nguồn từ một nguồn ban đầu có độ sâu khoảng 120 – 200km tương ứng với trường peridotit granat + dung thể. Tuy nhiên, dưới ảnh hưởng của chế độ động lực khi các dòng manti dịch chuyển (phản ánh thông qua sự thay đổi áp suất, độ sâu thành tạo, trạng thái nhiệt) đã ảnh hưởng trực tiếp tới bối cảnh kiến tạo vùng Biển Đông giai đoạn từ 23 tr.năm - 16 ±0.5 tr.năm trước. Một mặt chúng hình thành nguồn magma peridotit spinel là nguồn cung hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông, mặt khác nguồn magma peridotit granat (quy mô nhỏ hơn) gây sụt lún, vát mỏng và căng giãn vỏ Trái đất vùng thềm lục địa Nam Trung Bộ (Hình 4.9).



Chú giải

- Đứt gãy
- Phương căng giãn
- Trùng sụt lún do vỏ Trái đất căng giãn
- Đới hút chìm và hướng dịch chuyển mảng
- Phương nén ép
- Vị trí các đới sụt lún
- Các vị trí xuất hiện núi lửa



Hình 4. 9. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 16 ± 1 tr.n. trước. Nguồn: Nguyễn Văn Tuấn (2010)



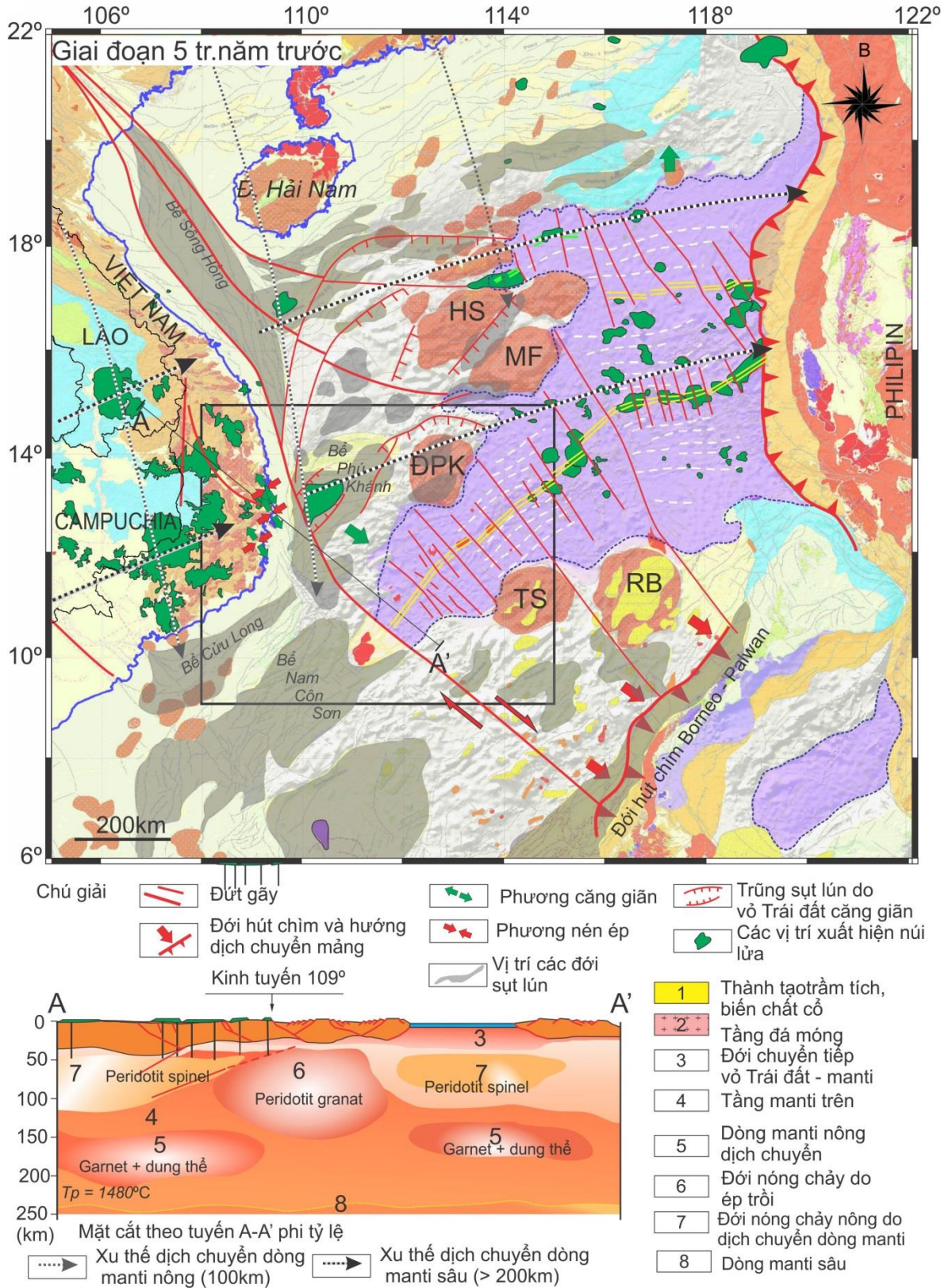
#### ***4.2.5. Miocen giữa - Pliocen (từ 16±0,5 trn đến 5 tr.năm): Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa hình thành lớp phủ nền***

Giai đoạn Miocen giữa - Pliocen (từ 16±0,5 trn đến 5 tr.năm) các hoạt động kiến tạo chính khu vực Đông Nam Á về cơ bản đã ngừng hoạt động. Vào thời điểm này Biển Đông ngừng tách giãn, sự chuyển dịch của mảng, vi mảng dọc theo các đứt gãy lớn cũng ngưng nghỉ [1,2,3]. Các sự kiện kiến tạo ghi nhận được chủ yếu mang tính địa phương, cục bộ như nghịch đảo kiến tạo phía bắc Bể Sông Hồng, trượt bằng căng giãn phương ĐB-TN tại cao nguyên Vân Hòa... [22,23,156,157,164]. Theo kết quả luận án vào giai đoạn này vùng nghiên cứu chịu ảnh hưởng của ứng suất phương ĐB – TN chuyển dần sang bắc, tây bắc – nam, đông nam.

Mặc dù các biểu hiện dịch chuyển ngang của mảng, vi mảng, khối cấu trúc địa chất chỉ mang tính địa phương và cục bộ, tuy nhiên quá trình nâng hạ kèm theo phun trào bazan diễn ra phổ biến tại các bể trầm tích trên thềm lục địa Việt Nam, khu vực Nam Trung Bộ, Tây Nguyên và một số nước như Lào, Campuchia, Thái Lan. Điều này cho thấy động lực manti đóng vai trò chủ đạo, chi phối quá trình tiến hóa kiến tạo giai đoạn Miocen giữa – Pliocen khu vực Đông Nam Á. Theo mô hình dòng chảy manti của tác giả Jolivet và nnk (2018) [56], trong trường hợp vận tốc dịch chuyển dòng manti nông (ở độ sâu khoảng 100km) là 5cm/năm thì thời điểm này dòng manti bắt đầu phủ kín toàn bộ tầng manti trên khu vực đông Nam Á và thềm lục địa Việt Nam (Hình 4.10).

Trong vùng nghiên cứu, vai trò của động lực manti được thể hiện rõ qua các tài liệu địa chấn sâu và địa hóa bazan. Như đã thảo luận trong nội dung nghiên cứu trên, vào giai đoạn Eocen-Oligocen-Miocen sớm các thành tạo trầm tích trong bể Phú Khánh là các thành tạo đầm hồ, sông, suối và biển nông, cuối Miocen sớm đầu Miocen giữa ở đây còn phát triển khá mạnh các thành tạo ám tiêu san hô, minh chứng cho môi trường biển nông. Tuy nhiên từ Miocen giữa (khoảng 16-17 tr.năm trước) môi trường trầm tích tại bể Phú Khánh có các thay đổi căn bản, chuyển hẳn sang môi trường biển sâu [26]. Theo tài liệu dao động mực nước biển của Haq và nnk (1988) [170] đường cong dao động mực nước đại dương thế giới thì vào giai đoạn 17-14 tr.năm trước mực nước đại dương thế giới trung bình là +140m và không hề có sự tăng cao nào đáng kể, mà ngược lại chủ yếu hạ thấp dần. Như vậy, sự thay đổi khá nhanh chuyển từ môi trường biển nông sang môi trường biển sâu phải do quá trình kiến tạo gây sụt lún vỏ Trái đất. Theo kết quả luận án,

độ sâu nguồn magma tại ven biển Quảng Ngãi và Phú Yên dao động trong khoảng từ 40 – 80km tương ứng với trường phân bố peridotit spinel có thể được bắt nguồn từ trường peridotit granat. Trên biểu đồ nhện biểu diễn kết quả phân tích đất hiếm quy chuẩn về chondrit cho thấy bazan vùng nghiên cứu có xu thế khá dốc từ đất hiếm nhẹ (La đến Nd) đến đất hiếm nặng (Ho đến Lu) và nguyên tố vết quy chuẩn nguồn manti nguyên thủy xu thế dốc từ các nguyên tố không tương thích mạnh giảm dần qua nhóm nguyên tố có độ tương thích cao hơn đến các nguyên tố đất hiếm. Đây là hình dạng điển hình của bazan đảo đại dương, thường được xem là sản phẩm của quyển mềm, là nguồn giàu nguyên tố vết và nguyên tố chính. Có thể chia bazan giai đoạn này thành hai giai đoạn (15,5 – 8,5tr.năm) và (7,5 – 4,5 tr.năm) tương ứng với hàm lượng đất hiếm nặng cao và thấp. Đáng lưu ý, khi đối sánh thành phần đất hiếm nặng giữa vùng lục địa và trũng Biển Đông thì tại ven biển và thềm lục địa có khoảng biến đổi rộng, từ thấp đến cao hơn so với trũng Biển Đông (nguồn peridotit spinel). Điều này có nghĩa nguồn magma nguyên thủy của bazan vùng nghiên cứu có thể được xuất phát từ peridotit granat có xu hướng giữ lại đất hiếm nặng trong thể sót. Trên mặt cắt Hình 4.10 cho thấy sự mở rộng của nguồn Peridotit granat (đới số 6) đánh dấu sự dâng lên mạnh mẽ của manti kèm theo là sự thay đổi đột ngột bề dày đới chuyển tiếp manti – thạch quyển (LAB). Sự thay đổi đột ngột này đã phát sinh ứng suất cắt dọc làm lớp vỏ Trái đất thềm lục địa Nam Trung bộ bị sụt lún nhanh kèm theo phun trào núi lửa. Tại khu vực Tây Nguyên, hoạt động phun trào núi lửa tạo nên diễn ra rộng khắp, bazan chủ yếu là tholeit đến á kiềm với độ sâu nguồn magma trong khoảng 40-50km tương ứng với trường phân bố peridotit spinel có nguồn gốc là dòng manti nóng (độ sâu khoảng 100km) bị ép trôi và dịch chuyển từ Himalaya về vùng nghiên cứu (Hình 4.10) [40,44,56]. Về cơ bản, có thể xem hoạt động của magma giai đoạn này tại Đông Nam Á và thềm lục địa là quá trình giải phóng năng lượng của dòng manti nóng xâm nhập và ép trôi.



Hình 4. 10. Bối cảnh kiến tạo - Địa động lực Biển Đông giai đoạn 5tr.n. trước. Hoạt động phun trào núi lửa giai đoạn sớm tại thềm lục địa và ven biển Nam Trung Bộ

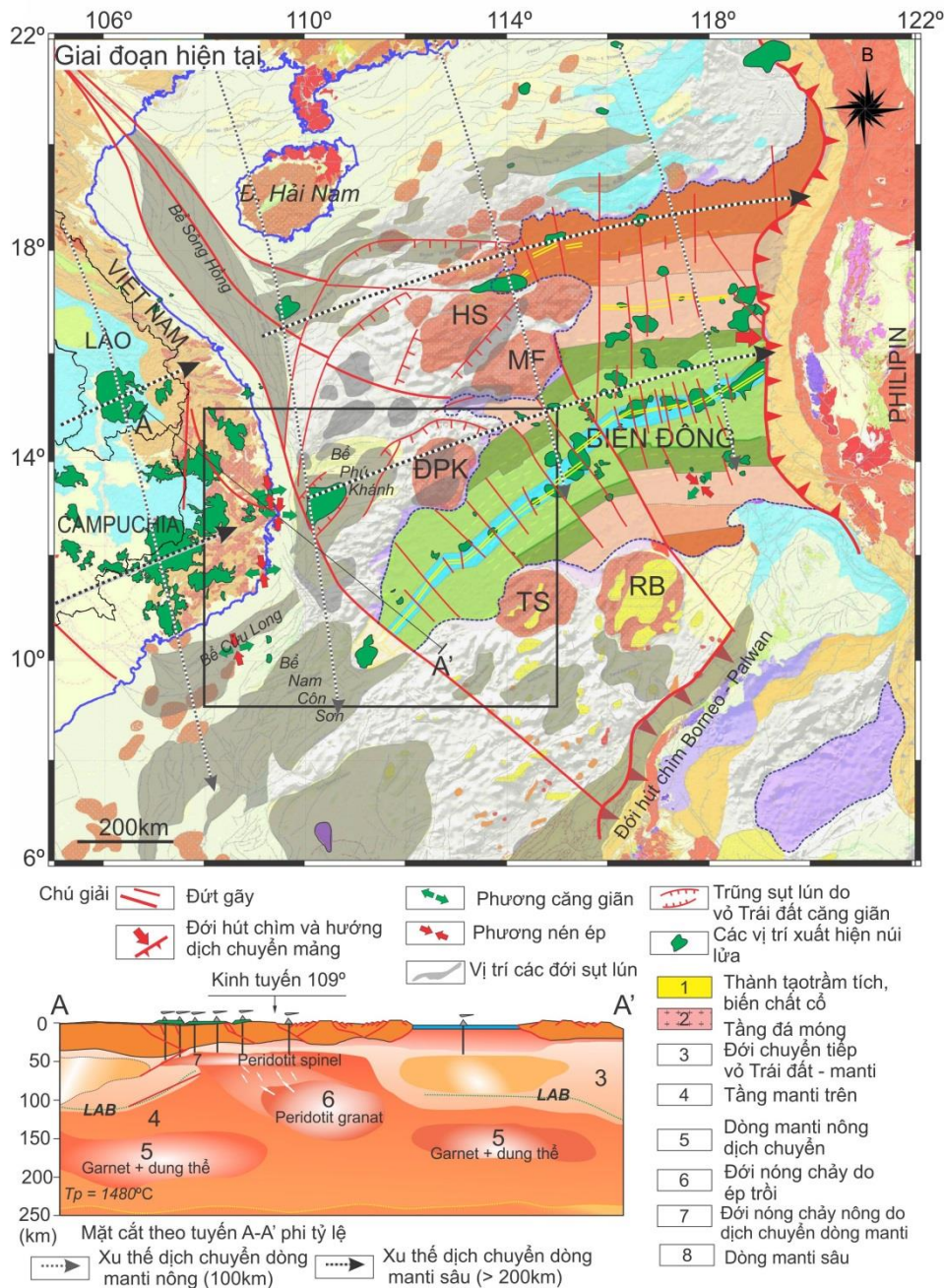
#### **4.2.6. Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ (5 tr.năm - 0 tr.năm) - Giai đoạn sau tách giãn với hoạt động phun trào núi lửa đơn**

Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ, hoạt động kiến tạo khu vực Đông Nam Á tương đối bình ổn do các sự kiện kiến tạo chính của khu vực đã ngưng nghỉ trước đó. Sự khác biệt lớn nhất của giai đoạn này với giai đoạn liền trước là sự kết thúc của quá trình nâng, hạ kiến tạo và phun trào bazan dạng phủ nền do ảnh hưởng dịch chuyển và ép trôi của dòng manti nông (ở độ sâu khoảng 100km) ở thềm lục địa Nam Trung Bộ, tây Nguyên và một số nước Đông Nam Á. Trên tài liệu địa chấn dầu khí, bề bầy tầng trầm tích Miocen muộn tương đối bình ổn, phát triển trên đó chủ yếu là các đứt gãy trẻ, gián đoạn mang tính địa phương phát triển trên nền các đới đứt gãy trước đó [6,26,162,167,173]. Theo kết quả luận án vào giai đoạn này vùng nghiên cứu chịu ảnh hưởng của ứng suất phương bắc, tây bắc – nam, đông nam.

Trong vùng nghiên cứu, vai trò của động lực manti đối với tiến hóa kiến tạo giai đoạn này được thể hiện bởi hoạt động phun trào bazan dưới dạng các núi lửa đơn phân bố dọc theo trục giãn đáy Biển Đông; thềm lục địa, ven biển Nam Trung Bộ và Tây Nguyên. Theo kết quả của luận án, lượng dung thể magma giai đoạn này tương đối nhỏ chủ yếu là bazan kiềm đến á kiềm kiểu đảo đại dương nguồn giàu và khá nguyên thủy. Tại tất cả các vị trí gần hõng núi lửa đều xuất hiện các bao thể siêu mafic manti có kích thước khác nhau, trong một số bao thể tại Phú Quý, Lý Sơn có xuất hiện Granat. Độ sâu nguồn magma dao động trong khoảng 70-80km, đặc biệt bazan giai đoạn này có hàm lượng đất hiếm nặng thấp đến rất thấp so với bazan trũng Biển Đông và bazan hình thành trước đó. Mặc dù độ sâu nguồn magma khá nông, tuy nhiên các đặc điểm địa hóa cho thấy chúng được hình thành từ nguồn Peridotit granat (Hình 4.11).

Trên mặt cắt Hình 4.11 cho thấy đặc điểm cấu trúc sâu vùng nghiên cứu giai đoạn 5tr.n đến hiện tại. Tại vùng trũng Biển Đông, trong đới chuyển tiếp manti – thạch quyển quá trình giảm áp hạ nhiệt diễn ra nhanh chóng hình thành đới vật chất có vận tốc truyền sóng cao (4,5 – 4,6km/s) kèm theo đó là sự hạ thấp của bề mặt ranh giới LAB xuống khoảng 100km. Sự hạ thấp nhiệt độ nhanh chóng và gia tăng chiều dày đới chuyển tiếp manti – thạch quyển đã làm lớp manti trên không sản sinh đủ lượng dung thể magma để hình thành lớp vỏ đại dương mới. Đây có thể được xem là một trong những nguyên nhân Biển Đông ngừng tách giãn. Bên cạnh đó, hoạt động phun trào núi lửa đơn chủ yếu được

xuất phát từ nóng chảy nguồn peridotit granat hình thành do sự ép trôi manti từ dưới sâu. Điều này được xác nhận thông qua đặc điểm địa hóa của mẫu bazan tại thềm lục địa và ven bờ Nam Trung Bộ. Bên cạnh đó, trên mặt cắt địa chấn sâu (tomography) Hình 4.4 cũng cho thấy sự chuyển tiếp dạng ép trôi và xâm nhập vào vùng lục địa Nam Trung Bộ của đới vật chất có vận tốc truyền sóng 4,2 – 4,3 km/s. Tóm lại, giai đoạn này chế độ động lực manti mang đặc điểm giải phóng năng lượng tàn dư của giai đoạn kiến tạo Miocen giữa - Pliocen trước đó.



Hình 4. 11. Tình trạng Biển Đông giai đoạn hiện nay

## KẾT LUẬN

Hoạt động kiến tạo Kainozoi vùng nghiên cứu chịu sự tác động mạnh mẽ và mang tính quyết định từ quá trình va chạm của mảng Ấn Độ vào mảng Âu Á. Quá trình này không những gây ra các chuyển dịch dọc theo các đứt gãy khu vực lớn mà còn phát sinh các dòng manti (mantle flow), thúc đẩy sự tách giãn ở rìa đông lục địa Âu Á, góp phần hình thành các biển rìa tại Tây Thái Bình Dương và quyết định bình đồ cấu trúc - kiến tạo khu vực Đông Dương và Biển Đông ngày nay. Theo kết quả đạt được của luận án, NCS có những kết luận như sau:

1) Chế độ động lực manti bao gồm nhiệt độ, áp suất nóng chảy tầng phân và chế độ nhiệt manti trên. Ở thời điểm xảy ra nóng chảy, nhiệt độ manti trên trong khu vực nghiên cứu lớn hơn  $1400^{\circ}\text{C}$ , cao hơn nhiệt độ trung bình của manti toàn cầu khoảng  $120^{\circ}\text{C}$ .

2) Nhiệt độ manti cao trong khu vực là động lực chính gây ra nóng chảy ở manti trên, trong khi sự căng giãn thạch quyển trong khu vực  $\beta\text{m}$  chỉ dao động từ 2,04 – 2,13, không đủ gây nóng chảy giảm áp hình thành magma. Kết quả này cho thấy sự tăng cao trạng thái nhiệt manti là cơ chế chính hình thành lớp vỏ đại dương Biển Đông và các thành tạo bazan Kainozoi.

3) Quá trình tiến hóa kiến tạo khu vực Nam Trung Bộ và kế cận chịu sự tác động mạnh mẽ của các trường ứng suất kiến tạo với nguồn lực chính là sự tương tác giữa các mảng thạch quyển lớn trong khu vực. Tuy nhiên biến dạng thạch quyển do tương tác mảng không đủ để hình thành lượng dung thể nóng chảy của các lò magma hình thành nên lớp vỏ đại dương Biển Đông và cung cấp cho hoạt động núi lửa giai đoạn Kainozoi muộn trên thềm lục địa và ven biển Nam Trung Bộ.

4) Các bằng chứng địa chất đạt được trong nghiên cứu này cho thấy cần phải phân chia chi tiết, cụ thể hơn đối với các giai đoạn magma - kiến tạo sau thời gian 16 tr.năm. Theo đó vùng nghiên cứu trải qua 6 giai đoạn hoạt động magma - kiến tạo bao gồm: 1) Trước Eocen giữa ( $> 45$  tr.năm), giai đoạn trước tách giãn; 2) Eocen giữa – Oligocen sớm (45 - 33 tr.năm), giai đoạn tách giãn; 3) Oligocen sớm - Oligocen muộn (33 – 23 tr.năm), 4) Miocen sớm – giữa (khoảng 23 tr.năm -  $16\pm 0,5$  tr.năm), giai đoạn mở rộng lớp vỏ đại dương tiến vào thềm lục địa Việt Nam, 5) Miocen giữa - Pliocen (từ  $16\pm 0,5$  tr.năm đến 5 tr.năm): Giai đoạn sau tách giãn kèm hoạt động phun trào núi lửa theo khe nứt (phủ tràn) hình thành lớp phủ nền, 6) Giai đoạn Pliocen – Đệ Tứ (5 tr.n - 0 tr.năm) - Giai đoạn sau tách giãn đặc trưng bởi hoạt động phun trào núi lửa đơn nguồn.

## TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Briais, A., Patriat, P., Tapponnier, P., 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia. *Journal of Geophysical Research*, 98, 6299-6328.
2. Li, C.F., Lin, J., Kulhanek, D.K., Williams, T., Bao, R., Briais., A., Brown, E.A., et al. 2015. “Expedition 349 summary”. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program Volume 349*.
3. Tapponnier P., Peltzer G., et al 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. In: *Geology* v. 10; no. 12; p.611 – 616.
4. Ph.V Phách, L.Đ Anh, B.C Quê, T.V Khá, 2020. Bản đồ cấu trúc vỏ Trái đất vùng biển Nam Trung Bộ và lân cận. Kết quả nghiên cứu Đề tài KC09.07/16-20. Lưu trữ Viện Địa chất và Địa vật lý biển.
5. Hayes, D.E., Nissen, S.S., 2005. The South China Sea margins: Implications for rifting contrasts. *Earth Planet Sci. Lett.*, 237, pp. 601-616
6. Savva, D., Meresse, F.,M. Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Lavier L., Wong Po, K., Franke, D., Steuer, S., Sapin, F., Auxietre, J.L., Lamy, G., 2016. Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. *Tectonophysics* 608, 72–83.
7. Nguyễn Xuân Tùng và Trần văn Trị., 1992. Thành hệ địa chất và Địa động lực Việt Nam. Sách chuyên khảo, 275 trang.
8. Nguyễn Xuân Bao (Chủ biên), 2001. Báo cáo Kiến tạo và sinh khoáng Nam Việt Nam. Lưu trữ ĐC. Hà Nội.
9. Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk., 2009. Địa chất và Tài nguyên Việt Nam. Sách chuyên khảo, 590 trang.
10. Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds.). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., 19 :115-157.
11. Hall, R., 1996. Reconstructing Cenozoic SE Asia. *Tectonic evolution of Southeast Asia*. In: *Journal Article* p.153-184.
12. Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. In: *Journal of Asian Earth Sciences*. 20(4): p. 353-431.
13. Huchon P., Le Pichon X., Rangin C., 1994. Indochina peninsula and the collision of India and Eurasia. In: *Geology*. 22, 1994.
14. Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier .P., Scharer, U., Dalai, Z., Xiaohan, .L., Liangshang, .Z., Shaocheng, J., Trinh, P.T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics* 251, 3-84.
15. Leloup P.H, R. Lacassin, P. Tapponnier, T. M. Harrison., 2001. Comment on “Onset timing of left-lateral movement along the Ailao Shan-Red river shear zone: 40Ar/ 39Ar dating constraint from the Nam Dinh area, northeastern Vietnam” by Wang et al., 2000. In: *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 281–292.

16. Holloway, N.H., 1981. The North Palawan Block, Philippines: its relation to the Asian Mainland and its role in the evolution of the South China Sea. *Geol. Soc. Malaysia, Bulletin*. 14, 19-58.
17. Taylor, B., Hayes D. E., 1983. Origin and history of the South China Sea basin. In D. E. Hayes, ed., *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands II: American Geophysical Union Geophysical Monograph*, v. 27, p. 23-56.
18. Li L., Clift P.D., Stephenson R., Nguyen T.H., 2014. Non-uniform hyper-extension in advance of seafloor spreading on the Vietnam continental margin and the SW South China Sea. *Basin Research* 26, 106-134.
19. Liu W.N., Li C.F., Li J., Fairhead, D., Zhou, Z., 2014. Deep structures of the Palawan and Sulu Sea and their implications for opening of the South China Sea. *Mar Petrol Geol* 58:721–735.
20. Morley, C.K., 2002. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike–slip faults and rift basins in SE Asia. In: *Tectonophysics* 347, 189-215.
21. Morley, C.K, 2007. Variations in late Cenozoic – Recent trike – slip and oblique – extensional geometries, within Indochina: The influence of pre-existing fabric. *Journal of structural Geology* 29, 36-58.
22. Rangin, C., Huchon, P., Le Pichon, X., Bellon, H., Lepvrier, C., Roques, D., Nguyen, D.H. and Phan, V.Q., 1995a. Cenozoic deformation of central and south Vietnam. *Tectonophysics* 251, 179-196.
23. Rangin C., Klein M., Roques D., Le Pichon X., Le Van Trong., 1995b. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Viet Nam. *Tectonophysics*, 243, 209-222.
24. Roques D., Ragin C., Huchon P., 1997. Geometry and sence of motion along the Vietnam contineltal margin: onshore/ofshore Danang area. *Bull. Soc. Geol. France*; 168/4: 413-422.
25. Vuong, N.V., Hoai, L. T. T., 2019. Cenozoic Paleostress Evolution in South Central Vietnam: Implication for Changing Dynamics of Faulting along the Eastern Indochina Continental Margin, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 185, 2019, pp. 104006
26. Fyhn, M.B.W., Boldreel, L.O., Nielsen, L.H., 2009b. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implication for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism. *Tectonophysics* 478 (2009), 184–214.
27. Franke, D. 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology* 43, 63-87.
28. Franke, D., Savva, D., Pubellier, M., Steuer .S., Mouly, B., Auxietre, J.L., Meresse, F., Chamot-Rooke, N., 2013. The final rifting evolution in the South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* xxx, 1-17.
29. Allen, P. A., Allen, J.R. 1990. *Basin analysis (Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications. Oxford London. 451pp.
30. Đỗ Bạt, Nguyễn Dịch Dỹ, Phan Huy Quỳnh, Phạm Hồng Quế, Nguyễn Quý Hùng, Đỗ Việt Hiếu. Địa tầng các bể trầm tích Cenozoic Việt Nam. *Địa chất và Tài nguyên Dầu khí Việt Nam*. Nhà xuất bản Khoa học và Kỹ thuật. 2007: trang 141 - 181.
31. Đ. Bạt., P.H Quế., C.Đ Quang., Đ.V Hiếu., 2018. Địa tầng trầm tích Đệ Tam bể Phú Khánh thêm lục địa Việt Nam. *Tạp chí Dầu khí*, số 3 tr.28-31. – 2018.



32. Nguyễn Văn Trang (Chủ biên), 1996. Địa chất và khoáng sản loạt từ Huế - Quảng Ngãi. Thuyết minh Bản đồ ĐC&KS loạt từ Huế - Quảng Ngãi 1:200.000. Cục Địa chất VN, Hà Nội.
33. Huỳnh Trung, Nguyễn Xuân Bao, 1980. Các giai đoạn hoạt động macma - kiến tạo chủ yếu ở miền Nam Việt Nam dựa trên cơ sở tổng hợp các số liệu về tuổi tuyệt đối. Tt báo cáo HNKH ĐC kỷ niệm 25 năm ngành ĐCVN, tr. 30-31. Hà Nội.
34. Trần Tính (Chủ biên), 1997. Địa chất và khoáng sản loạt từ Kon Tum - Buôn Ma Thuột. Thuyết minh loạt từ Bản đồ ĐC&KS Kon Tum - Buôn Ma Thuột 1:200.000. Cục ĐC&KS VN, Hà Nội.
35. Bùi Minh Tâm., 2009. Các tổ hợp núi lửa Mesozoi muộn rìa lục địa tích cực Đà Lạt. Trong chuyên khảo: “Địa chất và Tài nguyên Việt Nam”; tác giả Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk xuất bản năm 2009. Tr. 279-288.
36. Trần Trọng Hòa và nnk., 2005. Hoạt động magma nội mảng lãnh thổ Việt Nam và khoáng sản liên quan, Báo cáo tổng kết đề tài hợp tác theo nghị định thư, Bộ khoa học và Công nghệ.
37. Tạ Thị Thu Hoài, 2011. Lịch sử phát triển biến dạng Mesozoi muộn - Kainozoi bồn trũng Cửu Long và lục địa kề cận và mối liên quan với hệ thống dầu khí. Tóm tắt luận án tiến sĩ kỹ thuật.
38. Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.Y., Tu K., Xie G., 1992. Magmatism in the South China Basin, 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China. *Chemical Geology* 97, 65-87.
39. Flower, M.F.J., Tamaki, K., Hoang, N., 1998. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the WPAC. In: Flower, M.F.J., Chung, S.L., Lo, C.H. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in east Asia*, Geodynamics Series, vol. 27. American Geophysical Union, pp. 67–88.
40. Hoang, N., Flower, M.F.J., Carlson, R.W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4329–4351.
41. Hoang, N., Flower, M.F.J., Chi, C.T., Xuan, P.T., Quy, H.V., Son, T.T., 2013. Collision induced basalt eruptions at Pleiku and Buôn Mê Thuot south-central Viet Nam. *J. Geodyn.* 69, 65–83.
42. Hoang N, Shinjo R, La T.P, Le D.A, Tran T.H, Pécskay Z, Dao T.B, 2019. Pleistocene basaltic volcanism in the Krông Nô area and vicinity, Dac Nong Province (Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences*, 181
43. Lee, T.-Y., Lo, C.-H., Chung, S.L., Wang P.L., Cung, T.C., Hoang, N., Chen, C.Y., Lin, W.P., and Yem, N.T., 1998.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Result of Neogene Basalts in Vietnam and its Tectonic Implication. In M. Flower, et al. (eds.) "Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia", AGU Geodynamic Series vol. 27, 317-330.
44. Hoang, N., Flower, M.F.J., 1998. Petrogenesis of Cenozoic bazans from Vietnam: implication for origins of a diffuse igneous province. *J. Petrol.*, 39, 369-395.
45. Phạm Tích Xuân., Nguyễn 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.

46. 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.
47. An, A-R., Choi, S.H., Yu, Y., Der-Chuen Lee, D-C., 2016. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam. *Lithos* 272–273, 192–204.
48. Yan, Q., Xuefa, Shi., Paterno, R.C., 2014. The late Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: A petrologic perspective. *Journal of Asian Earth Sciences* 85, 178–201.
49. Wang X.-C., Li X.-H., Li J., Liu Y., Long W.G., Zhou J.B., Wang F.T., 2012. 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, 177–233
50. Ho K.S., Chen J-C., Juang W-S., 2000. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China. *J. Asian Earth Sci.* 18, 307-324.
51. Huchon, P., Nguyen, T.N.H., Chamot-Rooke, N., 1998. Finite extension across the South Vietnam basins from 3D gravimetric modelling: relation to South China Sea kinematics. *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 619–634.
52. Nguyễn Văn Vượng., Vũ Văn Tích., N.Đ Chính., H.H Hiệp., 2004. Quá trình biến dạng và tiến hóa địa động lực đới đứt gãy Sông Hồng và ý nghĩa của chúng trong mối tương tác giữa mảng Nam Trung Hoa và mảng Đông Dương. Sách chuyên khảo: "Đới đứt gãy Sông Hồng – Đặc điểm Địa Động lực, sinh khoáng và tai biến thiên nhiên. Tr 75-103. NXB: Khoa học và kỹ thuật.
53. Conrad, C., Lithgow-Bertelloni, C. 2002. How Mantle Slabs Drive Plate Tectonics. *Science*, 298, 207-209. <https://doi.org/10.1126/science.1074161>.
54. Faccenna, C., Becker, T. W., Conrad, C. P., & Husson, L. (2013). Mountain building and mantle dynamics. *Tectonics*, 32(1), 80–93.
55. Husson, L., Conrad, C. P., & Faccenna, C. (2012). Plate motions, Andean orogeny, and volcanism above the South Atlantic convection cell. *Earth Planetary Science Letters*, 317–318, 126–135.
56. Jolivet, L., Faccenna, C., Becker, T., Tesauro, M., Sternai, P., Bouilhol, P. 2018. Mantle Flow and Deforming Continents: From India-Asia Convergence to Pacific Subduction. *Tectonics*, 37, 2887–2914.
57. Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., & Jingsui, Y. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547), 1671–1677.
58. Kimura, G., & Tamaki, K. (1986). Collision, rotation and back arc spreading: The case of the Okhotsk and Japan seas. *Tectonics*, 5(3), 389–401.
59. Jolivet, L., Tamaki, K., & Fournier, M. 1994. Japan Sea, opening history and mechanism, a synthesis. *Journal of Geophysical Research*, 99(B11), 22237–22259.
60. Royden, L. H., Burchfiel, B. C., & van der Hilst, R. D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 321(5892), 1054–1058.
61. Dewey, J. F., Cande, S., Pitman, W. C. I. 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 82, 717–734.

62. Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P. H., Schärer, U., Dalai, Z., Haiwei, W., et al. (1990). The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343(6257), 431–437.
63. Van Hinsbergen, D. J. J., Kapp, P., Dupont-Nivet, G., Lippert, P. C., DeCelles, P. G., & Torsvik, T. H. (2011). Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India. *Tectonics*, 30, TC5003.
64. Bouilhol, P., Jagoutz, O., Hanchar, J. M., & Dudas, F. O. 2013. Dating the India–Eurasia collision through arc magmatic records. *Earth and Planetary Science Letters*, 366, 163–175.
65. Jolivet, L., Faccenna, C., d'Agostino, N., Fournier, M., Worrall, D. 1999. The kinematics of marginal basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. In C. Mac Niocaill., P. D. Ryan (Eds.), *Continental tectonics* (pp. 21–53). London: Geological Society.
66. Davy, P., Cobbold, P. R. 1988. Indentation tectonics in nature and experiments. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Upsalla*, 14, 129–141.
67. Fournier, M., Jolivet, L., Davy, P., & Thomas, J. C. (2004). Back arc extension and collision: An experimental approach of the tectonics of Asia. *Geophysical Journal International*, 157(2), 871–889.
68. Bird, P. (1998). Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure and faults. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5), 10,115–10,129.
69. Koptev, A., Calais, E., Burov, E., Leroy, S., & Gerya, T. (2015). Dual continental rift systems generated by plume-lithosphere interaction. *Nature Geoscience*, 8(5), 388–392.
70. Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W., Zhang M., Xie G.-H., 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 19, 567-569.
71. Tatsumoto, M., Nakamura, Y., 1991. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3697–3708.
72. Tatsumoto, M., Basu, A.R., Huang, W., Wang, J., Xie, G., 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 107–128.
73. Wegener, Alfred., 1929. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* . Braunschweig: Friedrich Vieweg & Sohn Akt. Ges. ISBN 3-443-01056-3.
74. Phùng Văn Phách và Vũ Văn Chinh. 1999. *Bản về học thuyết Kiến tạo mảng. Tổng luận, Trung tâm Thông Tin Tư liệu Viện hàn lâm KH và CN VN.*
75. Hancock, Paul L.; Skinner, Brian J.; Dineley, David L., 2000. *The Oxford Companion to The Earth*. Oxford University Press. ISBN 0-19-854039-6.
76. Meissner, Rolf., 2002. *The Little Book of Planet Earth*. New York: Copernicus Books. tr. 202. ISBN 978-0-387-95258-1.
77. Plate Boundaries. Nguồn: [http://www.platetectonics.com/book/page\\_5.asp](http://www.platetectonics.com/book/page_5.asp)

78. Katharina., L., 1998. The planetary scientist's companion. Fegley, Bruce. New York: Oxford University Press. ISBN 978-1423759836 54
79. Lyubetskaya., Tanya., Korenaga., Jun., 2007. "Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results". Journal of Geophysical Research: Solid Earth.
80. Mc Donough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223–253.
81. Hofmann, A.W. and White, W.M. 1982. Mantle Plumes from Ancient Oceanic Crust. Earth and Planetary Science Letters, 57, 421-436
82. Weaver, B.L. (1991) The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104, 381-397
83. White, W.M., Duncan, R.A., 1996. Geochemistry and geochronology of the Society Islands: New evidence for deep mantle recycling. In: Basu, A., Hart, S. (Eds.), Earth Processes Reading the Isotopic Code. Geophys. Monogr, vol. 95, pp. 183–206
84. Tatsumi, Y. 2000. Slab melting: Its role in continental crust formation and *mantle* evolution. Geophysical Research Letters, 27 (23). 3941-3944
85. Sobolev, A.V., Hofmann A.W., Sobolev, S.V., Nikogosian, I.K. 2005. An Olivine-Free Mantle Source of Hawaiian Shield Basalts. Nature 434, 590–597.
86. Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., et al., 2007. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. Science 316, 412–417
87. Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. Annual Review Earth Planetary Science 14, 493–571.
88. Kogiso T., Hirose K., Takahashi E., 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: Application to the genesis of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 162, 45-61.
89. Kostopoulos, D., 1991. Melting of the Shallow Upper Mantle: A New Perspective. Journal of Petrology, Vol. 32, Part 4, pp. 671-699, 1991
90. Farnetani, D.G., Richards, M.A., 1995. Thermal entrainment and melting in mantle plumes. Earth and Planetary Science Letters, 136. 251-267
91. Kawabata, H., Hanyu, T., Chang, Q., Kimura, J-I., Nichols, A. R. L. Tatsumi, I ., 2011. The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. Journal of Petrology, Volume 52, Issue 4, Pages 791–838
92. Kushiro, I. 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A. & Hart, S. (eds). Earth Processes: Reading Isotopic Code, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 95, 109-122.
93. Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivineliquid equilibria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 29, 275-289.
94. Stephen, F.F., Pinte´r, Z., 2018. Primary melt compositions in the Earth's mantle. In book: Magmas Under Pressure Advances in High-Pressure Experiments on Structure and Properties of Melts; K, I and Sanloup, C. Chapter 1, Pages 3- 42

95. Trần Thanh Hải., 2017. Cấu tạo địa chất - Đặc điểm cơ bản và phương pháp nghiên cứu. NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
96. Hoang, N., and Uto, K., 2006. Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system: Evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 229–240.
97. Wang, X. C., Li, Z. X., Li, X. H., Li, J., Liu, Y., Long, W. G., Zhou, J. B., and Wang, F., 2012. 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. [https://doi.org/10.1093/ petrology/egr061](https://doi.org/10.1093/petrology/egr061)
98. Latin, D., White, N., 1990. Generating melt during lithospheric extension: pure shear vs. simple shear. *Geology* 18, 327–331.
99. Seminsky K.Zh. 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concepts and principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467
100. Seminsky K.Zh. 2015. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 2: Main stages and prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 1–43.
101. Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *Geological Society of London, Special Publications* 212, 75- 100.
102. Yamashita S., Tatsumi Y., Nohda S., 1996. Temporal variation in primary magma compositions in the northeast Japan Arc, *The Island Arc* 5, 276-288
103. Lê Đức Anh., Nguyễn Hoàng., Phùng Văn Phách., A. I. Malinovskii., Renat Shakirov., Kasatkin S. R., Golozubov V. V., B.V Nam., M. Đ Đông., Ngô Bích Hương., P.T Hiên., 2019.a. Nghiên cứu phát triển phương pháp tính thành phần hóa học dung thể magma basalt nguyên thủy giai đoạn Cenozoi khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ. *Tạp chí Khoa học và Công nghệ Biển*, Tập 19, Số 3B
104. Putirka, K., 2008. Excess Temperatures at Ocean Islands: Implications for Mantle Layering and Convection, *Geology*, v. 36, p. 283-286.
105. Danyushevsky, L. V., and P. Plechov (2011), *Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q07021, doi:10.1029/2011GC003516
106. Ghiorso, M.S; Hirschmann, M.M; Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. Published by AGU and the Geochemical Society. Volume 3(5), DOI: 10.1029/2001GC000217.
107. Metcalfe, I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20, 551 – 566.
108. Ph.V. Phách và nnk., 2015. Bình đồ cấu trúc-kiến tạo ĐNA. Báo cáo tổng kết đề tài KC09.02/11-15.
109. Barr, S.M., MacDonald, A.S., 1981. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of southeast Asia. *Geol. Soc. Am. Bull. Part II* 92, 1069–1142
110. Whitford, S.J.L., 1987. A survey of Cenozoic volcanism on mainland Asia. *Geological Society of America*, 74 pp.

111. Sanematsu, K., Moriyama, T., Sotouky, L., Watanabe, Y., 2011. Mobility of rare earth elements in basalt-derived laterite at the Bolaven Plateau, southern Laos. *Res. Geology*, v. 61, 140-158.
112. Zhou, P., Mukasa, S.B., 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis. *Chemical Geology* 137, 175-193.
113. Zou, H., Zindler, A., Xu, X., Qi, Q., 2000. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology* 171, 33-47.
114. Yu, J-H., O'Reilley, S., Zhang, M., Griffin, W.L., Xu, X., 2006. Roles of melting and metasomatism in the formation of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. *J Petrol* 47 (2), 355-383.
115. Sun, Z., Jian, Z., Stock, J.M., Larsen, H.C., Klaus, A., Alvarez Zarikian, C.A., 2017. and the Expedition 367/368 Scientists. South China sea rifted margin. February – June 2017. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.367368.2018>
116. Sun, P., Niu, Y., Guo, P., Chen, S., Duan, M., Gong, H., Wang, X., Xiao, Y., 2019. Multiple mantle metasomatism beneath the Leizhou Peninsula, South China: evidence from elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotope geochemistry of the late Cenozoic volcanic rocks. *International Geology Review*.
117. Tu, K., Flower, M.F.J., Carlson, R.W., Zhang, M., Xie, G.H., 1992. Magmatism in the South China Basin, 1. Isotopic and trace element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology* 97, 47–63.
118. Koloskov, A.V., Fedorov, P.I., 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 and the problem of asthenos-phericdiapirism.
119. Yan, P., Deng, H., Liu, H., Zhang, Z., Jiang, Y., 2006. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. *Journal of Asian Earth Science* 27, 647–659
120. Yan, Q., Si, X.F., Wang, K.S., Bu, W.R., Xiao, L., 2008. Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea. *Science in China Series D: Earth Sciences* 51 (4), 550-566.
121. Anh, L.D., Hoang, N., Phach, P.V., Malinovskii A,I , Sang, D.Q., Shakirov R,B., 2019b. Geochemistry of late Miocene-Pleistocene bazans 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.
122. Lê Đức Anh., Nguyễn Hoàng, Phùng Văn Phách, Malinovskii, A. I.,Kasatkin, S. A, Golozubov, V. V., 2017b. Đặc điểm địa hóa thạch học đá magma bazan và đặc điểm nguồn manti khu vực Biển Đông và lân cận trong Cenozoi. *Tạp chí Khoa học và Công nghệ Biển*; Tập 17, Số 4; 2017: 406-427.
123. Jiang, T., Gao, H-F., He, J., Tian, D., 2019. Post- spreading volcanism in the central South China Sea: insights from zircon U-Pb dating on volcanoclastic breccia and seismic features. *Marine Geophysical Research* 40, 185-198.

124. Nguyễn Hoàng và nnk., 2021. Báo cáo tổng kết đề tài KC09.31/16-20. Nghiên cứu hoạt động magma Pliocen – Đệ Tứ để tìm kiếm khoáng sản sắt – Mangan khu vực phụ bể tây nam trung sâu Biển Đông.
125. Anh, L.D., Hoang, N., Phach, P.V., Malinovskii A,I , Sang, D.Q., Shakirov R,B., 2019b. Geochemical characteristics of olivines from Northeastern Phu Quy Volcanic Island and their relation to melt variations in the magma source. *Journal of Geology*. Vol 49\_50.
126. Osborne, E. F., Tait, D. B., 1952. The system diopside–forsterite–anorthite. *American Journal of Science Bowen Volume* , 413–433.
127. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.
128. Kudrass H.R., Wiedicke M., Cepek P., Kreuzer H., Muller P., 1986. Mesozoic and Cenozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea, and their significance for plate tectonic reconstruction. *Marine and Petrol. Geol.*, 3, 19-30.
129. Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotope systematics of mid-ocean ridge basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunderson, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society of London Special Publication, pp. 313–345.
130. Nakamura, N., Masuda, A. 1973. Chondrites with peculiar rare-earth patterns. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 429–437
131. Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Intrusive Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
132. Fitton, J.G., Saunders, A. D. Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, 197–208.
133. Pearce, J., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In book: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* Publisher: John Wiley and Sons Editors: R.S. Thorpe
134. Perez, A. d. C., Faustino-Eslava, D. V., Yumul, G. P., Dimalanta, C. B., Tamayo, R. A., Yang, T. F., & Zhou, M.-F., 2013. Enriched and depleted characters of the Amnay Ophiolite upper crustal section and the regionally heterogeneous nature of the South China Sea mantle. *Journal of Asian Earth Sciences*, 65, 107– 117.
135. Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Sobolev, S.V., Nikogosian, I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434, 590–597.
136. Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M., 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* 316, 412–417, doi:10.1126/Science.1138113.
137. Neave, D. and Putirka, K. (2017) A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102, 777-794.

138. Stolper, E., Walker, D. 1980. Melt density and the average composition of basalt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 7–12.
139. Albarède, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate ?. *Journal of Geophysical Research*, 97, 10997-11009
140. Kinzler, R.J. and Grove, T.L., 1992. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 2. Applications. *Journal of Geophysical Research* 97: doi: 10.1029/91JB02841
141. Hirose K., Kushiro I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregate of diamond. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 114, 477-489.
142. Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressure: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A., Hart, S.R. (Eds.), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. Geophysical Monograph, vol. 95. American Geophysical Union, pp. 109–122.
143. Maaloe, S., 2004. The PT-phase relations of an MgO-rich Hawaiian tholeiite: the compositions of primary Hawaiian tholeiites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* volume 148, pages 236–246.
144. Putirka, K., Perfit, M., Ryerson, F.J., and Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling, *Chemical Geology*, v. 241, p. 177-206.
145. Nataf, H.C., VanDecar, J., 1993. Seismological detection of a mantle plume?, *Nature*, vol. 364 (pg. 115-120)
146. Wolfe, C., Th. Bjarnason, I., VanDecar, J. et al., 1997. Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature* 385, 245–247.
147. Montelli, R., G. Nolet, F. Dahlen, G. Masters, E. Engdahl, A. Robert, and S.-H. Hung., 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, *Science*, 303, 339–343.
148. Humphreys, E.D., Dueker, K.G., Schutt, D.L., Smith, R.B., 2000. Beneath Yellowstone: evaluating plume and nonplume models using teleseismic images of the upper mantle. *GSA Today* 10 (12), 1–7.
149. Foulger, G.R. et al., 2001. Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle. *Geophys. J. Int.*, 146: 504-530.
150. Christiansen, R. L., Foulger, G. R., and Evans, J. R., 2002, Upper mantle origin of the Yellowstone hotspot: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 114, p. 1245-1256.
151. Foucher J.P., LePicon X., Sibuet J.G. (1982) The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model; role of partial melting in the mantle. *Phil. Trans. R. Soc. London A305:27–43*
152. McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 26, 625–679.
153. Gao, J., S. Wu, K. McIntosh, L. Mi, Z. Liu, and G. Spence., 2016. Crustal structure and extension mode in the northwestern margin of the South China Sea, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, doi:10.1002/2016GC006247.
154. Trung, N.N., Huong, N.T.T., 2010. Basement Structure of Phukhanh Basin, Vietnam from 3D Gravity Inversion Method Supplimented by Magnetic Data. *Advances in Geosciences*, pp. 257-272



155. Trung, N.N., Huong, N.T.T., 2012. Topography of the Moho and Earth Crust Structure Beneath the East Vietnam Sea from 3D Inversion of Gravity field data. *Acta Geophysica*. Vol. 61, no. 2, Apr. 2013, pp. 357-384.
156. Phach, P.V., Kasatkin, S.A., Anh, L.D., Minh, N.Q., Golozubov, V.V., 2014. Dislocations of Pliocene basalts in south Vietnam. *ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. № 2. ВЫПУСК № 24*, 165-172.
157. Kasatkin S.A, Phung Van Phach, Le Duc Anh, Golozubov V.V., 2017. Cretaceous strike-slip dislocations in the Dalat zone (southeastern Vietnam). *Тихоокеанская Геология. Seria: 36; No4; p.29-42.* (in Russian).
158. Phach, P.V., Anh, L.D., 2018. Tectonic evolution of the southern part of Central Viet Nam and the adjacent area. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 801–825.
159. Gwang, L., Lee, K., Watkins, J.S. 2001. Geologic Evolution of the Cuu Long and Nam Con Son Basins, Offshore Southern Vietnam, South China Sea. *AAPG Bulletin* 85(6):1055-1082
160. Gwang H.Lee, Joel S.Watkins. Seismic sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Phu Khanh basin, offshore central Vietnam. *AAPG Bulletin*. 1998; 82(9): p. 1711 - 1735. Huchon, P.,X. Le Pichon, Rangin, C., 1994. Indochinapeninsula and the collision of India and Eurasia: *Geology*, v. 22, p. 27– 30.
161. Ding, W., Li, J., Dong, C., Fang, Y., 2014. Oligocene–Miocene carbonates in the Reed Bank area, South China Sea, and their tectono-sedimentary evolution. *Marine Geophysical Research*. DOI 10.1007/s11001-014-9237-5.
162. Vu A.T., Fyhn M.B.W., Xuan C.T., Nguyen T.T., Hoang D.N., Pham L.T., Van H.N., 2017. Cenozoic tectonic and stratigraphic development of the Central Vietnamese continental margin. *Marine and Petroleum Geology* 86, 386–401.
163. Honza E., Fujioka, K., 2004. Formation of arcs and backarc basins inferred from the tectonic evolution of Southeast Asia since the Late Cretaceous. *Tectonophysics* 384, 23-53.
164. Fyhn, M. B. W., Phach, P. V., 2015. Late Neogene structural inversion around the northern Gulf of Tonkin, Vietnam: Effects from right-lateral displacement across the Red River Fault Zone. *Tectonics* 34, 290–312.
165. Li L., Clift P., Nguyen, T.H, 2013. The sedimentary, magmatic and tectonic evolution of the south-western South China Sea revealed by seismic stratigraphic analysis. *Marine Geophysical Research* 34, 341-365.
166. Phùng Văn Phách, Nguyễn Trọng Yên , Vũ Văn Chinh, 1996: Hoàn cảnh địa động lực Tân kiến tạo - hiện đại Biển Đông Việt Nam. *Địa chất tài nguyên*, 1, 101-111, Nxb Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
167. Phan Trọng Trinh., 2009. Kiến tạo trẻ và địa động lực hiện đại vùng biển Việt Nam và kế cận. *Sách chuyên khảo. Nhà xuất bản Khoa học tự nhiên và Công nghệ*. 330 trang.
168. Vũ Văn Chinh và nnk 2013. Nghiên cứu đánh giá đứt gãy hoạt động phục vụ công tác phê duyệt địa điểm dự kiến xây dựng các nhà máy điện hạt nhân ở Ninh Thuận. *Hội nghị tổng kết 10 năm công tác quản lý nhà nước về an toàn bức xạ và hạt nhân*, Nhà xuất bản Khoa học và Kỹ thuật, tr.81-94.
169. P.V Phách và nnk., 2014. Báo cáo kết quả thực địa đề tài KC09.02. Lưu trữ Viện Địa chất và Địa vật lý biển.

170. Haq, B. U., Harden, B., Vai, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. In book: Sea-Level Changes:. DOI: 10.2110/pec.88.01.0071
171. Pubellier, M., Morley, C.K., 2014. The basins of Sundaland (SE Asia): Evolution and boundary conditions. *Marine and Petroleum Geology*. Volume 58, Part B, December 2014, Pages 555-578
172. N.V Hương, P.T Trịnh, H.N Đàng., 2011. Trạng thái ứng suất hiện đại khu vực bể Cửu Long. *Tạp chí Các Khoa học về Trái đất*. Tập 33, số 3ĐB, Tr. 457 – 464.
173. P.V Phách, L.Đ. Anh và nnk., 2020. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo của khu vực rìa lục địa Miền Trung Việt Nam và phụ cận. Báo cáo tổng kết đề tài KC09.07/16-20: Nghiên cứu cập nhật và hoàn thiện cơ sở khoa học để xác định đường ranh giới ngoài của thềm lục địa Việt Nam trên Biển Đông theo Công ước luật biển 1982 của Liên hợp quốc, góp phần đấu tranh bảo vệ chủ quyền biển đảo Việt Nam.
174. McKenzie, D. 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*. 25, 713-65.
175. Chen, H., Li, Z., Luo, Z., Ojo, A. O., Xie, J., Bao, F., et al. (2021). Crust and upper mantle structure of the South China Sea and adjacent areas from the joint inversion of ambient noise and earthquake surface wave dispersions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, e2020GC009356. <https://doi.org/10.1029/2020GC009356>
176. Schmerr, N., 2012. The Gutenberg Discontinuity: Melt at the Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Science*: 1480-1483 DOI: 10.1126/science.1215433
177. Parsons, B. and Sclater, J.G. (1977) An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age. *Journal of Geophysical Research*, 82, 803-827.
178. Yu, C., Shi, X., Yang, X., Zhao, J., Chen, M., & Tang, Q. (2017). Deep thermal structure of Southeast Asia constrained by S-velocity data. *Marine Geophysical Research*, 38(4), 341–355. <https://doi.org/10.1007/s11001-017-9311-x>
179. Tang, Q., & Zheng, C. (2013). Crust and upper mantle structure and its tectonic implications in the South China Sea and adjacent regions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 510–525. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.037>
180. P.T. Xuân., N.X. Hãn., 1996. Thạch luận các nodul siêu mafic và vấn đề nguồn gốc các khoáng vật đá quý trong bazan Kainozoi ở Nam Trung Bộ Việt Nam. *Tạp chí địa chất*, số 236, tr 24-34.
181. Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M., 2013. Update on CRUST 1.0-A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU2013–2658.
182. Rychert, C.A., Harmon, N., Constable, S., Wang, S., 2020. The nature of the lithosphere - asthenosphere boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, e2018JB016463. <https://doi.org/10.1029/2018JB016463>