

TÍNH ĐẾN DỊ THƯỜNG ĐỊA HÌNH - ĐĂNG TÍNH KHI XÂY DỰNG CƠ SỞ DỊ THƯỜNG TRỌNG LỰC Ở VÙNG NÚI CAO

HÀ MINH HÒA

Viện Khoa học Đo đạc và Bản đồ

Lời nói đầu:

Chúng ta thường sử dụng dị thường Bouguer để giải quyết bài toán nội suy các giá trị dị thường trọng lực vào grid của cơ sở dữ liệu trọng lực quốc gia. Điều kiện để sử dụng là các giá trị dị thường Bouguer phải thay đổi tương đối đồng đều và ma trận hiệp phương sai của nó là tuyến tính bậc nhất. Tuy nhiên ở các khu vực rừng núi cao (trên 1500 m), do hiệu ứng bù trừ đẳng tĩnh, các giá trị dị thường Bouguer biến thiên đột ngột, không đảm bảo sự thay đổi tương đối đồng đều. Do đó trong trường hợp này chúng ta phải sử dụng các giá trị dị thường địa hình - đẳng tĩnh. Trong bài báo khoa học này, chúng ta sẽ phân tích ý nghĩa của dị thường địa hình - đẳng tĩnh.

1. Đặt vấn đề

Nhà bác học người Italy Leonardo da Vinci (1452 - 1519) là người đầu tiên đưa ra ý tưởng về sự cân bằng của các lớp bên ngoài Trái đất khi mô tả các nghiên cứu về việc Trái đất phản ứng lại sức tải lên bề mặt của nó như thế nào. Nhà khoa học Pháp Pierre Bouguer (1698 - 1758) vào năm 1735 đã khám phá ra rằng các hiệu ứng hấp dẫn của dãy Andes với khối lượng vật chất khổng lồ nhỏ hơn rất nhiều so với các tính toán. Dựa trên các mô tả của Bouguer P. nhà khoa học người Croatia Roger Joseph Boscovich (1711 - 1787) đã xác định được rằng các khối lượng vật chất dư thừa của núi cao đã bị bù trừ bởi sự thiếu hụt vật chất ở dưới các độ sâu của nó. Theo tài liệu (Gravity Anomaly), dị thường Bouguer ở vùng núi luôn âm do hiệu ứng bù trừ đẳng tĩnh: mật độ vật chất ở các chân núi luôn thấp hơn so với trên đỉnh núi. Ví dụ dị thường Bouguer ở trung tâm dãy Alper ở mức - 150 mGal. Trong quá trình đo đạc trắc địa ở Ấn Độ trong giai đoạn 1840 - 1859, nhà khoa học người Anh George Everest (1790 - 1866) đã phát hiện ra rằng tại các thành phố Kaliana và Kalianpur tại vùng đồng bằng Ganges, hiệu các vĩ độ được tính toán bằng phương pháp trắc địa nhỏ hơn 5",24 so với hiệu vĩ độ được xác định bằng phương pháp thiên văn. Everest G. đã giải thích là do sai số của phương pháp trắc địa. Tuy nhiên, các nhà khoa

học người Anh John Henry Pratt (1809 - 1871) và George Biddell Airy (1801 - 1892) đã không đồng ý với giải thích trên. Cùng với quan điểm với Leonardo da Vinci, Pratt J. H. và Airy G. B. đã quan niệm rằng các khối lượng vật chất địa hình của dãy Himalaya đã bị bù trừ bởi khối lượng vật chất nằm ở dưới sâu.

Theo kết quả nghiên cứu của Pratt J.H., tại điểm Kilian ở phía Bắc của Ấn Độ gần dãy Himalaya đã phát hiện độ lệch dây dọi ở mức 27,9", ở điểm Damargid ở trung tâm Ấn Độ - 6,9". Trong khi đó, các giá trị độ lệch dây dọi nhận được từ hiệu chỉnh các kết quả đo thiên văn - trắc địa chỉ ở mức 5,2" đối với điểm Kilian và 3.8" đối với điểm Damargid.

Về mặt lý thuyết, nếu không tính đến ảnh hưởng của lớp vật chất địa hình, dị thường trong không khí tự do trên đất liền phải thay đổi đến đại lượng $2\pi.G.\sigma.H^2$ và trên biển với độ sâu d đến đại lượng $-0,04194.(2,67-1,027).d = 0,0689.d$, thêm vào đó các giá trị dị thường không khí tự do trên đất liền phải lớn hơn trên các biển và các đại dương. Như vậy, dị thường không khí tự do trên đất liền ở độ cao 4 km phải đạt mức + 450 mGal, còn ở vùng biển với độ sâu 5 km phải đạt mức - 350 mGal. Nhưng trong thực tế, lại không phải như vậy. Dị thường không khí tự do không vượt quá giới hạn ± 50 mGal và

Ngày nhận bài: 25/04/2020, ngày chuyển phản biện: 29/04/2020, ngày chấp nhận phản biện: 05/05/2020, ngày chấp nhận đăng: 08/05/2020

phần lớn các giá trị đều bằng 0, trong khi đó dị thường Bouguer âm và dao động từ - 250 đến - 550 mGal ở các khu vực vùng núi như Tây Tibet, Pamir, ở vùng núi Mexico đạt - 200 mGal. Ngược lại, ở Đại Tây Dương và Thái Bình Dương các giá trị dị thường Bouguer luôn dương và dao động từ 300 - 400 mGal (Hofmann-Wellenhof B., Moritz H., 2005).

Các mâu thuẫn trên chỉ có thể được giải thích như sau: Ở các độ sâu nhất định dưới các khu vực rừng núi cao ở các lục địa tồn tại các khối lượng vật chất dị thường với mật độ bị giảm đi và các khối lượng này bù trừ ảnh hưởng của khối vật chất địa hình với mật độ được tăng lên nằm cao ở trên các bề mặt Trái đất ở các khu vực nêu trên. Ngược lại, dưới đáy các đại dương tồn tại các khối lượng vật chất với mật độ được tăng lên để trung hòa sự thiếu khối lượng vật chất trong các lớp nước của các đại dương. Ngoài ra, các khối lượng vật chất nằm cao hơn mặt biển bị bù trừ bởi sự thiếu hụt các khối lượng vật chất trong các đại dương (Hofmann-Wellenhof B., Moritz H., 2005).

Các khối lượng vật chất dị thường với mật độ bị giảm đi nằm bên dưới các khu vực rừng núi cao hoặc các khối lượng vật chất với mật độ được tăng lên nằm dưới đáy đại dương được gọi là các khối lượng địa hình bù trừ đẳng tĩnh (isostatically compensated topographic masses)

2. Cơ sở khoa học

Giả thuyết về sự bù trừ đẳng tĩnh lần đầu tiên được nhà địa chất Mỹ Dutton C. E. (1841 - 1912) đưa ra vào năm 1889. Thuật ngữ "Isostasy" xuất phát từ tiếng Hy Lạp có nghĩa là "trạng thái cân bằng trọng lượng" hoặc "áp suất bằng nhau". Dựa theo giả thuyết của Dutton C.E., lớp vỏ trái đất ở độ sâu nhất định đạt được sự cân bằng đẳng tĩnh. Mặt đẳng thế gắn với mặt vật lý của Trái đất mà tại đó đạt được sự cân bằng đẳng tĩnh được gọi là *mặt bù trừ đẳng tĩnh* (surface in isostatic equilibrium, isostatic compensation surface). Khi lớp vỏ trái đất được chia thành các cột riêng rẽ với mặt các cắt bằng nhau, sự cân bằng đẳng tĩnh chỉ đạt được khi áp lực của lớp vỏ trái đất

lên tất cả các điểm của mặt dưới của lớp vỏ trái đất là như nhau. Như vậy, mỗi cột riêng rẽ được tách ra (khối riêng rẽ) của vỏ trái đất phải thỏa mãn điều kiện cân bằng thủy tĩnh

$$\int_{r_0}^{r_h} \sigma \cdot dr = const, \quad (1)$$

ở đây r_0 , r_h là các khoảng cách từ tâm vật chất trái đất đến mặt bù trừ đẳng tĩnh và đến mặt vật lý trái đất, σ - mật độ của cột riêng rẽ được tách ra.

Công thức trên cho thấy rằng mỗi cột riêng rẽ được tách ra đều có khối lượng như nhau trên mặt bù trừ đẳng tĩnh. Điều này cũng có nghĩa rằng khi khối lượng vật chất địa hình nằm trên mặt bù trừ đẳng tĩnh có mật độ vật chất lớn, thì khối lượng vật chất nằm dưới mặt bù trừ đẳng tĩnh sẽ có mật độ vật chất nhỏ. Ngược lại, khối lượng vật chất địa hình nằm trên mặt bù trừ đẳng tĩnh có mật độ vật chất nhỏ, thì khối lượng vật chất nằm dưới mặt bù trừ đẳng tĩnh sẽ có mật độ vật chất lớn.

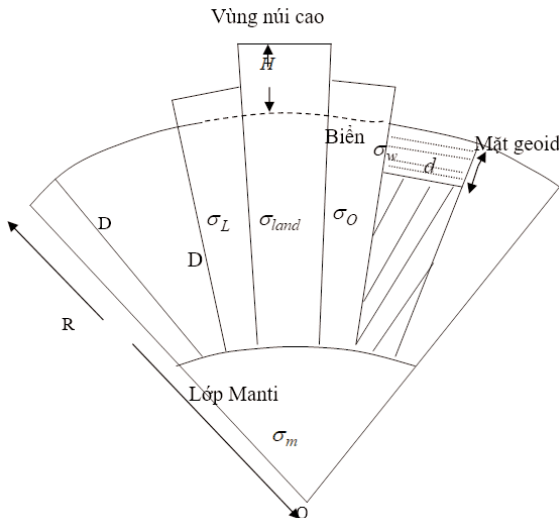
Trong Địa chất và Địa vật lý, ranh giới giữa lớp vỏ trái đất (lớp thạch quyển) và lớp manti trên được gọi là mặt Moho được Andrija Mohorovicic – nhà khí tượng học và địa chấn học người Croatia – phát hiện ra vào năm 1910. Như vậy tại các khu vực rừng núi và trên biển (hoặc đại dương) mặt Moho là ranh giới giữa lớp khối lượng vật chất bù trừ thuộc lớp vỏ Trái đất và lớp manti trên. Theo tài liệu (Asgari, J., and M. Mohramuz, 2015), tại ranh giới Moho phát hiện sự tăng đột ngột của vận tốc các sóng địa chấn, các tổ hợp hóa học trong thạch học, cấu trúc đặc trưng của các vùng kiến tạo. Việc xác định độ sâu Moho cho phép xác định vùng núi là đá gốc hay không, nghiên cứu các vùng sụt lún, xác định thông tin về vùng nén và vùng giãn với bề dày của lớp vỏ trái đất v.v.

Trên vùng rừng núi cao, gia tốc lực hấp dẫn của khối lượng vật chất địa hình $A_P = \nabla g_B - \delta g_F$, ở đây gia tốc lực hấp dẫn của tâm Bouguer, δg_F - số hiệu chỉnh Faye. Trong trường hợp chung chúng ta ký hiệu Δg là dị thường Faye tại

điểm trọng lực P ở khu vực rừng núi cao, đối với điểm trọng lực P trên khu vực rừng núi cao (hoặc trên biển) chúng ta phải loại bỏ gia tốc lực hấp dẫn A_P^t của khối lượng vật chất với mật độ dư thừa ở vùng núi (hoặc của khối lượng vật chất nước biển với mật độ thiếu hụt trên biển và đại dương) từ dị thường Δg và bổ sung thêm gia tốc lực hấp dẫn A_P^c của khối lượng vật chất bù trừ tương ứng vào hiệu nhận được $(\Delta g - A_P^t)$. Chữ “c” được lấy từ chữ cái đầu của từ tiếng Anh “compensation” với nghĩa là “bù trừ”. Khi đó chúng ta có công thức tính toán dị thường trọng lực địa hình - đẳng tĩnh ở dạng sau:

$$\Delta g_I = \Delta g - A_P^t + A_P^c = \Delta g - (A_P^t - A_P^c), \quad (2)$$

ở đây chỉ số “I” trong ký hiệu của dị thường trọng lực địa hình - đẳng tĩnh Δg_I được lấy từ chữ tiếng Anh “Isostatic” với nghĩa là “đẳng tĩnh”.



Hình 1: Mô hình Pratt – Hayford

Trên Hình 1 độ cao D được gọi là độ sâu bù trừ. Đó là độ sâu từ geoid đến lớp Moho – ranh giới giữa lớp vỏ trái đất và lớp manti. Chúng ta xem xét điểm ở vùng núi cao nằm trên độ cao H so với mặt geoid. σ_{land} là mật độ khối lượng vật chất nằm giữa mặt geoid và lớp manti. $\sigma_{cr} = 2,67 \text{ g/cm}^3$ là mật độ khối lượng vật chất địa hình. Trong hệ tọa độ không gian địa tâm Oxyz với vùng tính tích phân $d\Omega = dx \cdot dy$, dựa trên điều kiện

khối lượng bằng nhau (1) chúng ta có (Makhloof A.A., 2007):

$$\iint_{\Omega} \int_{R-D}^R \sigma_{cr} \cdot z^2 \cdot dz \cdot d\Omega = \iint_{\Omega} \int_{R-D}^{R+H} \sigma_{land} \cdot z^2 \cdot dz \cdot d\Omega.$$

Khi tích phân trên mặt phẳng, chúng ta nhận được lực hấp dẫn của khối lượng vật chất địa hình:

$$A_P^t = 2\pi \cdot G \cdot \sigma_{cr} \cdot H^2 = 2\pi \cdot G \cdot \Delta \sigma_{land} \cdot (D + H^2).$$

Trong tài liệu (Kuhn M., 2000) đã đưa ra công thức chính xác hơn:

$$\sigma_{land} = \frac{D}{D+H} \left[1 - \frac{H}{R} + \frac{2}{3} \cdot \frac{H \cdot (H-D)}{R^2} \right] \cdot \sigma_{cr}.$$

còn trong tài liệu (Lambeck K. 1988) đưa ra công thức đơn giản sau:

$$\sigma_{land} = \left(\frac{R}{R-D} \right)^2 \cdot \frac{D}{D+H} \cdot \sigma_{cr}.$$

Khi coi mặt geoid là mặt phẳng, chúng ta có:

$$\sigma_{land} = \frac{D}{D+H} \cdot \sigma_{cr}.$$

Khi đó sự thiếu hụt mật độ của lớp vật chất bù trừ nằm bên dưới khu vực rừng núi được đánh giá theo công thức:

$$\Delta \sigma_{land} = \sigma_{cr} - \sigma_{land} = \frac{H}{D+H} \cdot \sigma_{cr}. \quad (3)$$

Từ công thức (2), gia tốc lực hấp dẫn của khối lượng vật chất địa hình $A_P^t = 2\pi \cdot \sigma_{cr} \cdot H^2$. Khi đó lưu ý (3) số hiệu chỉnh Bouguer bằng $\delta g_B = -2\pi \cdot \sigma_{cr} \cdot H^2 = -2\pi \cdot \Delta \sigma_{land} \cdot (D + H^2)$. Như đã trình bày ở phần trên, do trên vùng núi cao, các giá trị dị thường Bouguer luôn âm. Điều đó có nghĩa là $\Delta \sigma_{land} = \sigma_{cr} - \sigma_{land}$ luôn âm, tức $\sigma_{land} \leq \sigma_{cr}$. Như vậy tại khu vực rừng núi cao dưới tác động của hiệu ứng bù trừ đẳng tĩnh, mật độ khối lượng vật chất địa hình luôn tăng. Điều này làm các giá trị dị thường Bouguer biến

thiên mạnh so với mật độ khối lượng vật chất nằm giữa mặt geoid và lớp manti. Còn lớp vật chất nằm sâu gần lớp manti và mặt geoid có mật độ vật chất địa hình giảm.

Dựa theo giả thuyết Pratt-Hayford:

- Sự dư thừa khối lượng vật chất địa hình của khu vực vùng núi được bù trừ bởi sự thiếu hụt khối lượng ở bên dưới khu vực vùng núi trong lớp vỏ trái đất. Sự thiếu hụt khối lượng được mở rộng xuống dưới đến độ sâu D không đổi được gọi là *độ sâu bù trừ* (depth of compensation). Độ sâu bù trừ được nhận $D = 100$ km xấp xỉ với bề dày của lớp thạch quyển (Heiskanen W.A., and Moritz H., 1967);

- Sự cân bằng đẳng tĩnh đạt được ở mọi nơi sao cho mật độ vật chất bên dưới khu vực vùng núi nhỏ hơn mật độ vật chất nằm dưới vùng đồng bằng hoặc dưới các biển và các đại dương;

- Khối lượng vật chất bù trừ với mật độ biến thiên nằm dưới mực nước biển và đạt tới độ sâu bù trừ cho đến khi đạt được cân bằng thủy tĩnh (hydrostatic equilibrium). Sự thiếu hụt khối lượng vật chất của đại dương được bù trừ bởi sự dư thừa khối lượng của lớp vật chất nằm dưới đáy đại dương.

Để giải quyết bài toán nội suy chúng ta phải sử dụng dị thường địa hình - đẳng tĩnh (2) với mục đích giảm sự biến thiên mạnh của dị thường Bouguer do sự tăng của khối lượng vật chất địa hình, chúng ta phải việc tính số hiệu chỉnh A_P^c của khối lượng vật chất bù trừ, tức nhận được dị thường địa hình- đẳng tĩnh ở dạng (2).

3. Kết luận

Việc nội suy dị thường trọng lực để xây dựng CSDL trọng lực là bài toán rất phức tạp. Mọi sự biến đổi mật độ vật chất trong lớp vỏ trái đất đều gây ra sự biến thiên của các giá trị dị thường Bouguer, làm cho việc sử dụng các giá trị dị thường Bouguer để nội suy dị thường trọng lực không chính xác và hàm hiệp phương sai của chúng thay đổi không tuyến tính. Trong đề tài cấp Bộ (Hà Minh Hòa, Đặng Xuân Thủy, Nguyễn Văn Mạnh và nnk, 2018) chúng ta đã sử

dụng dị thường RTM để nội suy dị thường trọng lực khi tính đến tác động của các sóng geoid đến các lớp vật chất địa hình ở các khu vực đồng bằng tương đối thấp. Trong bài báo này, chúng ta lại xem xét ảnh hưởng của hiệu ứng đẳng tĩnh trong lớp vỏ trái đất đến sự biến thiên các giá trị dị thường Bouguer ở khu vực vùng núi cao. Do dị thường Bouguer là dị thường chủ đạo trong CSDL trọng lực quốc gia. Khi tính toán các giá trị dị thường địa hình - đẳng tĩnh từ các giá trị gia tốc lực trọng trường đo được tại khu vực vùng núi cao, chúng ta không chỉ giải quyết được bài toán nội suy dị thường trọng lực, mà còn tính được dị thường RTM từ dị thường địa hình - đẳng tĩnh. Như vậy chúng ta sẽ xây dựng được CSDL trọng lực quốc gia tại khu vực vùng núi cao chiếm $\frac{3}{4}$ lãnh thổ Việt Nam./○

Tài liệu tham khảo

[1]. Hà Minh Hòa, Đặng Xuân Thủy, Nguyễn Văn Mạnh và nnk, 2018. Nghiên cứu phương pháp xác định các giá trị dị thường trọng lực trên các đỉnh của các ô chuẩn trong cơ sở dữ liệu trọng lực quốc gia. Đề tài Khoa học và Công nghệ cấp Bộ.

[2]. Gravity Anomaly. From Wikipedia, the free encyclopedia

en.wikipedia.org/wiki/Gravity_anomaly

[3]. Hofmann-Wellenhof B. and Moritz H., 2005. Physical Geodesy, 2nd edition, Springer, Wien - New York, ISBN 13: 978-3211335444, 403 p.

[4]. Makhloof, A.A., 2007. The use of Topographic - isostatic Mass Information in Geodetic Applications. Inaugural - Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Doktor - Ingenieur (D. Ing.) der Hohen Landwirtschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich - Wilhelms - Universität zu Bonn. 5 - Februar 2007 von, D 98, 156 p.

[5]. Kuhn, M., 2000. Geoidbestimmung unter Verwendung Verschiedener Dichtehypothesen. Deutsche Geodetische Kommission, Reihe C, Nr. 520, München. (Xem tiếp trang 42)