

NGHIÊN CỨU ÁP DỤNG TỔ HỢP CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH, XỬ LÝ HIỆN ĐẠI XÁC ĐỊNH CẤU TRÚC MÓNG TRƯỚC KAINOZOI THEO TÀI LIỆU TRỌNG LỰC

NGUYỄN KIM DŨNG¹, ĐỖ ĐỨC THANH², HOÀNG VĂN VŨNG¹

¹Viện Địa chất và Địa Vật lý Biển, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam

²Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội

Tóm tắt: Trong bài báo này, tập thể tác giả trình bày kết quả áp dụng một tổ hợp các phương pháp phân tích, xử lý tài liệu trọng lực hiện đại để xác định cấu trúc móng trước Kainozoi. Hệ phương pháp bao gồm nhiều phương pháp như phương pháp giải bài toán ngược 3D xác định phân bố mật độ, phương pháp giải chập Euler tín hiệu giải tích theo hướng (the Euler deconvolution of the directional analytic signals: EDDAS), phương pháp đường cong tensor trọng lực (the curvature gravity gradient tensor: CGGT) kết hợp với phân tích các tài liệu địa vật lý khác. Các phương pháp hiện đại này đã được tập thể tác giả nghiên cứu một cách độc lập, mỗi phương pháp đều được tính toán thử nghiệm từ trên mô hình cho đến áp dụng trên các tài liệu thực tế và kết quả thu được đều cho thấy các ưu, nhược điểm của mỗi phương pháp. Sự tổ hợp các kết quả từ mỗi phương pháp này sẽ cho một kết quả tổng quát, đầy đủ và rõ nét hơn về cấu trúc móng trước Kainozoi. Kết quả áp dụng hệ phương pháp trên khu vực bể trầm tích Sông Hồng đã cho thấy được một bức tranh nội tại móng trước Kainozoi rõ ràng hơn so với các kết quả trước đây chỉ biểu diễn bề mặt móng trước Kainozoi.

I. MỞ ĐẦU

Nghiên cứu cấu trúc sâu vỏ Trái đất, đặc biệt là nghiên cứu đặc điểm phân bố không gian các đứt gãy sâu, sự phân bố các khối cấu trúc - mật độ trong đá móng là vấn đề được nhiều nhà địa chất, địa vật lý quan tâm. Xác định phân bố không gian các nguồn dị thường phải bao gồm việc xác định phân bố nguồn dị thường theo chiều ngang và phân bố nguồn dị thường theo chiều sâu. Các phương pháp xác định biên của nguồn được nhiều nhà khoa học trong và ngoài nước nghiên cứu áp dụng như: phương pháp gradient ngang của Cordell (1979) [8], gradient ngang cực đại của Blakely R.J., Simpson R.W. (1986) [5] và Cordell L., Grauch V.J.S. (1985) [9], phương pháp gradient chuẩn hóa toàn phần (NFG) của tác giả Berezkin V.M. (1967) [3] xác định vị trí không gian của các ranh giới địa chất. Cũng cần phải nhắc đến các

phương pháp đạo hàm thẳng đứng bậc hai (SVD) thường được áp dụng trong phân tích và xử lý số liệu GGT (gravity gradient tensor) của Pedersen L.B. và Rasmussen T.M. (1990) [17], Beiki M., 2010 [2], phân tích vector riêng của tensor trọng lực của Beiki M. và Pedersen L.B., 2010 [2], phương pháp đường cong tensor trọng lực của tác giả Oruc B., Sertcelik I., (2013) [16],... Trong khi đó, các phương pháp xác định độ sâu tới biên của nguồn theo tài liệu trọng lực đến nay vẫn còn hạn chế do tính đa trị và tốc độ hội tụ của bài toán. Trong một số trường hợp mà môi trường địa chất đơn giản có thể xác định độ sâu tới nguồn theo công thức trực tiếp, các trường hợp còn lại thường áp dụng phương pháp giải chập Euler: Pedersen L.B., Rasmussen T.M. (1990) [17], Zhang C., Mushayandebvu M.F. (2000) [23], Debeglia N., Corpe J. (1997) [11], Nabighian M.N. (1984) [14], Beiki M.

(2010) [2]... Phương pháp này có độ chính xác khá cao và cho kết quả khả quan hơn khi áp dụng trên tài liệu thực tế. Bài toán giải chập Euler cũng đã được một số tác giả trong nước áp dụng với nhiều cách khác nhau như: giải chập Euler từ số liệu đạo hàm thẳng đứng trường dị thường trọng lực, hay giải chập Euler từ số liệu là các thành phần tensor trọng lực (Võ Thanh Sơn, Lê Huy Minh...). Các tác giả Nguyễn Kim Dũng, Đỗ Đức Thanh [15] đã có một cách tiếp cận mới trong bài toán giải chập Euler với số liệu tín hiệu giải tích theo hướng kết hợp với việc gán chọn chỉ số cấu trúc $n=0,05$ trong phương trình Euler và đã tính toán thử nghiệm trên mô hình lý thuyết cũng như áp dụng trên một số vùng thuộc thềm lục địa Việt Nam. Xuất phát từ công tác xử lý và phân tích số liệu địa chất - địa vật lý các nghiên cứu nhận thấy rằng nếu chỉ có các thông tin về biên và độ sâu của nguồn chưa đầy đủ, cần xác định sự phân bố mật độ của nguồn dị thường trên khu vực nghiên cứu. Một số nhà địa vật lý cũng đã áp dụng nhiều phương pháp tính toán xác định mật độ đất đá trực tiếp như phương pháp giải bài toán ngược 2D, 3D (Đỗ Đức Thanh, Nguyễn Kim Dũng (2013) [12]) và 2,5D, theo thuật toán tương quan (Cao Đình Triều (2009) [7]) hay phương pháp mô hình hóa cấu trúc khối vỏ Trái đất (Bùi Công Quế, Hoàng Văn Vượng [6]). Mặc dù các phương pháp nghiên cứu trong địa vật lý rất phong phú, tuy nhiên để hoàn thiện một hệ phương pháp phân tích, xử lý tài liệu địa vật lý nhằm nâng cao hiệu quả xác định cấu trúc địa chất sâu nói chung và cấu trúc móng trước Kainozoi nói riêng

luôn là mục tiêu mà tập thể tác giả hướng tới trong công trình nghiên cứu này.

Khu vực mà tập thể tác giả đề cập và áp dụng hệ phương pháp vào nghiên cứu cấu trúc móng trước Kainozoi bao gồm phần bề trầm tích Sông Hồng và phụ cận, nằm trong phạm vi từ 14°N đến 22°N và $105,5^{\circ}\text{E}$ đến 111°E thuộc phần thềm lục địa Việt Nam. Đây là khu vực có cấu trúc kiến tạo phức tạp, tồn tại nhiều đứt gãy lớn kéo dài và ăn sâu vào đất liền như đứt gãy Sông Lô, đứt gãy Sông Chảy... Sự hoạt động của các đứt gãy này quyết định và chi phối toàn bộ sự hình thành và phát triển cấu trúc của bể, tạo ra một bề trầm tích được cho là có bề dày trầm tích Kainozoi lớn nhất trên thềm lục địa Việt Nam, chỗ sâu nhất ở trung tâm bể lên đến 12 km.

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Cơ sở lý thuyết của phương pháp tín hiệu giải tích theo hướng

Tensor gradient trọng lực (GGT) là tensor hạng hai chứa đạo hàm bậc hai trong miền không gian của thế hấp dẫn của Trái đất theo các hướng x , y và z trong hệ tọa độ Cartesian: g_{xx} , g_{xy} , g_{xz} ,... và tín hiệu giải tích theo các hướng x, y và z là các hàm A_x , A_y , A_z được tính:

$$\begin{bmatrix} A_x(x, y, z) \\ A_y(x, y, z) \\ A_z(x, y, z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{xx} & g_{xy} & g_{xz} \\ g_{yx} & g_{yy} & g_{yz} \\ g_{zx} & g_{zy} & g_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ i \end{bmatrix} \quad (1)$$

Debeglia and Corpel (1997) [11] đã chỉ rằng, đạo hàm của các cường độ tín hiệu giải tích theo hướng này sẽ tách dị thường có hiệu quả hơn trong trường hợp chúng bị giao thoa bởi các dị thường gây ra do nhiều nguồn:

$$\frac{\partial |A_x(x, y, z)|}{\partial x} = \frac{\frac{\partial g_{xx}}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 g_{xx}}{\partial x^2} \right) + \frac{\partial g_{xy}}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 g_{xx}}{\partial x \partial y} \right) + \frac{\partial g_{xz}}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 g_{xx}}{\partial x \partial z} \right)}{|A_x(x, y, z)|} \quad (2)$$

$$\frac{\partial |A_y(x, y, z)|}{\partial y} = \frac{\frac{\partial g_{xy}}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 g_{yy}}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial g_{yy}}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 g_{yy}}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial g_{yz}}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 g_{yy}}{\partial y \partial z} \right)}{|A_y(x, y, z)|} \quad (3)$$

$$\frac{\partial |A_z(x, y, z)|}{\partial z} = \frac{\frac{\partial g_{xz}}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 g_{zz}}{\partial z^2} \right) + \frac{\partial g_{yz}}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 g_{zz}}{\partial z \partial y} \right) + \frac{\partial g_{zz}}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 g_{zz}}{\partial z^2} \right)}{|A_z(x, y, z)|} \quad (4)$$

ở đây: α : chỉ số của x, y và z. Hàm biểu diễn sự kết hợp giữa các đạo hàm tín hiệu giải tích theo hướng A_{xz} và A_{yz} :

$$|ED| = \sqrt{|A_{xz}|^2 + |A_{yz}|^2} \quad (5)$$

Hàm số này sẽ cho phép xác định vị trí biên của nguồn tốt hơn hàm biểu diễn các thành phần của tensor gradient trọng lực vẫn được sử dụng trước đây:

$$HGA = \sqrt{(g_{xz})^2 + (g_{yz})^2} \quad (6)$$

Độ sâu đến biên của nguồn được xác định bởi phương pháp giải chấp Euler kết hợp với phương pháp trượt cửa sổ, với tâm cửa sổ là các điểm cực đại của hàm ED. Phương pháp đã được tính toán thử nghiệm trên mô hình và áp dụng thành công vào thực tế. Do vậy, trong bài báo này tập thể tác giả không trình bày kết quả tính toán mô hình mà chỉ đưa ra một số điểm khác biệt của phương pháp khi xác định biên và độ sâu nguồn dị thường mà đã được chỉ ra ở trong bài báo [15] cụ thể như sau:

Thứ nhất: biên nguồn dị thường được xác định bằng các điểm cực đại hàm ED;

Thứ hai: nguồn số liệu được sử dụng trong giải chấp Euler để xác định độ sâu nguồn là số liệu tín hiệu giải tích theo hướng;

Thứ ba: do biên nguồn đã được xác định thông qua các cực đại hàm ED nên các tác giả đã thực hiện việc gán chọn chỉ số cấu trúc $n = 0,05$ trực tiếp vào không gian nghiệm ban đầu trong bài toán Euler sau đó tính bài toán thuận (nghiệm gần đúng của bài toán không chỉnh), điều này giúp cho bài toán có độ tụ nhanh hơn;

Thứ tư: có sự kết hợp giữa phương pháp tín hiệu giải tích theo hướng và giải chấp Euler tín hiệu giải tích theo hướng với phương pháp biến đổi trường trọng lực.

2. Cơ sở lý thuyết của phương pháp giải bài toán ngược 3D xác định sự phân bố mật độ đá móng

Khi xem dị thường trọng lực quan sát như là một trường tổng bao gồm dị

thường gây ra bởi các ranh giới trầm tích, bởi sự thay đổi mật độ trong đá móng và sự thay đổi địa hình mặt Moho. Việc giải bài toán ngược theo phương pháp lựa chọn nhằm xác định sự phân bố mật độ của đá móng trên cơ sở tính "bóc lớp" dị thường trọng lực gây ra bởi các ranh giới trầm tích phía trên và phần phồng khu vực gây ra bởi sự thay đổi địa hình mặt Moho phía dưới đã được thực hiện trên cơ sở thuật toán được trình bày dưới đây:

Theo thuật toán này, để xác định sự phân bố mật độ của đá móng, trước hết theo thuật toán của của Bhaskara Rao [4], tại mỗi điểm quan sát ta xác định dị thường trọng lực $\Delta g_{(i,j)}^{sed}$ của tất cả các ranh giới trầm tích nằm phía trên nó mà độ sâu tới mỗi ranh giới đã được xác định bằng các phương pháp địa vật lý khác. Phần dị thường dư $\Delta g_{(i,j)}^{bur}$ được thiết lập bằng cách loại bỏ phần trường phồng khu vực và phần dị thường gây ra bởi các ranh giới trầm tích này từ trường quan sát tại tất cả các điểm quan sát trên tuyến theo công thức:

$$\Delta g_{(i,j)}^{bur} = \Delta g_{(i,j)}^{obs} - \Delta g_{(i,j)}^{mg} - \Delta g_{(i,j)}^{sed} \quad (7)$$

$\Delta g_{(i,j)}^{bur}$ là dị thường phản ánh sự bất đồng nhất của mật độ trong đá móng.

Để xác định được sự phân bố mật độ của đá móng, tập thể tác giả đã chia móng thành các lăng trụ thẳng đứng đặt cạnh nhau. Mỗi lăng trụ (lăng trụ thứ (i,j)) có bề rộng bằng khoảng cách $\Delta x, \Delta y$ giữa các điểm quan sát, có đáy trên $Z'_{(i,j)}$ là mặt trên của móng (xem như trùng với đáy của trầm tích Kainozoi), có đáy dưới $Z''_{(i,j)}$ trùng với bề mặt Moho và có mật độ dư tương ứng là $\sigma_{(i,j)}^{bur}$. Quá trình tính toán được thực hiện theo các bước như sau:

Bước 1: Từ các giá trị dị thường dư $\Delta g_{(i,j)}^{bur}$, đánh giá ban đầu về sự phân bố mật độ dư của đá móng được thực hiện theo phương pháp xác định trực tiếp.

Theo phương pháp này mật độ dư của mỗi lăng trụ được xác định bởi:

$$\sigma_{(i,j)}^{bas} = \frac{\Delta g_{(i,j)}^{bas}}{2\pi f \Delta Z_{(i,j)}^{bas}} \quad (8)$$

nếu mật độ dư không đổi theo chiều sâu ($\lambda = 0$). Khi mật độ dư thay đổi theo quy luật hàm mũ theo độ sâu ($\lambda \neq 0$) mật độ dư của mỗi lăng trụ được tính theo công thức:

$$\sigma_{(i,j)}^{bas} = -\left(\frac{1}{\lambda}\right) \ln \left[1 + \frac{\Delta g_{(i,j)}^{bas}}{2\pi f \Delta Z_{(i,j)}^{bas}} \right] \quad (9)$$

trong đó: $i = 1, 2, \dots, M, j = 1, 2, \dots, N$ là số thứ tự các điểm quan sát trên tuyến.

$\Delta g_{(i,j)}^{bas}$ là dị thường dư gây ra do sự bất đồng nhất mật độ dư của đá móng tại điểm quan sát thứ (i,j) ; $\Delta Z_{(i,j)}^{bas} = Z_{(i,j)}^h - Z_{(i,j)}'$ là bề dày của móng tại điểm quan sát thứ (i,j) .

Bước 2: Theo thuật toán của Bhaskara Rao [4] xác định dị thường trọng lực của mỗi lăng trụ này rồi sau đó lấy tổng dị thường trọng lực của cả $(M \times N)$ lăng trụ để thu được dị thường của móng $\Delta g_{(i,j)}^{cal}$ tại tất cả các điểm quan sát.

Bước 3: Ký hiệu $\Delta g_{(i,j)}^{dev}$ là độ lệch giữa dị thường $\Delta g_{(i,j)}^{bas}$ và dị thường tính toán $\Delta g_{(i,j)}^{cal}$ tại điểm thứ (i,j) trên mặt quan sát. Độ lệch này được sử dụng để thay đổi mật độ dư của móng sau mỗi lần lựa chọn:

$$\Delta \sigma_{(i,j)}^{bas} = \frac{\Delta g_{(i,j)}^{dev}}{2\pi f \Delta Z_{(i,j)}^{bas}} \quad \text{khi } \lambda = 0 \quad (10)$$

$$\Delta \sigma_{(i,j)}^{bas} = \frac{\Delta g_{(i,j)}^{dev}}{2\pi f \Delta Z_{(i,j)}^{bas} \exp(-\lambda \Delta Z_{(i,j)}^{bas})} \quad \text{khi } \lambda \neq 0 \quad (11)$$

Quá trình lựa chọn dừng lại khi sai số bình phương trung bình giữa dị thường dư $\Delta g_{(i,j)}^{bas}$ và dị thường tính toán $\Delta g_{(i,j)}^{cal}$ nhỏ hơn sai số cho phép hoặc số lần lựa chọn vượt quá số lần lựa chọn đã được định trước.

Do không có thông tin về hàm phân bố mật độ theo chiều sâu của tầng móng trước Kainozoi nên không xác định được

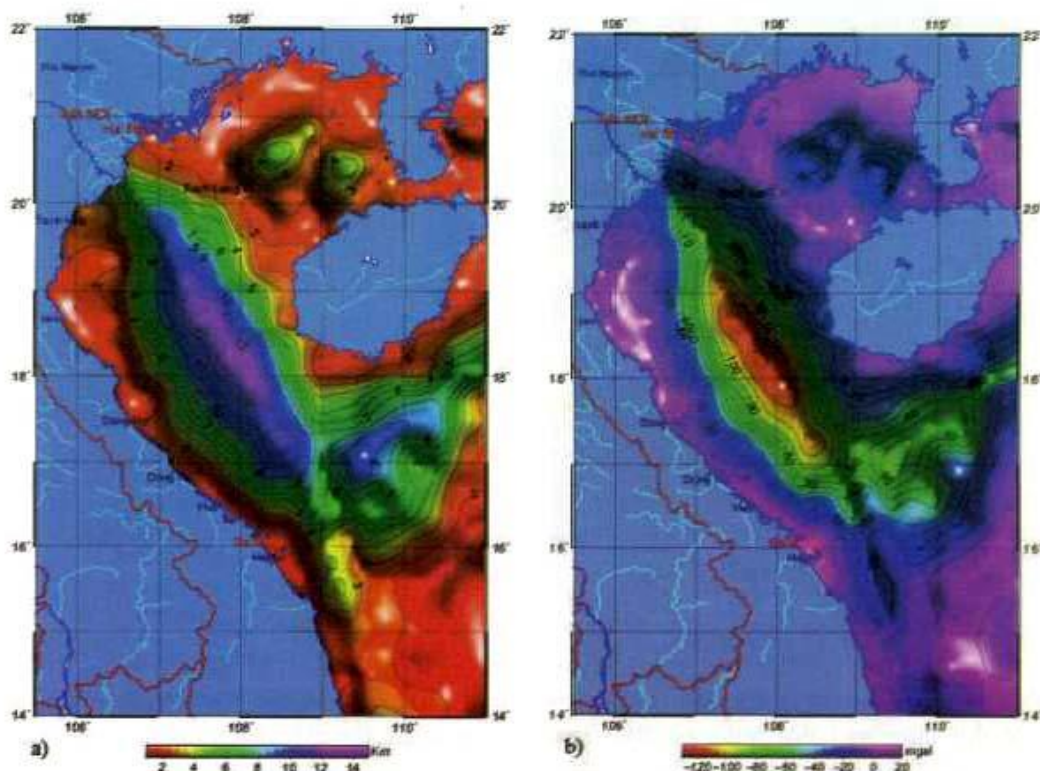
hệ số λ , và vì vậy trong kết quả này chúng tôi đã lựa chọn hệ số $\lambda=0$ để tính toán (điều này đồng nghĩa với việc tầng móng trước Kainozoi không có sự thay đổi mật độ theo chiều sâu). Trên cơ sở lý thuyết trên, các tác giả đã xây dựng chương trình tính toán tự động được lập trình bằng ngôn ngữ Matlab, chương trình đã được tập thể tác giả tính toán thử nghiệm thành công trên mô hình số [12], chương trình cho phép tính toán với cả trường hợp $\lambda \neq 0$ và $\lambda=0$. Nguyên tắc lập của chương trình như sau (khi $\lambda=0$): Thứ nhất, từ trường đá móng dư mà ta đã lọc ra, giá trị mật độ ban đầu được ước tính theo công thức (8); Thứ hai, từ giá trị mật độ ban đầu này xác định được trường tính toán (bài toán thuận của Bhaskara Rao); Thứ ba, tính độ lệch giữa trường vừa tính toán được với trường đá móng dư ban đầu, sử dụng độ lệch trường này xác định được độ lệch về mật độ theo công thức (10); Thứ tư, thực hiện cộng dồn giá trị mật độ ban đầu xác định tại bước 1 với giá trị độ lệch về mật độ tại bước 3, giá trị mật độ sau khi cộng dồn lại tiếp tục được sử dụng để xác định trường tính toán. Quá trình lặp cho đến khi độ lệch trường có sai số bình phương tối thiểu RMS nhỏ hơn giá trị ζ nào đó mà ta lựa chọn, ở đây tập thể tác giả lựa chọn $\zeta=0,05$.

Nguồn số liệu sử dụng: Trong bài báo này, để đảm bảo sự phân giải và đồng nhất về nguồn số liệu tập thể tác giả đã sử dụng số liệu trọng lực vệ tinh của Sandwell D.T. với khoảng cách lưới số liệu là $1' \times 1'$ cùng với nguồn số liệu địa hình đáy biển để xác định trường trọng lực Bougher. Để đảm bảo độ tin cậy nguồn số liệu trọng lực Bougher thu được này, tập thể tác giả đã đối sánh, chuẩn hóa với các nguồn số liệu từ các tàu nghiên cứu biển Gagarinsky và Attalante. Tàu Gagarinsky thực hiện hai chuyến khảo sát biên tổng hợp với sự hợp tác khoa học giữa Phân viện Hải dương học Hà Nội và Viện Hải dương học Thái Bình Dương Liên bang Nga vào các năm 1990 và 1992, có phạm vi khảo sát bao phủ hết vùng thềm lục địa và một phần biển sâu

vùng biển Việt Nam với hàng chục ngàn kilômét tuyến đo địa vật lý, địa chất và độ sâu với mật độ số liệu đo đạc trên tuyến được thực hiện ở tỷ lệ khá lớn đạt từ 1:100.000 đến 1:200.000. Nguồn số liệu thu được từ đề án hợp tác nghiên cứu biển giữa Việt Nam và Cộng hòa Pháp do tàu khảo sát biển Attalante thực hiện vào năm 1993, với mật độ số liệu đo đạc trên tuyến của chuyến khảo sát cũng đạt đến tỷ lệ 1:100.000 đến 1:200.000. Ngoài ra, chúng tôi cũng sử dụng tham khảo nguồn số liệu trọng lực được đo đạc và lưu trữ bởi Viện Nghiên cứu Hải dương Scripps (SIO) và bởi Trung tâm dữ liệu địa vật lý Quốc gia của Mỹ NGDC (National geophysical data center).

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU VÀ LUẬN GIẢI

Sự phân bố mật độ móng trước Kainozoi được xác định bằng phương pháp giải bài toán ngược 3D kết hợp với bóc lớp dị thường [12] mà cơ sở lý thuyết đã được trình bày ở trên. Trong đó, trường dị thường do lớp trầm tích gây ra (Hình 1b) được loại bỏ bằng một bài toán thuận 3D của Bhaskara Rao [7], với độ sâu đáy lắng trụ chính là mặt móng trước Kainozoi, độ sâu này được xác định bằng cách lấy độ sâu đáy biển cộng với bề dày trầm tích NGDC (Hình 1a), và sự thay đổi mật độ theo chiều sâu tại mỗi lắng trụ được cho là như nhau bởi cùng một giá trị mật độ $\sigma(z) = -0,27$.



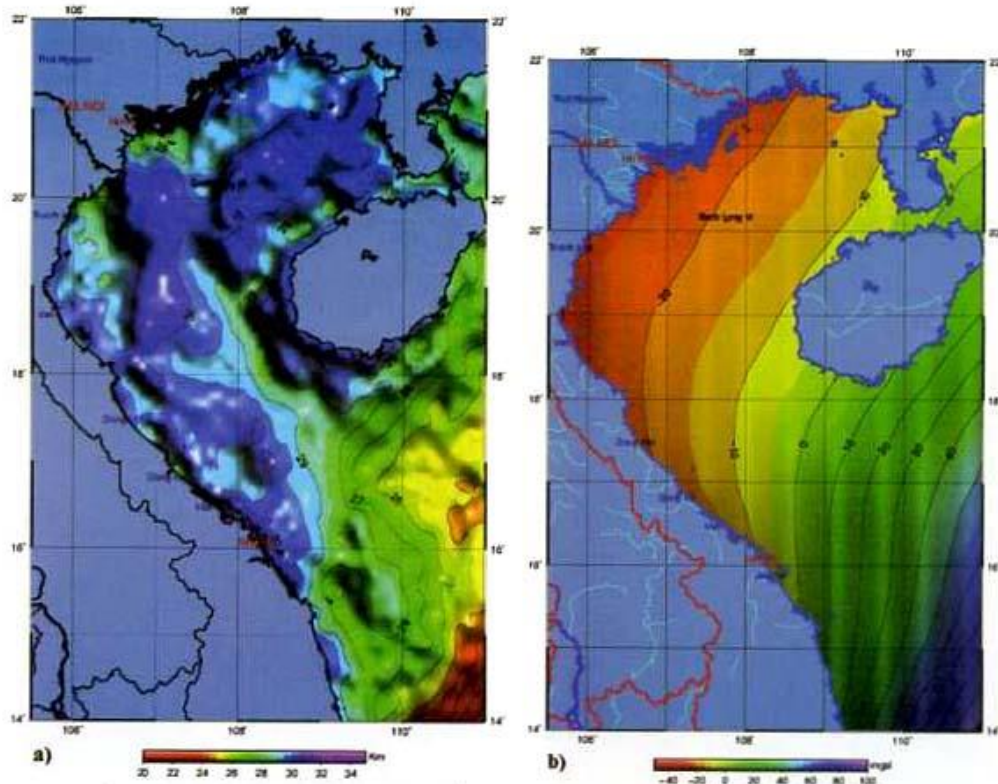
Hình 1. a) Bề dày trầm tích Kainozoi; b) Phản trường do lớp trầm tích gây ra.

Trường phong khu vực được loại bỏ bằng cách tính tương quan giữa các mức nâng trường của trường quan sát so với trường phong thu được bằng việc xấp xỉ trường quan sát bằng một đa thức bậc 7

(được tính cho toàn Biển Đông có tọa độ 100°E - 120°E , 4°N - 24°N), mức nâng có hệ số tương quan cao được chọn làm trường phong khu vực, cụ thể trong kết quả này là mức nâng 100 km với hệ số tương quan

$r=0,91481$, trường tại mức nâng 100 km này được coi như là trường phong khu vực và được sử dụng để giải ngược xác định mặt Moho bằng phương pháp Fourier nhanh [10], mặt Moho tính toán ngược này được so sánh với kết quả xác định mặt Moho bởi bài toán tương quan của Bùi Công Quế: $Z=0,0576 * X + 28,4776$ (km), với X là trường trọng lực Bouguer. Tuy nhiên, để đảm bảo tính xác thực của nguồn số liệu, tập thể tác giả đã

sử dụng mặt Moho tính được từ công thức tương quan trên (Hình 2a). Phần trường thu được sau khi loại bỏ phần trường trầm tích bên trên và phần trường phong bên dưới (Hình 2b) được cho là phản ánh tốt phần dị thường do lớp đá móng trước Kainozoi gây ra (Hình 3a) và được sử dụng trong giải bài toán ngược 3D xác định phân bố mật độ móng trước Kainozoi cùng với độ sâu mặt móng và độ sâu mặt Moho được tính như trên.



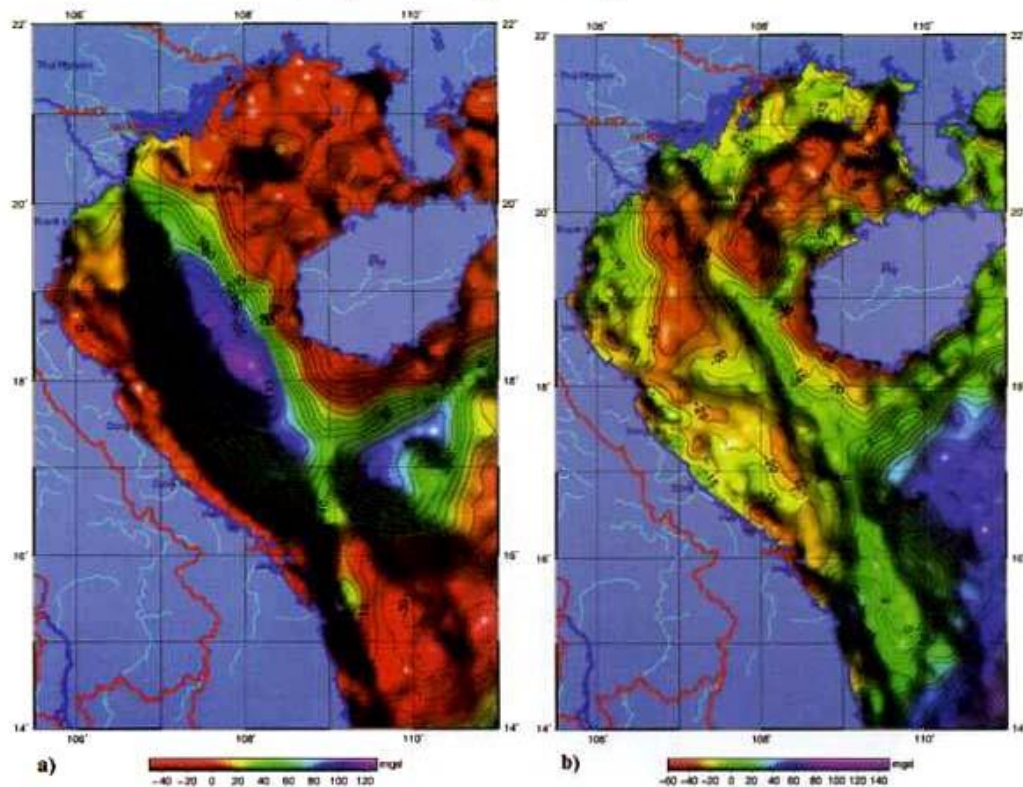
Hình 2. a) Độ sâu mặt Moho; b) Phản trường gây ra bởi các yếu tố dưới mặt Moho.

Sự hoạt động của các đứt gãy hết sức phức tạp, chúng có thể xuất hiện chỉ trong một địa tầng nào đó, hoặc có thể đâm xuyên và xuất hiện trong nhiều địa tầng trên từng đoạn thậm chí trên toàn bộ đứt gãy. Việc xác định độ sâu đỉnh và độ sâu đáy của đứt gãy là cần thiết để từ đó chúng ta có thể luận giải tốt về sự hoạt động, hay sự tồn tại của chúng. Để thấy rõ được bức tranh về sự phát triển biên của nguồn, chúng tôi thực hiện các mức nâng

trường khác nhau từ thấp đến cao. Tại mỗi mức nâng trường (các mặt phẳng z khác nhau, lấy điểm biên nguồn làm mốc) chúng tôi xác định biên và độ sâu của nguồn. Biên của nguồn được xác định bằng các cực đại hàm ED (công thức (5)), biên này có thể là các đứt gãy, có thể là các khối cấu trúc. Hệ thống đứt gãy được xác định là đường nối các điểm cực đại ED có dạng dài cùng với vector gradient kéo dài chạy dọc theo các cực đại, còn các

khối thường được biểu thị bằng các dải vector khép kín hoặc gần như khép kín quay vào phần trung tâm của khối đối với dị thường dương (nếp lồi) hoặc quay ra ngoài vùng tâm khối với dị thường âm (nếp lõm). Độ sâu tại các điểm cực đại này được xác định bằng phương pháp giải chập Euler của tín hiệu giải tích theo hướng kết hợp với phương pháp trượt cửa sổ với tâm cửa sổ là các điểm cực đại hàm ED cùng với việc gán chọn chỉ số cấu trúc $n=0,05$, kích thước cửa sổ $w_x=w_y=14$ điểm số liệu. Như vậy, bằng cách này, với nhiều mức nâng khác nhau thì độ sâu biên của một nguồn bất kỳ

chúng ta đều có được độ sâu đỉnh và độ sâu đáy của chúng. Để có được các nguồn nằm trong móng trước Kainozoi từ chuỗi các độ sâu xác định được tại các điểm cực đại ED được đối sánh với độ sâu mặt móng trước Kainozoi, khi tại các điểm cực đại này có độ sâu lớn hơn độ sâu mặt móng trước Kainozoi điều đó đồng nghĩa với biên của nguồn nằm trong nội tại móng trước Kainozoi. Một cách ước tính nhanh hơn, vị trí và độ sâu các nguồn nằm trong móng trước Kainozoi được tập thể tác giả sử dụng trực tiếp kết quả ở mức nâng trường 20 km.



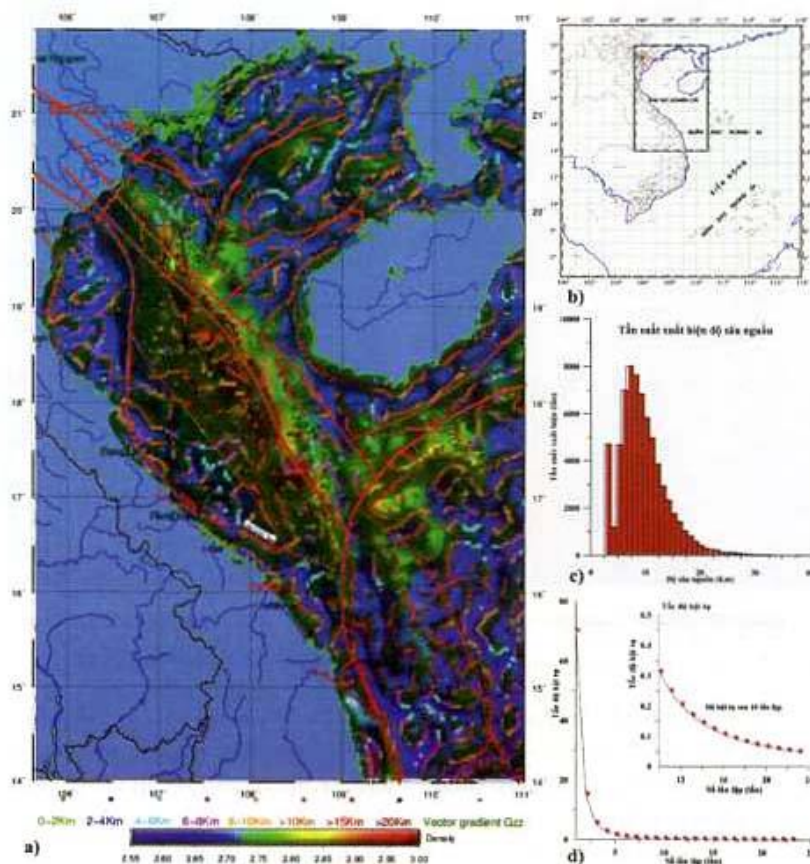
Hình 3. a) Phân trường do lớp đá móng trước Kainozoi gây ra; b) Trường quan sát.

Kết quả xác định sự phân bố mật độ cùng với vị trí các điểm nguồn tồn tại trong móng trước Kainozoi được biểu diễn trên Hình 4. Trong đó, vị trí các chấm màu khác nhau cho biết vị trí biên của nguồn, còn màu khác nhau thể hiện các độ sâu khác nhau và được đặt trên nền phân bố

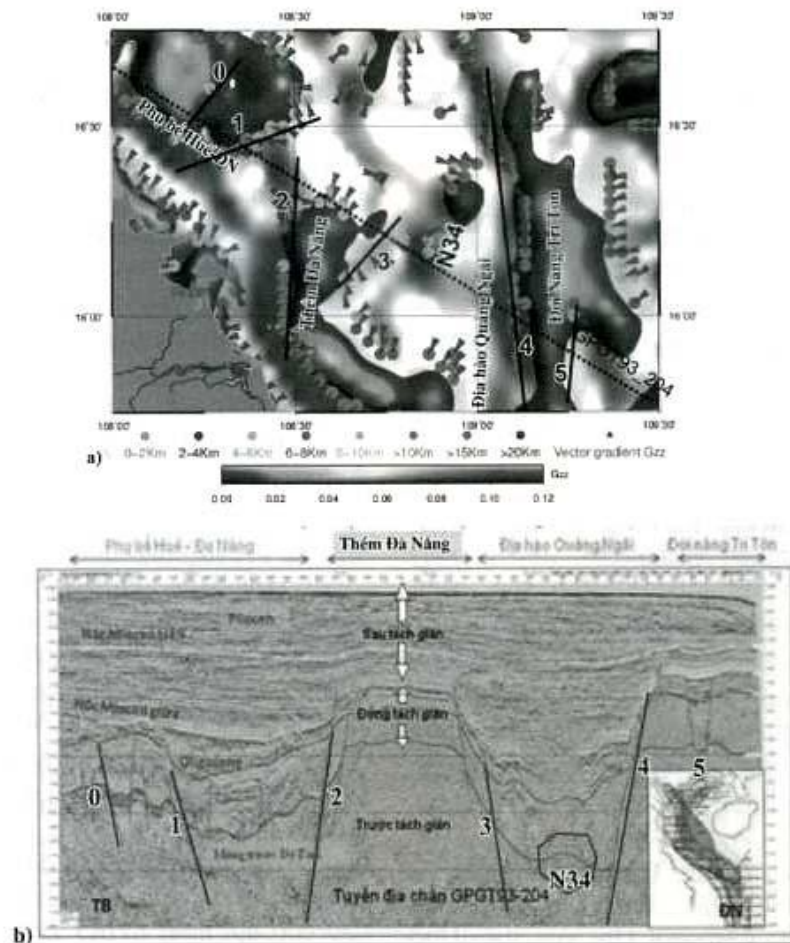
mật độ. Quan sát có thể thấy mật độ móng trước Kainozoi có giá trị khá cao, khoảng $2,66-2,96 \text{ g/cm}^3$, trong đó phần mật độ cao (trên $2,8 \text{ g/cm}^3$) tập trung ở phần trung tâm bể, phần phía nam khu vực nghiên cứu và trên các thềm như thềm Thanh-Nghệ, thềm Hạ Long có mật độ thấp dưới $2,7 \text{ g/cm}^3$.

Tốc độ hội tụ trong giải bài toán ngược xác định mật độ được biểu diễn trên Hình 4d, với lần thứ nhất có $RMS=70,2$, sau 10 lần lặp giá trị $RMS=0,3115$ và sau 23 lần lặp nghiệm thu được đã nhỏ hơn giá trị sai số cho phép $0,05$ ($RMS=0,0493$), giá trị sai số tại từng điểm có giá trị dao động từ -1 mgal đến 1 mgal, tuy nhiên các giá trị nhỏ hơn $-0,2$ mgal và lớn hơn $0,2$ mgal rất ít. Sự phân bố các điểm biên của nguồn cùng với vector gradient của đạo hàm bậc 1 phần lớn có dạng dải không khép kín (các đứt gãy) hoặc có khép kín nhưng có bán kính rất lớn (khối tầng lớn). Qua việc đối sánh vị trí biên nguồn với các kết quả về phân bố hệ thống đứt gãy của một số tác giả như Trần Tuấn Dũng [19] có thể thấy vị trí các biên nguồn này phản ánh rõ hệ thống đứt gãy chính có trên khu vực

như đứt gãy Sông Lô, đứt gãy Sông Hồng, đứt gãy Kỳ Anh, đứt gãy Nào Rậy... Trên Hình 5 cho thấy vị trí biên các nguồn tìm được khá trùng và tương đối đầy đủ so với một mặt cắt địa chấn đã minh giải từ [22]. Như các vị trí số 1, 2, 3, 4 là biên của các đới nâng Tri Tôn, thềm Đà Nẵng, địa hào Quảng Ngãi, đây là các cấu trúc lớn trên khu vực bề được chỉ ra trên mặt cắt địa chấn (Hình 5b) từ kết quả tính toán này chúng cũng được chỉ ra đầy đủ và chính xác (Hình 5a). Kết quả cũng dự báo được độ sâu tồn tại và phát triển của thềm Đà Nẵng có thể đến độ sâu 4-6 km, còn biên của đới nâng Tri Tôn độ sâu ghi nhận được có thể đạt tới 10 km. Trong bài báo này, tác giả muốn nhấn mạnh thêm rằng, độ sâu ở đây là độ sâu tồn tại, nghĩa là tại độ sâu đó các nguồn này vẫn xuất hiện.



Hình 4. a) Cấu trúc - mật độ móng trước Kainozoi; b) Vị trí khu vực nghiên cứu; c) Tần suất xuất hiện độ sâu của nguồn; d) Tốc độ hội tụ.



Hình 5. a) Cấu trúc trên khu vực tuyến địa chấn GPGT93_204; b) Mặt cắt địa chấn 2D đã minh giải [9].

IV. KẾT LUẬN

Trên cơ sở kết quả thu được, tập thể tác giả có một số kết luận như sau:

Áp dụng phương pháp tín hiệu giải tích của tensor gradient trọng lực (GGT) để xác định hàm biên độ tín hiệu giải tích theo hướng (ED) đã khắc phục được hiện tượng giao thoa và cho độ phân giải tốt hơn so với hàm biên độ tín hiệu giải tích truyền thống (HGA). Đây là một cách tiếp cận mới để xác định biên chính xác và ước tính độ sâu của nguồn (có thể là hệ thống đứt gãy).

Khi các đối tượng nghiên cứu là các đứt gãy trong móng trước Kainozoi, sự kết hợp giữa phép biến đổi trường với giải chấp Euler từ số liệu tín hiệu giải tích theo hướng như một phép chuyển đổi từ

biên độ tín hiệu giải tích theo hướng cực đại sang giá trị độ sâu, sự kết hợp này cho một bức tranh cắt lớp địa chất chi tiết từ nông đến sâu, hay nói cách khác, nó cho phép ta ước tính được độ sâu đỉnh và độ sâu đáy của nguồn trên khu vực nghiên cứu. Đây có thể là một cách tiếp cận mà nó cho phép ta xác định nhanh hướng nghiêng, góc cắm và tuổi hoạt động của đứt gãy.

Tổ hợp nhiều phương pháp xử lý trọng lực hiện đại kết hợp với một số tài liệu địa vật lý khác làm tài liệu tham khảo, phân tích cho phép chúng ta xác định nội tại cấu trúc móng trước Kainozoi một cách nhanh và khá rõ nét, kết quả này hoàn toàn khác với các kết quả mà chỉ cho thấy được bề mặt cấu trúc móng trước Kainozoi.

VĂN LIỆU

1. **Beiki M., 2010.** Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location. *Geophysics*, Vol.75, No.6, pp. 159-174.
2. **Beiki M. and Pedersen L.B., 2010.** Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies. *Geophysics*, vol.75, No.6, pp. 137-149.
3. **Berezkin W.M., 1967.** Application of the full vertical gravity gradient to determination to sources causing gravity anomalies (Russian). *Expl. Geophys.*, 18, pp. 69-76.
4. **Bhaskara Rao D., Prakash M.I. and Ramesh Babu N., 1990.** 3D modelling of gravity anomalies with variable density contrast. *Geophys. Prosp.*, Vol.38, pp. 411-422.
5. **Blakely R.J. and Simpson R.W., 1986.** Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, vol. 51, No. 7, pp. 1494-1498.
6. **Bùi Công Quế, Hoàng Văn Vượng, 1996.** Đặc điểm phân bố mật độ móng trước Kainozoi khu vực thềm lục địa Đông Nam trên cơ sở mô hình hoá cấu trúc của vỏ Trái đất. *TC Dầu khí*, T2/1996:14-22. Hà Nội.
7. **Cao Đình Triều, Lê Văn Dũng, Phạm Nam Hưng, Thái Anh Tuấn, Mai Xuân Bách, Nguyễn Hữu Tuyên, Bùi Anh Nam, 2009.** Một số kết quả bước đầu nghiên cứu cấu trúc móng trước Kainozoi khu vực thành phố Hồ Chí Minh và kể cận trên cơ sở tài liệu trọng lực. *TC Các Khoa học về Trái đất*, T31/4:335-345. Hà Nội.
8. **Cordell L., Grauch V.J.S., 1985.** Mapping basement magnetization zones from aero-magnetic data in the San Juan basin, New Mexico. in Hinze. W. J., Ed.. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. *Sot. Explor. Geophys.*, pp. 181-197.
9. **Cordell L., 1979.** Gravi Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola Basin, New Mexico. *New Mexico Geological Society 30th Annual Fall Field Conference Guidebook*, pp. 59-64.
10. **David Gosmez-Ortiz, Bhriagu Agarwal N.P., 2004.** 3Dinver.m: a matlab program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computers & Geosciences* 31, pp. 513-520.
11. **Debeglia N. and Corpe J., 1997.** Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics*, 62, pp. 87-96.
12. **Đỗ Đức Thanh, Nguyễn Kim Dũng, 2013.** Xác định phân bố mật độ trong đá móng theo mô hình giải bài toán ngược trọng lực 3D. *TC Các Khoa học về Trái đất*, T35/1:47-52. Hà Nội.
13. **Lê Huy Minh, Võ Thanh Sơn, Lưu Việt Hùng, 2005.** Phương pháp giải tích tín hiệu giải tích ba chiều và ứng dụng trong minh giải bản đồ địa thường từ hàng không vùng Tuần Giáo. *Tuyển tập báo cáo hội nghị KHKT ĐVLVN lần thứ 4.* Nxb Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội.
14. **Nabighian M.N., 1984.** Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms - Fundamental relations. *Geophysics*, 49, 780-786, doi: 10.1190/1.1441706.
15. **Nguyễn Kim Dũng, Đỗ Đức Thanh, 2016.** Using the analytic signal method of gravity gradient tensor (GGT) to determine the location and depth of the faults in the Pre-Cenozoic basement rocks of the Red River trough. *Vietnam Journal of Earth Sciences Vol 38 (2)*, pp. 143-152.
16. **Oruc B., Sertcelik I., Kafadar O., Selim H.H., 2013.** Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of

relief. *Journal of Applied Geophysics* 88, pp.105-113.

17. Pedersen L.B. and Rasmussen T.M., 1990. The tensor gradient of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. *Geophysics*, 55, pp. 1558-1566, doi: 10.1190/1.1442807.

18. Reid A.B., Ebbing J. and Webb S.J., 2013. Avoidable Euler errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *European association of geoscientists & engineers, Geophysical Prospecting*.

19. Trần Tuấn Dũng, Bùi Công Quế, Nguyễn Hồng Phương, 2013. Cenozoic basement structure of the South China sea and adjacent areas by modeling and interpreting gravity data. *Russian journal of pacific geology*, vol. 7, No.4, pp. 227-236.

20. Võ Thanh Sơn, Lê Huy Minh, Nguyễn Chiến Thắng, Lưu Việt Hùng, Ngô Văn Quân, Nguyễn Thị Dung, 2007. Xác định vị trí và độ sâu của các

ranh giới tương phản từ tính bằng phương pháp tín hiệu giải tích 3-D sử dụng đạo hàm bậc cao. *Tuyển tập báo cáo hội nghị KHKT Địa vật lý Việt Nam lần 5*, tr.136-147.

21. Võ Thanh Sơn, Lê Huy Minh, Lưu Việt Hùng, 2005. Xác định vị trí theo phương ngang và chiều sâu đến mặt trên của các ranh giới mật độ vùng châu thổ Sông Hồng bằng các phương pháp đạo hàm thẳng đứng và giải chập Euler đối với tài liệu dị thường trọng lực. *TC Địa chất*, A/287:39-52. Hà Nội.

22. Vũ Ngọc Diệp, Hoàng Ngọc Đang, Trần Mạnh Cường, Nguyễn Trọng Tín, 2011. Quá trình phát triển và thoái hóa của đá carbonat tuổi Miocen trên đới nâng Tri Tôn phần Nam bề trầm tích Sông Hồng. *TC Dầu khí*, T7:19-27. Hà Nội.

23. Zhang C., Mushayandebvu M.F., Reid A.B, Fairhead D. and Odegard M.E., 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65, pp. 512-520, doi: 10.1190/1.1444745.

SUMMARY

Research on combination methods of modern processing and interpretation to determine Pre-Cenozoic basement structure using gravity data

Nguyễn Kim Dũng, Đỗ Đức Thanh, Hoàng Văn Vượng

In this article, the authors present an application of new techniques for processing and interpretation of gravity data to determine the structures of the Pre-cenozoic basement such as: 3D inverse problem to determine density distribution, the analytic signal of gravity gradient tensor method, the Euler deconvolution of the directional analytic signals, and the curvature tensor gravity gradient. Each method was tested on model and applied on the real data, and the advantageous as well as disadvantageous aspects were found out from the results. The combination of these results from all the methods is allowed us to better understand structures of the Pre-cenozoic basement. In fact, some structural elements and rock density distributions inside the Precenozoic basement of the Red River sedimentary basin and its surroundings are more clearly relected on our results in comparison with the previous studies.

Người biên tập: TS. Đinh Văn Toàn.