

Improving accuracy of altimeter-derived marine gravity anomalies in the East Vietnam Sea deep-basin and adjacent area

Tran Tuan Dung^{1,2,*}, Nguyen Van Sang³, Nguyen Ba Dai¹, Nguyen Kim Dung¹,
Tran Trong Lap¹, Tran Tuan Duong¹, Nguyen Thi Hai Ha⁴

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST, Vietnam*

²*Graduate University of Science and Technology, VAST, Vietnam*

³*Hanoi University of Mining and Geology, Hanoi, Vietnam*

⁴*PetroVietnam University, Ba Ria-Vung Tau, Vietnam*

*E-mail: trantuandung@yahoo.com

Received: 25 July 2019; Accepted: 6 October 2019

©2019 Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)

Abstract

In recent years, the satellite altimeter technology allows enhancing the marine investigation in many areas. Up to now, many scientific studies have attempted to improve the accuracy and resolution of altimeter-derived gravity anomalies and have produced a gravity grid with interval of 1'×1' for most oceans all over the world. However, these gravity anomalies are not very highly accurate and have a large difference compared to shipboard gravity anomalies, especially in the coastal and islands areas. The purpose of this article is to improve the accuracy of altimeter-derived marine gravity anomalies for geological structure research in the East Vietnam Sea deep-basin and adjacent areas. The least squares collocation method is used to correct the altimeter-derived marine gravity data based on the shipboard gravity data in order to improve the accuracy of marine gravity anomalies. In this article, the altimeter-derived marine gravity anomalies are taken from Sandwell, D. T., et al., (V24.1) and the shipboard gravity anomalies are from the survey projects between Vietnam, Russia and other countries. The mean-squared error when comparing both data is about 9,358 mGal. After correcting by collocation method, the error was reduced to 3,208 mGal (for the altimeter data coinciding with shipboard track). Also, in this article, the achieved results show the efficiency and actuality of the corrected-altimeter-derived marine gravity anomalies for more detailed researches of geological structures. Especially, it is more meaningful in the remote or sparsely surveyed regions.

Keywords: Altimeter-derived gravity, shipboard gravity, East Vietnam Sea deep-basin, least squares collocation.

Citation: Tran Tuan Dung, Nguyen Van Sang, Nguyen Ba Dai, Nguyen Kim Dung, Tran Trong Lap, Tran Tuan Duong, Nguyễn Thị Hải Hà, 2019. Improving accuracy of altimeter-derived marine gravity anomalies in the East Vietnam Sea deep-basin and adjacent area. *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*, 19(3B), 43–53.

Nâng cao độ chính xác nguồn số liệu trọng lực trên khu vực trũng sâu Biển Đông và lân cận bằng phép tích hợp số liệu vệ tinh và số liệu đo trực tiếp

Trần Tuấn Dũng^{1,2,*}, Nguyễn Văn Sáng³, Nguyễn Bá Đại¹, Nguyễn Kim Dũng¹,
Trần Trọng Lập¹, Trần Tuấn Dương¹, Nguyễn Thị Hải Hà⁴

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

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

³Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội, Việt Nam

⁴Trường Đại học Dầu khí, Bà Rịa-Vũng Tàu, Việt Nam

*E-mail: trantuandung@yahoo.com

Nhận bài: 25-7-2019; Chấp nhận đăng: 6-10-2019

Tóm tắt

Trong những năm gần đây, công nghệ đo cao vệ tinh cho phép nâng cao khả năng nghiên cứu biển trên nhiều khu vực. Đến nay, nhiều công trình nghiên cứu khoa học không ngừng cải thiện mức độ chính xác cũng như là tăng độ phân giải của dị thường trọng lực vệ tinh và đã đưa ra được một mạng lưới dị thường trọng lực vệ tinh là $1' \times 1'$ cho các đại dương trên thế giới. Tuy nhiên, dị thường trọng lực vệ tinh có độ chính xác chưa cao so với số liệu đo thành tàu trên biển, đặc biệt là ở các khu vực ven biển, khu vực các đảo, quần đảo hoặc ở những khu vực có nhiều núi ngầm. Mục đích của nghiên cứu này là nâng cao độ chính xác của dị thường trọng lực từ đo cao vệ tinh (trọng lực vệ tinh) phục vụ cho nghiên cứu cấu trúc địa chất khu vực trũng sâu Biển Đông và lân cận. Ở đây, phương pháp bình phương tối thiểu collocation được áp dụng hiệu chỉnh số liệu trọng lực vệ tinh dựa theo số liệu đo trực tiếp bằng tàu trên biển. Dị thường trọng lực vệ tinh được tham khảo từ các nghiên cứu của Sandwell, D. T., et al., (V24.1) và dị thường trọng lực thành tàu từ các khảo sát giữa Việt Nam, Nga và các nước khác. Sai số bình phương trung bình khi so sánh số liệu trọng lực vệ tinh với trọng lực thành tàu là 9.358 mGal. Sau khi hiệu chỉnh bằng phương pháp collocation thì sai số trên giảm xuống chỉ còn 3.208 mGal. Qua đây, có thể thấy được tính hiệu quả và thực tiễn của việc so sánh, tích hợp dị thường trọng lực vệ tinh với trọng lực thành tàu trong vấn đề nâng cao độ chính xác và độ phân giải dị thường trọng lực biển. Nhiều nét đặc trưng địa chất như hệ thống đứt gãy, móng cấu trúc, phân bố các bể trầm tích và mối quan hệ giữa chúng có thể được xác định qua các phép minh giải dị thường trọng lực vệ tinh kết hợp với các tài liệu địa chất-địa vật lý khác.

Từ khóa: Trọng lực vệ tinh, trọng lực thành tàu, trũng sâu Biển Đông, phương pháp collocation.

GIỚI THIỆU CHUNG

Biển Đông Việt Nam, mặc dù đã trải qua nhiều năm nghiên cứu nhưng vẫn còn rất nhiều nơi chưa được khảo sát hoặc mới chỉ được thực hiện ở mức độ rất sơ lược. Một điều thuận lợi để khắc phục những hạn chế trên, đó là nguồn

số liệu đo cao vệ tinh đã và đang được khai thác một cách hiệu quả lấp đầy những khoảng trống số liệu mà khảo sát bằng tàu chưa thực hiện được. Có thể nói đo cao vệ tinh là hướng duy nhất trong nghiên cứu biển đạt được nguồn số liệu có mức độ chính xác, phân giải đồng

nhất, chấp nhận được cả về thời gian và giá cả. Mặc dù mức độ chính xác của nó thấp hơn khi đo đạc khảo sát bằng tàu trên biển nhưng nó có lợi thế ở diện tích bao phủ rộng, độ phân giải đồng nhất mà hiện tại, ở một mức độ nào đó, được cho là phù hợp với nghiên cứu cấu trúc địa chất trên khu vực Biển Đông. Hơn nữa, nó còn có vai trò rất quan trọng trong định hướng ban đầu cho các khảo sát thăm dò chi tiết tiếp theo. Đặc biệt có ý nghĩa hơn nữa đối với những khu vực biển sâu biển xa, khu vực nhạy cảm, những khu vực mà mức độ khảo sát còn thưa thớt hoặc chưa thể khảo sát bằng tàu theo cách truyền thống.

Vào những năm của thập kỷ 80, đo cao vệ tinh đã bắt đầu trở thành một hướng mới được chú ý đến trong nghiên cứu địa chất-địa vật lý biển. Từ đó đến nay đã có nhiều công trình nghiên cứu tính toán nâng cao mức độ chính xác, độ phân giải của dị thường trọng lực vệ tinh. Tiêu biểu có thể kể đến Sandwell và Smith (1997, 1999, 2014) [1–3] đã tập hợp số liệu đo cao vệ tinh qua nhiều năm và đã tạo ra được một mạng lưới số liệu trọng lực $1' \times 1'$ cho hầu như toàn bộ các đại dương trên toàn thế giới.

Năm 1997, Sandwell, D. T., và Walter H. F. Smith đã xác định được dị thường trọng lực biển trên các đại dương bằng số liệu đo cao của các vệ tinh ERS-1 và Geosat, Topex/Poseidon. Dị thường trọng lực đó được so sánh với dị thường trọng lực thành tàu và đã đưa ra được một mạng lưới trọng lực với sai số từ 4 mGal đến 7 mGal. Đặc biệt là trong trường hợp số liệu vệ tinh trùng với tuyến đo của tàu trên biển thì sai số có thể ở mức 3 mGal [2].

Sandwell, D. T., và Walter H. F. Smith, năm 2009, cũng đã thực hiện so sánh, hiệu chỉnh dị thường trọng lực vệ tinh với trọng lực thành tàu và đưa ra được một mạng lưới trọng lực ở vịnh Mexico với sai số từ 2 mGal đến 4 mGal trên những vùng có đáy biển gồ ghề. Sai số lớn nhất lên đến 20 mGal xuất hiện ở đỉnh hoặc ở các vách núi ngầm [3].

Huang, M. T., et al., (2006), đã nghiên cứu, sử dụng số liệu đo cao từ vệ tinh Geosat/GM để tính toán dị thường trọng lực trên khu vực biển xung quanh Đài Loan. Kết quả tính toán cho thấy rằng, ở khu vực gần bờ, trường trọng lực vệ tinh đạt được có độ chính xác không cao.

Đây là một vấn đề cần phải được khắc phục khi sử dụng số liệu trọng lực tại các khu vực biên ven bờ [4].

Trong năm 2010, Ole Baltazar Andersen, Per Knudsen, Philippa A. M. Berry đã sử dụng dữ liệu đo cao vệ tinh Geosat, ERS, Envisat, Jason, GFO và ICE xác định dị thường trọng lực và xây dựng mô hình trường trọng lực biển toàn cầu DNSC08GRA. Kết quả tính toán được so sánh với 321.400 điểm đo trọng lực thành tàu trên khu vực tây bắc của Đại Tây Dương với mức độ sai số đạt được là 3,91 mGal. Cũng trong 2010, Ole Baltazar Andersen đã nâng cấp mô hình trường trọng lực DNSC08GRAV thành mô hình DTU10GRAV bằng bổ sung thêm dữ liệu mới của vệ tinh ERS và ENVISAT. Kết quả là, mô hình DTU10GRAV có mức sai số đạt tới 3,82 mGal [5].

Vào năm 2016, Zhang, S., Sandwell, D. T., Taoyong Jin, Li Dawei cũng sử dụng dữ liệu từ vệ tinh Geosat, ERS-1, Envisat, Jason-1, Cryosat-2 và SARAL/Altika tính toán dị thường trọng lực vệ tinh trên khu vực biển phía đông Trung Quốc. Kết quả tính toán được so sánh với số liệu trọng lực thành tàu (được lưu trữ tại Trung tâm dữ liệu Địa vật lý quốc gia-Hoa Kỳ). Sai số bình phương trung bình giữa hai nguồn số liệu nói trên được mô tả chi tiết, ở biển phía đông nam Trung Quốc sai số là 5.986 mGal; ở ngoài khơi phía nam bờ biển Đài Loan sai số là 5.217 mGal; khu vực vùng Okinawa và lân cận sai số là 5.647 mGal; trên các vùng xung quanh quần đảo Philippine có sai số là 8.279 mGal [6].

Ở Việt Nam, ứng dụng dữ liệu đo cao vệ tinh trong nghiên cứu biển cũng đã được thực hiện trong năm gần đây. Bùi Công Quế và nnk., (2008) sử dụng dị thường trọng lực vệ tinh kết hợp với dị thường trọng lực thành tàu (được đo bằng tàu Gagarinsky và Atlante) đã xây dựng được một mạng lưới dị thường trọng lực trên khu vực Biển Đông và lân cận, với sai số bình phương trung bình đạt mức 8,5 mGal [7].

Nguyễn Văn Sáng (2012), có công trình nghiên cứu xác định dị thường trọng lực bằng kết hợp số liệu đo cao 10 chu kỳ của vệ tinh ENVISAT và số liệu trọng lực thành tàu hiện có trên Biển Đông và đạt được mức sai lệch bình phương trung bình giữa hai nguồn số liệu là 6 mGal [8].

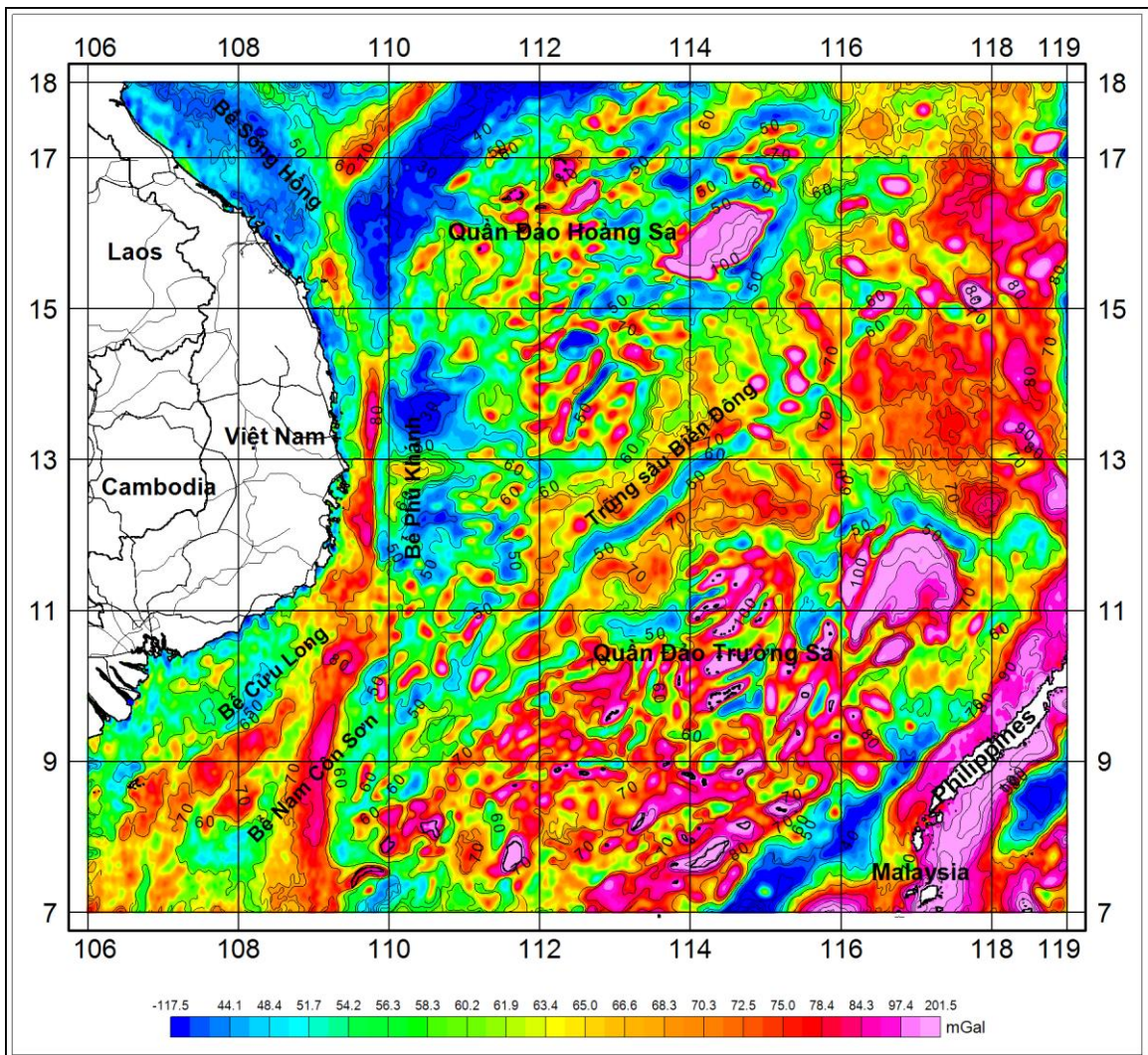
Trong nghiên cứu này áp dụng phương pháp bình phương tối thiểu collocation với dị thường trọng lực vệ tinh và dị thường trọng lực thành tàu nâng cao mức độ chính xác và đồng bộ phân giải nguồn số liệu trọng lực biển. Khu vực nghiên cứu trong khoảng từ 106–119°E và 7–18°N.

NGUỒN SỐ LIỆU SỬ DỤNG

Nguồn số liệu trọng lực vệ tinh được hiệu chỉnh dựa theo nguồn số liệu trọng lực thành tàu, kết quả là có được một tập số liệu dị

thường trọng lực có độ chính xác cao hơn, đồng nhất hơn, sau đây gọi là dị thường trọng lực biên tích hợp. Các nguồn số liệu dị thường trọng lực (Free_Air) được sử dụng có thể kê đến như sau:

Dị thường trọng lực vệ tinh với lưới grid 1'×1' (V24.1), được đưa ra bởi Sandwell, D. T., et al., (được tích hợp từ năm 1997 đến 2014, số liệu được biểu diễn trên hệ quy chiếu WGS84 theo tọa độ latitude-longitude) [1] (hình 1).



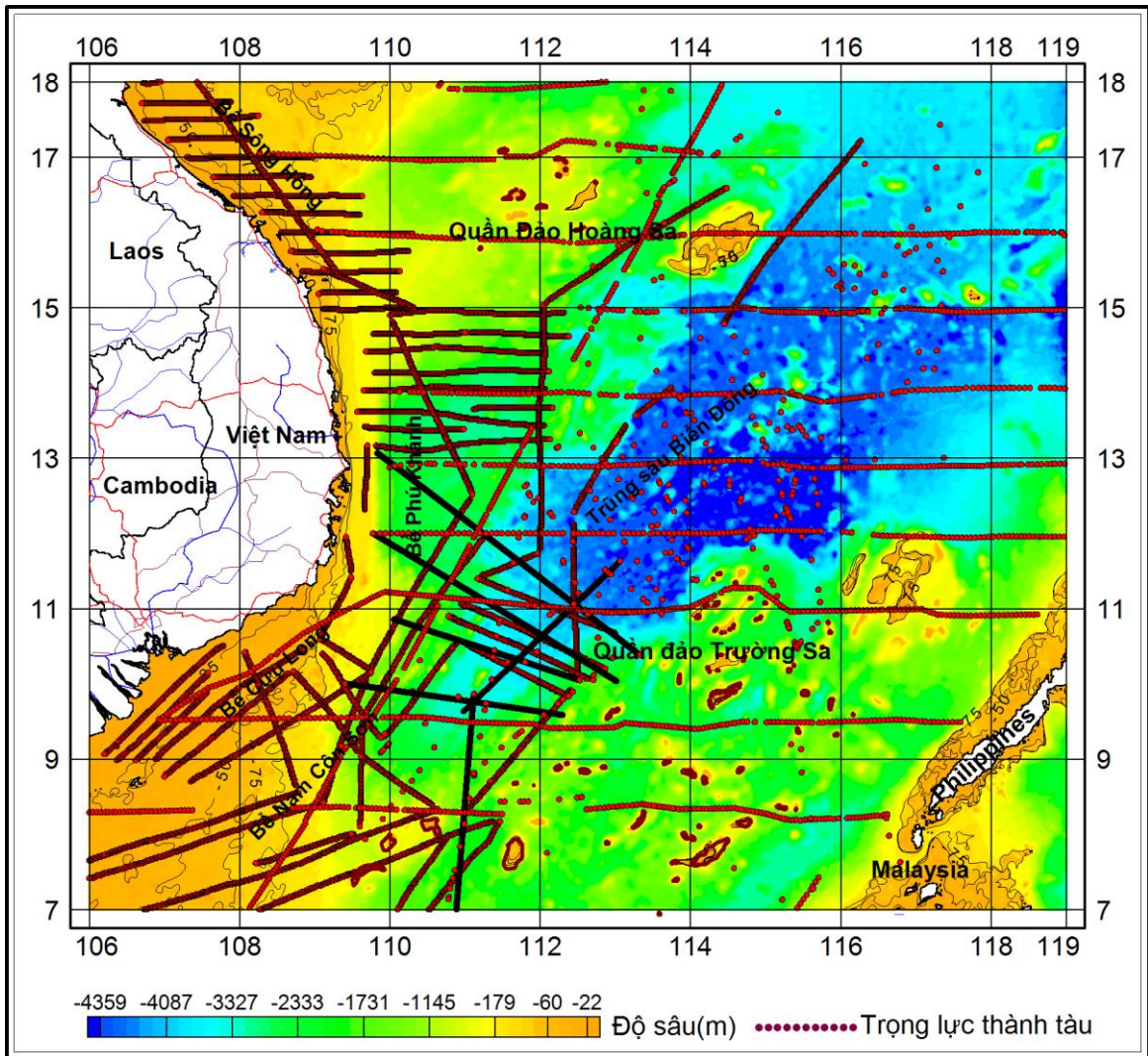
Hình 1. Dị thường trọng lực vệ tinh (Free-Air) [1]

Dị thường trọng lực thành tàu được đo bởi tàu RV Professor Gagarinskiy và RV Professor

Polshkov (Nga) qua các khảo sát khoa học hợp tác giữa Việt Nam và liên bang Nga trong năm

1990, 1992, 2007 và 2008 và một số lượng lớn tài liệu trọng lực được lưu trữ tại Cục trắc địa Pháp (số liệu được biểu diễn trên hệ quy chiếu

WGS84 theo tọa độ latitude-longitude) [9–11] (hình 2).



Hình 2. Các tuyến, điểm đo trọng lực bằng tàu trên biển [9–11]

PHƯƠNG PHÁP ÁP DỤNG

Từ số liệu đo cao vệ tinh, các nhà khoa học đã tính toán xác định được dị thường trọng lực trên phạm vi toàn cầu, trong đó có vùng biển Việt Nam [1]. Tuy nhiên, dị thường trọng lực này có độ chính xác chưa cao và có chênh lệch so với dị thường trọng lực đo trực tiếp bằng tàu trên biển. Ở đây, mục đích chính của phương pháp là nâng cao độ chính xác của dị thường trọng lực xác định từ đo cao vệ tinh

trên khu vực trùng sâu Biển Đông và lân cận. Phương pháp bình phương tối thiểu collocation (least squares collocation) được sử dụng để hiệu chỉnh số liệu trọng lực vệ tinh theo số liệu đo trọng lực trực tiếp bằng tàu trên biển. Phương pháp có thể được mô tả một cách tổng quát như sau:

Giả sử trên khu vực nghiên cứu có k giá trị dị thường trọng lực xác định từ số liệu đo cao vệ tinh $\Delta g_1^{alt}, \Delta g_2^{alt}, \dots, \Delta g_k^{alt}$ và m giá trị dị

thường trọng lực thành tàu đo trực tiếp collocation, dị thường trọng lực của điểm P bất
 $\Delta g_1^{do}, \Delta g_2^{do}, \dots, \Delta g_m^{do}$. Khi đó, theo phương pháp kỳ được tính bằng công thức [5, 8]:

$$\Delta g_P = \begin{bmatrix} K(\Delta g^{alt}, \Delta g_P) \\ K(\Delta g^{do}, \Delta g_P) \end{bmatrix}^T \cdot \begin{bmatrix} K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{alt}) + C_{\Delta^{alt} \Delta^{alt}} & K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{do}) \\ K^T(\Delta g^{alt}, \Delta g^{do}) & K(\Delta g^{do}, \Delta g^{do}) + C_{\Delta^{do} \Delta^{do}} \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \Delta g^{alt} \\ \Delta g^{do} \end{bmatrix} \quad (1)$$

Trong đó: $K(\cdot, \cdot)$ - Hàm hiệp phương sai của dị thường trọng lực; C_{Δ} - Ma trận hiệp phương sai của sai số đo.

$$\begin{aligned} K^T(\Delta g^{alt}, \Delta g_P) &= \begin{bmatrix} K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_P) & K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_P) & \dots & K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_P) \end{bmatrix} \\ K^T(\Delta g^{do}, \Delta g_P) &= \begin{bmatrix} K(\Delta g_1^{do}, \Delta g_P) & K(\Delta g_2^{do}, \Delta g_P) & \dots & K(\Delta g_k^{do}, \Delta g_P) \end{bmatrix} \\ K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{alt}) &= \begin{bmatrix} K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_1^{alt}) & K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_2^{alt}) & \dots & K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_k^{alt}) \\ K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_1^{alt}) & K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_2^{alt}) & \dots & K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_k^{alt}) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_1^{alt}) & K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_2^{alt}) & \dots & K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_k^{alt}) \end{bmatrix} \\ K(\Delta g^{do}, \Delta g^{do}) &= \begin{bmatrix} K(\Delta g_1^{do}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_1^{do}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_1^{do}, \Delta g_m^{do}) \\ K(\Delta g_2^{do}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_2^{do}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_2^{do}, \Delta g_m^{do}) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ K(\Delta g_m^{do}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_m^{do}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_k^{do}, \Delta g_m^{do}) \end{bmatrix} \\ K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{do}) &= \begin{bmatrix} K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_1^{alt}, \Delta g_m^{do}) \\ K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_2^{alt}, \Delta g_m^{do}) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_1^{do}) & K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_2^{do}) & \dots & K(\Delta g_k^{alt}, \Delta g_m^{do}) \end{bmatrix} \\ C_{\Delta^{alt} \Delta^{alt}} &= \begin{bmatrix} C_{\Delta_1^{alt} \Delta_1^{alt}} & C_{\Delta_1^{alt} \Delta_{21}^{alt}} & \dots & C_{\Delta_1^{alt} \Delta_k^{alt}} \\ C_{\Delta_2^{alt} \Delta_1^{alt}} & C_{\Delta_2^{alt} \Delta_2^{alt}} & \dots & C_{\Delta_2^{alt} \Delta_k^{alt}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{\Delta_k^{alt} \Delta_1^{alt}} & C_{\Delta_k^{alt} \Delta_2^{alt}} & \dots & C_{\Delta_k^{alt} \Delta_k^{alt}} \end{bmatrix}; \quad C_{\Delta^{do} \Delta^{do}} = \begin{bmatrix} C_{\Delta_1^{do} \Delta_1^{do}} & C_{\Delta_1^{do} \Delta_2^{do}} & \dots & C_{\Delta_1^{do} \Delta_m^{do}} \\ C_{\Delta_2^{do} \Delta_1^{do}} & C_{\Delta_2^{do} \Delta_2^{do}} & \dots & C_{\Delta_2^{do} \Delta_m^{do}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{\Delta_m^{do} \Delta_1^{do}} & C_{\Delta_m^{do} \Delta_2^{do}} & \dots & C_{\Delta_m^{do} \Delta_m^{do}} \end{bmatrix} \\ \Delta g^{alt} &= \begin{bmatrix} \Delta g_1^{alt} \\ \Delta g_2^{alt} \\ \dots \\ \Delta g_k^{alt} \end{bmatrix}; \quad \Delta g^{do} = \begin{bmatrix} \Delta g_1^{do} \\ \Delta g_2^{do} \\ \dots \\ \Delta g_m^{do} \end{bmatrix} \end{aligned}$$

Các hàm hiệp phương sai của dị thường trọng lực được tính theo phương pháp của

Tscherning, C. C., và Rapp, R. H., (1974), theo công thức như sau [12]:

$$K(\Delta g_i, \Delta g_j) = a \sum_{l=2}^N d_l \frac{(l-1)^2}{r_i \cdot r_j} \left(\frac{R^2}{r_i \cdot r_j} \right)^{l+1} P_l(\cos \psi) + \sum_{l=N+1}^{\infty} \frac{A}{(l-2)(l+b)} \frac{(l-1)}{r_i \cdot r_j} \left(\frac{R_B^2}{r_i \cdot r_j} \right)^{l+1} P_l(\cos \psi) \quad (2)$$

Trong đó: $P_l(\cos \psi)$ - Đa thức Lagrange bậc l ; ψ - Khoảng cách giữa điểm i và j trong tọa độ cầu; r_i, r_j - Khoảng cách đến điểm i và j tính từ gốc tọa độ; R - Bán kính trung bình của Trái đất; a - Tham số hiệu chỉnh; d_l - Phương sai của các hệ số đến bậc N ; b - Hằng số, thường được chọn là 4; A - Hằng số có đơn vị là $(m/s)^4$; R_B - Bán kính của hình cầu Bjerhammar; Các tham số a, d_l, N, A , và R_B sẽ được xác định bằng cách làm khớp hàm phương sai lý thuyết với các giá trị phương sai thực nghiệm, chúng được xác định bằng phần mềm GRAVSOFT [13].

KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

Dị thường trọng lực trước và sau khi hiệu chỉnh được so sánh với nhau. Độ lệch giữa chúng sau khi hiệu chỉnh được biểu diễn trên hình 3-5. Kết quả so sánh có thể tóm lược như sau:

- Độ lệch lớn nhất $\delta g_{\max} = 11,70$ mGal;
- Độ lệch nhỏ nhất $\delta g_{\min} = -4,10$ mGal;

Độ lệch trung bình:

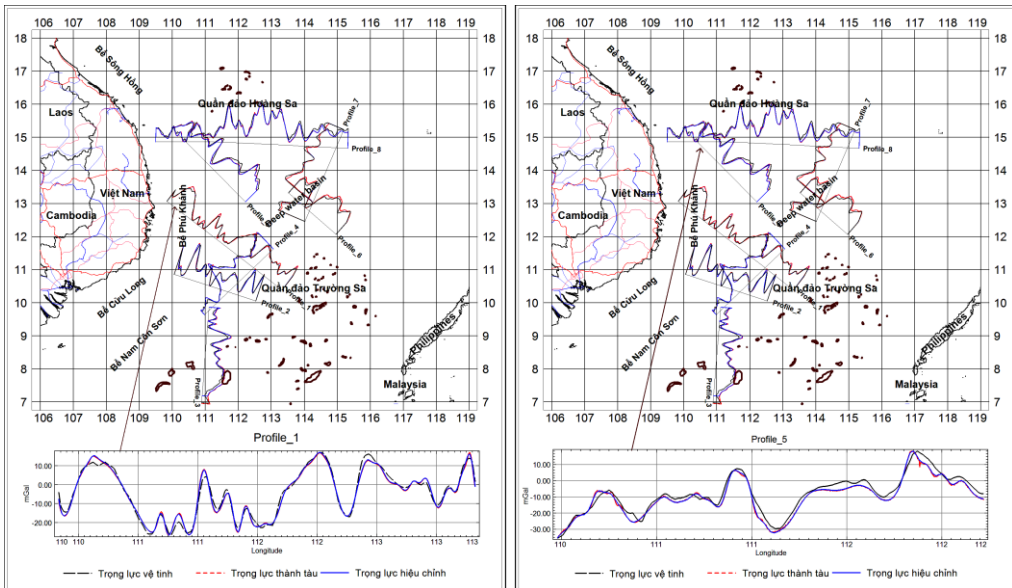
$$\delta g_{TB} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \delta g_i = 0,031 \text{ mGal}$$

Độ lệch bình phương trung bình:

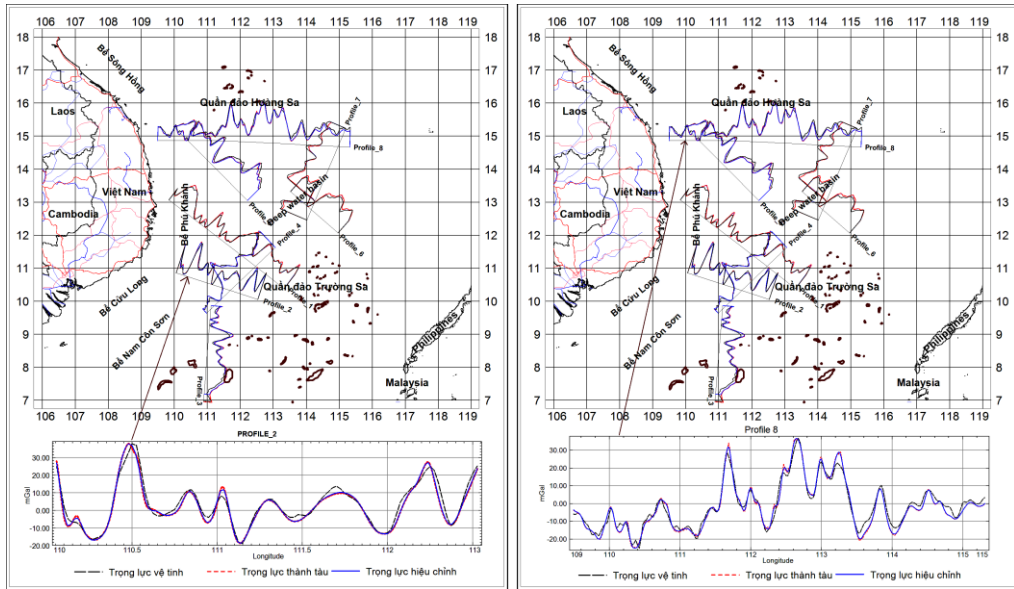
$$\sigma_{\delta g} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\delta g_i - \delta g_{TB})^2} = 3.208 \text{ mGal}$$

Trong đó: $\delta g_i = \Delta g_i^S - \Delta g_i^T$; Δg_i^T - Dị thường trọng lực trước khi hiệu chỉnh; Δg_i^S - Dị thường trọng lực sau khi hiệu chỉnh.

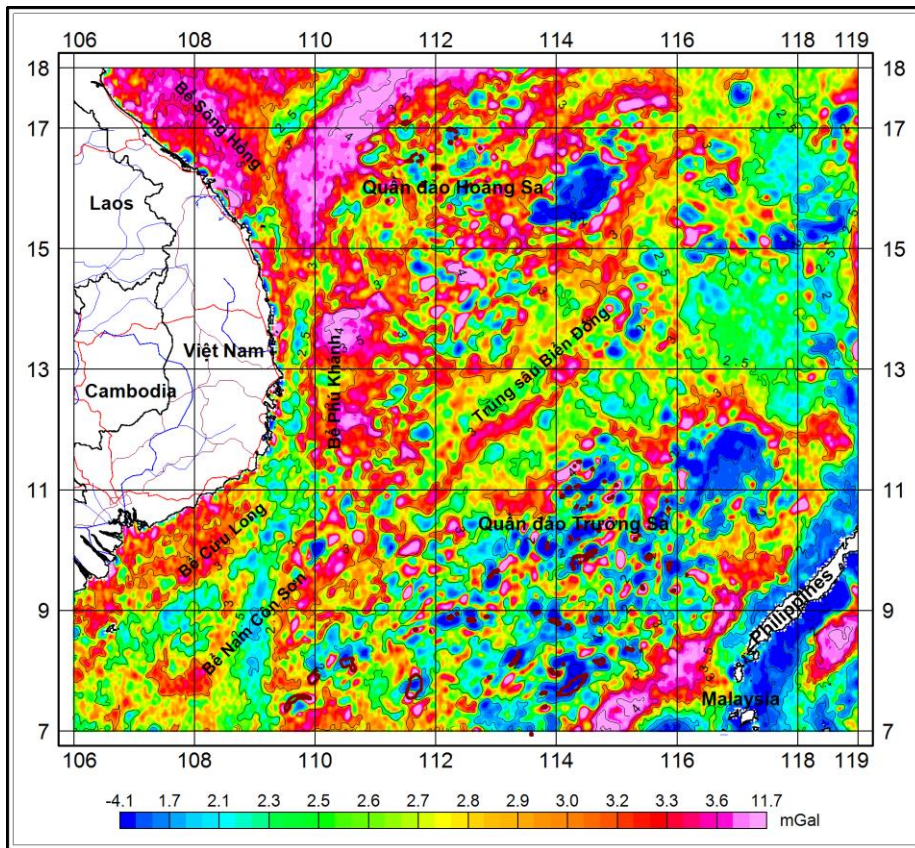
Trên hình 3-4 là minh họa về hiệu chỉnh dị thường trọng lực vệ tinh dựa trên dị thường trọng lực thành tàu. Tuy nhiên, ở đây, trong khuôn khổ của bài báo, chỉ biểu diễn một số tuyến mang tính minh họa so sánh, có thể xem các hình sau:



Hình 3. Các tuyến minh họa về hiệu chỉnh dị thường trọng lực vệ tinh dựa trên dị thường trọng lực thành tàu (tuyến 1, tuyến 5)



Hình 4. Các tuyến minh họa về hiệu chỉnh dị thường trọng lực vệ tinh dựa trên dị thường trọng lực thành tàu (tuyến 2, tuyến 8)

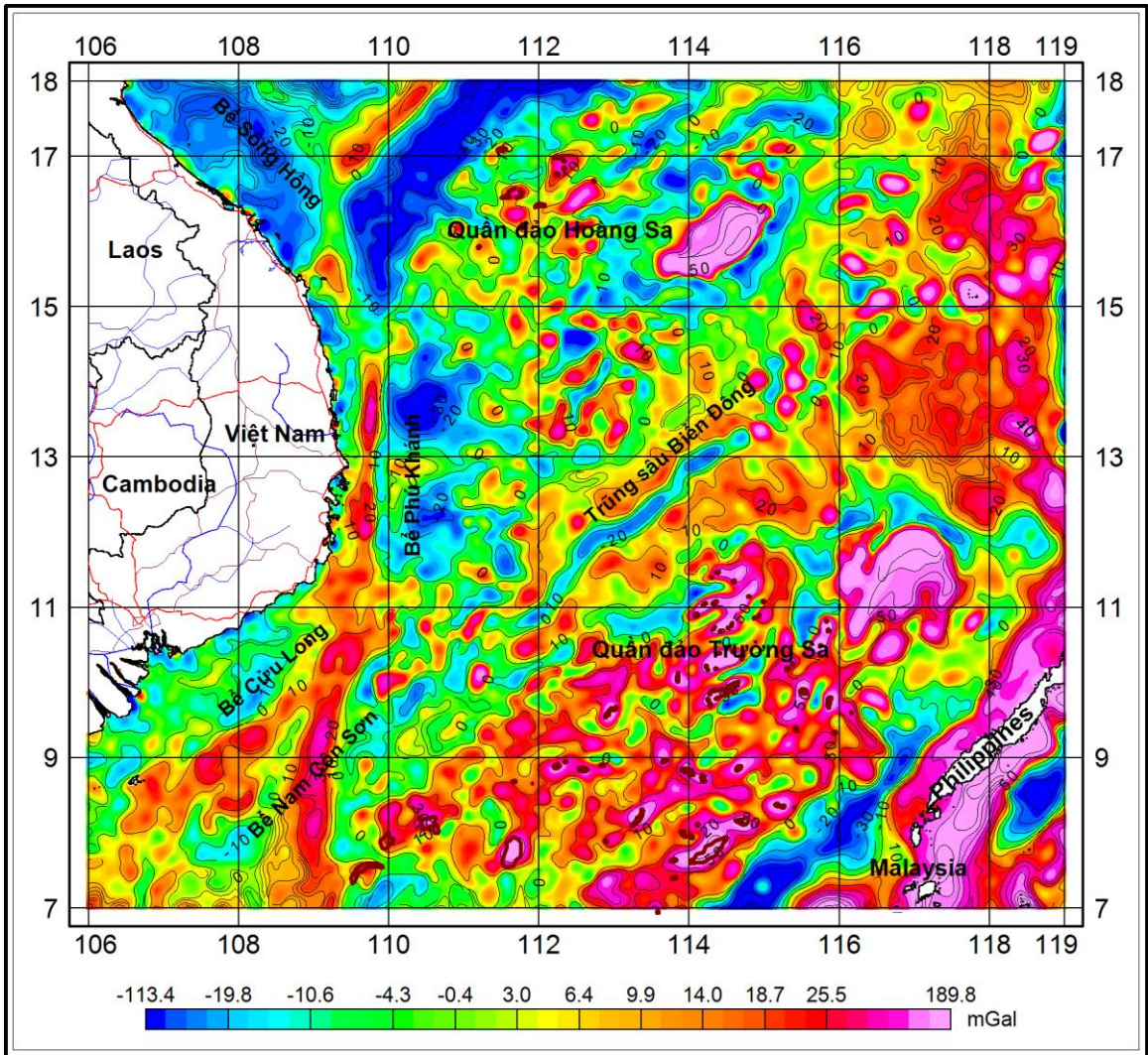


Hình 5. Sai lệch giữa dị thường trọng lực trước và sau khi áp dụng phương pháp bình phương tối thiểu collocation

Sai số bình phương trung bình giữa dị thường trọng lực vệ tinh sau khi hiệu chỉnh và dị thường trọng lực thành tàu được nâng cao từ 9.358 mGal đến 3.208 mGal. Sai lệch giữa dị thường trọng lực trước và sau khi áp dụng phương pháp hiệu chỉnh bình phương tối thiểu collocation là từ -4,1 mGal đến +11,7 mGal và được biểu diễn trên hình 5.

Với phương pháp collocation, dị thường trọng lực vệ tinh được hiệu chỉnh nâng cao cả

về độ chính xác cũng như là độ phân giải. Kết quả đạt được là một mạng lưới số liệu trọng lực với khoảng cách 1'×1' trên khu vực trũng sâu Biển Đông và lân cận (hình 6). Dị thường trọng lực sau khi hiệu chỉnh bằng phương pháp collocation có khoảng giá trị biến đổi trong khoảng từ -113,4 mGal đến 189,8 mGal; So sánh với nguồn số liệu ban đầu có dải biến đổi là từ -117,5 mGal đến 201,5 mGal tương ứng.



Hình 6. Dị thường trọng lực vệ tinh (Free_Air) đã được hiệu chỉnh

Từ kết quả so sánh, hiệu chỉnh, có thể thấy rằng, sau khi hiệu chỉnh giá trị dị thường trọng lực thay đổi đáng kể ở tại và xung quanh vị trí điểm đo bằng tàu trên biển, càng cách xa hơn thì giá trị hiệu

chỉnh dị thường trọng lực càng thay đổi ít hơn. Điều đó nói lên rằng, trong bài toán hiệu chỉnh dị thường trọng lực, mức độ chính xác càng được nâng cao khi mật độ điểm đo trực tiếp bằng tàu

trên biển càng lớn và được phân bố đồng đều trên khu vực nghiên cứu (hình 3–4).

KẾT KUẬN

Phương pháp so sánh, hiệu chỉnh dị thường trọng lực vệ tinh dựa vào dị thường trọng lực thành tàu là cách tốt nhất để hoàn thiện, nâng cao độ chính xác và độ phân giải của dị thường trọng lực biển. Nguồn số liệu trọng lực thu được góp phần một cách hiệu quả vào công tác nghiên cứu cấu trúc địa chất biển.

Trong nghiên cứu này, sau khi hiệu chỉnh, sai số bình phương trung bình giữa dị thường trọng lực vệ tinh và dị thường trọng lực thành tàu được cải thiện từ 9.358 mGal đến 3.208 mGal (cho toàn bộ khu vực nghiên cứu).

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được hoàn thành nhờ sự hỗ trợ các điều kiện cần thiết của chương trình NCVCC24.02/19–19, của đề tài VT-UD.03/17–20, đề tài VAST06.01/18–19 và đề tài ĐLTE00.09/18–19.

REFERENCES

[1] Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., and Francis, R., 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65–67. doi: 10.1126/science.1258213.

[2] Sandwell, D. T., and Smith, W. H., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 10039–10054.

[3] Sandwell, D. T., and Smith, W. H., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1), B014411. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB 006008>.

[4] Motao, H. U. A. N. G., Guojun, Z., and Yongzhong, O., 2006. Recovery of Marine Gravity Field Using Integrated Data from Multi-Satellite Missions. *Science of Surveying and Mapping*, 31(6), 37–39.

[5] Andersen, O. B., Knudsen, P., and Berry, P. A., 2010. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry. *Journal of Geodesy*, 84(3), 191–199. DOI 10.1007/s00190-009-0355-9.

[6] Zhang, S., and Sandwell, D. T., 2017. Retracking of SARAL/AltiKa radar altimetry waveforms for optimal gravity field recovery. *Marine Geodesy*, 40(1), 40–56. <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2016.1265032>.

[7] Bùi Công Quế, Trần Tuấn Dũng, Lê Trâm, 2008. Thành lập bản đồ dị thường trọng lực thống nhất trên vùng biển Việt Nam và kế cận. *Tạp chí Khoa học và Công nghệ biển*, 8(2), 29–41.

[8] Nguyễn Văn Sáng, 2012. Xác định dị thường trọng lực cho vùng biển Việt Nam bằng kết quả đo cao vệ tinh. *Luận án Tiến sĩ Khoa học kỹ thuật. Trường Đại học Tổng hợp Trắc địa và Bản đồ Moskva, Liên bang Nga*.

[9] <http://bgi.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Marine-Gravity-data>.

[10] Institute of Marine Geology and Geophysics, 2007. Gravity, magnetic and seismic data of RV Professor Polshkov (Russia), 2007–2008.

[11] POI FEB-RAS, 1990. Gravity and magnetic data of RV Professor Gagarinskiy (Russia), 1990–1992.

[12] Tscherning, C. C., and Rapp, R. H., 1974. Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations, and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. *Scientific Interim Report Ohio State Univ., Columbus. Dept. of Geodetic Science*.

[13] Nielsen, J., Tscherning, C. C., Jansson, T. R., and Forsberg, R., 2012. Development and User Testing of a Python Interface to the GRAVSOFTE Gravity Field Programs. In *Geodesy for Planet Earth* (pp. 443–449). Springer, Berlin, Heidelberg.

[14] Garcia, E. S., Sandwell, D. T., and Smith, W. H., 2014. Retracking CryoSat-2,

- Envisat and Jason-1 radar altimetry waveforms for improved gravity field recovery. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1402–1422. doi: 10.1093/gji/ggt469.
- [15] Forsberg, R., and Tscherning, C., 2008. Geodetic Gravity Field Modelling Programs. *Manual do usuário, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen.*
- [16] Dung, T. T., Que, B. C., and Phuong, N. H., 2013. Cenozoic basement structure of the South China Sea and adjacent areas by modeling and interpreting gravity data. *Russian Journal of Pacific Geology*, 7(4), 227–236.