

XÂY DỰNG CÁC CÔNG THỨC CHUYỂN DỊ THƯỜNG ĐỘ CAO GIỮA CÁC HỆ TRIỀU

PGS. TSKH. HÀ MINH HÒA
Viện Khoa học Đo đạc và Bản đồ

Tóm tắt:

Bài báo khoa học này tiếp tục hướng nghiên cứu đã đề xuất trong [11] với mục đích làm rõ thể năng trọng trường của mặt Geoid trong các hệ triều. Từ đây xây dựng và đề xuất các công thức chuyển độ cao Geoid, dị thường độ cao giữa các hệ triều.

1. Đặt vấn đề

Mặt vật lý Quả đất và mặt Geoid là hai mặt có quan hệ chặt chẽ với nhau và là hai đối tượng nghiên cứu của khoa học Trắc địa. Nhưng cả hai mặt này đều biến thiên dưới tác động của các hiệu ứng triều trực tiếp và gián tiếp do sức hút của Mặt trăng và Mặt trời. Do đó các trị đo trắc địa và các tham số cần tìm có liên quan đến hai mặt này cũng luôn biến thiên dưới tác động của các hiệu ứng triều trực tiếp và gián tiếp. Trong thực tế phần lớn các trị đo trắc địa thuộc hệ triều trung bình (mean - tide system), trong khi đó độ cao trắc địa của các điểm thuộc mạng lưới GNSS (Global Navigation Satellite System) nhận được từ các kết quả xử lý các dữ liệu đo GNSS trong Khung quy chiếu Quả đất quốc tế ITRF (International Terrestrial Reference Frame) lại thuộc hệ không phụ thuộc triều (non - tide system), độ cao Geoid nhận được từ các mô hình trọng trường toàn cầu EGM (Earth Gravitational Model) lại thuộc hệ không phụ thuộc triều [6, 7]. Việc giải quyết các bài toán khoa học - kỹ thuật của Trắc địa cao cấp như xây dựng mô hình Quasigeoid độ chính xác cao trên lãnh thổ quốc gia, hoàn thiện hệ độ cao quốc gia gắn với việc xây dựng khung quy chiếu không gian quốc gia v...v đòi hỏi phải quy chiếu các trị đo trắc địa và các tham số quan tâm (độ cao trắc địa, độ cao Geoid, dị thường độ cao v...v) về hệ triều thống nhất.

Trong lĩnh vực trắc địa - bản đồ có hai thực tế phải chấp nhận: mặt hoạt động thực tế của công tác trắc địa - bản đồ là mặt vật lý bị biến dạng triều và mặt Geoid bị nâng bởi hiệu ứng triều gián tiếp do xuất hiện thể biến dạng W_d dưới sự phân bố lại vật chất của Quả đất dưới tác động của sóng vùng. Với hai thực tế trên, như trong tài liệu [11] đã trình bày, tại cuộc họp 1983 IAG/UGG của Hội Trắc địa quốc tế (International Association of Geodesy - IAG) năm 1983 tại Hamburg đã ra Nghị quyết 16 [3], theo đó các hệ thống được sử dụng trong xử lý toán học các kết quả đo đạc trắc địa phải tương ứng với Hệ triều 0 (zero - tide system). Tuy nhiên việc tác động của các hiệu ứng triều trực tiếp và gián tiếp dưới sức hút của Mặt trăng và Mặt trời đến mặt vật lý của Quả đất và mặt Geoid tương đối phức tạp về mặt mô tả hình học. Điều này dẫn đến việc mô tả chưa đúng bản chất của hiện tượng, dẫn đến các kết luận không chính xác và gây ra nhiều nhầm lẫn trong việc xây dựng các công thức quy chuyển các trị đo trắc địa giữa các hệ triều.

Bài báo khoa học này, tiếp tục bài báo [11], hoàn thiện các mô tả hình học về sự tác

động của các hiệu ứng triều trực tiếp và gián tiếp dưới sức hút của Mặt trăng và Mặt trời đến mặt vật lý của Quả đất và mặt Geoid, kiểm tra các công thức chuyển độ cao Geoid giữa các hệ triều và đề xuất công thức chuyển độ cao giữa các hệ triều. Việc giải quyết những vấn đề nêu trên sẽ xác lập cơ sở khoa học cho các tính toán trắc địa nhằm giải quyết các bài toán khoa học - kỹ thuật của Trắc địa cao cấp như xây dựng mô hình Quasigeoid độ chính xác cao, hoàn thiện hệ độ cao quốc gia gắn với việc xây dựng khung quy chiếu không gian quốc gia trên lãnh thổ Việt Nam.

2. Giải quyết vấn đề

2.1. Nghiên cứu xác định độ dâng của mặt Geoid dưới tác động của sóng vùng

Iuzepovich A. P., Ogorodova L.V. trong tài liệu [1] đã đưa ra công thức xác định độ dâng của mặt đẳng thế (mặt Geoid) dưới tác động của sóng vùng ở dạng sau:

$$\Delta\rho_0 = -\frac{\rho}{g} \left[0,381 \cdot \rho \cdot \left(\frac{fM_D}{(r_0^3)_D} + \frac{fM_\oplus}{(r_0^3)_\oplus} \right) \left(\frac{3}{2} \cdot \text{Sin}^2\varphi - \frac{1}{2} \right) \right], \quad (1)$$

ở đây ρ - bán kính - vectơ của điểm có vĩ độ φ nằm trên mặt Geoid; g - gia tốc lực trọng trường trung bình của Quả đất; $f.M_D$ và $f.M_\oplus$ là các hằng số trọng trường của Mặt trăng và Mặt trời; $(r_0)_D$ và $(r_0)_\oplus$ là các khoảng cách trung bình từ tâm Quả đất đến Mặt trăng và Mặt trời.

Đối với Ellipsoid Quả đất hiện đại [9] với bán trục lớn $a = 6378136,6$ m và tâm sai thứ nhất $e^2 = 0,006694397996$, bán kính trung bình của Quả đất được xác định theo công thức:

$$R = \frac{a \cdot \sqrt{1-e^2}}{1-e^2 \cdot \text{Sin}^2 B} \approx a \cdot \sqrt{1-e^2} = 6356751,858 \text{ m}.$$

Chúng ta nhận bán kính - vectơ $\rho = R = 6356751,858$ m đối với các điểm nằm trên mặt Geoid.

Khi đó đối với Mặt trăng, hệ số $\frac{fM_D}{(r_0^3)_D} \cdot R = 5,487365962 \cdot 10^{-7} \cdot m \cdot s^{-2}$; còn đối với Mặt trời hệ số $\frac{fM_\oplus}{(r_0^3)_\oplus} = 0,0396532866 \cdot 10^{-12} \cdot s^{-2}$.

Khi nhận $g = 978.000$ mGal từ công thức (1) chúng ta nhận được công thức xác định độ dịch chuyển đứng của mặt Geoid dưới tác động của sóng vùng

$$\Delta\rho_0 = 0,099 - 0,296 \cdot \text{Sin}^2\varphi. < m > \quad (2)$$

Từ công thức (1) khi nhận $\rho = R = 6356751,858$ m, chúng ta có công thức tính thế năng triều của mặt Geoid do ảnh hưởng của sóng vùng ở dạng sau:

$$W_V = g \cdot \Delta\rho_0 = 96972,250 - 290916,749 \cdot \text{Sin}^2\varphi. < m \cdot mGal > \quad (3)$$

Trên cơ sở các công thức (2) và (3) chúng ta có thể kết luận rằng:

- Tại vùng $0^\circ \leq |\varphi| < 35^\circ 16'$, trong đó có Việt Nam, đại lượng $\Delta\rho_0$ (2) luôn dương và bề mặt Geoid được nâng lên, tức bề mặt Geoid bị phình ra, còn thế năng triều W_V (3) luôn

dương, có hướng ngược với thế năng trọng trường thực của Quả đất và làm giảm thế năng thực của Quả đất. Khi đó các điểm nằm trên mặt Geoid sẽ nằm càng xa tâm vật chất Quả đất và có thế năng trọng trường thực và gia tốc lực trọng trường giảm đi;

- Tại vùng gần cực ($90^\circ \geq |\varphi| > 35^\circ 16'$) đại lượng $\Delta\rho_0$ (2) luôn âm và bề mặt Geoid bị hạ xuống, tức bề mặt Geoid bị co dẹt lại, còn thế năng triều W_V (3) luôn âm. Khi đó các điểm nằm trên mặt Geoid sẽ càng gần tâm vật chất của Quả đất và có thế năng trọng trường thực và gia tốc lực trọng trường tăng lên.

Tuy nhiên trong tài liệu [1] lại nhận định rằng: sự hạ thấp mặt đẳng thế (Geoid) trong vùng $90^\circ \geq |\varphi| > 35^\circ 16'$ làm giảm gia tốc lực trọng trường, sự nâng cao của mặt Geoid nằm trong vùng $0^\circ \leq |\varphi| < 35^\circ 16'$ làm tăng gia tốc lực trọng trường. Sự nhận định này ngược với các kết luận nêu ở trên và với nhận định này tài liệu [1] đã đưa ra công thức xác định số cải chính Honkasalo ngược dấu so với công thức chính thức hiện nay.

Ngoài ra với các quy luật thay đổi dấu của thế triều W_V dưới tác động của sóng vùng đã được nêu ở các kết luận trên, việc mô tả thế năng trọng trường thực của mặt Geoid dưới tác động của các hiệu ứng triều trực tiếp và gián tiếp phải trừ đi thế triều W_V và thế biến dạng W_d , chứ không phải cộng vào như trong tài liệu [2] (xem trong [10]).

2.2. Nghiên cứu trạng thái của mặt Geoid giữa các hệ triều

Như đã nêu trong tài liệu [2], dưới tác động của sóng vùng (hiệu ứng triều trực tiếp thường trực) mặt Geoid bị dịch chuyển đứng đi một đoạn $\Delta\rho_0$ và đồng thời mặt vật lý Quả đất cũng bị dịch chuyển đứng đi một đoạn h_2 . $\Delta\rho_0$ ở đây h_2 - số Love thứ nhất. Việc dịch chuyển của mặt vật lý Quả đất, về phần mình, lại gây ra sự phân bố lại vật chất trong vỏ Trái đất và tạo ra thế biến dạng W_d , ở đây $W_d = k_2 \cdot W_V$, còn k_2 - số Love thứ hai.

Nhưng với sự dịch chuyển của mặt Geoid và mặt vật lý Quả đất dưới tác động của sóng vùng, trạng thái của mặt Geoid trong các hệ triều như thế nào?. Trong tài liệu [2] việc mô tả hai trạng thái của mặt Geoid: với thế năng thực $W_0 + W_V$ và với thế năng thực $W_0 + W_d + W_V$, ở đây W_0 - thế năng thực của mặt Geoid trong hệ không phụ thuộc triều, là không hoàn toàn chính xác. Thứ nhất, như mô tả ở mục 2.1, thế năng thực của mặt Geoid trong các hệ triều phải là hiệu của thế năng thực W_0 và các thế W_V , W_d . Thứ hai là theo định nghĩa về các hệ triều không có trạng thái mặt Geoid với thế năng thực $W_0 - W_V$.

Tiếp tục hướng nghiên cứu được đề xuất trong tài liệu [11], trong bài báo này sẽ tiếp tục làm rõ trạng thái của mặt Geoid trong các hệ triều. Theo định nghĩa chính thức về các hệ triều (xem trong tài liệu [5]) tồn tại 3 dạng hệ triều:

- Hệ triều trung bình (Mean -Tide System): Các hiệu ứng triều chu kỳ đều bị loại bỏ, nhưng hiệu ứng triều thường trực (cả trực tiếp và gián tiếp) vẫn còn được lưu lại.

- Hệ triều Zero (0) (Zero - Tide System): Hiệu ứng triều trực tiếp bị loại bỏ, nhưng hiệu ứng triều gián tiếp vẫn còn tồn tại.

- Hệ không phụ thuộc triều (Free Tide or Non - Tide System): Tất cả các hiệu ứng triều (trực tiếp và gián tiếp) đều được loại bỏ.

Khi đó mặt Geoid thuộc hệ triều trung bình phải có thế năng thực:

$$(W_0)_m = W_0 - W_d - W_v. \quad (4)$$

mặt Geoid thuộc hệ triều 0 phải có thể năng thực:

$$(W_0)_z = W_0 - W_d. \quad (5)$$

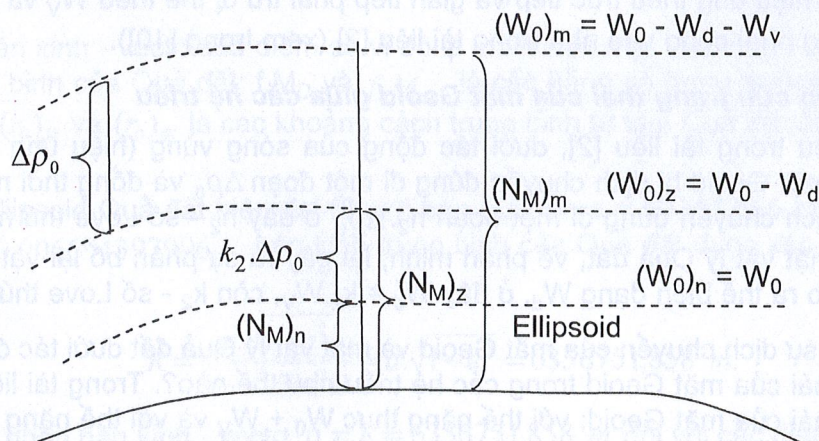
mặt Geoid thuộc hệ không phụ thuộc triều phải có thể năng thực:

$$(W_0)_n = W_0. \quad (6)$$

Như vậy chúng ta đã xác định được thể năng thực của mặt Geoid trong 3 hệ triều. Đồng thời đã chỉ ra rằng trong các hệ triều chính thức không có mặt Geoid với thể năng thực $W_0 - W_v$, như đã trình bày trong tài liệu [2].

2.3. Xác định các công thức chuyển độ cao Geoid giữa các hệ triều

Với việc xác định thể năng thực của mặt Geoid trong các hệ triều trong mục 2.2, chúng ta sẽ xem xét việc xác định các công thức chuyển độ cao Geoid giữa các hệ triều. Khi đó chúng ta sẽ mô tả thể năng thực của mặt Geoid trong các hệ triều ở hình 1 dưới đây.



Hình 1: Quan hệ giữa các độ cao Geoid giữa các hệ triều

Từ hình 1 chúng ta thấy rằng:

- Độ cao Geoid $(N_M)_z$ của điểm M trên mặt vật lý bị biến dạng triều trong hệ triều 0 là khoảng cách giữa mặt Geoid bị ảnh hưởng của hiệu ứng triều gián tiếp với thể năng $(W_0)_z = W_0 - W_d$ trong hệ triều 0 và mặt Ellipsoid;

- Độ cao Geoid $(N_M)_m$ của điểm M trên mặt vật lý bị biến dạng triều trong hệ triều trung bình là khoảng cách giữa mặt Geoid bị ảnh hưởng của các hiệu ứng triều gián tiếp, hiệu ứng triều trực tiếp thường trực (sóng vùng) với thể năng trọng trường thực $(W_0)_m = W_0 - W_d - W_v$ trong hệ triều trung bình và mặt Ellipsoid;

- Độ cao Geoid $(N_M)_n$ của điểm M trên mặt vật lý bị biến dạng triều trong hệ không phụ thuộc triều là khoảng cách giữa mặt Geoid không bị ảnh hưởng của các hiệu ứng triều trực tiếp, gián tiếp trong hệ không phụ thuộc thủy triều với thể năng trọng trường thực $(W_0)_n = W_0$ và mặt Ellipsoid. Mặt Geoid này được gọi là mặt Geoid không phụ thuộc triều.

Từ hình 1 lưu ý công thức (2) chúng ta có các công thức chuyển độ cao Geoid giữa các

hệ triêu ở dạng sau:

$$(N_M)_m = (N_M)_n + (+k_2)\Delta\rho_0 = (N_M)_n + (+k_2)(0,099 - 0,296 \cdot \text{Sin}^2\varphi) < m >. \quad (7)$$

$$(N_M)_Z = (N_M)_n + k_2 \cdot \Delta\rho_0 = (N_M)_n + k_2 \cdot (0,099 - 0,296 \cdot \text{Sin}^2\varphi) < m >. \quad (8)$$

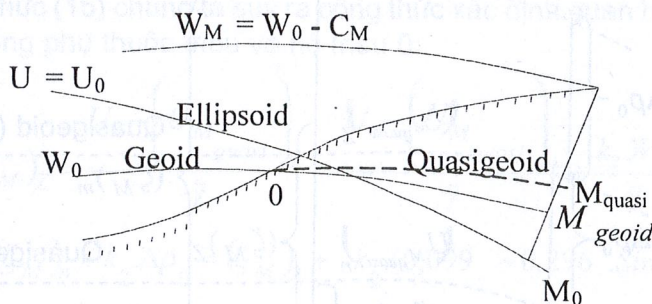
$$(N_M)_m = (N_M)_Z + \Delta\rho_0 = (N_M)_Z + (0,099 - 0,296 \cdot \text{Sin}^2\varphi) < m >. \quad (9)$$

Ekman. M. (1989) [4] đã đưa ra các công thức tương tự như các công thức (7), (8), (9).

Như vậy cách mô tả trạng thái của mặt Geoid trong các hệ triêu được trình bày trong mục 2.2 là hoàn toàn phù hợp với các khái niệm về các hệ triêu.

2.4. Nghiên cứu xây dựng công thức chuyển dị thường độ cao giữa các hệ triêu

Trong tài liệu [10] đã làm rõ khái niệm về mặt Quasigeoid, theo đó mặt Quasigeoid là hình ảnh của mặt Geoid với thế năng trọng trường thực $W = W_0$ trong trường trọng lực chuẩn (lý thuyết) của Quả đất và nhận được từ phép ánh xạ mặt Geoid này theo phương đường dây dọc từ trường trọng lực thực của Quả đất về trường trọng lực chuẩn. Từ khái niệm này trong tài liệu [10] đã chứng minh công thức xác định thế năng chuẩn $U_{M_{quasi}}$ của điểm M_{quasi} là hình chiếu của điểm M trên mặt vật lý của Quả đất đến mặt Quasigeoid theo đường vuông góc với mặt này (xem hình 2).



Hình 2: Quan hệ giữa mặt Geoid và mặt Quasigeoid

Công thức tính thế năng chuẩn $U_{M_{quasi}}$ của điểm M_{quasi} được biểu diễn dưới dạng sau:

$$U_{M_{quasi}} = W_0 + (U_M - W_M) \quad (10)$$

ở đây W_0 - thế năng trọng trường thực của mặt Geoid; W_M - thế năng trọng trường thực tại điểm M trên mặt vật lý của Quả đất; U_M - thế năng trọng trường chuẩn tại điểm M.

Do điểm M nằm trên mặt vật lý biến dạng triêu, thêm vào đó mặt này là như nhau trong cả hệ triêu trung bình lẫn hệ triêu 0, nên cả các thế năng thực lẫn các thế năng chuẩn tại điểm M trong hệ triêu trung bình và hệ triêu 0 là như nhau, tức $(W_M)_m = (W_M)_Z$ và $(U_M)_m = (U_M)_Z$. Khi đó từ công thức (10) lưu ý các công thức (4), (5) suy ra

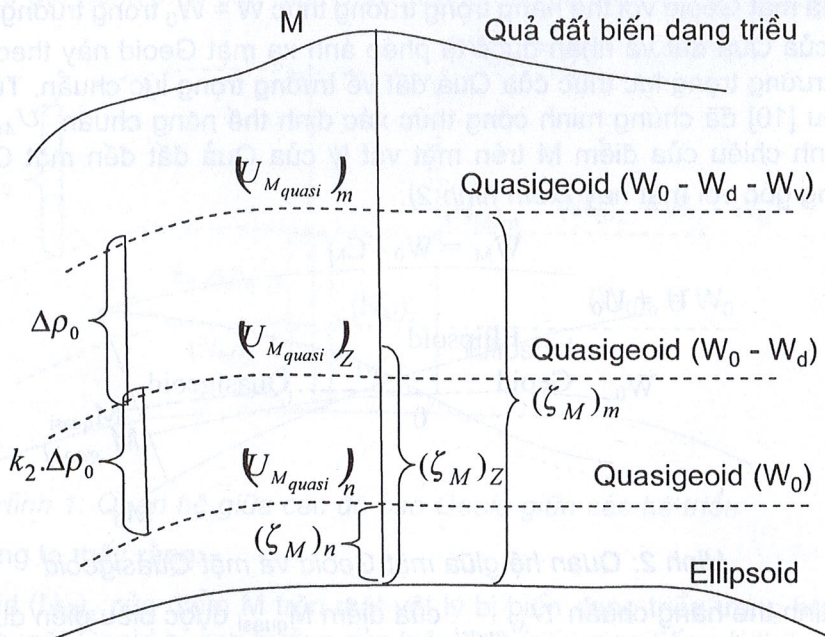
$$\left(U_{M_{quasi}} \right)_m - \left(U_{M_{quasi}} \right)_Z = [(W_0)_m - (W_M)_m] - [(W_0)_Z - (W_M)_Z] + [(U_M)_m - (U_M)_Z] = -W_V. \quad (11)$$

Công thức (11) cho thấy rằng dưới tác động của hiện tượng triều, thế năng chuẩn của mặt Quasigeoid cũng thay đổi tương tự như thế năng thực của mặt Geoid. Chúng ta sẽ xem xét hình 3 dưới đây. Từ điểm M trên mặt vật lý Quả đất biến dạng triều đường vuông góc xuyên mặt Ellipsoid. Chúng ta có một số dạng Quasigeoid như sau:

- Điểm hình chiếu có thế năng chuẩn $U_{M_{quasi}}^m$ nằm trên mặt Quasigeoid là hình ảnh của mặt Geoid với thế năng thực $(W_0)_m = W_0 - W_d - W_V$ thuộc hệ triều trung bình. Mặt Quasigeoid này được gọi là Quasigeoid $(W_0 - W_d - W_V)$;

- Điểm hình chiếu có thế năng chuẩn $U_{M_{quasi}}^Z$ nằm trên mặt Quasigeoid là hình ảnh của mặt Geoid với thế năng thực $(W_0)_Z = W_0 - W_d$ thuộc hệ triều 0. Mặt Quasigeoid này được gọi là Quasigeoid $(W_0 - W_d)$;

- Điểm hình chiếu có thế năng chuẩn $U_{M_{quasi}}^n$ nằm trên mặt Quasigeoid là hình ảnh của mặt Geoid không bị ảnh hưởng của hiện tượng triều với thế năng thực $(W_0)_n = W_0$. Mặt Quasigeoid này được gọi là Quasigeoid (W_0) .



Hình 3: Quan hệ giữa các độ cao Geoid $(\zeta_M)_n$, $(\zeta_M)_m$ và $(\zeta_M)_Z$

Do mặt Ellipsoid là mặt toán học, được sử dụng để tính toán trắc địa, nên mặt Ellipsoid với các tham số hình học và vật lý đã xác định, trong đó có thế năng chuẩn U_0 không bị ảnh hưởng của hiệu ứng triều. Khi đó từ công thức (11) chúng ta suy ra công thức xác định quan hệ giữa các độ cao thường độ cao trong hệ triều trung bình và hệ triều 0:

$$\begin{aligned}
 (\zeta_M)_m &= \frac{U_0 - \left(U_{M_{quasi}}^m \right)}{\bar{\gamma}} = \frac{U_0 - \left(U_{M_{quasi}}^Z \right)}{\bar{\gamma}} + \frac{W_V}{\bar{\gamma}} \\
 &= (\zeta_M)_Z + \Delta\rho_0 = (\zeta_M)_Z + (0,099 - 0,296 \cdot \sin^2\varphi) < m >
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

ở đây $\bar{\gamma}$ - thế năng chuẩn trung bình tại điểm M.

Chúng ta thấy công thức (12) tương tự như công thức (9) đối với độ cao Geoid. Bây giờ từ các công thức (5), (6) suy ra

$$(W_0)_Z = (W_0)_n - k_2 \cdot W_V. \quad (13)$$

Mặt khác dưới tác động của hiệu ứng triều trực tiếp, bề mặt vật lý của Quả đất được nâng lên một động bằng $h_2 \cdot \Delta\rho_0$. Do thế năng thực $(W_M)_n$ và thế năng chuẩn $(U_M)_n$ tương ứng với điểm M nằm trên mặt vật lý Quả đất không bị biến dạng triều, còn thế năng thực $(W_M)_Z$ và thế năng chuẩn $(U_M)_Z$ tương ứng với điểm M nằm trên mặt vật lý Quả đất bị biến dạng triều, nên chúng ta có:

$$\begin{aligned} (W_M)_Z &= (W_M)_n - \bar{\gamma} \cdot h_2 \cdot \Delta\rho_0, \\ (U_M)_Z &= (U_M)_n - \bar{\gamma} \cdot h_2 \cdot \Delta\rho_0. \end{aligned} \quad (14)$$

ở đây $\bar{\gamma}$ - thế năng chuẩn trung bình tại điểm M.

Khi đó từ công thức (10) lưu ý các công thức (13), (14) suy ra

$$\begin{aligned} \left(U_M \right)_Z - \left(U_M \right)_n &= \left[(W_0)_Z - (W_M)_Z \right] - \left[(W_0)_n - (W_M)_n \right] \\ &+ \left[(U_M)_Z - (U_M)_n \right] = \left[(W_0)_Z - (W_0)_n \right] = -k_2 \cdot W_V. \end{aligned} \quad (15)$$

Trên cơ sở công thức (15) chúng ta suy ra công thức xác định quan hệ giữa các dị thường độ cao trong hệ không phụ thuộc triều và hệ triều 0:

$$\begin{aligned} (\zeta_M)_Z &= \frac{U_0 - \left(U_M \right)_Z}{\bar{\gamma}} = \frac{U_0 - \left(U_M \right)_n}{\bar{\gamma}} + \frac{k_2 \cdot W_V}{\bar{\gamma}} = \\ &= (\zeta_M)_n + k_2 \cdot \Delta\rho_0 = (\zeta_M)_Z + k_2 \cdot (0,099 - 0,296 \cdot \sin^2\varphi) < m > \end{aligned} \quad (16)$$

Chúng ta thấy công thức (16) tương tự như công thức (8) đối với độ cao Geoid. Từ các công thức (12) và (16) chúng ta suy ra công thức chuyển dị thường độ cao từ hệ không phụ thuộc triều về hệ triều trung bình

$$\left(\zeta_M \right)_m - \left(\zeta_M \right)_n = (1 + k_2) \cdot \Delta\rho_0,$$

hay

$$\left(\zeta_M \right)_m = \left(\zeta_M \right)_n + (1 + k_2) \cdot (0,099 - 0,296 \cdot \sin^2\varphi) < m >. \quad (17)$$

Chúng ta thấy công thức (17) tương tự như công thức (7) đối với độ cao Geoid.

3. Kết luận

Các công thức chuyển dị thường độ cao giữa các hệ triều rất có giá trị thực tế trong việc giải quyết các bài toán xác định mặt Quasigeoid độ chính xác cao, hoàn thiện hệ độ cao gắn kết với việc xây dựng hệ tọa độ động quốc gia vv..., thêm vào đó các bài toán này sẽ được giải quyết trong hệ triều 0.

Các kết quả chứng minh trong bài báo khoa học này cũng cho thấy rằng cách tiếp cận trạng thái của mặt Geoid trong các hệ triều được xem xét là phù hợp và đúng đắn đối với khái niệm về các hệ triều. Do đó cách tiếp cận này sẽ tạo cơ sở để nghiên cứu xây dựng các công thức chuyển các trị đo, các tham số cần quan tâm khác giữa các hệ triều. ○

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- [1]. Iuzepovich A. P., Ogorodova L.V. (1980). Trọng lực. Matxcova, Nedra, 320 trg. (Tiếng Nga).
- [2]. Vaniček P. (1980). Tidal Corrections to Geodetic Quantities. NOAA Technical Report NOS 83 NGS 14, National Geodetic Survey, Rockville, Md. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Survey.
- [3]. International Association of Geodesy (IAG). (1984). IAG Resolutions adopted at the XVIII General Assembly of the IUGG in Hamburg, August 1983. Bulletin Geodetique, 58(3), "The Geodesist's handbook", p. 321.
- [4]. Ekman, M.. (1989). Impacts of Geodynamic Phenomena on Systems for Height and Gravity, *Bulletin Géodésique*, 63(3), 281–296, 1989.
- [5]. Rapp, R.H., R.S. Nerem, C.K. Shum, S.M. Klosko, and R.G. Williamson, (1991). Consideration of Permanent Tidal Deformation in the Orbit Determination and Data Analysis for the Topex/Poseidon Mission, NASA TM 100775, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1991.
- [6]. EGM96. The NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model. The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. Goddard Space Flight Center, Maryland, July 1998.
- [7]. Nikolaos Pavlis. Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). NGA, Geodesy and Geophysics Basic and Applied Research. wgs84@nga.mil.
- [8]. Mäkinen J. (2008). The treatment of the permanent tide in EUREF products. EUREF Symposium, June 17 - 21 2008, Brussels.
- [9]. Petit G., Luzum B. (2010). IERS Conventions (2010). IERS Technical Note No 36, Verlag dĐ Bundesamts fur Kartographie und Geodasie. Frankfurt am Main 2010, 179 pp.
- [10]. Hà Minh Hòa. (2010). Tiếp cận khái niệm về mặt Quasigeoid. Tạp chí Khoa học Đo đạc và Bản đồ, No3, 3/2010, trg. 3 - 15.
- [11]. Hà Minh Hòa, Nguyễn Thị Thanh Hương. (2011). Nghiên cứu công thức tính chuyển độ cao chuẩn từ hệ triều trung bình về hệ triều 0. Tạp chí Khoa học Đo đạc và Bản đồ, No9, tháng 9/2011. trg. 1-8. ○

Summary

DERIVING A FORMULAS FOR HEIGHT ANOMALY TRANSFORMATION BETWEEN THE TIDAL SYSTEMS

Ass. Prof. Dr. Sc. Ha Minh Hoa

Vietnam Institute of Geodesy and Cartography

This scientific article continues research direction proposed in [11] with purpose to clear real geopotential of the Geoid in the tide systems. On that base accomplished were creation and proposal of the formulas for transformation of the Geoid height, the height anomaly between the tide systems. ○