

Trọng lực học

Bùi Công Quế. Viện Vật lý địa cầu,
Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam.

Giới thiệu

Trọng lực học là khoa học về trường trọng lực của Trái Đất và tương tác của nó với các vật thể ở bên trong, trên bề mặt và bên ngoài Trái Đất. Thành phần chủ yếu của trường trọng lực là lực hút, còn gọi là lực hấp dẫn. Lực hấp dẫn là đặc tính của Trái Đất và mọi vật thể trong tự nhiên, được biểu thị bằng định luật vạn vật hấp dẫn của Newton. Trọng lực là lực tổng hợp giữa lực hút của Trái Đất, lực ly tâm và lực hút từ các thiên thể như Mặt Trăng, Mặt Trời, v.v... tác động lên vật thể ở mọi điểm bên trong, trên mặt và ở bên ngoài Trái Đất tạo thành trường trọng lực của Trái Đất. Mọi vật thể trong trường trọng lực của Trái Đất đều ở trạng thái rơi tự

do hướng về phía Trái Đất. Nhà bác học Italia Galileo là người đầu tiên phát minh ra định luật rơi tự do của các vật rắn và năm 1638 đã đề ra phương pháp xác định gia tốc trọng lực, mở đầu cho sự nghiên cứu về trường trọng lực của Trái Đất và ứng dụng của nó trong những thế kỷ tiếp theo.

Đối tượng nghiên cứu chính của Trọng lực học là mối quan hệ giữa trường trọng lực và hình dạng của Trái Đất, trường trọng lực bình thường và dị thường, trạng thái đẳng tĩnh bên trong Trái Đất, chuyển động và tương tác của Trái Đất với các hành tinh trong vũ trụ. Trọng lực học là cơ sở cho sự hình thành và phát triển của phương pháp thăm dò trọng lực, được ứng

dụng rộng rãi trong các lĩnh vực nghiên cứu cấu trúc địa chất, tìm kiếm thăm dò khoáng sản. Trọng lực học còn là cơ sở cho các phương pháp tính toán điều khiển quỹ đạo và đường đi của đạn pháo, tên lửa, vệ tinh nhân tạo và tàu vũ trụ.

Lực hấp dẫn

Định luật vạn vật hấp dẫn

Theo định luật vạn vật hấp dẫn của Newton, lực hút giữa 2 điểm vật chất có khối lượng M_1 và M_2 [H.1] và cách nhau một khoảng là r được xác định theo công thức:

$$F = G \cdot \frac{M_1 \cdot M_2}{r^2} \quad (1)$$

Trong đó: G là hằng số hấp dẫn.

Trong hệ SI: $G = (6,67428 \pm 0,00067) \cdot 10^{-11} \text{ [m}^3/(\text{kg} \cdot \text{s}^2)\text{]}$.

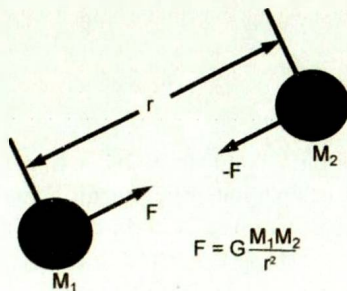
Đặc tính cơ bản của lực hấp dẫn

Lực hấp dẫn giữa 2 vật thể là đại lượng vector, có phương trùng với phương nối 2 tâm của vật thể. Cường độ của lực hấp dẫn tỷ lệ thuận với khối lượng các vật thể và tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách giữa chúng.

Theo định luật vạn vật hấp dẫn, lực hút F của Trái Đất có khối lượng M tác động lên một điểm vật chất có khối lượng M_1 hướng về tâm Trái Đất và làm cho vật thể rơi tự do với gia tốc g :

$$g = \frac{F}{M_1} = \frac{G \cdot M \cdot M_1}{M_1 \cdot r^2} = \frac{G \cdot M}{r^2} \text{ m/s}^2 \quad (2)$$

Đơn vị đo của lực hấp dẫn trong hệ thống CGS là dyn [$\text{g} \cdot \text{cm}/\text{s}^2$], trong hệ thống SI là newton (N) [$\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s}^2$]. Đơn vị của gia tốc trong hệ CGS là cm/s^2 , trong Địa vật lý được gọi là Gal, lấy theo tên của nhà bác học Galileo. Trên thực tế người ta thường dùng đơn vị nhỏ hơn là miliGal (1 Gal = 1000 mGal) hoặc microGal (1 Gal = $10^6 \mu\text{Gal}$).



Hình 1. Định luật vạn vật hấp dẫn.

Trái Đất và hệ Mặt Trời

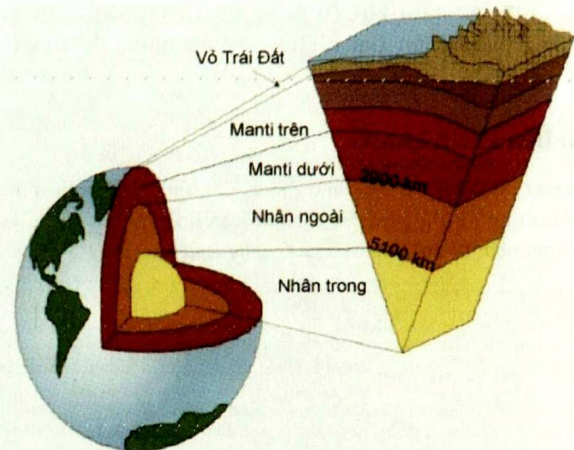
Trái Đất và cấu trúc bên trong của Trái Đất

Trái Đất là một trong các hành tinh của hệ Mặt Trời. Mỗi hành tinh trong hệ Mặt Trời đều có khối

lượng, thể tích, hình dạng, quỹ đạo chuyển động, chu kỳ quay riêng và khoảng cách khác nhau đến Mặt Trời. Trái Đất cũng như nhiều hành tinh trong hệ Mặt Trời đều có các vệ tinh riêng. Vệ tinh duy nhất của Trái Đất là Mặt Trăng.

Căn cứ kết quả quan trắc và phân tích các trường vật lý của Trái Đất người ta đã xác định được cấu tạo bên trong của Trái Đất và các thuộc tính cơ bản của nó. Về cấu tạo, Trái Đất có hình cầu, hình thành từ các thể vật chất khác nhau, gồm nhiều lớp, mỗi lớp đều có cấu tạo bất đồng nhất. Từ bên ngoài vào đến tâm của Trái Đất, lớp ngoài cùng là vỏ Trái Đất. Vỏ Trái Đất gồm các lớp đất đá ở thể rắn và lớp nước. Tiếp theo là manti được chia thành manti trên và manti dưới. Sau manti dưới đến nhân ngoài (thể lỏng) và nhân trong (thể rắn) [H.2].

Vỏ Trái Đất có bề dày biến đổi từ 10km đến 70km. Vỏ Trái Đất trên các lục địa và thềm lục địa có bề dày lớn với 3 lớp cơ bản là trầm tích, granit và basalt (bazan) có mật độ trung bình lần lượt là $2,3\text{g}/\text{cm}^3$, $2,7\text{g}/\text{cm}^3$ và $2,9\text{g}/\text{cm}^3$.



Hình 2. Mô hình cấu tạo bên trong Trái Đất.

Hình dạng của Trái Đất

Bề mặt Trái Đất gồm mặt biển và mặt đất liền có địa hình gồ ghề phức tạp gọi là mặt vật lý của Trái Đất. Về lý thuyết, hình dạng Trái Đất liên quan với quy luật phân bố trường trọng lực trên bề mặt Trái Đất. Bề mặt mà tại đó các giá trị của thế trọng lực bằng nhau gọi là mặt đẳng thế trọng lực. Bề mặt đẳng thế trọng lực trùng với mặt đại dương yên tĩnh không có sóng và dòng chảy, được kéo dài lý tưởng vào trong lục địa gọi là mặt geoid. Geoid là một bề mặt kín, thế trọng lực ở bề mặt geoid là một hằng số. Trên thực tế, do cấu trúc và thành phần vật chất bên trong Trái Đất không đồng nhất nên bề mặt geoid phức tạp. Do vậy không thể dùng ngay mặt geoid để xác định độ cao tuyệt đối của bề mặt Trái Đất mà phải thông qua một mặt hình học đơn giản là mặt ellipsoid xoay, đẹt ở 2 cực, đối xứng qua trục quay

và mặt xích đạo của Trái Đất, mặt ellipsoid xoay dẹt ở 2 cực như vậy còn được gọi là spheroid.

Bất đồng nhất và chuyển động bên trong Trái Đất

Vật chất ở các lớp bên trong Trái Đất luôn ở trạng thái chuyển động. Ở các lớp nhân và manti, dưới tác động của áp suất và nhiệt độ cao liên tiếp xảy ra các phản ứng nhiệt hạch tạo nên các dòng vật chất nóng và lỏng (magma) chuyển động theo hướng đi lên vuông góc với bề mặt Trái Đất. Dòng magma lên đến lớp manti trên gặp tầng đất - đá ở thể rắn (thạch quyển) gồm vỏ Trái Đất và phần trên cùng của lớp manti trên (bề dày từ vài chục tới hàng trăm km) tương tác với thạch quyển và bị đẩy ngược trở lại tạo nên dạng chuyển động của dòng đối lưu. Tác động của các dòng đối lưu làm cho thạch quyển bị chia tách thành các mảng và khối chuyển động, xô dịch tương đối với nhau theo phương nằm ngang. Các chuyển động “trôi dạt” và xô húc giữa các mảng và khối của thạch quyển tạo nên những chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất, được biểu hiện dưới dạng như hình thành đứt gãy, uốn nếp, đới hút chìm, núi lửa, động đất, xâm nhập magma, phun trào, trượt lở đất đá, v.v... Hậu quả của các chuyển động như trên là liên tục hình thành sự bất đồng nhất và sự biến động của vật chất bên trong Trái Đất và vỏ Trái Đất.

Các thuộc tính cơ bản của Trái Đất.

Các thuộc tính cơ bản của Trái Đất được thể hiện trên Bảng 1.

Hệ Mặt Trời

Hệ Mặt Trời gồm có Mặt Trời, các hành tinh và các tiểu hành tinh, trong đó Mặt Trời có hình cầu và có khối lượng và kích thước lớn nhất trong hệ. Các hành tinh và tiểu hành tinh có khối lượng, kích thước và khoảng cách đến Mặt Trời khác nhau, chúng đều quay và chuyển động quanh Mặt Trời theo các quỹ đạo riêng. Các hành tinh, theo thứ tự từ gần đến xa Mặt Trời là Sao Thủy, Sao Kim, Trái Đất, Sao Hoả, Sao Mộc, Sao Thổ, Sao Thiên Vương và Sao Hải Vương. Trừ Sao Thủy và Sao Kim, các hành tinh khác đều có từ 1 đến nhiều vệ tinh riêng. Trái Đất có 1 vệ tinh là Mặt Trăng. Trong số các hành tinh, tiểu hành tinh của hệ Mặt Trời và các vệ tinh của chúng chỉ có Mặt Trăng ở gần Trái Đất hơn cả.

Ngoài các hành tinh nói trên còn có Sao Diêm Vương ở xa Mặt Trời hơn cả và trước năm 2006 vẫn được coi là hành tinh (hành tinh thứ 9) trong hệ Mặt Trời. Nhưng vì Sao Diêm Vương có khối lượng và kích thước nhỏ nhất so với các hành tinh, nhỏ hơn Trái Đất nhiều lần và ở quá xa Mặt Trời nên vào tháng 8 năm 2006 Hiệp hội Thiên văn quốc tế đã quyết định loại Sao Diêm Vương ra khỏi hệ thống các hành tinh của hệ Mặt Trời và xếp nó vào lớp các tiểu hành tinh được gọi là hành tinh lùn. Ngoài Sao

Diêm Vương còn có 3 hành tinh lùn khác là Ceres, Makemake và Eris có khối lượng và kích thước tương đương như Sao Diêm Vương, đều ở rất xa và chuyển động quay quanh Mặt Trời theo các quỹ đạo riêng. Các hành tinh lùn cũng có các vệ tinh riêng, những vệ tinh này chuyển động quanh hành tinh lùn như vệ tinh của Trái Đất và các hành tinh khác.

Bảng 1. Các thuộc tính cơ bản của Trái Đất.

Thuộc tính cơ bản, đơn vị đo	Ký hiệu và giá trị
Khối lượng, kg	$M = 5.97378 \times 10^{24}$
Mật độ trung bình, kg/m^3	$\rho = 5515$
Thể tích, m^3	$V = 1,08320 \times 10^{21}$
Bán kính cầu đồng thể tích, m	$R_e = 6371000$
Bán kính xích đạo, m	$a = 6378136$
Bán kính cực, m	$c = 6356751$
Tổng diện tích bề mặt, m^2	$A = 5,100655 \times 10^{14}$
Diện tích mặt biển, m^2	$A_B = 3,62 \times 10^{14}$
Diện tích mặt đất, m^2	$A_d = 1,48 \times 10^{14}$
Khối lượng khí quyển bao quanh, kg	$m_{kq} = 5,1 \times 10^{18}$
Khối lượng nước đại dương, kg	$M_{dd} = 1,4 \times 10^{21}$
Khối lượng lớp vỏ cứng, kg	$m_{v\phi} = 2,8 \times 10^{22}$
Khối lượng lớp manti, kg	$m_{mt} = 4,0 \times 10^{24}$
Khối lượng nhân ngoài, kg	$m_{nn} = 1,85 \times 10^{24}$
Khối lượng nhân trong, kg	$m_{nt} = 9,7 \times 10^{22}$
Bán trục quỹ đạo, m	$r_E = 1,4959789 \times 10^{11}$
Độ dẹt	$f = \frac{a-c}{a} = 3,35281 \times 10^{-3}$ $= 1/298,257$

Trường trọng lực của Trái Đất

Định nghĩa và tính chất

Trường trọng lực của Trái Đất tồn tại ở mọi điểm bên trong, trên mặt và khoảng không bên ngoài Trái Đất. Trọng lực ở mỗi điểm là tổng hợp của lực hút hướng về phía tâm Trái Đất và lực ly tâm do Trái Đất quay quanh trục với tốc độ góc ω gây nên. Lực ly tâm có hướng rời khỏi tâm quay và vuông góc với trục quay của Trái Đất. Ngoài 2 lực chính nói trên còn có lực hút từ Mặt Trăng, Mặt Trời và các hành tinh khác bên ngoài Trái Đất tác động lên vật thể tại điểm quan sát. Tuy nhiên lực hút do những tác nhân này gây ra rất nhỏ bé so với 2 lực trên nên chúng có thể được bỏ qua và thường được coi là những biến thiên địa triều hoặc nhiễu. Trọng lực của Trái Đất là đại lượng vector hướng về phía Trái Đất, tác động lên vật thể và làm cho vật thể rơi tự do với gia tốc là g.

Trường trọng lực bình thường

Trường trọng lực của Trái Đất gồm 2 thành phần cơ bản là trường bình thường γ và trường dị thường Δg : $g = \gamma + \Delta g$.

Trường trọng lực bình thường là phần trường biến thiên chậm đều đặn với biên độ lớn, liên quan với cấu tạo đồng nhất của Trái Đất bình thường có dạng ellipsoid xoay, dẹt ở 2 cực.

Bảng 2. Một số thuộc tính của Mặt Trăng và Mặt Trời.

Thuộc tính, đơn vị đo	Mặt Trăng	Mặt Trời
Bán kính, m	$1,738 \times 10^6$	$6,96 \times 10^8$
Khối lượng, kg	$7,348 \times 10^{22}$	$1,989 \times 10^{30}$
Mật độ trung bình, kg/m ³	3341	1408
Khoảng cách từ Trái Đất, m	$3,4880 \times 10^8$	$1,4959789 \times 10^{11}$
Vận tốc quay, rad/s	$2,66170 \times 10^{-6}$	$2,87 \times 10^{-6}$
Năng lượng sản sinh, W	$\approx 7 \times 10^{11}$	$\approx 3,825 \times 10^{26}$

Trường dị thường trọng lực là thành phần của trường biến thiên nhanh, biên độ nhỏ liên quan với cấu trúc địa chất và bất đồng nhất cục bộ ở vỏ Trái Đất và manti trên.

Công thức tính trường trọng lực bình thường của Trái Đất dạng ellipsoid xoay được nhà trọng lực học người Pháp Clairaut tìm ra vào năm 1743, tiếp đó được nhiều người nghiên cứu, phát triển đưa về một dạng chung gọi là dạng cổ điển chỉ phụ thuộc vào vĩ độ φ của Trái Đất:

$$\gamma = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi) \quad (3)$$

Các hệ số γ_e , β và β_1 được khai triển và xác định trên cơ sở thực hiện các phép đo trực tiếp giá trị trọng lực tại nhiều điểm khác nhau trên mặt đất và giải phương trình (3) bằng phương pháp bình phương tối thiểu.

Các công thức tính trường trọng lực bình thường được sử dụng phổ biến hơn cả là:

Công thức trường trọng lực bình thường do Helmert thiết lập vào những năm 1901 - 1909 với ellipsoid xoay có độ dẹt $\alpha = 1/298,3$ được gọi là công thức Helmert (1901- 1909) có dạng:

$$\gamma = 987,030 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) \text{ Gal} \quad (4)$$

Công thức trường trọng lực bình thường của Cassinis, năm 1930 được công nhận là công thức quốc tế và được gọi là công thức quốc tế Cassinis (1930):

$$\gamma = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ Gal} \quad (5)$$

Công thức trọng lực bình thường quốc tế (1971) có dạng:

$$\gamma = 978,0318 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ Gal}$$

Trong những năm tiếp theo, sử dụng những thiết bị mới, các phép đo trực tiếp giá trị trọng lực được thực hiện với số lượng lớn và có độ chính xác cao hơn, các hệ số trong công thức trọng lực bình thường đã thường xuyên được chính xác hóa và thay đổi ở bậc rất nhỏ. Năm 1980, công thức trọng lực bình thường quốc tế được tính và xác định lại như sau:

$$\gamma = 978,0327 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000058 \sin^2 2\varphi) \text{ Gal} \quad (6)$$

Còn có nhiều công thức khác đã được công bố cho những mô hình Trái Đất bình thường dạng ellipsoid (spheroid) có độ dẹt hoặc 3 bán trục khác nhau. Đối chiếu kết quả tính trường trọng lực bình thường theo các công thức khác nhau cho mỗi điểm trên bề mặt Trái Đất đều có một giá trị chênh lệch nhất định.

Trường trọng lực và hình dạng Trái Đất

Hình dạng của Trái Đất được xác định chính xác khi ta xác định được độ cao của mặt vật lý Trái Đất so với mặt chuẩn spheroid (ellipsoid dẹt). Trên thực tế, khi đo độ cao của mặt vật lý (địa hình) bằng đo cao trình mới chỉ xác định được độ cao h so với mặt geoid trùng với bề mặt nước biển yên tĩnh. Mặt geoid nằm ở độ cao (độ lệch) η so với mặt spheroid và η là giá trị phải xác định. Độ lệch η giữa mặt geoid và mặt spheroid là hậu quả của những bất đồng nhất và chuyển động bên trong Trái Đất, là sự chênh lệch giữa bề mặt của Trái Đất thực và bề mặt của Trái Đất chuẩn (Trái Đất bình thường), nó được thể hiện trong giá trị trường trọng lực của Trái Đất.

Bài toán xác định độ cao η của geoid so với ellipsoid thông qua giá trị trường trọng lực của Trái Đất thực và Trái Đất chuẩn đã được Stokes giải vào năm 1949 và được gọi là bài toán Stokes. Công thức Stokes cho phép xác định độ cao của geoid thông qua giá trị trọng lực quan sát trên mặt Trái Đất. Ngày nay, người ta còn sử dụng phương pháp vệ tinh để xác định thể trọng lực W và qua đó xác định độ cao geoid qua thể trọng lực bằng công thức Bruns:

$$\eta = \frac{T}{\gamma} \quad (7)$$

Trong đó T là thể nhiễu, bằng hiệu giữa thể trọng lực quan sát W và thể trọng lực bình thường U .

Độ cao geoid đã được xác định và các bản đồ độ cao geoid ứng với các mô hình Trái Đất chuẩn khác nhau đã được lập theo các phương pháp trên và đã công bố khá rộng rãi.

Ngoài phương pháp đo, xác định độ cao geoid từ vệ tinh gián tiếp qua hàm thể trọng lực như trên còn có phương pháp đo độ cao geoid trực tiếp từ vệ tinh sử dụng sóng vô tuyến phát từ vệ tinh xuống mặt đại dương (mặt geoid) và nhận phản xạ lại để tính ra độ cao h của vệ tinh so với mặt geoid, từ đó tính ra độ cao η của geoid như sau:

$$\eta = r - R - h \quad (8)$$

Trong đó r - khoảng cách từ vệ tinh đến tâm của Trái Đất, R - bán kính vector của mặt ellipsoid thay đổi phụ thuộc vĩ độ, đều là các đại lượng đã biết.

Ngược lại, sau khi xác định được độ cao η của geoid trực tiếp từ vệ tinh, người ta có thể sử dụng biểu thức về quan hệ giữa giá trị trọng lực và độ cao

mặt geoid để tính ra giá trị trọng lực. Đó chính là phương pháp đo và xác định giá trị trường trọng lực của Trái Đất trên các vệ tinh nhân tạo.

Đẳng tĩnh

Định nghĩa

Đẳng tĩnh là trạng thái cân bằng áp lực trên một bề mặt bên trong Trái Đất ở độ sâu gọi là độ sâu bù trừ, tại đó các ứng suất thẳng đứng gây nên bởi trọng lực của cột đất đá phía trên được cân bằng. Đẳng tĩnh ứng dụng nguyên lý cân bằng thủy lực với trạng thái các khối vỏ Trái Đất nằm trên lớp manti tương tự như nổi trên một chất lỏng có tỷ trọng lớn hơn và khu vực vỏ nhẹ thì có địa hình nhô cao hơn so với khu vực vỏ nặng.

Cân bằng đẳng tĩnh là trạng thái lý tưởng của các lớp ngoài cùng của Trái Đất, luôn luôn có xu hướng thay đổi sự phân bố để bù trừ với sự thêm vào hay bớt đi của các tải trọng liên quan.

Đẳng tĩnh cục bộ giả thiết rằng các lớp ngoài cùng của Trái Đất có liên kết yếu đến mức khi có sự tăng hoặc giảm của tải trọng ở bất kỳ nơi nào thì tại đó sẽ có sự biến dạng được biểu hiện rõ như lún xuống, xê dịch hoặc uốn nếp. Còn đẳng tĩnh khu vực lại giả thiết các lớp ngoài cùng của Trái Đất có sự liên kết tạo ra ứng lực chống lại sự biến dạng liên quan, do đó sự biến dạng chỉ diễn ra ở dạng uốn cong trên phạm vi rộng hơn nơi bị thêm hoặc bớt tải trọng.

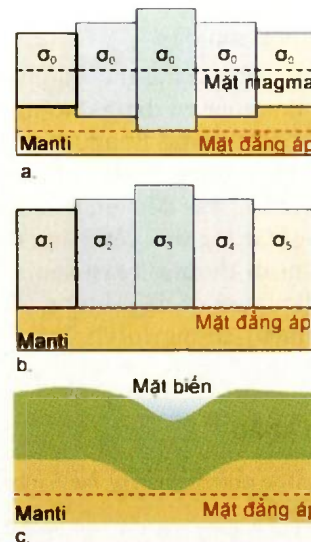
Các mô hình đẳng tĩnh

Mô hình đẳng tĩnh Airy. Mô hình đẳng tĩnh theo giả thiết Airy cho rằng các khối tạo nên vỏ Trái Đất có mật độ giống nhau ($\sigma_0 = 2,67g/cm^3$) và các khối chìm xuống những độ sâu khác nhau trong lớp bên dưới có mật độ σ lớn hơn σ_0 , khối càng nhô cao hơn so với mực nước biển thì cũng càng chìm sâu hơn xuống lớp dưới. Mặt đẳng áp trong trường hợp này nằm ngang và ở cùng độ sâu với đáy của khối chìm sâu nhất. Mô hình này thừa nhận các khối tạo nên vỏ Trái Đất tuân theo trạng thái cân bằng giữa trọng lực và lực đẩy Archimede giống như các khối xốp (có mật độ nhỏ hơn) nổi trên mặt nước, khối nào có khối lượng lớn hơn thì vừa nhô cao hơn mặt nước và cũng có phần chìm xuống dưới nước sâu hơn [H.3a].

Mô hình đẳng tĩnh Pratt. Nhà nghiên cứu người Anh là Pratt giả thiết rằng vỏ Trái Đất gồm các khối lăng trụ thẳng đứng có chiều cao và mật độ trung bình khác nhau nhưng có cùng khối lượng. Mặt đáy của các lăng trụ có diện tích bằng nhau, cùng nằm ở độ sâu h trên bề mặt của lớp dẻo có mật độ lớn hơn [H.3b]. Mặt này chính là mặt đẳng áp, hay mặt bù trừ, là mặt phẳng ngang ở độ sâu h .

Mô hình đẳng tĩnh Vening - Meinesz. Nhà trọng lực học người Hà Lan Vening - Meinesz giả thiết rằng các khối trong vỏ Trái Đất có mối liên kết dẻo và đàn

hồi với nhau chứ không tách rời như trong các mô hình Pratt và Airy, do đó mặt đáy của các khối trong lớp dưới vỏ Trái Đất bị uốn cong tương ứng với khối lượng của từng khối nhưng không bị tách rời nhau [H.3c].



Hình 3. Mô hình các giả thuyết đẳng tĩnh a. Mô hình Airy; b. Mô hình Pratt; c. Mô hình Vening - Meinesz.

Nếu mô hình đẳng tĩnh theo Pratt và Airy là mô hình đẳng tĩnh cục bộ thì mô hình Vening - Meinesz là mô hình đẳng tĩnh khu vực.

Ứng dụng trong thực tế

Những nghiên cứu về cấu trúc sâu và địa động lực cho thấy vỏ Trái Đất về cơ bản nằm ở trạng thái cân bằng đẳng tĩnh, nghĩa là ở những nơi có bề dày vỏ lớn (50 tới 70km), mặt trên vỏ là những vùng núi cao và ở đó mặt Moho là mặt dưới vỏ võng sâu vào manti. Còn những nơi có bề dày nhỏ (dưới 20km) như ở các vùng biển và đại dương thì mặt trên vỏ võng sâu xuống còn mặt Moho ở phía dưới lại nâng lên.

Đị thường đẳng tĩnh trọng lực (Δg_{dt}) được tính theo công thức:

$$\Delta g_{dt} = g - \gamma + \delta_F + \delta_{dt} \tag{9}$$

δ_F là hiệu chỉnh Faye, $\delta_F = 0,3086 h$, δ_{dt} là hiệu chỉnh đẳng tĩnh được tính tương tự như tính hiệu chỉnh địa hình nhưng với bán kính bán chuẩn tròn lớn đến gần 200km.

Nếu vỏ Trái Đất ở trạng thái cân bằng đẳng tĩnh thì đị thường đẳng tĩnh trọng lực bằng 0. Nếu đị thường đẳng tĩnh trọng lực ở một vùng nào đó khác số 0 là vỏ Trái Đất ở đó chưa cân bằng đẳng tĩnh. Đị thường đẳng tĩnh dương có nghĩa là có sự tăng tải trọng đột ngột bên trong vỏ (do xâm nhập magma hoặc hoạt động kiến tạo) và vỏ chưa lún đến độ sâu cần thiết để đạt trạng thái cân bằng, nếu đị thường đẳng tĩnh âm có nghĩa là trong vỏ có sự thiếu hụt vật

chất đột ngột (ví dụ do núi lửa, phun trào, v.v...) hoặc vỏ bị kéo xuống quá sâu (do kiến tạo) nay đang nổi dần lên để trở lại trạng thái cân bằng.

Căn cứ vào bản chất của dị thường trọng lực Faye và dị thường trọng lực Bouguer cùng mối quan hệ của chúng với dị thường đẳng tĩnh còn có thể suy ra những trường hợp sau đây.

Nếu vỏ Trái Đất ở trạng thái cân bằng đẳng tĩnh thì dị thường Bouguer có dạng đảo ngược địa hình. Ở trên đất liền, dị thường Bouguer phải có dấu âm và dị thường Faye phải có dấu dương. Nếu cả dị thường Bouguer và Faye đều âm hoặc đều dương thì khu vực không ở trạng thái cân bằng đẳng tĩnh, còn ở vùng biển khi dị thường Faye xấp xỉ bằng không và dị thường Bouguer có dấu dương (đảo ngược của địa hình đáy biển) chứng tỏ vỏ Trái Đất đạt trạng thái cân bằng.

Tài liệu tham khảo

- Caputo M., 1967. The gravity field of the Earth. *Academic press*. 500 pgs. New York.
- Graff-Hunter J., 1963. Reduction of gravity by isostatic method and by model Earth's method contrasted. *Bulletin géodésique*. Vol 63. Issue 1: 49-51.
- Heiskanen W.A., Vening – Meinesz F.A., 1958. The Earth and its gravity field. *Mcgraw - Hill*. New York. 488 pgs.
- Mc.nutt M.K., Parker R.L., 1978. Isostasy in Australia and the evolution of the compensation mechanism. *Science*, 199: 773-775
- Stacey. F. D., 1992. Physics of the Earth. *University of Queensland*. Australia. 518 pgs.
- Trần Văn Nhạc, 2002. Trường trọng lực. NXB Đại học Quốc gia Tp. Hồ Chí Minh. Tp. Hồ Chí Minh. 278 tr.
- Watt A.B., 2011. Isostasy. *Encyclopedia of Solid Earth. Geophysics, Part 9. Springer*: 647-662
- Веселёв К. Е., Сагитов М. И., 1968. Гравиразведка. Изд. Недра. Москва.
- Грушинский Н. П., 1976. Теория Фигуры Земли. Изд. Наука. 360 стр. Москва.
- Загребин Д. В., 1976. Введение в теоретическую гравиметрию. Изд. Наука. 300 стр. Ленинград.
- Люстих Е. Н., 1957. Равновесие и Изостатическая аномалия. Изд. А Н. СССР. 250 стр. Москва.