

# QUASIGEOID CỤC BỘ VÀ QUASIGEOID TOÀN CẦU

GS.TSKH. PHẠM HOÀNG LÂN

Trường Đại học Mở - Địa chất

GS.TSKH. NEYMAN YU. M.

Trường Đại học Tổng hợp Quốc gia

Trắc địa và Bản đồ Matxcơva

## Tóm tắt:

Như đã biết, dị thường độ cao xác định theo số liệu trọng lực bằng các phương pháp tích phân số, biến đổi Furie nhanh, collocation v.v... liên quan tới quasigeoid toàn cầu tương ứng với hệ thống tham khảo toàn cầu và mặt đẳng thế trung bình trên qui mô toàn cầu đi qua một điểm khởi tính. Song, các lãnh thổ quốc gia riêng biệt lại thường quan tâm đến việc có điểm khởi tính riêng của mình. Nhưng, khi đó giá trị thế trọng trường tại điểm khởi tính cục bộ như thế thường không xác định và chênh khác so với giá trị chung cho toàn cầu. Điều này dẫn đến sự thay đổi về giá trị độ cao chuẩn và giá trị dị thường độ cao nhận được. Bài báo trình bày tổng quan về các tính toán cho phép đánh giá đại lượng xê dịch của quasigeoid cục bộ so với quasigeoid toàn cầu và giới thiệu một vài kết quả thực nghiệm có liên quan ở Việt nam.

## 1. Độ cao chính và độ cao chuẩn

Vị trí của điểm P trên bề mặt Trái đất (hay bên ngoài nó) được xác định đơn trị bởi các thành phần tọa độ  $\varphi_p, \lambda_p, h_p$  so với mặt ellipsoid tròn xoay xác định nào đó. Song, như đã biết, vị trí thẳng đứng sẽ được xác định thuận tiện hơn, nếu được tính từ mặt geoid, tức là từ mặt đẳng thế trọng trường với thế  $W \equiv W_0$  gần nhất (theo nghĩa bình phương độ chênh là nhỏ nhất) so với mặt biển trung bình (ứng với một thời đại cụ thể), có thể được hiện thực hoá dù chỉ tại một điểm khởi tính  $P_0$  (điểm gốc độ cao). Độ cao chính  $H_p$  của điểm P tùy ý so với geoid, như đã biết, chính là độ dài tính từ geoid đến điểm đó của đoạn đường cong véc tơ MP của trường trọng lực:

$$H_p = \frac{C_p}{\bar{g}} \quad (1)$$

trong đó đại lượng thế trọng trường

$$C_p = W_0 - W_p = \int_{(M)}^{(P)} g \cdot dH = \int_{(M)}^{(P)} g \cdot dn \quad (2)$$

có thể được xác định theo kết quả đo thủy chuẩn kết hợp với đo trọng lực dọc tuyến bất kì từ điểm gốc độ cao  $P_0$  đến điểm xét P (trong trường thế tích phân không phụ thuộc vào hình dạng đường lấy tích phân,  $dH$  là kí hiệu vi phân khoảng cách giữa các mặt đẳng thế). Giá trị trung bình của trọng lực, theo định nghĩa, được tính theo biểu thức:

$$\bar{g} = \frac{1}{H_p} \int_{(H)}^{(p)} g \cdot dH \quad (3)$$

Ở đây tích phân được lấy theo vectơ cong của trường trọng lực, còn M là giao điểm của đường cong này với mặt geoid (tức là với mặt đẳng thế khởi đầu của trọng trường). Để hiểu là vị trí của đường cong vectơ trọng trường và giá trị của trọng lực trên đó chỉ có thể được cho một cách gần đúng, và điều này chính là nguyên nhân của tính chất gần đúng không thể tránh khỏi của độ cao chính.

Việc tính toán chính xác chỉ có thể dựa trên khuôn khổ mô hình nào đó của trọng trường, chẳng hạn, trong trường thế chuẩn U

được xác định bởi ellipsoid tròn xoay địa tâm với bề mặt biểu diễn xấp xỉ (với một ý nghĩa cụ thể nào đó) bề mặt của Trái đất và là mặt đẳng thế với giá trị thế

$$V_o = \frac{GM}{E} \operatorname{arctg} \frac{E}{b} + \frac{1}{3} \omega^2 a^2 \quad (4)$$

Ở đây GM là tích của hằng số hấp dẫn với khối lượng của Trái đất;  $\omega$ - tốc độ góc trung bình của Trái đất; q, b, E – bán trục lớn, bán trục nhỏ và tâm sai tuyến tính của ellipsoid.

Ở đây

- Trị số của trọng lực thực g trong các tích phân (2), (3) được thay thế bằng trị số của trọng lực chuẩn  $\bar{\gamma}$  ;

- Điểm khởi tính M trong các tích phân (2), (3) cần được hiểu là giao điểm giữa đường cong véctơ của thế trọng trường chuẩn với mặt ellipsoid (tức là với mặt đẳng thế khởi tính của trọng trường chuẩn);

- Điểm cuối được chọn trên đường cong véctơ đó sao cho đại lượng thế trọng trường  $C_p = W_o - W_p$  không bị thay đổi (được giữ nguyên, vì chính  $C_p$  xác định bản chất vật lí của độ cao).

Điều nói trên có nghĩa là:

$$C_p = W_o - W_p = \int_{(M)}^{(Q)} \gamma dH^\gamma = U_o - U_Q \quad (5)$$

trong đó  $dH^\gamma$  là vi phân độ dài đoạn đường cong của trọng trường chuẩn, còn điểm Q là điểm nằm trên mặt teluroid. Độ dài đoạn MQ của đường cong véctơ trọng trường chuẩn được gọi là độ cao chuẩn  $H_p^\gamma$  của điểm P và được xác định theo công thức:

$$H_p^\gamma = \frac{C_p}{\bar{\gamma}} \quad (6)$$

trong đó

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{H_p^\gamma} \int_{(M)}^{(Q)} \gamma . dH^\gamma \quad (7)$$

Đoạn QP của đường cong đó là dị thường độ cao  $\zeta_p$  của điểm P và được xác định bởi công thức Bruns tổng quát:

$$\zeta_p = \frac{U_o - U_p}{\bar{\gamma}} = \frac{W_p - (W_o - U_o) - U_p}{\bar{\gamma}} \approx \frac{T_p}{\gamma_Q} - \frac{W_o - U_o}{\gamma_Q} \quad (8)$$

Ở đây  $\gamma_Q$  - giá trị trọng lực chuẩn tại điểm có  $U_Q = W_p$ ;  $\gamma_Q$  - giá trị trọng lực chuẩn tại điểm có  $U_o = W_o$ ;  $T_p = W_p - U_p$  - thế nhiễu tại điểm P với bán kính véctơ r, có điều hoà bậc 0 phụ thuộc vào hiệu  $\delta M$  giữa khối lượng của Trái đất và của ellipsoid:

$$T_o = \frac{G\delta M}{r} \quad (9)$$

Như vậy, để tính dị thường độ cao, ngoài thế trọng trường chuẩn và thế nhiễu, còn cần phải biết cả giá trị thế trên bề mặt được chấp nhận là geoid.

Đường cong MQP có thể được chiếu lên đường thẳng pháp tuyến M'P với mặt ellipsoid (hình 1), vì như ta biết, sự chênh khác về chiều dài giữa đoạn đường cong và đoạn đường thẳng tương ứng có thể bỏ qua, kể cả trong trường hợp cực trị. Điều này cho phép đơn giản hoá việc lý giải và trong phần tiếp theo ta sẽ chỉ xét các đoạn thẳng. Chẳng hạn, độ cao trắc địa  $h_p$  của điểm P bất kì bằng tổng của độ cao chuẩn và dị thường độ cao của nó

$$h_p = H_p^\gamma + \zeta_p \quad (10)$$

Cách lí giải truyền thống là đặt từ mặt ellipsoid theo phương pháp tuyến với nó một đoạn thẳng có độ dài bằng dị thường độ cao của điểm xét trên mặt đất. Bề mặt tương ứng nhận được có tên là quasigeoid và được xem là bề mặt khởi tính cho độ cao chuẩn. Như vậy, trên hình 1 dị thường độ cao  $\zeta_p = MK'$  là độ cao trắc địa của quasigeoid, còn độ cao chuẩn bằng  $H_p^\gamma = K'P$  Độ cao geoid N chênh khác so với dị thường độ cao đúng như độ cao chuẩn chênh khác

so với độ cao chính, tức là:

$$N - \zeta = H^\gamma - H = \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H \approx \frac{\Delta g_B}{\bar{\gamma}} \quad (11)$$

trong đó  $\Delta g_B$  - dị thường Bouguer. Đối với chính các điểm nằm trên mặt geoid, sự chênh lệch này không còn nữa, và các khái niệm quasigeoid và geoid sẽ là một.

Xin lưu ý là việc biết dị thường độ cao tại một điểm P nào đó trên bề mặt Trái đất cho ta khả năng lí thuyết để xác định thế trọng trường  $W_o$  trên mặt geoid (trong khuôn khổ mô hình triều xác định), vì theo (8) và (10) ta có:

$$W_o = U_o - \gamma_{Q_o} \left( h_P - H_P^\gamma - \frac{T_P}{\gamma_{Q_o}} \right) \quad (12)$$

## 2. Sự xê dịch của quasigeoid cục bộ

Như đã biết, các phương pháp thông thường trong việc mô hình hoá thế nhiều có liên quan tới hệ thống khởi tính địa tâm, và các hệ số điều hoà bậc 0 và bậc 1 đều bằng 0, ít nhất về mặt lí thuyết. Việc tuân thủ một cách chặt chẽ các điều kiện này chỉ có thể được thực hiện, khi các số liệu khởi tính cho việc mô hình hoá bao phủ toàn bộ bề mặt Trái đất.

Vì thế, dị thường độ cao được xác định theo số liệu trọng lực bằng các phương pháp tích phân số, biến đổi Fourier, collocation v.v... thường cho ta quasigeoid toàn cầu tương ứng ở mức độ này hay mức độ khác với ellipsoid chung của Trái đất và mặt đẳng thế trọng trường  $W = W_o$  đi qua điểm gốc độ cao  $P_o$  biểu diễn tốt nhất (theo ý nghĩa của phương pháp bình phương nhỏ nhất) mặt biển trung bình (ứng với thời đại cụ thể nào đó). Vì ellipsoid chung của Trái đất được định nghĩa là tiệm cận tốt nhất đối với bề mặt với  $W=W_o$ , nên trị số trung bình của khoảng chênh lệch giữa chúng, theo định lí Bruns tổng quát, phải bằng 0. Nhưng, điều này chỉ có thể có trong trường hợp

$$\delta M = 0; \delta W = W_o - U_o = 0 \quad (13)$$

Vì thế, có thể tính giá trị  $W_o$  theo (4) và geoid được xác định là mặt đẳng thế có phương trình  $W_o = U_o$ .

Độ cao chuẩn theo phương trình (10) có thể được xác định cho điểm xét bất kì tại đó có kết quả xác định độ cao trắc địa chính xác cao bằng GPS/GLONASS và kết quả xác định dị thường độ cao trọng lực. Tập hợp các điểm như thế (chứ không phải các trạm quan trắc mực nước biển) sẽ tạo nên hệ thống độ cao thống nhất và là hiện thân của hệ thống độ cao đó. Khi đó, các mạng lưới thuỷ chuẩn hiện có sẽ đóng vai trò phương tiện chính xác cao để lan truyền hệ thống độ cao chuẩn, nhưng không phải so với một trạm nghiệm triều (một điểm gốc độ cao), mà là so với tập hợp các điểm nói trên [2].

Song, cần lưu ý là như vậy sẽ dẫn đến sự biến dạng nhất định đối với hệ số tỉ lệ đúng về độ cao. Không những thế, ellipsoid đại diện tốt nhất cho geoid trên qui mô toàn cầu sẽ không nhất thiết phải là phù hợp nhất đối với các lãnh thổ riêng biệt trên đó thường muốn có một (hay thậm chí vài ba) điểm gốc riêng của mình. Trong trường hợp đó hầu như không thể biết được giá trị thế  $\tilde{W}_o$  tại điểm gốc cục bộ, và chắc chắn nó chênh lệch so với giá trị toàn cầu  $W_o$ . Điều này sẽ dẫn đến sự thay đổi của các giá trị độ cao chuẩn và dị thường độ cao và do đó sẽ dẫn đến sự tịnh tiến của mặt quasigeoid cục bộ so với quasigeoid toàn cầu một đại lượng bằng:

$$\Delta H = \frac{\tilde{W}_o - W_o}{\gamma_{Q_o}} \quad (14)$$

Trên hình 1 khoảng dịch chuyển này được biểu diễn bằng đoạn  $K_o P_o$  và chính là độ cao chuẩn của trạm nghiệm triều cục bộ  $P_o$ , cũng chính bằng độ cao trắc địa  $M_o Q_o$  của điểm  $Q_o$  trên teluroid.

Kết quả xác định độc lập độ cao trắc địa h của điểm P, chẳng hạn bằng GPS, so với ellipsoid chung của Trái đất cho ta phương trình với khoảng dịch chuyển không xác định:

$$\Delta H = h - H^Y - \zeta = \zeta - \zeta \quad (15)$$

Ở đây dị thường độ cao trọng lực, theo (8) và (13), tỉ lệ thuận với thể nhiều, tức là

$$\zeta = \frac{T}{\gamma_0} \quad (16)$$

còn hiệu (h - H<sup>Y</sup>) có thể được gọi là dị thường độ cao hình học  $\zeta$ . (Xem hình 1)

Song, bất kì một sự chênh khác nào so với các đẳng thức (13) cũng sẽ dẫn đến khoảng dịch chuyển mang tính hệ thống của độ cao quasigeoid bằng

$$\zeta_0 = \frac{G \cdot \delta M}{R \cdot \gamma_0} - \frac{\delta W}{\gamma_0} \quad (17)$$

trong đó R = 6371 km là bán kính trung bình của Trái đất, còn  $\gamma_0 = 980,6$  mgal là giá trị trọng lực tương ứng với độ vĩ 45°. Hằng số  $\zeta_0$ , như đã cho thấy trong [3], có thể được hiểu là đại lượng bổ sung cho bán trục lớn a của ellipsoid với độ dẹt không thay đổi, và vì vậy nó tương đương với sự thay đổi về tỉ lệ của Trái đất ở dạng gần như khối cầu.

### 3. Qui chuyển về hệ thống khởi tính thống nhất

Nếu độ cao trắc địa được xác định so với ellipsoid thực dụng khác biệt ellipsoid chung của Trái đất thì nó cần được điều chỉnh. Thông thường có thể sử dụng số hiệu chỉnh bổ sung  $\delta h(\delta a)$  do có sự chênh khác giữa các bán trục lớn  $\delta a$ . Việc khảo sát chi tiết hơn được cho trong [5], theo đó sự khác biệt về tỷ lệ  $\delta s$  của hai hệ thống khởi tính sẽ dẫn tới sự cần thiết phải tính số hiệu chỉnh  $\delta h(\delta s)$ , tương tự về ý nghĩa như số hiệu chỉnh đã nêu do có độ chênh giữa các bán trục lớn. Ở đó cũng đã cho thấy là độ cao trắc địa của điểm có tọa độ vuông góc x, y, z và tọa độ trắc địa tương ứng  $\phi, \lambda, h$  sau khi có sự thay

đổi nhỏ của hệ thống khởi tính sẽ nhận giá trị mới h' có liên quan với giá trị ban đầu theo biểu thức được tuyến tính hoá như sau [5]:

$$h' - h = \delta h(t_x) + \delta h(t_y) + \delta h(t_z) + \delta h(\epsilon_x) + \delta h(\epsilon_y) + \delta h(\delta s) + \delta h(\delta a) + \delta h(\delta f) \quad (18)$$

Ở đây

$$\begin{aligned} \delta h(t_x) &= t_x \cos \phi \cos \lambda, \\ \delta h(t_y) &= t_y \cos \phi \sin \lambda, \\ \delta h(t_z) &= t_z \sin \phi, \end{aligned} \quad (19)$$

trong đó  $t_x, t_y, t_z$  là các tham số dịch chuyển tịnh tiến dọc theo các trục tọa độ vuông góc, tức là  $t_x = x' - x, v.v...$

$$\begin{aligned} \delta h(\epsilon_x) &= \epsilon_x N e^2 \sin \phi \cos \phi \sin \lambda, \\ \delta h(\epsilon_y) &= \epsilon_y N e^2 \sin \phi \cos \phi \cos \lambda, \end{aligned} \quad (20)$$

trong đó  $\epsilon_x, \epsilon_y$  là các tham số thay đổi định hướng (các góc xoay của các trục tọa độ x, y quanh trục z),

$N = \frac{a}{W} = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}$  là bán kính cong của vòng thẳng đứng thứ nhất, a và e là bán trục lớn và tâm sai của ellipsoid thực dụng trên đó xác định các thành phần tọa độ  $\phi, \lambda, h$

$$\delta h(\delta s) = (aw + h) \delta s \quad (21)$$

trong đó đại lượng  $\delta s$  là đại lượng thay đổi tỉ lệ.

$$\delta h(\delta a) = -w \delta a, \quad \delta h(\delta f) = \delta f \frac{a(1-f)}{w} \sin^2 \phi \quad (22)$$

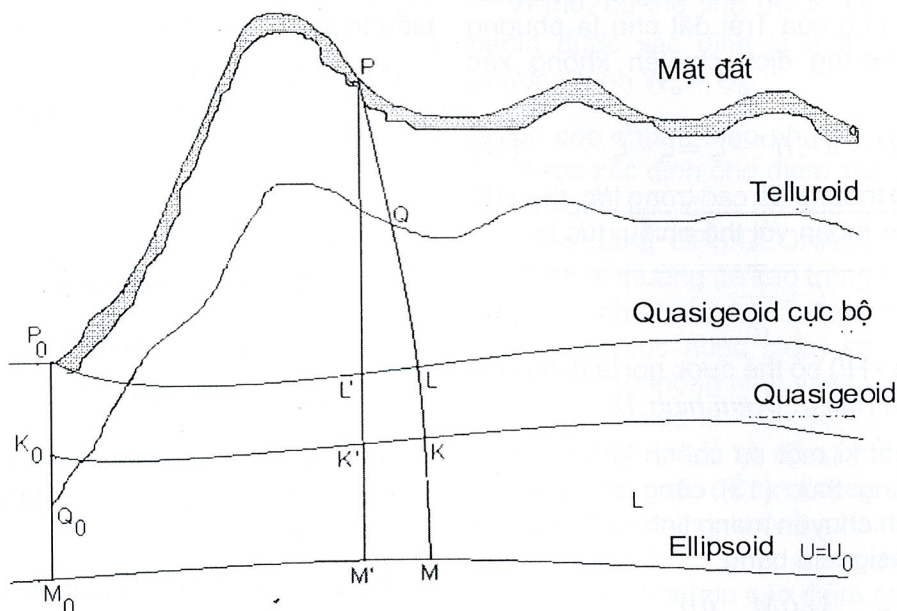
trong đó  $\delta a = a' - a, \delta f = f' - f$  là các đại lượng thay đổi độ dài của bán trục lớn và độ dẹt của ellipsoid thực dụng.

Để cho đơn giản, ta cho  $t_x = t_y = t_z = 0, \epsilon_x = \epsilon_y = \epsilon_z = 0, \delta f = 0$  Khi đó

$$\begin{aligned} h' &= h + \delta h(\delta s) + \delta h(\delta a) = \\ &= h(1 + \delta s) - w(\delta a - a \cdot \delta s) \end{aligned} \quad (23)$$

Cần lưu ý là cùng với sự thay đổi của hệ

Hình 1: Quasigeoid cục bộ và quasigeoid toàn cầu



số tỉ lệ, trục lớn  $a'$  có thể được biểu diễn như sau:

$$a' = (1 + \delta s)a + \delta a \quad (24)$$

trong đó  $(1 + \delta s)a$  là trị số mới của nó, còn  $\delta a$  là đại lượng chênh khác thực tế của trục nhỏ so với trục kia. Vì thế  $\delta a$  cần được hiểu là

$$\delta a = a' - a = a \cdot \delta s + \delta a \quad (25)$$

Cuối cùng thay (25) vào (23), ta có

$$h' = h(1 + \delta s) - w \cdot \delta a \quad (26)$$

Nếu bỏ qua đại lượng thay đổi của bán trục  $a'$  và trong (23) cho  $\delta a = \delta a$ , ta sẽ có

$$h' = h(1 + \delta s) - w \cdot \delta a + w \cdot a \cdot \delta s \quad (27)$$

Thành phần cuối trong (27) nhỏ đến mức có thể bỏ qua ( $< 1\text{mm}$ ), nếu hệ số tỉ lệ thay đổi ở mức  $\delta s = 10^{-10}$ , nhưng lại đạt tới 6m ứng với  $\delta s = 10^{-6}$ .

#### 4. Thực tế tính toán

Ta hãy giả sử là có  $n$  điểm  $P_1, P_2, \dots, P_n$  tại đó độ cao trắc địa được xác định bằng GPS, độ cao chuẩn nhận được từ kết quả đo thủy chuẩn, còn dị thường độ cao được tính theo dị thường trọng lực trên mặt đất. Đại

lượng cuối, về nguyên tắc, có thể được thay thế bằng kết quả tính theo công thức (17) hay (18) với mô hình nào đó của trọng trường ở dạng chuỗi hàm số cầu. Trong trường hợp này tất nhiên cần có thông tin về trọng trường chuẩn (và do vậy về các thông số của ellipsoid thực dụng tương ứng) và về mặt đẳng thế trọng trường được chấp nhận làm geoid. Song, hiện nay vẫn chưa thể đạt tới độ chính xác ở mức xentimét.

Trong trường hợp đơn giản nhất, đại lượng dịch chuyển cần tìm được đánh giá ở dạng hằng số chung cho toàn bộ lãnh thổ cho trước. Nếu khi đó có cơ sở cho rằng tổng của các phương sai tương ứng  $\sigma_h^2, \sigma_{H'}^2, \sigma_\zeta^2$  là như nhau đối với tất cả các điểm thì việc đánh giá đại lượng dịch chuyển cần tìm sẽ được thực hiện bằng cách lấy trung bình số học, tức là

$$\Delta H = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_i - H_i' - \zeta_i) \quad (28)$$

Nếu tổng của các phương sai nói trên không bằng nhau thì cần gán trọng số tương ứng cho mỗi thành phần và thay cho trung bình số học cần lấy trung bình trọng số.

Nếu tiếp cận vấn đề một cách chặt chẽ hơn thì cần xác định các giá trị (15) cho các điểm liên tục trên toàn bộ lãnh thổ đang xét, chẳng hạn bằng phương pháp collocation. Khi đó hàm hiệp phương sai theo khoảng cách  $s$  có thể được lấy ở dạng:

$$c(s) = C_0(1 + \alpha s)e^{-\alpha s} \quad (29)$$

Ở đây  $C_0$  là phương sai và được xác định bằng thực nghiệm, còn thông số  $\alpha$  được lựa chọn sao cho bán kính tương quan tương ứng xấp xỉ bằng khoảng cách trung bình giữa các điểm gốc.

Nếu trong các giá trị (15) phát hiện có sự dịch chuyển mang tính xu thế đáng kể, cần biểu diễn  $\Delta H$  ở dạng [6]:

$$\Delta H = \cos\phi \cos\lambda t_x + \cos\phi \sin\lambda t_y + \sin\phi t_z + t_0 + \varepsilon \quad (30)$$

và sử dụng phương pháp collocation với 4 tham số bổ sung  $t_x, t_y, t_z, t_0$ .

Trên thực tế toàn bộ công việc này có thể thực hiện dễ dàng bằng chương trình GeoGrid của gói phần mềm GravSoft. Kết quả sẽ tìm được sự tương thích giữa dị thường độ cao hình học và dị thường độ cao trọng lực trên toàn bộ lãnh thổ cần xét và nhờ vậy chính xác hoá được mặt khởi tính độ cao. ở đây dị thường độ cao trọng lực đóng vai trò nội suy.

Cuối cùng, xin lưu ý là việc hiệu chỉnh độ cao chuẩn đo được bởi các số hiệu chỉnh tương ứng sẽ làm thay đổi cả dị thường trọng lực. Do vậy, dị thường độ cao cũng sẽ thay đổi. Nhưng sự thay đổi của dị thường độ cao là không nhiều và có thể dễ dàng được xác định bằng cách tính lặp.

Cách thiết lập hệ thống độ cao chuẩn như trên trong đó không sử dụng mặt biển trung bình hiện nay đã bắt đầu được triển khai ở Việt nam [1]. Cơ sở ban đầu cho công việc này là 5 điểm được chọn dọc theo bờ biển và trên hai đảo là BLVI (20°07'8, 107°03'8), DSON (20°41'7, 106°47'5),

QNAM (15°50'8, 107°56'4), VTAU (10°23'7, 107°08'8) và CDAO (8°39'6, 106°34'1). Các con số trong ngoặc là giá trị độ vĩ, độ kinh của điểm xét; Chúng cho thấy sự phân bố khá đều theo lãnh thổ. Để xác định độ cao trắc địa đã sử dụng máy thu GPS hai tần số. Các cao đo được tiến hành đồng thời trên tất cả các điểm và kéo dài liên tục trong 3 ngày đêm đến từ 22 đến 24 tháng 3 năm 2009. Kết quả đo được xử lý bằng phần mềm BERNESE 5.0 kết hợp với số liệu đo của 4 trạm IGS bao quanh Việt nam là KUNM (Trung quốc), NTHS (Malaixia), PINO (Philippin), SHAO (Trung quốc) và được đặc trưng bởi sai số cỡ 2mm.

Số liệu được sử dụng để tính dị thường độ cao trọng lực là các giá trị dị thường trọng lực chân không được cho theo các ô chuẩn 5'x5'. Đối với các vùng có đo trọng lực (khoảng 2200 ô trong tổng số 4217 ô chuẩn trên cả nước), giá trị dị thường được trung bình hoá từ kết quả đo theo điểm và có sai số trung phương cỡ 3 mgal. Để phủ kín các vùng trống còn lại, chúng tôi buộc phải tiến hành nội suy theo phương pháp collocation. Ở đây lãnh thổ Việt Nam được chia thành 30 vùng và ứng với mỗi vùng đã sử dụng mô hình hiệp phương sai dị thường trọng lực tương ứng. Kết quả nội suy nhận được với sai số cỡ 6 mgal. Các hệ số điều hoà được sử dụng theo 5 phương án với các mô hình EGM-96, EGM-2008, ggm03c, EIGEN-GLO4C và EIGEN5C.

Cơ sở độ cao địa hình được xây dựng ở dạng các giá trị trung bình hoá theo các ô 30"x30" trên cơ sở mô hình số độ cao SRTM30

(<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>)

Toàn bộ công việc tính toán đã được thực hiện trên trạm xử lý gồm 4 "bộ vi xử lý" Socket 775 Intel Core 2 Quad Q 8300 2500MHz/4MB, Quad - c, bộ nhớ 2 x 2048, đĩa cứng 1000GB. Phần mềm được sử dụng

là GravSoft (Fortran – 90), Matlab R2009a (phiên bản 7.8.0.347) và Surfer (phiên bản 9).

Kết quả là chúng tôi đã nhận được giá trị dị thường độ cao trọng lực so với ellipsoid chuẩn trong hệ tọa độ WGS – 84 cho 3 điểm nằm dọc theo dải ven bờ và 2 điểm nằm trên các đảo lớn của Việt Nam với sai số trung phương tương ứng nêu trong bảng sau:

Bảng 1

STT	Tên điểm	Sai số trung phương dị thường độ cao trọng lực $\zeta$ (m)
1	BLVI	0.25
2	DSON	0.30
3	QNAM	0.20
4	VTAU	0.25
5	COND	0.30

Từ các giá trị độ cao trắc địa và dị thường độ cao trọng lực nhận được theo cách trình bày ở trên chúng tôi đã tính ra giá trị độ cao chuẩn cho 5 điểm xét so với mặt quasigeoid toàn cầu tương ứng. Dễ dàng nhận thấy là do sai số xác định độ cao trắc địa rất nhỏ, nên sai số trung phương của độ cao chuẩn của điểm xét có trị số bằng sai số trung phương của dị thường độ cao trọng lực nêu trong bảng 1. Các giá trị độ cao chuẩn nhận được của 5 điểm nói trên có thể được xem là cơ sở cho việc thiết lập hệ thống độ cao chuẩn cho lãnh thổ và lãnh hải Việt nam trong đó không sử dụng mặt biển trung bình.

Trong 5 điểm xét thì 3 điểm DSON, QNAM, VTAU nằm trên lãnh thổ và có thể được đo nối độ cao với mạng lưới độ cao quốc gia để có được độ cao chuẩn xác định theo số liệu đo thủy chuẩn truyền thống và trọng lực. Đây chính là giá trị độ cao so với mặt quasigeoid cục bộ đi qua mực nước biển trung bình tại trạm nghiệm triều Hòn Dấu. Chúng được kí hiệu là  $H_{TC}^y$  và được cho trong bảng sau:

Bảng 2

Điểm xét	$H^y$ (m)	$H_{TC}^y$ (m)	$H_{TC}^y - H^y$ (m)
DSON	19,31	17,39	-1,92
QNAM	15,69	16,67	0,98
VTAU	4,17	2,54	-1,63

Trên thực tế 3 điểm xét nêu trong bảng trên nằm cách nhau khoảng 500km, và do vậy số liệu trong bảng chưa cho ta bức tranh chi tiết và đầy đủ về sự chênh khác giữa mặt quasigeoid toàn cầu và mặt quasigeoid cục bộ trên phạm vi cả lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam. Song, chúng có ý nghĩa ở chỗ là cho ta thấy độ lớn có thể có của đại lượng chênh khác giữa hai mặt nói trên tức là chênh khác giữa giá trị độ cao chuẩn nhận được theo phương pháp đo thủy chuẩn truyền thống và theo phương pháp đo cao GPS hiện đại. Kết quả nhận được có thể được xem là những số liệu đầu tiên về vị trí tương hỗ giữa hai mặt khởi tính độ cao chuẩn xác định theo hai phương pháp khác nhau ở Việt Nam. Cần nói thêm rằng những số liệu nhận được phù hợp với các số liệu tương tự đã được công bố trong [5]. Vấn đề có liên quan ở dạng bài toán chuyển đổi hệ độ cao được xác định từ mặt nước biển trung bình tại trạm thủy triều về mặt quasigeoid toàn cầu cũng đã được đề cập đến trong [1], song ở đó chưa có các kết quả đánh giá với các con số cụ thể, nhất là cho lãnh thổ nước ta. Bài toán xác định chi tiết mức độ chênh khác giữa quasigeoid toàn cầu và quasigeoid cục bộ trên phạm vi lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam cần được xem xét với số lượng điểm gốc nhiều hơn và lượng thông tin đầy đủ hơn. Với mục đích này, số liệu hiện có là chưa đủ, và do vậy cần phát triển công tác đo trọng lực và đo thủy chuẩn cũng như sử dụng thêm số liệu vệ tinh như: đo cao vệ tinh (altimetry), đo gradien vệ tinh (gradientometry). ○

**TÀI LIỆU THAM KHẢO**

[1]. Hà Minh Hòa (2007). Giải quyết một số vấn đề liên quan đến việc chuyển đổi hệ độ cao được xác định từ mặt nước biển trung bình ở trạm thủy triều về mặt quasigeoid toàn cầu. Tạp chí Địa chính, Viện Nghiên cứu Địa chính, Bộ Tài nguyên và Môi trường, số 2/4/2007.

[2]. Phạm Hoàng Lân (2009). Báo cáo tổng kết khoa học và kỹ thuật. Đề tài: "Nghiên cứu thiết lập hệ thống độ cao chuẩn thống nhất cho cả lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam trên cơ sở không sử dụng mặt nước biển trung bình". Viện Khoa học Đo đạc và Bản đồ, Bộ Tài nguyên và Môi trường. Hà Nội, 2009, 195 tr.

[3]. Demyanov G. V. (2004). Xây dựng các nguyên tắc phát triển hệ thống độ cao chuẩn trên cơ sở các công nghệ vệ tinh hiện đại. Tóm tắt Luận án TSKH. Matxcơva, 2004, tiếng Nga

[4]. Hofman-Wellenhof B., Moritz H. (2007). Trắc địa vật lý. Nhà xuất bản MII GAIK. Matxcơva, 2007, tiếng Nga (dịch

từ tiếng Anh), 410 tr.

[5]. Hussein A. Abd-Elmotaal. A gravimetric geoid for Egypt derived by FFT technique- EGGG2000. Civil Engineering Department, Faculty of Engineering, Minia University, Egypt

[6]. Kotsakis C. (2008). Transforming ellipsoidal heights and geoid undulations between different geodetic reference frames. Journal of Geodesy, v.82, n.4-5, April 2008

[7]. Forsberg R., Tscherning C. (2008). An overview manual for the GRAVSOFT (Geodetic Gravity Field Modelling Programs), 2 edition, August 2008.○

### **Summary**

#### **LOCAL QUASIGEOID AND GLOBAL QUASIGEOID**

*Pham Hoang Lan*

*Hanoi University of Mining and Geology*

*Neyman Yu. M.*

*Moscow state university of Geodesy and Cartography*

It is known that the height anomalies computed with gravity data by use of numerical integration, fast Fourier transformation or collocation and others normally determine the global quasigeoid concerned to the global reference system and the globally averaged equipotential surface of the initial point. But different territories are interested in having their own tide-gauge. The value of a gravity potential at such local tide-gauge is practically unknown and differs from the global one. This causes changes of the received normal height and height anomaly. In the paper there are given an overview of the calculations allowing to evaluate dislocations of the local quasigeoid compared to the corresponding global surface and introduced some results of the relevant experiments in Vietnam.○

### **QUAY TRỞ LẠI VẤN ĐỀ.....**

*(Tiếp theo trang 17)*

### **Summary**

#### **BACK TO A PROBLEM OF USING OF FREE NETWORK ADJUSTMENT METHOD FOR THE ESTIMATION OF EARTH CRUSTAL MOVEMENT**

*Ass. Prof. Dr.Sc. Ha Minh Hoa*

*Vietnam Institute of Geodesy and Cartography*

This scientific article considers problems related to determination of fixed point (or surface) for estimation horizontal, space movement vectors (or vertical movement) of Earth crustal from results of the free network adjustment. Reserch results in this article takes a profundity of theoretic base of using of free network adjustment method for the estimation of Earth crustal movement.○