

# TRÁI ĐẤT

Tổng Duy Thanh, Nguyễn Văn Vượng.

Khoa Địa chất, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên (ĐHQGHN).

## Giới thiệu

Từ vũ trụ nhìn về, không gì đẹp tuyệt vời bằng hành tinh xanh của chúng ta, các nhà du hành vũ trụ đã khẳng định như vậy. Tô tiên của chúng ta đã sinh ra trên Trái Đất, thế hệ kế tiếp thế hệ, loài người đã khôn dần, phát triển dần để đến ngày nay đã tự tạo cho mình một nền văn minh rực rỡ, và ngày càng được hoàn thiện thêm.

Đặc điểm nổi bật của Trái Đất mà các hành tinh khác không có được là: 1) Trái Đất được bao phủ bằng thủy quyển và 2) Sinh vật phát triển phong phú và đỉnh cao là sự xuất hiện và tiến hóa của loài người với nền văn minh như hiện nay.

Trái Đất là hành tinh thuộc vòng trong của hệ Mặt Trời, có khối lượng đặc sít nhất trong số hành tinh vòng trong này. Hành tinh của chúng ta có cấu trúc dạng tầng đồng tâm, gồm một số tầng tròn đồng tâm gọi là các địa quyển bao quanh nhân; ngoài cùng là khí quyển và thủy quyển dày. Khí quyển chiếm 0,03% khối lượng Trái Đất, và gồm chủ yếu là nitro (nito), oxy; ngoài ra còn có carbonic, hơi nước; các loại khí hiếm chiếm tỷ lệ không lớn. Khí quyển đóng vai trò như một áo giáp, ngăn chặn tác dụng nguy hiểm của các tia vũ trụ đối với sự sống. Thủy quyển phủ liên tục các đại dương, chiếm 3/4 bề mặt Trái Đất. Nước cũng phân bố không liên tục trên lục địa và ở dạng hơi nước trong khí quyển. Các quyển trong gồm vỏ Trái Đất, thạch quyển, quyển mềm, manti trên, manti dưới. Tâm Trái Đất gồm nhân ngoài và nhân trong. Mỗi quyển và nhân có những đặc điểm riêng.

## Trái Đất trong hệ Mặt Trời

### Cấu trúc của hệ Mặt Trời

Hệ Mặt Trời (hay hệ Thái Dương) là một hệ các thiên thể trong cấu trúc vũ trụ của Thiên hà, mà trong vũ trụ lại có rất nhiều Thiên hà. Mặt Trời là thiên thể trung tâm chiếu sáng cho cả hệ mang tên nó. Đó là khối cầu lửa khổng lồ, chiếm 99,87% khối lượng của toàn bộ hệ Mặt Trời, gấp 332 lần khối lượng Trái Đất và có đường kính gấp 109 lần đường kính Trái Đất, nhiệt độ trên bề mặt đạt tới 6.000°C. Tỷ trọng trung bình của Mặt Trời là 1,41g/cm<sup>3</sup> nhưng ở nhiều chỗ tỷ trọng lên tới 117g/cm<sup>3</sup>. Thành phần hóa học của Mặt Trời cũng gồm những nguyên tố đã biết trên Trái Đất nhưng mối tương quan giữa các nguyên tố hoàn toàn khác. Các nguyên tố khí nhẹ như hydro và heli chiếm vai trò chủ yếu trong thành phần cấu tạo của Mặt Trời. Thực tế Mặt Trời là nguồn

nhiệt và chiếu sáng vô tận của cả hệ, nguồn này được tạo ra nhờ các phản ứng nhiệt hạch, do đó các nguyên tố hóa học chủ yếu biến thành heli. Trên Mặt Trời cứ mỗi giây có khoảng 5 triệu tấn vật chất bị thiêu đốt, nhưng trong quá trình 2 tỷ năm qua cũng chỉ mới thiêu đốt mất 1/7.500 khối lượng của nó.

Trong đời sống bão lửa của Mặt Trời, có những chu kỳ mang tính mạch động. Các thời kỳ hoạt động tích cực xen với thời kỳ "yên tĩnh" hơn khi xuất hiện những vết đen, mỗi chu kỳ như vậy kéo dài khoảng 11 năm. Chu kỳ của sự xuất hiện cường độ từ trường mạnh nhất khi có vết đen trên Mặt Trời kéo dài 22 năm. Có lẽ còn có những chu kỳ lớn hơn mà chúng ta chưa biết rõ.

Trong hệ Mặt Trời [H.1, Bảng 1] có 8 hành tinh quay xung quanh nó và 64 vệ tinh, nhiều tiểu hành tinh, thiên thạch và Sao Chổi. Quỹ đạo của các hành tinh nằm trên cùng một mặt phẳng của xích đạo Mặt Trời và gần như tròn xoay. Các hành tinh có hướng xoay trùng với hướng xoay của Mặt Trời.

**Bảng 1.** Tư liệu chủ yếu về các hành tinh của hệ Mặt Trời.

Hành tinh và ký hiệu	Cách Mặt Trời (triệu km)	Chu kỳ quỹ đạo (ngày)	Chu kỳ tự xoay (ngày)	Đường kính (km)
<b>Hành tinh vòng trong</b>				
Sao Thủy (Δ)	57,9	88,0	58,7	4.880
Sao Kim (E)	108,2	224,7	243	12.104
Trái Đất (⊕)	149,6	365,3	1	12.760
Sao Hoả (Γ)	227,9	687,0	1,03	6.787
<b>Tiểu hành tinh</b>	404			
<b>Hành tinh vòng ngoài</b>				
Sao Mộc (H)	778,3	4.333	0,41	142.796
Sao Thổ (ς)	1.428,3	10.759	0,43	120.660
Sao Thiên Vương (Ω)	2.872,7	30.685	0,72	51.200
Sao Hải Vương (Ψ)	4.498,1	60.188	0,67	49.500
Mặt Trăng	0,38 (từ Trái Đất)	27,3	27,32	3.476

(Tư liệu từ Wicander & Monroe, 1993; Condie & Sloan, 1998)

### Các thiên thể của hệ Mặt Trời

**Hành tinh.** Các hành tinh của hệ Mặt Trời gồm nhóm vòng trong và nhóm vòng ngoài. *Nhóm hành tinh vòng trong* gồm các hành tinh gần Mặt Trời [H.1] chúng còn được gọi là các á địa cầu hoặc "hành tinh đất" vì có nhiều đặc điểm gần gũi với Trái Đất.



**Hình 1.** Mặt Trời và các hành tinh của hệ mang tên nó.  
[https://vi.wikipedia.org/wiki/Hệ\\_Mặt\\_Trời#/media/File:SolarPlanets-vi.JPG](https://vi.wikipedia.org/wiki/Hệ_Mặt_Trời#/media/File:SolarPlanets-vi.JPG)  
 (Khoảng cách giữa Mặt Trời và các hành tinh không theo tỷ lệ).

Gần Mặt Trời nhất là Sao Thủy (Mercuri), sau đó là Sao Kim (Venus), Trái Đất và Sao Hỏa (Mars). Nhóm hành tinh vòng ngoài hay còn gọi là các “hành tinh Mộc” do có nhiều đặc điểm gần gũi với Sao Mộc. Nhóm này gồm Sao Mộc (Jupiter), Sao Thổ (Saturn), Sao Thiên Vương (Uran), Sao Hải Vương (Neptun). Các hành tinh vòng trong có những đặc điểm khác biệt so với các hành tinh vòng ngoài là có kích thước nhỏ bé, tỷ trọng lớn, tốc độ quay trục không lớn. Các hành tinh vòng ngoài lại có những tính chất ngược lại. Ngoài ra, các hành tinh vòng trong có khối lượng khí quyển không lớn so với kích thước của hành tinh, các hành tinh vòng ngoài có khí quyển dày, chủ yếu gồm các khí nhẹ (hydro và heli). Cùng với các hành tinh, trong hệ Mặt Trời còn có các hành tinh lùn, gồm Sao Diêm Vương và các sao Ceres, Eris, Makemake, Haumea và Sedna.

Một số hành tinh có những vệ tinh xoay xung quanh nó, ví dụ Trái Đất có một vệ tinh là Mặt Trăng, Sao Hỏa có hai vệ tinh, Sao Mộc có đến 16 vệ tinh, sao Thiên vương có 15 vệ tinh, Sao Thổ ngoài 21 vệ tinh còn có một vành gọi là “vành Sao Thổ” gồm hàng tỷ “vi thể”. Xung quanh các Sao Thủy, Sao Kim không có vệ tinh.

**Tiểu hành tinh.** Giữa quỹ đạo Sao Hỏa và Sao Mộc có khoảng vài nghìn tiểu hành tinh. Chúng có kích thước không lớn, chỉ độ vài kilomet, tiểu hành tinh lớn nhất là Zerera cũng chỉ có kích thước 770km. Tiểu hành tinh không có dạng hình cầu mà thường có dạng khối; vì thế có giả thuyết cho rằng chúng là sản phẩm của sự phá vỡ một hành tinh nào đó. Nếu vậy hành tinh giả định này phải có đường kính khoảng 2.500km và được đặt tên là Faeton.

**Thiên thạch.** Thiên thạch là những đám chất khoáng có nguồn gốc vũ trụ, phân bố trong khoảng

không vũ trụ và một số đã lao vào Trái Đất. Đa số thiên thạch khi lao vào khí quyển bị đốt cháy và nóng chảy, chỉ một số rất ít rơi trên mặt đất. Một dạng tương tự như thiên thạch là tectit (cũng viết: tektit) được phát hiện ở nhiều nơi trên thế giới như Đông Nam Á, Tiệp Khắc (Czech, Slovakia), Bắc Mỹ, v.v... Tại một số vùng của Việt Nam đã phát hiện nhiều tectit, kết quả nghiên cứu cho thấy chúng rơi trên mặt đất vào đầu kỷ Đệ Tứ, nhưng có lẽ chúng đã bay vòng quanh Trái Đất như những vệ tinh từ kỷ Neogen (Izokh E. P. *et al.* 1988). Trong lịch sử địa chất người ta biết được một số đợt tectit rơi ào ạt cách đây khoảng 34 triệu năm, 14,8 triệu năm và 0,6 triệu năm, v.v... (xem mục từ *Tektit*). Có giả thuyết cho rằng tectit là vật liệu của một Sao Chổi, khi sao này quét vào Trái Đất thì những vật liệu của nó xuyên qua khí quyển và rơi trên mặt đất. Cũng có giả thuyết cho rằng tectit liên quan với một vụ đụng độ của Trái Đất với một hành tinh nào đó.

**Sao Chổi.** Sao Chổi là thiên thể của hệ Mặt Trời, cấu trúc gồm “đầu” được bao bọc bằng vỏ khí và một “đuôi” [H.2]. Đầu có kích thước chỉ từ 1 đến 10km nhưng lại chứa phần chủ yếu khối lượng của Sao Chổi và là một đám bụi vật chất kiểu thiên thạch. Đuôi Sao Chổi có bề dài đến hàng chục triệu kilomet, được hình thành khi sao tiến gần Mặt Trời và gồm các chất khí được thành tạo do tác động trực tiếp của tia sáng Mặt Trời làm bốc hơi vật chất của đầu sao, do áp lực tia sáng nên đuôi có vị trí ngược về phía kia của Mặt Trời. Quỹ đạo của Sao Chổi là hình elip kéo dài mà một trong hai tiêu điểm chính là Mặt Trời và có chu kỳ hơn 200 năm.

Phần lớn sao băng rơi trên Trái Đất có lẽ xuất nguồn từ mảnh vụn của Sao Chổi cắt qua quỹ đạo Trái Đất. Có thể cũng có những mảnh lớn của Sao Chổi lao vào Trái Đất như trường hợp xảy ra ở



Hình 2. Sao Chổi (R. Wicander & J. S. Monroe, 1993).

Tungusk vào ngày 30/7/1908. Sao Chổi có thể có nguồn gốc từ rìa ngoài khoảng không của hệ Mặt Trời, trong “đám mây” hình cầu có bán kính 10.000 đến 100.000 đơn vị vũ trụ (một đơn vị vũ trụ bằng bán kính của quỹ đạo Trái Đất). Sao Chổi bị bật khỏi “đám mây” này do trường trọng lực các sao và các hành tinh vòng ngoài. Sau khi bị văng bật đi, nó xâm nhập vào hệ Mặt Trời với quỹ đạo elip dài như đã nói trên.

**Trái Đất.** Trái Đất là hành tinh thuộc vòng trong của hệ Mặt Trời, có khối lượng đặc sít nhất trong số hành tinh vòng trong. Điểm đặc trưng nhất của Trái Đất là có khí quyển và thủy quyển dày. Khí quyển chiếm 0,03% khối lượng Trái Đất và chủ yếu gồm nitro và oxy, ngoài ra còn có carbonic, hơi nước; các loại khí hiếm chiếm tỷ lệ không lớn. Khí quyển đóng vai trò như một áo giáp của Trái Đất, ngăn chặn tác dụng nguy hiểm của các tia vũ trụ đối đời sống trên Trái Đất.

**Mặt Trăng** là vệ tinh duy nhất của Trái Đất, có khối lượng nhỏ so với các vệ tinh của các hành tinh khác [Bảng 1]. Mặt Trăng không có khí quyển, cũng không có thủy quyển. Thời gian quay của Mặt Trăng quanh trục trùng với thời gian quay quanh Trái Đất, do đó từ Trái Đất chỉ luôn luôn nhìn được một phía của Mặt Trăng. Vệ tinh này có tác động đến một số hoạt động của Trái Đất, chính sức hút của Mặt Trăng đã gây nên hiện tượng thủy triều.

Trái Đất cùng các hành tinh khác đều xoay quanh Mặt Trời, bản thân Mặt Trời lại cũng chuyển động trong thiên hà. Trái Đất xoay quanh trục của nó mỗi vòng hết một ngày đêm, tiếp đến là nó lại cũng quay quanh Mặt Trời theo chiều ngược chiều kim đồng hồ và theo quỹ đạo hình elip. Sự sai khác về bán trục của quỹ đạo hình elip này không lớn so với độ dài của bán trục; do đó quỹ đạo gần như tròn. Một vòng quay của Trái Đất quanh Mặt Trời hết một năm, nói

đúng hơn là 365 ngày và 1/4 ngày. Do chuyển động theo hình elip với tâm điểm là Mặt Trời mà quỹ đạo Trái Đất có tính lệch tâm nên khoảng cách giữa Trái Đất và Mặt Trời sẽ thay đổi. Từ đó tốc độ chuyển động của Trái Đất cũng sẽ thay đổi vì theo quy luật của lực hấp dẫn thì càng gần Mặt Trời, chuyển động của Trái Đất càng nhanh và ngược lại. Tại những điểm xa nhất của quỹ đạo, tốc độ của Trái Đất là 29,72km/s, ở những điểm gần nhất là 30,27km/s. Sự sai khác này không lớn lắm nên thông thường người ta coi tốc độ của chuyển động Trái Đất quanh Mặt Trời là 30km/s. Khi nói Mặt Trăng chuyển động quanh Trái Đất, rồi Trái Đất chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo gần tròn là ta đã đơn giản hóa chuyển động đó. Thực ra Mặt Trời cũng chuyển động theo quỹ đạo của nó và như vậy là cả hệ Mặt Trời bao gồm cả Mặt Trời và hệ thống các hành tinh, vệ tinh cũng chuyển động theo. Với mỗi quan hệ về chuyển động như vậy, quỹ đạo của Mặt Trăng quanh Trái Đất, Trái Đất quanh Mặt Trời không còn là quỹ đạo tròn khép kín nữa mà là những vòng xoáy phức tạp.

### Hình dạng, kích thước, tỷ trọng của Trái Đất

Thông thường người ta hiểu Trái Đất có dạng hình cầu, cũng từ đó nó còn có tên gọi là Địa cầu. Tuy nhiên, hình dạng của Trái Đất không hoàn toàn giống với dạng cầu hình học; thêm nữa, bề mặt Trái Đất lại rất phức tạp do cấu trúc núi cao, đại dương sâu. Thực ra Trái Đất có dạng gần với một hình elipsoid tròn xoay có trục ngắn nối liền hai địa cực và là trục xoay của elip tròn xoay này. Bán kính theo trục đến cực  $R_p = 6.356,863\text{km}$  còn bán kính ở xích đạo là  $R_e = 6.378,245\text{km}$ . Sự chênh lệch giữa hai bán kính này là 21,4km. Gần đây các nhà thiên văn còn phát hiện bán kính theo trục về phía cực bắc lớn hơn



bán kính theo trục đến cực nam  $R_n - R_s = 242\text{m}$ . Số liệu đo bán kính Trái Đất ở nhiều vị trí địa lý khác nhau cho thấy vòng xích đạo cũng không phải là một vòng tròn hình học, bán kính xích đạo lớn nhất ở kinh độ  $14^\circ$  và bé nhất ở kinh độ  $105^\circ$ . Như vậy Trái Đất không còn là một hình elip hai trục mà là elipsoid ba trục.

Từ tất cả những điều nêu trên, hình dạng Trái Đất không thể coi như một dạng hình học đều đặn mà là dạng hình học phức tạp. Để hình dung gần đúng hình dạng Trái Đất, người ta gọi Trái Đất có hình geoid. Để có hình geoid cần tưởng tượng đem kéo dài bề mặt đại dương vào lục địa, chui xuống dưới các lục địa và các dãy núi. Bề mặt geoid ở mọi nơi đều thẳng góc với phương trọng lực. Như vậy bề mặt geoid không trùng với bề mặt thật của Trái Đất, nó cũng không trùng với bề mặt hình elip tròn xoay. Có nơi nó nằm dưới, có nơi nó nằm trên bề mặt hình elipsoid nhưng độ chênh lệch không vượt quá 150m.

Do bề mặt geoid phức tạp nên việc tính toán địa vật lý và trắc địa cũng sẽ trở nên rắc rối. Trong khi đó sự chênh lệch giữa geoid và elipsoid tròn xoay, như trên đã nói là không lớn. Vì thế bề mặt Trái Đất thường tính theo bề mặt của elipsoid tròn xoay, từ đó độ dẹt của elipsoid Trái Đất là:

$$a = \frac{R_e - R_p}{R_e} = \frac{1}{298,3}$$

Biết được hình dạng và kích thước của Trái Đất, đồng thời xác định được gia tốc trọng lực, ta sẽ tính được khối lượng của Trái Đất (kg):

$$M = \frac{gR^2}{K} = 5,976 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

(trong đó:  $R$  = bán kính trung bình,  $K = 6,67 \cdot 10^{-8}$  din)

Thể tích của Trái Đất  $V = 1.080.000$  triệu  $\text{km}^3$ , do đó tỷ trọng của nó:

$$P = \frac{M}{V} = 5,52 \text{ g/cm}^3$$

Cần lưu ý là tỷ trọng của các loại đá trong vỏ Trái Đất chỉ khoảng 2,5 - 2,9g/cm<sup>3</sup>, từ đây có thể luận đoán lòng Trái Đất phải được cấu tạo từ các vật chất khác với đá trên vỏ Trái Đất.

## Tính chất vật lý, hóa học của Trái Đất

### Trọng lực

Trọng lực do sức hút của Trái Đất tạo nên, do đó mỗi vật đều có sức nặng, có thể đo trọng lực bằng quả lắc hay cân xoắn. Trọng lực tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách đến tâm Trái Đất, vì thế ở địa cực trọng lực lớn hơn ở xích đạo. Ở mọi điểm trên mặt đất đều có thể tính được trị số của trọng lực theo công thức đã lập. Tuy nhiên, thường có sự sai khác giữa trị số tính toán và trị số đo được, sự sai khác đó gọi là dị thường trọng lực. Dị thường trọng lực có

thể âm hoặc dương, ở vùng núi cao thường có dị thường trọng lực dương còn ở các hồ sâu đại dương – dị thường âm. Sự thay đổi trị số trọng lực phản ánh bề dày của vỏ Trái Đất. Nhờ phát hiện các dị thường trọng lực mà có thể phát hiện được những đặc điểm cấu trúc địa chất, những mỏ ở dưới sâu (xem mục từ *Trọng lực học*).

### Nhiệt của Trái Đất

Nhiệt của Trái Đất có hai nguồn chính là nhiệt Mặt Trời và nhiệt do bản thân Trái Đất sinh ra. Ngoại nhiệt tức nhiệt do Mặt Trời cung cấp hàng năm là  $1,26 \cdot 10^{21}$  calo hay  $9,3 \cdot 10^{31}$  erg; khoảng 37% số nhiệt đó lại phát tán vào không khí vũ trụ. Khoảng  $3,3 \cdot 10^{31}$  erg được Trái Đất nhận và chuyển đổi thành các dạng năng lượng khác, số năng lượng này gấp 300 lần năng lượng thu được nếu đem đốt tất cả trữ lượng than đá hiện biết. Chính năng lượng do Mặt Trời cung cấp tạo thành mây, mưa, gió, v.v... và là động lực của tất cả các quá trình địa chất xảy ra trên mặt đất (các quá trình ngoại sinh) như phá hủy đá, vận chuyển và trầm đọng các vật thể trong các bồn trũng, v.v...

Nội nhiệt sinh ra từ lòng đất chiếm một tỷ lệ không lớn nhưng có ý nghĩa quan trọng trong các hoạt động địa chất. Từ độ sâu nào đó nhiệt độ do Mặt Trời cung cấp sẽ ít có ý nghĩa.

Từ mặt đất xuống sâu ta thấy có sự phân đới nhiệt. Trên cùng là đới nhiệt thay đổi theo thời gian và tùy thuộc vào nhiệt do Mặt Trời cung cấp. Đới này có ba tầng từ trên xuống, trước hết là tầng có nhiệt thay đổi hàng ngày, tiếp dưới là tầng có nhiệt ổn định theo mùa, tầng dưới cùng của đới là tầng có nhiệt ổn định hàng năm. Đới dưới cùng là đới không chịu ảnh hưởng của nhiệt do Mặt Trời cung cấp và nhiệt độ sẽ tăng dần theo bề sâu. Độ sâu của đới này so với mặt đất tùy thuộc vào từng vùng địa lý và cấu trúc địa chất bên dưới. Tại xích đạo độ sâu này chỉ 1 - 2m, ở vùng ôn đới - 20 - 30m, ở vùng khí hậu lục địa - 40m.

Cứ xuống sâu 100m, nhiệt độ tăng lên  $3^\circ\text{C}$ , số tầng đó gọi là độ địa nhiệt suất. Như vậy muốn tăng nhiệt độ thêm  $1^\circ\text{C}$  phải xuống sâu thêm một độ sâu nhất định, số tầng bề sâu đó là độ địa nhiệt cấp. Địa nhiệt cấp thay đổi tùy vùng, thường là 33m ở vùng cấu trúc địa chất ổn định, ở các miền núi lửa hoạt động địa nhiệt cấp chỉ 1,5m. Việc nắm rõ địa nhiệt cấp rất quan trọng trong công tác khai thác khoáng sản vì nếu ở hầm lò dưới sâu, nhiệt độ quá cao, công nhân không thể lao động được. Nếu địa nhiệt cấp không đổi, khi xuống sâu nhiệt độ sẽ tăng như sau: 33m -  $1^\circ\text{C}$ ; 330m -  $10^\circ\text{C}$ ; 3.300m -  $100^\circ\text{C}$ ; 33.000m -  $1.000^\circ\text{C}$ ; 100.000m -  $3.000^\circ\text{C}$ . Khi nhiệt độ lên đến  $3.000^\circ\text{C}$  thì tất cả mọi vật đều chảy lỏng, nhưng trong thực tế dung nham núi lửa phun ra chỉ 1.100 -  $1.200^\circ\text{C}$ .

Hiện nay nhiệt độ dưới sâu của Trái Đất vẫn còn chưa được biết rõ, nếu theo địa nhiệt cấp, nhiệt độ ở

đó có thể tới 5.000°C, nhưng khó lòng nhiệt độ lên đến 3.000 - 5.000°C. Thực nghiệm cho thấy nếu nung sắt lên 1°C mà vẫn giữ nguyên thể tích thì áp suất tăng lên 60atm. Nếu nhiệt độ dưới sâu tăng quá cao thì Trái Đất không thể giữ được trạng thái hiện có. Nhiệt bên trong Trái Đất do nhiều nguồn khác nhau cung cấp như hoạt động phóng xạ, các phản ứng hoá học, năng lượng kết tinh, v.v...(xem thêm mục từ *Địa nhiệt học*).

### Địa từ

Cũng như nhiều hành tinh khác, xung quanh Trái Đất có từ trường; từ trường của Trái Đất được phát hiện dễ dàng qua tác dụng của nó lên kim nam châm. Địa từ cực không trùng với cực của Trái Đất và cũng không cố định mà di động có quy luật. Năm 2005 vị trí của từ cực bắc là 82,7°B vĩ tuyến bắc và 114,4°T kinh tuyến tây. Vị trí từ cực nam (năm 2005) là 79,4°N vĩ tuyến nam và 108,22°Đ kinh tuyến đông, gần trạm Vostok.

Do có sự sai khác giữa địa cực địa lý và địa từ cực nên phương của kim nam châm không trùng với kinh tuyến mà tạo thành một góc, đó là độ từ thiên. Đường nối liền các điểm có cùng độ từ thiên gọi là đường đẳng thiên. Kim nam châm cũng thường không nằm ngang mà tạo với đường nằm ngang một góc gọi là độ từ khuynh. Đường nối liền các điểm có độ từ khuynh bằng nhau gọi là đường đẳng khuynh. Đường nối các điểm có độ từ khuynh bằng 0 là đường xích tuyến.

Cường độ từ trường tăng dần từ xích đạo về phía cực, sự chênh lệch giữa từ trường đo được với trị số trung bình của từ trường nơi đó gọi là dị thường từ. Dị thường từ thường liên quan tới các mỏ sắt lớn nằm bên dưới, điều này đã giúp người ta phát hiện nhiều mỏ quặng sắt, chính mỏ sắt Thạch Khê của Việt Nam đã được phát hiện do kết quả nghiên cứu địa từ. (Xem thêm mục từ *Địa từ học*).

### Thành phần hóa học của Trái Đất

Khoa học hiện nay mới chỉ biết được thành phần hóa học của vỏ Trái Đất ở độ sâu ít hơn 16km, còn thành phần hóa học của các lớp sâu hơn chỉ được dự đoán. F. Clarke (1847 - 1931) đã tính toán dựa trên số liệu phân tích hàng nghìn mẫu đá và xác định được tỷ lệ trung bình của các nguyên tố trong vỏ Trái Đất. Ghi nhớ công thức của Clarke, nhà địa hóa học Nga A. E. Fersman đã đề nghị gọi hàm lượng trung bình của từng nguyên tố hóa học trong vỏ Trái Đất là chỉ số Clarke, chúng thường được thể hiện bằng phần trăm trọng lượng.

Các nguyên tố phổ biến nhất trong vỏ Trái Đất là oxy, silic, nhôm, sắt, calci, natri, kali, magnezi (magie), hydro (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H), chúng chiếm gần 99% theo chỉ số Clark trọng lượng. Riêng oxy và silic chiếm đến 3/4 cấu tạo vỏ

Trái Đất. Nếu tính theo thể tích thì 84,24% vỏ Trái Đất được cấu tạo từ oxy. Ngoài các nguyên tố kể trên, các nguyên tố còn lại chiếm tỷ lệ rất nhỏ, đặc biệt các nguyên tố hiếm như radi, niobi, v.v... có tỷ lệ càng bé [Bảng 2]. Phần lớn các nguyên tố đều bị hỗn hợp của các đồng vị, chỉ có 22 nguyên tố là không có đồng vị, trong đó có fluor, natri, phosphor, mangan, vàng (F, Na, P, Mn, Au), v.v...

**Bảng 2.** Thành phần hóa học trung bình của vỏ lục địa và vỏ đại dương (Kent C. Condie., 2005)\*.

Hợp phần	Vỏ lục địa				Vỏ đại dương
	Phần trên	Phần giữa	Phần dưới	Toàn bộ	
SiO <sub>2</sub>	66,3	60,6	52,3	59,7	50,5
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,8	0,54	0,68	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	15,5	16,6	15,7	15,3
FeOT	4,68	6,4	8,4	6,5	10,4
MgO	2,46	3,4	7,1	4,3	7,6
MnO	0,07	0,1	0,1	0,09	0,2
CaO	3,55	5,1	9,4	6,0	11,3
Na <sub>2</sub> O	3,43	3,2	2,6	3,1	2,7
K <sub>2</sub> O	2,85	2,0	0,6	1,8	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,1	0,1	0,11	0,2
Rb	87	62	11	53	1
Sr	269	281	348	299	90
Ba	626	402	259	429	7
Th	9,1	6,1	1,2	5,5	0,1
Pb	18	15,3	4,2	13	0,3
U	2,4	1,6	0,2	1,4	0,05
Zr	162	125	68	118	74
Hf	4,4	4,0	1,9	3,4	2,1
Nb	10,3	8	5	7,8	2,3
Ta	0,82	0,6	0,6	0,7	0,13
Y	25	22	16	21	28
La	29	17	8	18	2,5
Ce	59,4	45	20	42	7,5
Sm	4,83	4,4	2,8	4,0	2,6
Eu	1,05	1,5	1,1	1,2	1,0
Yb	2,02	2,3	1,5	1,9	3,1
V	86	118	196	133	275
Cr	112	150	215	159	250
Co	18	25	38	27	47
Ni	60	70	88	73	150

\*Hàm lượng các nguyên tố chính tính bằng % khối lượng; các nguyên tố vết tính bằng ppm (phần triệu).

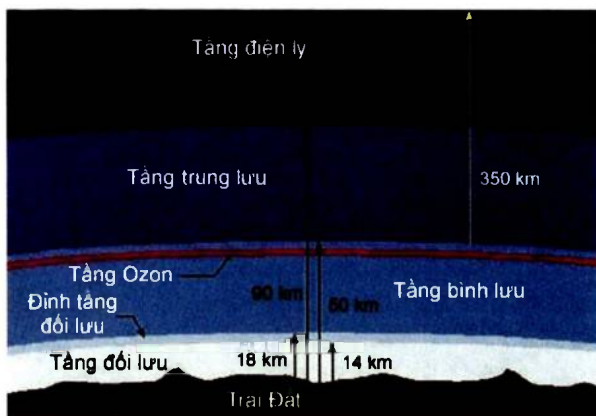
Thành phần hóa học của Trái Đất thay đổi khi xuống sâu trong lòng đất, hàm lượng của các nguyên tố nặng như sắt, chrom, nickel, cobalt sẽ tăng cao. Trong manti của Trái Đất do áp suất cao (1,4 triệu atm.) nên vỏ nguyên tử bị phá vỡ và vật chất chuyển sang trạng thái bị kim loại hoá. Điều này dẫn đến hiện tượng giảm thể tích và tăng tỷ trọng của vật chất. Từ độ sâu 40 - 60km vật chất từ trạng thái kết tinh chuyển sang trạng thái vô định hình, dạng thủy tinh.

Thành phần hóa học của vỏ Trái Đất không cố định mà thay đổi theo thời gian. Sự thay đổi đó có



thể do sự rơi của thiên thạch và các vật thể vũ trụ khác, sự phát tán các khí nhẹ ở tầng trên của khí quyển vào vũ trụ (hydro, heli, v.v...). Sự thay đổi thành phần hóa học của Trái Đất cũng còn do quá trình phóng xạ, các nguyên tố phóng xạ sẽ chuyển thành các nguyên tố bền vững như urani và thori chuyển thành chì, v.v... Tỷ lệ chất đồng vị cũng thay đổi do chúng có chu kỳ bán rã khác nhau, ví dụ  $^{238}\text{U}$  có chu kỳ bán rã là  $4,5.10^9$  năm,  $^{235}\text{U}$  –  $7,1.10^8$  năm. Như vậy trước đây 700 triệu năm  $^{235}\text{U}$  gấp đôi hiện nay, còn cách đây 2 tỷ năm lượng  $^{235}\text{U}$  gấp đến 6 lần so với hiện nay.

Thành phần của thạch quyển, thủy quyển, khí quyển thay đổi tùy thuộc vào tác động tương hỗ với manti, quá trình sinh hóa cũng tác động biến đổi hàm lượng nhiều nguyên tố trong vỏ Trái Đất và khí quyển, trước hết là oxy, carbon, nitro.



Hình 3. Các tầng của khí quyển Trái Đất.  
(<http://pro.edu.vn/kien-thuc-ve-bau-khi-quyen-trai-dat/>).

### Cấu trúc các quyển vòng ngoài của Trái Đất

Trong cấu trúc Trái Đất có các tầng đồng tâm gọi là “quyển”, từ ngoài vào trong gồm khí quyển, thủy quyển gộp thành các quyển ngoài hay các quyển vòng ngoài. Các quyển trong hay các quyển vòng trong gồm thạch quyển, quyển mềm, manti (manti trên và manti dưới), trong cùng là tâm Trái Đất (gồm nhân ngoài và nhân trong).

#### Khí quyển

Từ bề mặt Trái Đất trở lên, khí quyển gồm tầng đối lưu, tầng bình lưu, tầng trung lưu, tầng điện li và tầng ngoài hay ngoại quyển [H.3].

- *Tầng đối lưu.* Tầng đối lưu phân bố từ bề mặt Trái Đất tới độ cao 7 - 17km, độ cao này thay đổi tùy thuộc theo vĩ độ (ở 2 vùng cực độ cao là 7 - 10km. Ba phần tư khối lượng khí quyển nằm trong khoảng 11km đầu tiên trên bề mặt Trái Đất. Nhiệt độ trung bình của khí quyển tại bề mặt Trái Đất là khoảng  $14^{\circ}\text{C}$ . Càng lên cao không khí càng loãng dần và nhiệt độ cũng giảm dần, có thể lạnh đến  $-50^{\circ}\text{C}$ . Không khí trong tầng đối lưu chuyển động rất mạnh theo chiều thẳng đứng và theo chiều ngang làm cho

nước thay đổi cả 3 trạng thái – rắn, lỏng và hơi, gây ra hàng loạt quá trình thay đổi vật lý. Những hiện tượng mưa, mưa đá, gió, tuyết, sương giá, sương mù, v.v... đều diễn ra ở tầng đối lưu.

- *Tầng bình lưu.* Tầng bình lưu tiếp giáp trên tầng đối lưu và lên cao đến khoảng 50km, nhiệt độ tăng theo độ cao đạt đến  $0^{\circ}\text{C}$ . Ở đây không khí loãng, nước và bụi rất ít, không khí chuyển động theo chiều ngang là chính.

- *Tầng ozon.* Tầng ozon ở độ cao khoảng 10 - 50km, tức là nằm trong tầng bình lưu, nhưng theo thể tích thì là thành phần rất nhỏ của tầng bình lưu.

- *Tầng trung lưu.* Tầng trung lưu nằm ở độ cao khoảng 50 - 90km phía trên bề mặt Trái Đất. Trong tầng này càng lên cao nhiệt độ càng giảm do nhiệt của tầng ozon từ sự hấp thụ tia cực tím đến từ Mặt Trời bị biến mất, vì hiệu ứng làm lạnh của  $\text{CO}_2$  (ở lượng dấu vết) do sự tỏa nhiệt vào không gian. Nhiệt độ ở phần trên của tầng trung lưu dao động theo vĩ độ và theo mùa, đồng thời giảm xuống tới mức từ khoảng  $-90^{\circ}\text{C}$  tới  $-100^{\circ}\text{C}$ . Vùng có nhiệt độ tối thiểu ở đỉnh của tầng trung lưu gọi là khoảng lặng trung lưu và đó là nơi lạnh nhất trong khí quyển. Các dạng mây dạ quang nằm trong tầng trung lưu này.

Tại đáy của tầng trung lưu, áp suất chỉ bằng khoảng  $1/1.000$  của áp suất tại mực nước biển; ở độ cao khoảng 80 - 95km, tức ở đỉnh của tầng này, áp suất chỉ ở mức một phần triệu và có thể coi gần như là chân không.

- *Tầng điện li.* Tầng này phân bố trong khoảng từ 80 - 85km đến khoảng 640km, nhiệt độ tăng theo độ cao có thể lên đến  $2.000^{\circ}\text{C}$  hoặc hơn. Oxy và nitro trong tầng này ở trạng thái ion, vì thế gọi là tầng điện li (ionosphere). Sóng vô tuyến phát ra từ một nơi nào đó trên bề mặt đất phải qua sự phản xạ của tầng điện li mới truyền đến được các nơi khác trên thế giới. Tại đây, do bức xạ môi trường, nhiều phản ứng hóa học xảy ra đối với oxy, nitro, hơi nước,  $\text{CO}_2$ , v.v... nên bị phân tách thành các nguyên tử và sau đó ion hóa thành các ion như  $\text{NO}^+$ ,  $\text{O}^+$ ,  $\text{O}_2^+$ ,  $\text{NO}_3^+$ ,  $\text{NO}_2^+$ , v.v...

- *Tầng ngoài hay ngoại quyển.* Ngoại quyển nằm trên tầng điện li, từ khoảng 500 - 1.000km đến 10.000km là vùng quá độ giữa khí quyển Trái Đất với khoảng không vũ trụ. Không khí ở đây rất loãng, nhiệt độ cao và tăng dần, có thể lên tới  $2.500^{\circ}\text{C}$ . Một số phân tử, nguyên tử chuyển động với tốc độ cao như cố “vùng vẫy” nhằm thoát khỏi sự ràng buộc vào lực hấp dẫn của Trái Đất để lao ra khoảng không vũ trụ, do đó tầng này cũng còn gọi là *tầng thoát ly*. Một phần hydro được tách ra, đi vào vũ trụ (khoảng vài nghìn tấn/năm). Giới hạn trên của đoạn khí quyển và đoạn chuyển tiếp với vũ trụ rất khó xác định, ước khoảng 1.000km.

**Bảng 3.** Thành phần của không khí khô theo thể tích\*.

Chất khí	Theo NASA
Nitro (nitơ)	78,084%
Oxy	20,946%
Argon	0,9340%
Dioxid carbon (CO <sub>2</sub> )	390 ppmv
Neon	18,18 ppmv
Heli	5,24 ppmv
Methan	1,745 ppmv
Krypton	1,14 ppmv
Hydro	0,55 ppmv
Không khí ẩm thường có thêm hơi nước (Rất dao động, thông thường khoảng 1%)	

\* Tỷ lệ phần trăm của mỗi chất trên tổng thể tích của không khí. \*\* ppmv: phần triệu theo thể tích.

### Thành phần khí quyển

Khí quyển được cấu thành từ những chất khí bao quanh Trái Đất. Mật độ của không khí tại mực nước biển là khoảng 1,2kg/m<sup>3</sup>. Tổng khối lượng của khí quyển khoảng 5,1x10<sup>18</sup> kg, hay khoảng 0,9ppm của khối lượng Trái Đất (ppm = một phần triệu).

Tỷ lệ phần trăm tính theo thể tích của các khí gồm N<sub>2</sub> = 75,523%; O<sub>2</sub> = 23,133%; Ar = 1,288%; CO<sub>2</sub> = 0,053%; Ne = 0,001267%, CH<sub>4</sub> = 0,00029%; Kr = 0,00033%; He = 0,000724% và H<sub>2</sub> = 0,0000038%. [Bảng 3].

### Thủy quyển

Thủy quyển hay quyển nước gồm tất cả các loại nước ở các trạng thái khác nhau – thể lỏng, thể rắn (băng, tuyết) và thể khí trên Trái Đất. Theo thực tế, thủy quyển không tạo thành một vỏ liên tục vì nước ở thể lỏng chỉ gặp ở biển, đại dương, sông suối và hồ, băng tuyết chỉ gặp ở núi cao và vùng cực nam, cực bắc. Nhưng nếu chú ý đến nước ở thể khí hòa lẫn vào không khí hoặc len lỏi trong các khe nứt của đất đá và tham gia trong thành phần của một số khoáng vật thì nước lại tạo thành một quyển liên tục trên Trái Đất.

Lượng nước trên Trái Đất tích tụ chủ yếu trong các thủy vực (đại dương, biển, hồ, đầm), hoặc chảy trong các dòng trên mặt đất (sông, suối) và cả trong các khe nứt, các lỗ hổng của đất đá dưới lòng đất (nước ngầm). Khi nhiệt độ hạ thấp xuống dưới điểm đóng băng thì dù ở trong biển, trên đất liền hay trong lòng đất, nước sẽ bị biến thành thể rắn.

Sự phân bố của nước trên lục địa rất phức tạp nên không có số liệu chính xác về lượng nước này. Biển và đại dương phân bố không đồng đều trên Trái Đất, ở bán cầu nam biển và đại dương chiếm tới 81% diện tích, nhưng ở bán cầu bắc – chỉ chiếm 61% diện tích. Nếu giữa các vĩ độ 80°-90° Nam không có biển thì giữa các vĩ độ 85°-90° Bắc lại không có lục địa vì ở đó thuộc Bắc Băng Dương. Trên toàn bộ, biển và đại dương chiếm hơn 70% tổng diện tích bề mặt Trái Đất (khoảng 360 triệu km<sup>2</sup>). Trong đó, diện tích của Thái Bình Dương là 179,7 triệu km<sup>2</sup>, tức là gần một nửa diện tích của toàn thể biển và đại dương thế giới, Đại

Tây Dương có diện tích 93,36 triệu km<sup>2</sup>, Ấn Độ Dương – 74,9 triệu km<sup>2</sup>, Bắc Băng Dương – 13,1 triệu km<sup>2</sup>.

Tổng dung tích biển và đại dương khoảng 1.370 triệu km<sup>3</sup>, trong đó riêng Thái Bình Dương chiếm 53% (khoảng 724 triệu km<sup>3</sup>), Đại Tây Dương – 337 km<sup>3</sup>, Ấn Độ Dương – 291,9 triệu km<sup>3</sup>, Bắc Băng Dương – 13,1 triệu km<sup>3</sup>. Thái Bình Dương có độ sâu trung bình 4.030m, Đại Tây Dương – 3.330m, Ấn Độ Dương – 3.900m. Lượng nước chứa trong các biển và đại dương thế giới đủ để phủ đều trên bề mặt Trái Đất một tầng nước dày tới 2.400m.

Nước trong thiên nhiên luôn vận động, thay đổi trạng thái và nằm trong một chu trình tuần hoàn khép kín gọi là vòng tuần hoàn nước trên Trái Đất [H.4]. Từ các thủy vực trên mặt đất, từ hoạt động sống của sinh vật (hô hấp, bài tiết, phân huỷ sau chết, v.v...) cũng như từ mặt đất, từ các hoạt động địa chất (magma, núi lửa, v.v...), một lượng hơi nước rất lớn biến thành hơi nước, được bốc lên, hòa lẫn vào khí quyển. Sau đó, hơi nước đó lại ngưng tụ và rơi xuống mặt đất dưới dạng mưa, tuyết, v.v... Lượng nước bốc hơi và lượng mưa hàng năm ước chừng 518.600km<sup>3</sup>, trong số đó biển cung cấp khoảng 86% lượng nước bốc hơi.



**Hình 4.** Vòng tuần hoàn của nước trên Trái Đất. ([https://vi.wikipedia.org/wiki/thủy\\_quyển](https://vi.wikipedia.org/wiki/thủy_quyển)).

Do phân bố rộng rãi trên Trái Đất và bản chất rất linh động, đặc biệt lại nằm trong một hoàn lưu mang tính toàn cầu, nên nước đóng một vai trò quan trọng trong các quá trình địa chất. Vai trò của hơi nước trong không khí đối với khí quyển rất quan trọng, góp phần chủ yếu gây ra các hiện tượng thời tiết và khí hậu, nước cũng đóng vai trò hàng đầu trong sự hình thành và duy trì sự sống trên Trái Đất. (xem thêm: mục từ *Thủy quyển*).

### Cấu trúc các quyển vòng trong của Trái Đất

#### Cấu trúc bề mặt Trái Đất

Bề mặt Trái Đất là phần trên cùng của thạch quyển, là nơi gắn liền với đời sống hàng ngày của loài người, do đó nó được xem xét riêng như đối với một quyển. Nét đặc trưng trong cấu trúc địa hình bề



mặt đất là sự phân cắt ngang và phân cắt sâu diễn ra rộng khắp, với quy mô khác nhau và không đồng đều. Sự phân bố không đồng đều về diện tích, vị trí của lục địa và đại dương phản ánh khá rõ nét đặc trưng nói trên. Diện tích lục địa xấp xỉ 180 triệu kilomet vuông, chiếm khoảng 29,2% diện tích bề mặt Trái Đất, đại dương có diện tích rộng trên 360 triệu kilomet vuông (361,1 triệu km<sup>2</sup>) chiếm khoảng hơn 70% bề mặt Trái Đất. Như vậy diện tích đại dương lớn gấp hơn hai lần diện tích của lục địa.

Đại dương thế giới có diện tích lớn và phân bố liên tục, phân cách giữa các đại lục và có hình dáng khác nhau. Sự phân chia các đại dương và tên gọi của chúng chỉ mang tính ước lệ, còn các lục địa mang tính thực thể tự nhiên [H.5].

Thái Bình Dương lớn nhất trong số các đại dương, với diện tích 179,7 triệu km<sup>2</sup>, sau đó là Đại Tây Dương rộng 93,36 triệu km<sup>2</sup>, Ấn Độ Dương 74,9 triệu km<sup>2</sup> và Bắc Băng Dương nhỏ nhất với diện tích 13,1 triệu km<sup>2</sup>. Lớn nhất trong số các lục địa trên hành tinh là lục địa Âu - Á với diện tích 53,45 triệu km<sup>2</sup>, trong đó Châu Á - 43,4 triệu km<sup>2</sup>, Châu Âu - khoảng 10 triệu km<sup>2</sup>. Lục địa Châu Mỹ rộng 42,54 triệu km<sup>2</sup>, trong đó Bắc Mỹ - 24,26 triệu km<sup>2</sup> và Nam Mỹ rộng 18,2 triệu km<sup>2</sup>. Châu Phi rộng 29,2 triệu km<sup>2</sup>, diện tích Châu Nam cực đạt tới 52,5 triệu km<sup>2</sup>, còn diện tích Australia (Châu Úc) là 8,96 triệu km<sup>2</sup>. (Số liệu về diện tích của các đại dương trích theo Tự điển Bách Khoa Liên Xô - 1989).

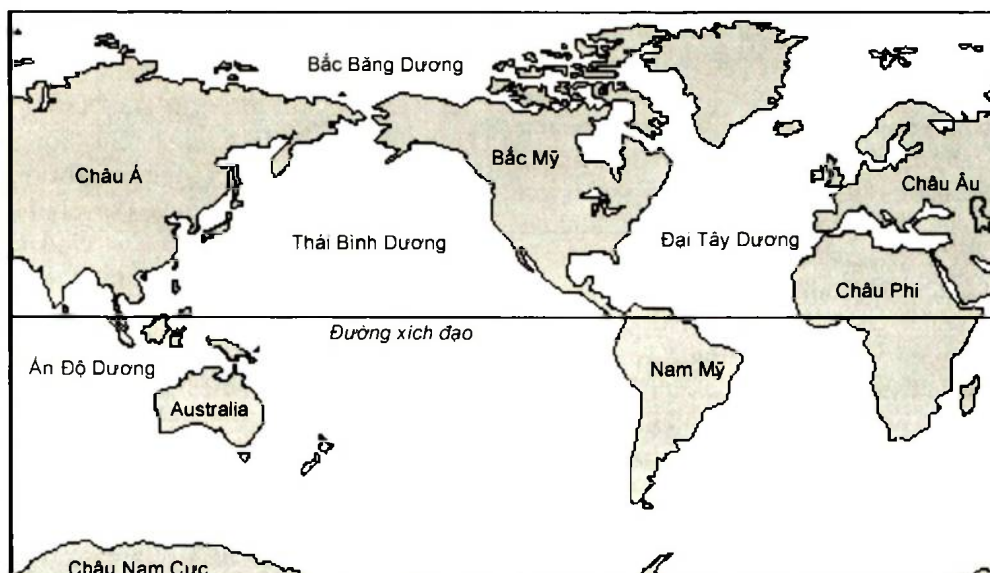
Tương quan giữa lục địa và đại dương có sự khác biệt khá rõ trên các khu vực khác nhau, tạo nên sự phân bố không đối xứng. Đại dương thế giới có diện tích phân bố chủ yếu ở bán cầu nam, các lục địa bị các đại dương phân cách, song chủ yếu phân bố ở bán cầu bắc [H.5]. Hiện tượng không đối xứng này càng rõ nét ở đặc điểm của hai cực Trái Đất - ở cực bắc là Bắc Băng Dương, còn ở cực nam lại là lục địa Nam Cực.

Các lục địa được phân cách không chỉ bởi đại dương mà các biển cũng phân cách chúng, Địa Trung Hải ngăn cách Châu Âu và Châu Phi là ví dụ điển hình. Các biển rìa thường đóng vai trò phân cách giữa lục địa và các cung đảo lân cận. Biển Okhot, biển Nhật Bản, Biển Đông phân bố tại rìa tây của Thái Bình Dương có thể coi là ví dụ. Ở quy mô nhỏ, trên lục địa các cấp địa hình dương lại bị phân cắt bởi các dạng địa hình âm tương ứng.

Cùng với phân cắt ngang, sự phân cắt sâu hay phân cắt theo chiều thẳng đứng của bề mặt Trái Đất đã góp phần tạo nên kiến trúc phức tạp, đa dạng của địa hình Trái Đất. Sự phân dị theo độ cao trên địa hình lục địa (từ địa hình núi, đồi, cao nguyên đến đồng bằng) và theo độ sâu đối với địa hình đáy biển, đại dương (địa hình thềm lục địa, sườn lục địa, đáy đại dương và các sông núi đại dương, vực thẳm đại dương) phản ánh rõ sự phân cắt phức tạp, đa dạng nói trên. Tổng diện tích phân bố của từng loại địa hình vừa nêu chiếm tỷ lệ không đồng đều trên Trái Đất.

Địa hình đồng bằng và đồng bằng gợn đồi chiếm phần chủ yếu trên lục địa, đạt diện tích khoảng 82 triệu km<sup>2</sup>, tức là khoảng 16% diện tích bề mặt Trái Đất. Chi tính riêng địa hình đồng bằng với độ cao từ 0 mét đến 200m trên mực nước biển đã là khoảng 49 triệu km<sup>2</sup>, tức là 9% diện tích bề mặt Trái Đất. Diện tích địa hình đồng bằng cao và đồi với độ cao từ 200 đến 500m là 33 triệu km<sup>2</sup>, chiếm trên 6% diện tích Trái Đất. Địa hình núi thấp và cao nguyên với độ cao từ 500m đến 1.000m có tổng diện tích 27 triệu km<sup>2</sup>, tức khoảng trên 5% diện tích bề mặt Trái Đất. Địa hình núi cao với độ cao tuyệt đối trên 1.000m (trong đó Everest hay Chomolungma thuộc dãy Himalaya cao tới 8.848m), có tổng diện tích 34 triệu km<sup>2</sup>, chiếm gần 8% diện tích bề mặt Trái Đất [H.6].

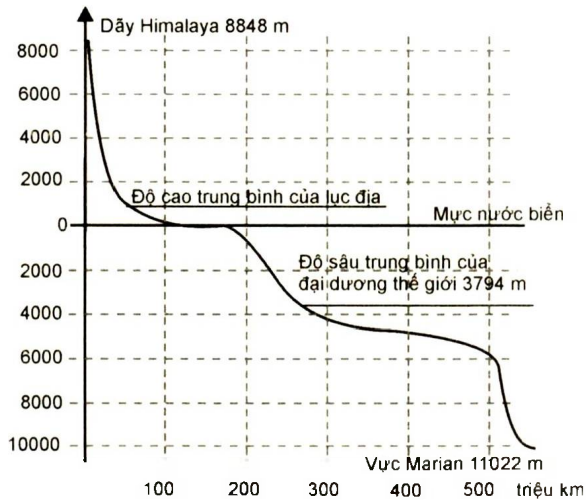
Địa hình đáy đại dương chiếm diện tích chủ yếu của các đại dương thế giới. Kể cả phần sống núi giữa



Hình 5. Phân bố lục địa và đại dương trên Trái Đất.



đại dương (có độ cao trội hơn nền mặt đáy từ vài trăm đến một vài nghìn mét) thì phần cơ bản của đáy đại dương có bề mặt đáy thay đổi từ 3.000m đến 6.000m dưới mực 0 mét. Đáy của đại dương thế giới có diện tích 274 triệu km<sup>2</sup> chiếm gần 54% diện tích toàn bộ bề mặt hành tinh.



**Hình 6.** Phân bố độ cao của lục địa và độ sâu của đại dương (Kolesnik S.V. 1978).

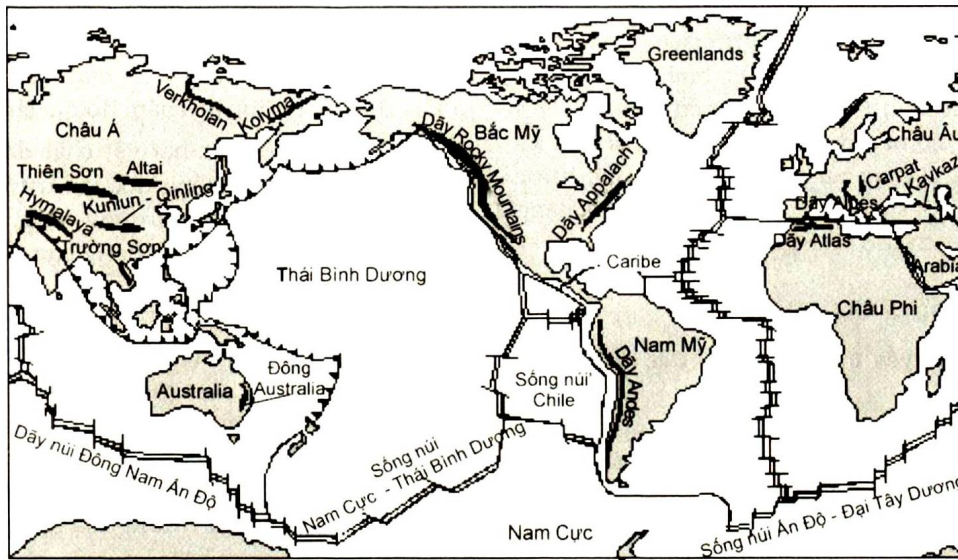
Các thành phần địa hình khác của đại dương thế giới có diện phân bố hẹp hơn nhiều so với đáy đại dương. Thêm lục địa với độ sâu từ 0 mét đến 200m có tổng diện tích 28 triệu km<sup>2</sup>, chiếm hơn 5% diện tích bề mặt Trái Đất. Sườn lục địa với độ sâu từ 200m đến 3.000m có diện tích 54 triệu km<sup>2</sup>, chiếm khoảng 10% diện tích bề mặt Trái Đất. Diện tích bề mặt đại dương với độ sâu vượt 6.000m (trong đó có hố vực Marian thuộc Thái Bình Dương sâu tới 11.022m) chỉ không quá 5 triệu km<sup>2</sup> tức là chưa đầy 1% tổng diện tích bề mặt Trái Đất.

Về tổng thể, địa hình lục địa có độ cao trung bình 875m, địa hình đáy đại dương có độ sâu trung bình 3.794m. Như vậy biên độ chênh lệch trung bình giữa lục địa và đáy đại dương là gần 5 km. Sự chênh lệch giữa đỉnh cao nhất của địa hình lục địa (đỉnh Everest cao 8.848m) với vực thẳm sâu nhất của đáy đại dương thế giới (hố vực Marian sâu 10.971m, theo Wikipedia, 2016) là khoảng gần 20km. Nhìn vào từng phần của bề mặt Trái Đất, sự phân bố độ cao trong địa hình lục địa, độ sâu trong địa hình đáy biển, đại dương cũng thể hiện khá rõ. Lục địa Âu - Á có độ cao trung bình của địa hình lớn nhất, đạt 840m. Australia có địa hình đạt mức trung bình nhỏ nhất, chỉ đạt 340m. Các châu lục còn lại có độ cao trung bình ở mức trung gian giữa hai châu lục vừa nêu, trong đó Châu Phi đạt 750m, Bắc Mỹ ~ 720m, Nam Mỹ ~ 600m. Đối lại với lục địa Âu - Á, Thái Bình Dương có độ sâu trung bình lớn nhất trong các đại dương thế giới, đạt 4.280m dưới mực nước biển, Bắc Băng Dương có độ sâu trung bình nhỏ nhất, chỉ là 1.200m. Ấn Độ Dương và Đại Tây Dương có độ sâu trung bình ở mức trung gian, xấp xỉ 4.000m (khoảng 3.950 đến 3.960m).

Tỷ lệ diện tích phân bố và độ tập trung của từng dạng địa hình trên từng phần của bề mặt Trái Đất cũng rất khác nhau. Ví dụ, thêm lục địa (địa hình chuyên tiếp giữa lục địa và đại dương) với độ sâu từ 0 mét đến 200m, có diện tích chiếm tỷ lệ khoảng 5% bề mặt hành tinh. Song, đối với từng khu vực thì diện tích và tỷ lệ này rất thay đổi. Tại Bắc Băng Dương diện tích thêm lục địa chưa tới 5 triệu km<sup>2</sup>, nhưng so với diện tích của đại dương này thì đó là diện tích đáng kể - khoảng 37%. Thêm lục địa Đại Tây Dương rộng trên 9,2 triệu km<sup>2</sup>, nhưng chỉ đạt xấp xỉ 10% diện tích của đại dương này. Tại Thái Bình Dương thêm lục địa có diện tích trên 10 triệu km<sup>2</sup> chiếm gần 6% diện tích, còn ở Ấn Độ Dương thêm lục địa rộng trên 3 triệu km<sup>2</sup>, tức là chỉ khoảng 4% diện tích đại dương và biên tại đây.

Đáy đại dương (bao gồm cả sống núi đại dương) lớn nhất cả về diện tích cũng như tỷ lệ phân bố là đáy Thái Bình Dương - 147 triệu km<sup>2</sup> tức là trên 80% diện tích của đại dương này. Đáy của Ấn Độ Dương chỉ dưới 62 triệu km<sup>2</sup>, nhỏ hơn nhiều so với Thái Bình Dương, song chiếm tỷ lệ cũng gần xấp xỉ 82% diện tích đại dương này. Diện tích của đáy Đại Tây Dương là trên 68 triệu km<sup>2</sup>, tức là gần 73% diện tích đại dương đó. Đáy Bắc Băng Dương chỉ khoảng 1,7 triệu km<sup>2</sup>, chiếm tỷ lệ khoảng 13,5% diện tích tại đây. Như vậy, đáy Bắc Băng Dương nhỏ nhất không những so với đáy các đại dương khác, mà cũng chiếm tỷ lệ nhỏ nhất so với các địa hình còn lại của chính đại dương này.

Trên nền chung của bề mặt đáy đại dương thế giới, có những dải địa hình vượt hẳn lên về độ cao so với địa hình đáy từ vài trăm mét đến trên 1.000m hoặc hơn nữa, bề rộng tới 200 - 300km, kéo dài tới hàng vạn kilomet, đó là sống núi giữa đại dương. Tại Đại Tây Dương, dải địa hình này chạy dọc từ bắc xuống nam tạo nên đường trục của đại dương này [H.7]. Tại phần phía nam Đại Tây Dương, sống núi ngầm giữa đại dương đôi hướng thành á vĩ tuyến, ngăn cách Châu Phi và Châu Nam Cực, tiếp nối với sống núi giữa Ấn Độ Dương có phương á kinh tuyến hơi chệch về tây bắc. Sống núi giữa Ấn Độ Dương tiếp nối với sống núi phương kinh tuyến tại đông Thái Bình Dương bởi nhánh á vĩ tuyến, ngăn cách giữa Châu Nam Cực và Australia - Châu Đại Dương [H.7]. Về mặt hình thái, sống núi đại dương gồm nhiều dải núi ngầm xen với các thung lũng ngầm có phương kéo dài dọc theo trục đới khá phức tạp. Các thung lũng ngầm có độ sâu tương đối so với các dải núi ngầm, thay đổi từ vài trăm mét đến trên một nghìn mét, đôi chỗ đạt vài ba nghìn mét hoặc hơn. Bề rộng các lũng ngầm có thể đạt 10 - 40km. Các dải cao trong địa hình sống núi đại dương thường hình thành các dải núi ngầm, thông thường những đỉnh cao nhất là các đảo núi lửa, đôi khi là đảo san hô.



**Hình 7.** Các hệ thống núi lớn trên lục địa và sông núi giữa đại dương.  
(Wicander R. & Monroe J.S. 1993; Condie K.C. & Sloan R.E. 1998).

Trên lục địa, trạng thái phân dị và tương phản về độ cao giữa một bên là nền thấp của địa hình đồng bằng, đồng bằng cao và một bên là địa hình núi có thể coi là sự tương đồng về mặt hình thức với sự khác biệt giữa nền mặt đáy đại dương và sông núi đại dương. Địa hình núi điển hình với độ cao tuyệt đối từ 1.000m trở lên, chiếm tới hơn 8% diện tích bề mặt Trái Đất, phân bố tập trung trên một số khu vực. Khối núi tại Châu Á, gồm các dãy núi hùng vĩ nhất thế giới kéo dài từ Himalaya, qua Thiên Sơn, Altai với các đỉnh Everest cao 8.848m, đỉnh Pobeda (ở dãy Thiên Sơn) cao 7.439m, đỉnh Communism cao 7.495m đã tạo nên nóc nhà thiên nhiên của thế giới. Từ đây, địa hình núi kéo về phía đông bắc qua Saian và Viễn Đông Nga, sang Kamchatka, ngoặt theo hướng á kinh tuyến xuống quần đảo Kuril, chạy dọc bờ Tây Thái Bình Dương tới Philippin, Indonesia. Cấu trúc núi cũng từ dãy Himalaya kéo về phía đông nam tạo nên dải địa hình núi tại Đông Dương, kéo xuống Malaysia, rồi tới Indonesia, đó là đầu mút cuối cùng của cung địa hình núi tại Đông Nam Á. Khối núi trung tâm Châu Á kéo dài theo hướng vĩ tuyến, chạy về phía tây qua Trung Cận Đông, Kavkaz rồi nối với các dải núi Carpat, Alpes và những dãy khác phía bắc Địa Trung Hải thuộc Châu Âu.

Tại Châu Phi, địa hình núi tập trung chủ yếu ở rìa phía đông và phía nam của châu lục này. Ở Australia địa hình núi tạo thành dải hẹp men rìa phía đông nam. Tại Châu Mỹ, địa hình núi phát triển chủ yếu ở rìa phía tây, kéo dài suốt từ bắc chí nam, tạo nên các dải núi hùng vĩ là Rocky Mountains (Thạch sơn) ở Bắc Mỹ và Andes ở Nam Mỹ.

Ngoài địa hình núi tương đối cao nói trên, nhìn tổng thể các địa hình đồi núi thấp và cao nguyên (200m - 1.000m) và địa hình đồng bằng điển hình

(0m - 200m) chiếm một tỷ lệ đáng kể của diện tích các lục địa, tạo nên những diện tích bề thế và đường nét tương đối bình ôn của bề mặt Trái Đất. Những diện tích tương đối rộng với địa hình tương đối bằng, ít tương phản như vậy có thể thấy ở Trung Âu, Đông Âu, Siberie, phần trung Australia; bắc - tây bắc và trung Châu Phi, đông bắc Mỹ; phần bắc, trung của Nam Mỹ và một số diện tích khác hẹp hơn ở men các triển thung lũng và cửa các con sông lớn trên lục địa.

Địa hình được hình thành do kết quả từ sự tương tác của các quá trình địa chất ngoại sinh và nội sinh. Do đó, dù có sự phân dị về diện tích phân bố các loại địa hình của từng khu vực khác nhau, sự phân dị tương phản về độ cao và chiều sâu, thì sự sắp xếp và phân bố của địa hình vẫn có quy luật. Điều đó phản ánh quá trình hình thành, phát triển của bề mặt Trái Đất và của Trái Đất nói chung, cũng như kiến trúc của từng phần thạch quyển nói riêng. Có thể nói, trên bề mặt Trái Đất dù tại đáy đại dương hay trên lục địa, phần địa hình tương đối bằng phẳng, ít tương phản đều ở các khu vực có chế độ kiến tạo tương đối bình ôn.

Địa hình bằng phẳng tại đáy đại dương tức là đồng bằng đại dương, thường ứng với kiến trúc nền đại dương. Địa hình tương đối bằng phẳng trên lục địa gồm đồng bằng, một phần địa hình đồi, cao nguyên được hình thành trong điều kiện chế độ kiến tạo khá bình ôn. Thêm lục địa cũng thường được hình thành trong những điều kiện kiến tạo như vậy. Ngược lại, các loại địa hình tương phản của bề mặt Trái Đất đều có quá trình hình thành và phát triển liên quan đến các điều kiện kiến tạo mạnh mẽ, phức tạp hơn. Phần lớn các vực thẳm đại dương đều có liên quan trực tiếp hay gián tiếp với quá trình hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, phức tạp của các đới ranh giới các mảng thạch quyển.



Địa hình sông núi giữa đại dương liên quan với các quá trình hoạt động kiến tạo kiểu rift trong hoạt động tách giãn và tạo núi đại dương. Địa hình núi trên lục địa có quá trình hình thành, phát triển gắn chặt với hoạt động kiến tạo uốn nếp diễn ra trong các thời kỳ khác nhau trong lịch sử phát triển vỏ Trái Đất, trước hết là liên quan với sự xô húc (collision) của các mảng thạch quyển theo chế độ ranh giới hội tụ.

### Cấu trúc bên trong của Trái Đất

#### Nghiên cứu các quyển trong của Trái Đất bằng sóng địa chấn

Tuy khoa học địa chất đã đạt được nhiều thành tựu lớn, nhưng việc nghiên cứu trực tiếp về thành phần và cấu trúc của Trái Đất cũng chỉ mới được tiến hành ở phần vỏ trên cùng của Trái Đất. Đến hiện nay việc khoan sâu vào lòng đất chỉ mới được tiến hành ở một vài nơi và cũng mới đạt tới độ sâu hơn 10km (lỗ khoan sâu nhất trên thế giới đạt 12.345m ngoài khơi đảo Sakhalin của nước Nga vào năm 2011). Những mũi khoan ở độ sâu ít hơn 10km thường cũng chỉ được tiến hành trong công tác tìm kiếm dầu mỏ, khí đốt ở một số nơi. Việc nghiên cứu cấu trúc sâu của Trái Đất chủ yếu dựa trên phương pháp địa vật lý, trước hết là bằng phương pháp địa chấn. Khi xảy ra một vụ động đất hoặc các vụ nổ thì từ

tâm chấn động sinh ra những sóng chấn động phức tạp, trong đó đáng chú ý hơn cả là sóng dọc ( $V_p$ ), sóng ngang ( $V_s$ ) và sóng trên mặt. (xem thêm: mục từ Địa chấn học, mục từ Thăm dò địa chấn).

Trong sóng dọc các hạt vật chất dao động theo phương truyền sóng, sóng dọc lan truyền nhanh và có thể truyền qua các môi trường cứng, nước và khí. Sóng ngang có phương dao động của vật chất thẳng góc với phương truyền sóng và có tốc độ lan truyền chậm hơn sóng dọc. Sóng trên mặt lan truyền trên bề mặt ranh giới của mặt đất với khí quyển và bị tắt rất nhanh chóng. Sóng dọc và sóng ngang có tốc độ không giống nhau khi truyền qua các môi trường vật chất khác nhau, do đó khi biết được tốc độ truyền của các loại sóng có thể luận ra cấu trúc và thành phần vật chất của môi trường mà sóng truyền qua. Kiểm nghiệm trong công tác nghiên cứu thực tiễn đã chứng minh sự đúng đắn của phương pháp này.

Tốc độ truyền sóng địa chấn qua các tầng khác nhau của Trái Đất thay đổi rất rõ nét, điều đó chứng tỏ thành phần vật chất của các tầng dưới sâu lòng đất rất khác nhau. Tốc độ truyền sóng địa chấn thay đổi dần từ trên mặt đất xuống sâu trong lòng Trái Đất [Bảng 4], nhưng có mấy mức đột biến rõ nét. 1) Mức đột biến thứ nhất diễn ra ở độ sâu 33km, tốc độ truyền sóng dọc ( $V_p$ ) và sóng ngang đều tăng vọt. Đây chính là

**Bảng 4.** Phân bố sóng địa chấn theo bề sâu của Trái Đất.

Độ sâu (km)	Tốc độ sóng dọc (km/s)	Tốc độ sóng ngang (km/s)	Độ sâu (km)	Tốc độ sóng dọc (km/s)	Tốc độ sóng ngang (km/s)
0 - 15	5,570	3,363	2.600	13,5	7,1
15 - 33	6,498	3,741	2.800	13,8	7,3
<b>Ranh giới Mohorovich</b>			2.900	13,7	7,25
sâu hơn 33	7,747	4,353	<b>Ranh giới Gutenberg</b>		
100	8,0	4,5	3.000	7,9	Sóng ngang không xuyên nhập
200	8,6	4,6	3.200	8,6	
300	9,0	4,8	3.400	8,9	
400	9,6	5,1	3.600	9,2	
500	10,0	5,3	3.800	9,3	
600	10,4	5,6	4.000	9,4	
700	10,8	5,9	4.200	9,5	
800	11,2	6,1	4.400	9,8	
900	11,4	6,3	4.600	10,0	
1.000	11,4	6,4	4.800	10,0	
1.200	11,7	6,5	5.000	10,2	
1.400	12,1	6,6	<b>Ranh giới nhân trong</b>		
1.600	12,4	6,8	5.200	11,0	
1.800	12,5	6,9	5.400	11,0	
2.000	12,8	7,0	5.600	11,0	
2.200	13,2	7,0	5.800	10,9	
2.400		7,1	6.000	10,9	
			<b>Tâm</b>	10,8	

ranh giới dưới của vỏ Trái Đất và manti, quen gọi là ranh giới Moho hay Mohorovich (theo tên nhà khoa học phát hiện lần đầu sự đột biến về tốc độ truyền sóng này). 2) Dưới ranh giới Moho tốc độ tăng dần và có thay đổi không lớn cho đến độ sâu 2.900km thì tốc độ truyền sóng dọc giảm một cách đột ngột còn sóng ngang lại không truyền tiếp xuống sâu nữa. Đây là ranh giới giữa manti và nhân ngoài của Trái Đất, cũng được gọi là ranh giới Gutenberg. 3) Tiếp theo, tốc độ sóng dọc lại tăng dần cho đến độ sâu 5.200m, tốc độ sóng dọc cũng lại thay đổi, không tăng nữa mà chững lại rồi tiếp tục giảm cho đến tâm Trái Đất, đây là ranh giới giữa nhân trong và nhân ngoài.

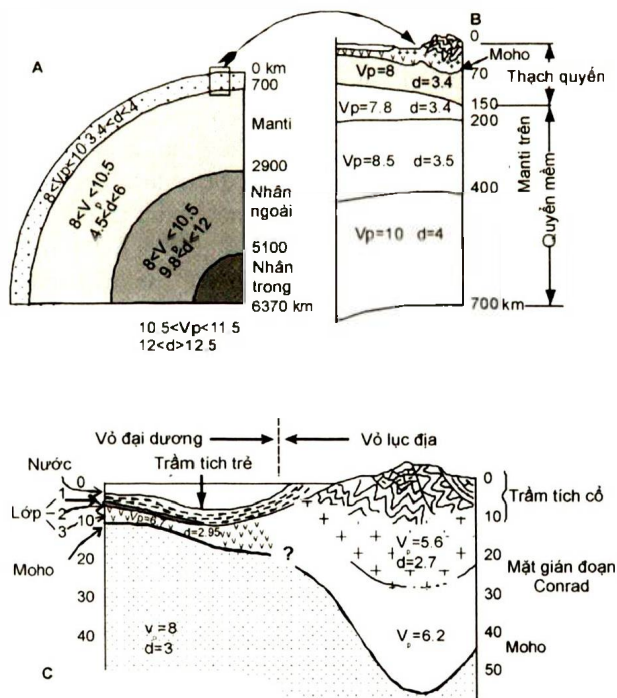
**Vỏ Trái Đất**

Vỏ Trái Đất là tầng cứng ngoài cùng của Trái Đất và là phần trên cùng của thạch quyển [H.8], ngăn cách với manti ở bên dưới bằng ranh giới Moho. Bề dày vỏ Trái Đất thay đổi từ 5 đến 10km ở đại dương và 20 - 70km ở lục địa, chiếm khoảng 15% thể tích và khoảng 1% trọng lượng của toàn bộ Trái Đất, với tỷ trọng trung bình ( $d$ ) là  $2,8g/cm^3$ .

đồng nhất hơn, làm cho tốc độ truyền sóng địa chấn thay đổi đột ngột.

- **Thành phần hóa học của vỏ Trái Đất.** Thành phần hóa học trung bình của vỏ Trái Đất được xác định thông qua việc phân tích các mẫu đá được lấy ở các khu vực khác nhau trên Trái Đất [Bảng 5]. Đối với vỏ đại dương, việc lấy mẫu được tiến hành bằng tàu nghiên cứu biên, lấy mẫu quét đáy, lấy từ các đảo núi lửa, từ các lỗ khoan sâu đại dương hoặc bằng tàu ngầm, tàu lặn. Ngoại trừ một lớp mỏng đá trầm tích có thành phần khác với thành phần các đá lấy từ sông núi đại dương, vỏ đại dương tương đối đồng nhất về thành phần và sự phân bố. Ngược lại, vỏ lục địa hoàn toàn không đồng nhất về thành phần, sự phân bố các đá và tuổi hình thành.

**Bảng 5.** Thành phần hóa học trung bình của vỏ lục địa và vỏ đại dương\*.



**Hình 8.** Sơ đồ cấu trúc Trái Đất. A - Vị trí các quyển; B - Vị trí quyển mềm và thạch quyển. C - Cấu trúc vỏ Trái Đất (Foucault A. & Raoult J.F., 1988).

- **Cấu trúc của vỏ Trái Đất.** Vỏ Trái Đất được cấu tạo từ các lớp đá có thành phần khác nhau, có độ dày thay đổi từ nơi này đến nơi khác, cũng rất khác nhau giữa lục địa và đại dương. Bề mặt gián đoạn Moho không phải là một mặt bằng phẳng mà nằm ở các độ sâu khác nhau – khoảng 10 - 13km dưới mực nước biển ở các đại dương, 35 - 40km bên dưới các lục địa. Điều này liên quan với sự phân biệt hai kiểu vỏ là vỏ đại dương và vỏ lục địa. Bề mặt Moho phân cách lớp vỏ lục địa không đồng nhất với lớp manti nằm dưới

Hợp phần	Vỏ lục địa				Vỏ đại dương
	Phần trên	Phần giữa	Phần dưới	Toàn bộ	
SiO <sub>2</sub>	66,3	60,6	52,3	59,7	50,5
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,8	0,54	0,68	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	15,5	16,6	15,7	15,3
FeOT	4,68	6,4	8,4	6,5	10,4
MgO	2,46	3,4	7,1	4,3	7,6
MnO	0,07	0,1	0,1	0,09	0,2
CaO	3,55	5,1	9,4	6,0	11,3
Na <sub>2</sub> O	3,43	3,2	2,6	3,1	2,7
K <sub>2</sub> O	2,85	2,0	0,6	1,8	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,1	0,1	0,11	0,2
Rb	87	62	11	53	1
Sr	269	281	348	299	90
Ba	626	402	259	429	7
Th	9,1	6,1	1,2	5,5	0,1
Pb	18	15,3	4,2	13	0,3
U	2,4	1,6	0,2	1,4	0,05
Zr	162	125	68	118	74
Hf	4,4	4,0	1,9	3,4	2,1
Nb	10,3	8	5	7,8	2,3
Ta	0,82	0,6	0,6	0,7	0,13
Y	25	22	16	21	28
La	29	17	8	18	2,5
Ce	59,4	45	20	42	7,5
Sm	4,83	4,4	2,8	4,0	2,6
Eu	1,05	1,5	1,1	1,2	1,0
Yb	2,02	2,3	1,5	1,9	3,1
V	86	118	196	133	275
Cr	112	150	215	159	250
Co	18	25	38	27	47
Ni	60	70	88	73	150

\* Hàm lượng các nguyên tố chính tính bằng % khối lượng; các nguyên tố vết tính bằng ppm (phần triệu).

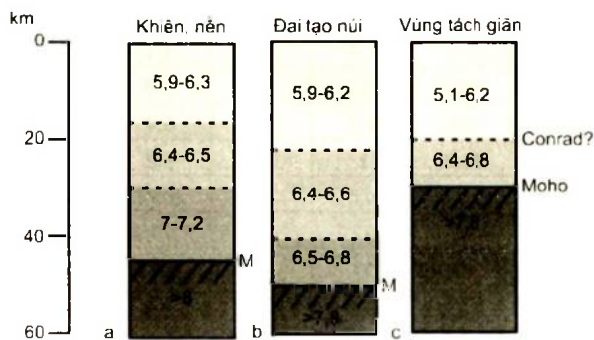


Các thể tù được đưa lên bề mặt Trái Đất, các đá magma, đá biến chất ở các khiên cổ Tiền Cambri và trong các đai tạo núi có tuổi khác nhau. Các đá trầm tích lục nguyên hạt mịn được thu thập từ nhiều nơi trên thế giới để phục vụ cho việc phân tích thành phần nguyên tố chính. Nguyên tố vết đại diện cho phần dưới sâu, phần giữa và phần trên của vỏ lục địa.

Hàm lượng trung bình của từng nguyên tố hóa học trong vỏ Trái Đất được gọi là chỉ số Clarke, chúng thường được thể hiện bằng phần trăm trọng lượng. Các nguyên tố phổ biến nhất trong vỏ Trái Đất là oxy, silic, nhôm, sắt, calci, natri, kali, magnezi (magie), hydro. Riêng oxy và silic chiếm đến 3/4 cấu tạo vỏ Trái Đất. Silicat là thành phần quan trọng chính của lớp vỏ, có mặt trong khoáng vật silicat (khoáng vật phổ biến nhất trong các loại đá magma và đá biến chất). Ngoài các nguyên tố kể trên, các nguyên tố còn lại chiếm tỷ lệ rất nhỏ, đặc biệt các nguyên tố hiếm như radi, niobi, v.v... thì tỷ lệ càng bé. Phần lớp các nguyên tố đều là hỗn hợp của các đồng vị, chỉ có 22 nguyên tố là không có đồng vị, trong đó có fluor, natri, phosphor, mangan, vàng, v.v...

Thành phần học của vỏ Trái Đất không cố định mà thay đổi theo thời gian. Sự thay đổi đó có thể do thiên thạch và các vật thể vũ trụ khác rơi vào; sự phát tán các khí nhẹ (hydro, heli, v.v...) ở tầng trên của khí quyển vào vũ trụ. Sự thay đổi thành phần hóa học của Trái Đất cũng còn do quá trình phóng xạ, các nguyên tố phóng xạ sẽ chuyển thành các nguyên tố bền vững như urani và thori chuyển thành chì.

- **Vỏ lục địa.** Các nhà nghiên cứu cho rằng vỏ lục địa có 3 dạng chính - 1) Nền và khiên cổ với bề dày lớn; 2) Các vành đai tạo núi, thường liên quan đến đới hút chìm; 3) Các vùng tách giãn, bao gồm cả thềm và rift [H.9].



Hình 9. Ba kiểu vỏ lục địa chính (Ben A. van der Pluijm et al., 2004).

Những vùng nền, khiên cổ tiền Cambri bị chia cắt do hoạt động kiến tạo mảng và được tìm thấy ở tất cả các lục địa. Nền và khiên cổ Tiền Cambri chiếm tới 70% thạch quyển lục địa. Những vùng này có bề dày khoảng 45 - 50km, vận tốc truyền sóng địa chấn lớn (> 7,2 km/s) ở phần dưới. Hai kiểu vỏ được tạo nên do hoạt động kiến tạo mảng hiện đại là - các

đai tạo núi do sự hội tụ và đụng độ giữa các mảng. Các đai tạo núi có độ sâu chôn vùi trong lòng đất khá lớn; các đới tách giãn chủ yếu do hoạt động tách giãn, thường có các quá trình nhiệt và magma đi kèm. Đới tách giãn có độ sâu trong lòng đất không lớn. Ngoài ra, các rift lục địa, các bồn trầm tích và khu vực đá magma cũng là những kiểu đặc biệt của vỏ lục địa.

Vỏ lục địa có tỷ trọng thấp hơn 3,1g/cm<sup>3</sup>, được cấu tạo từ những dạng vật chất nhẹ hơn so với manti. Vận tốc truyền sóng trong vỏ lục địa cũng thấp hơn trong manti, Vp nhỏ hơn 7,8km/s, Vs nhỏ hơn 4,3km/s.

Bề dày vỏ lục địa trung bình từ 20km (ở các thềm lục địa) đến hơn 70km (ở các đai tạo núi). Sự vận chuyển vật liệu từ vỏ vào manti có thể làm vỏ bị mỏng đi.

Vỏ lục địa có cấu trúc gồm 4 lớp:

- **Lớp trầm tích** phân bố không liên tục, bề dày lớp thay đổi từ 0 đến 20km, trung bình là 3km. Thành phần của lớp này gồm các loại đá trầm tích khác nhau có tuổi từ cổ nhất đến trẻ nhất; tốc độ truyền sóng địa chấn Vp = 3,5 - 5km/s

- **Lớp granit** (granitogneis) có thành phần gồm granit - 50%, gneis và các đá biến chất khác thuộc tương amphibolit - 40%; các đá biến chất tương granulit và eclogit cùng với các đá quartzit, phylit, dolomit và các đá phun trào mafic bị biến chất yếu - 10%. Bề dày của lớp granit thay đổi từ 8 đến 25km và phụ thuộc vào bề dày chung của vỏ; tốc độ truyền sóng địa chấn dọc Vp = 5,5 - 6,1km/s.

- **Lớp basalt** (granulitobasalt) được thành tạo chủ yếu từ các đá biến chất thuộc tương granulit trong đó plagiogneis có granat và pyroxen đóng vai trò cơ bản.

- **Lớp eclogit** nằm ở phần dưới cùng của vỏ. Lớp này được tạo nên từ granat và pyroxen, đó là kết quả nguội lạnh của magma basalt dưới áp lực lớn và có mật độ cao (3,6g/cm<sup>3</sup>).

- **Vỏ đại dương.** Khác với vỏ lục địa, vỏ đại dương tương đối mỏng, thường có bề dày khoảng 6-10km. Vỏ đại dương nằm dưới tầng nước biển và từ trên xuống gồm 3 lớp - lớp trầm tích, lớp móng (lớp basalt), lớp đại dương. Vỏ đại dương còn khác biệt với vỏ lục địa là trong thành phần không có lớp granitogneis.

Lớp trầm tích rất mỏng, có bề dày từ 0m (vùng sống núi giữa đại dương) đến vài kilomet (vùng gần lục địa), trung bình khoảng 300m. Vp = 2km/s; tỷ trọng d = 1,93 - 2,3.

Lớp móng gồm chủ yếu là basalt nên cũng gọi là lớp basalt, bề dày khoảng 1,7 ± 0,8km. Vp = 4 - 6km/s; d = 2,55.

Lớp đại dương có thành phần phức tạp, gồm các đá magma mafic và siêu mafic - gabro, peridotit, pyroxenit. Phần lớn các đá này ở dạng serpenitnit do

quá trình hydrat hóa của phần trên manti. Bề dày  $4,8 \pm 1,4$  km;  $V_p = 6,5 - 7$  km/s;  $d = 2,95$ .

### Manti

Manti ngăn cách với vỏ Trái Đất bằng bề mặt Moho và ngăn cách với nhân bằng ranh giới Gutenberg phân bố ở độ sâu 2.900km. Theo tài liệu địa vật lý, manti cũng có cấu trúc lớp và được chia ra làm 2 phần – manti ngoài và manti trong, cũng gọi là manti trên và manti dưới. Ở độ sâu từ khoảng 400 - 410km đến 660 - 670km của manti ngoài là đới chuyển tiếp. Đới này có một số bước nhảy đột ngột về tốc độ truyền sóng địa chấn.

- **Thành phần hóa học của manti.** Khi xuống sâu trong lòng đất, thành phần hóa học của Trái Đất thay đổi, hàm lượng của các nguyên tố nặng như sắt, chrom, nickel, cobalt sẽ tăng cao. Trong manti do áp suất cao (1,4 triệu atm) nên vỏ nguyên tử bị phá vỡ và vật chất chuyển sang trạng thái bị kim loại hóa. Điều này dẫn đến hiện tượng giảm thể tích và tăng tỷ trọng của vật chất.

Thành phần hóa học của manti không thể xác định một cách trực tiếp được, chỉ có thể suy đoán theo thành phần của thiên thạch, của các bao thể trong đá siêu mafic và tài liệu địa vật lý. Theo đó, thành phần hóa học của manti tương tự thành phần hóa học trung bình của thiên thạch đá (Mason, 1966), hoặc gần giống với thành phần của các bao thể trong đá mafic (Hutchinson, 1974) hoặc giống với thành phần của một loại đá có tên gọi pyrolit gồm peridotit và basalt theo tỷ lệ 3:1 (Ringwood, 1966), hoặc tương tự thành phần của đá siêu mafic ở sống núi giữa đại dương (Dimitriev, 1969). Việc xác định thành phần hóa học trung bình của manti nguyên thủy được tiến hành từ việc mô hình hóa địa hóa quá trình tiến hóa của hệ manti - nhân, của manti bị làm nghèo được tiến hành phân tích các đá basalt sống núi đại dương. Thành phần của thạch quyển Arkei được phân tích và tính toán từ các thể từ lherzolit chứa granat; thành phần thạch quyển sau Arkei phân tích từ các thể lherzolit chứa spinel [Bảng 6].

- **Manti ngoài.** Manti ngoài nằm trực tiếp dưới bề mặt Moho, từ độ sâu khoảng 50 - 70km đến 660 - 670km. Khối lượng của manti ngoài là  $1,06 \times 10^{24}$  kg, tức là bằng 1/4 tổng khối lượng của manti. Thể tích của manti ngoài khoảng  $2,95 \times 10^{11}$  km<sup>3</sup>, chiếm 1/3 tổng thể tích của manti.

Trước đây, manti ngoài cũng được gọi là lớp vỏ sima do trong thành phần của nó chủ yếu là Si và Mg. Manti ngoài không thực sự đồng nhất do có sự nóng chảy cục bộ. Thành phần khoáng vật chủ yếu gồm olivin, pyroxen, granat, các hợp chất silicat (Mg,Fe)-[SiO<sub>4</sub>] bị biến đổi thành những khoáng vật có tỷ trọng cao hơn ở độ sâu khoảng 410, 520 và 660 - 670km. Độ sâu từ 410 đến 660km được gọi là đới chuyển tiếp. Tỷ trọng của manti ngoài là

4,5g/cm<sup>3</sup> và tốc độ truyền sóng địa chấn dọc  $V_p$  thay đổi từ 7,9km/s đến 11,4km/s.

**Bảng 6.** Thành phần hóa học trung bình của manti\*.

Hợp phần	Manti nguyên thủy	Thạch quyển sau Arkei	Thạch quyển Arkei	Manti bị làm nghèo
SiO <sub>2</sub>	46,0	44,1	46,6	43,6
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,09	0,04	0,134
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,06	2,20	1,46	1,18
FeO	7,54	8,19	6,24	8,22
MgO	37,8	41,2	44,1	45,2
CaO	3,21	2,20	0,79	1,13
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,21	0,09	0,02
K <sub>2</sub> O	0,03	0,028	0,08	0,008
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,04	0,015
Mg/Mg+Fe	90	90	93	91
Rb	0,64	0,38	1,5	0,12
Sr	21	20	27	13,8
Ba	7,0	17	25	1,4
Th	0,085	0,22	0,27	0,018
U	0,02	0,04	0,05	0,003
Zr	11,2	8,0	7,3	9,4
Hf	0,31	0,17	0,17	0,26
Nb	0,71	2,7	1,9	0,33
Ta	0,04	0,23	0,10	0,014
Y	4,6	3,1	0,63	2,7
La	0,69	0,77	3,0	0,33
Ce	1,78	2,08	6,3	0,83
Eu	0,17	0,10	0,11	0,11
Yb	0,49	0,27	0,062	0,30
Co	104	111	115	87
Ni	2080	2140	2120	1730

\* Hàm lượng nguyên tố chính tính bằng %; nguyên tố vết tính bằng ppm [phần triệu]; chỉ số Mg = Mg+Fe tính bằng số molx100.

Phía dưới vùng vỏ đại dương ở độ sâu 100km đến 200km có một đới tốc độ truyền sóng địa chấn giảm đi khá nhiều, gọi là đới tốc độ chậm. Nguyên nhân của sự suy giảm đáng kể tốc độ truyền sóng địa chấn là do hiện tượng nóng chảy cục bộ của vật chất trong manti. Khoảng 2 - 4% các đá manti bị nóng chảy tạo thành các màng mỏng bao bọc các hạt khoáng vật hoặc lấp đầy các lỗ rỗng giữa các khoáng vật. Đới tốc độ chậm này chỉ có ở phần trên của manti ứng với khu vực phân bố vỏ đại dương và chưa phát hiện được ở manti ứng với khu vực phân bố vỏ lục địa.

Đới chuyển tiếp phân bố ở độ sâu từ 400 - 410km đến 660 - 670km. Khi sóng địa chấn truyền qua đới này xảy ra một số bước nhảy đột ngột. Nguyên nhân của hiện tượng này là do sự chuyển pha của các khoáng vật trong manti gây nên.

- **Manti trong.** Manti trong nằm ở độ sâu từ 660km đến 2.900km, trực tiếp trên ranh giới Gutenberg và chiếm khoảng 56% thể tích Trái Đất, có cấu trúc



đồng nhất và đơn giản hơn so với manti ngoài. Thành phần vật chất của manti trong mang tinh chất chuyển tiếp giữa manti ngoài và nhân Trái Đất. Ngoài các nguyên tố Si và Mg giống như ở manti ngoài, còn phổ biến Fe, Cr và Ni là những nguyên tố đặc trưng của nhân Trái Đất. Dưới 660km, các hợp chất silicat bị biến đổi theo một pha khác, bị nén ép tạo thành cấu trúc perovskit với thành phần chủ yếu là  $(Mg,Fe)[SiO_3]$ . Xuống sâu thêm vài trăm km, vùng ở độ sâu 2.600 - 2.900km được gọi là "vùng D", có xảy ra một vài gián đoạn địa chấn phản ánh sự thay đổi trong manti. Sự thay đổi này là do hiện tượng các khoáng vật lại bị biến đổi thành cấu trúc "hậu perovskit", tạo thành các tổ hợp khoáng vật đặc sít hơn, tỉ trọng cao hơn và thay đổi thành phần hóa học.

Tỷ trọng trung bình của manti trong đạt tới  $5,6g/cm^3$ . Tốc độ truyền sóng địa chấn dọc Vp tại manti trong vượt hẳn manti ngoài, đạt từ 11,4km/s đến 13,7km/s.

#### Nhân Trái Đất

Nhân Trái Đất có dạng khối cầu nằm ở phần trung tâm Trái Đất, cách biệt với manti trong bởi bề mặt gián đoạn Gutenberg ở độ sâu 2.900km.

Bán kính trung bình của nhân Trái Đất khoảng  $3485 \pm 3km$ , có thể thay đổi trong phạm vi vài km ở một số khu vực. Nhân có thể tích bằng 1/6 thể tích Trái Đất, được chia làm 2 phần – nhân ngoài ở thể lỏng và nhân trong ở thể rắn [H.8]. Do tỷ trọng cao (từ  $10g/cm^3$  đến  $12,5g/cm^3$ ) nên trọng lượng của nhân bằng 1/3 trọng lượng của hành tinh.

Sóng địa chấn ngang không truyền qua được nhân ngoài, còn ở nhân trong sóng địa chấn ngang lan truyền được với tốc độ nhỏ. Điều này cho thấy nhân trong gần đạt tới trạng thái nóng chảy hoặc bị chảy mềm từng phần. Phân tích chi tiết bức tranh về tốc độ truyền sóng địa chấn cho thấy nhân ngoài tương đối đồng nhất và chênh lệch về độ cao địa hình của mặt gián đoạn Gutenberg tương đối nhỏ, vào khoảng 5km.

Thành phần hóa học của nhân Trái Đất được xác định bằng nghiên cứu thực nghiệm và mô hình. Những nghiên cứu về từ trường Trái Đất cho thấy để tạo ra được từ trường thì nhân ngoài phải tồn tại ở trạng thái kim loại lỏng để các dòng điện tích có thể luân chuyển được. Nghiên cứu về mật độ và tốc độ truyền sóng được tiến hành thực nghiệm cho thấy các giá trị thu được tương đương với thành phần Fe khi đặt ở điều kiện nhiệt độ và áp suất cao tương tự như ở độ sâu của nhân Trái Đất. Ngoài ra, kết quả nghiên cứu thiên thạch sắt cho thấy Fe là nguyên tố phổ biến nhất trong nhân các thiên thể và có tính chất truyền sóng địa chấn tương tự như các số liệu thu được từ nhân Trái Đất. Những nghiên cứu trên cho thấy nhân Trái Đất được cấu tạo chủ yếu từ hỗn hợp kim loại Fe/Ni và một số nguyên tố nhẹ khác như S, C, O và Si. Nhân ngoài chứa nhiều nguyên tố nhẹ hơn nhân trong.

Nhiệt độ trong nhân Trái Đất được xác định chủ yếu bằng cách ngoại suy nhiệt độ cân bằng của các pha khoáng vật và qua nghiên cứu thực nghiệm nhiệt độ nóng chảy của hỗn hợp sắt - hợp kim sắt ở áp suất cao. Kết quả thực nghiệm đã cung cấp nhiệt độ ước lượng gần đúng ở ranh giới giữa manti và nhân ngoài vào khoảng  $3.700 \pm 500^\circ C$ , giữa nhân ngoài và nhân trong vào khoảng  $5.000^\circ C$ , ở tâm Trái Đất vào khoảng  $5.500^\circ C$ .

#### Thạch quyển và quyển mềm

**Thạch quyển.** Thạch quyển gồm vỏ Trái Đất và một phần của manti trên với bề dày không đồng nhất, độ dày thạch quyển ở lục địa trung bình khoảng 100km, ở đại dương khoảng 50km; thạch quyển lục địa là phần quyển cứng của Trái Đất, gồm nhiều mảng lớn. Thạch quyển có nhiệt độ thấp và nằm trên quyển mềm có nhiệt độ cao hơn. Hầu hết các mảng của thạch quyển đều tuân theo mô hình nhiệt đơn giản, với ranh giới giữa thạch quyển và quyển mềm là một bề mặt đẳng nhiệt, đánh dấu sự chuyển tiếp giữa phần bên trên có tính chất đàn hồi và phần bên dưới có tính chất dẻo nhão trong manti. Khác với thạch quyển lục địa có cấu trúc phức tạp, không đồng nhất, thạch quyển đại dương có cấu trúc khá đồng nhất. Điều này cho thấy, quá trình thành tạo của thạch quyển đại dương xảy ra giống nhau tại tất cả mọi nơi. Hoạt động kiến tạo mảng làm cho thạch quyển đại dương liên tục được tái tạo bên trong Trái Đất theo kiểu "băng chuyền". Mặt khác, thạch quyển lục địa nằm phía trên sẽ không bị hút chìm. Trong nhiều trường hợp thạch quyển đại dương bị cuốn chìm sâu vào trong manti, bị đồng hóa trong manti gây nên sự biến dạng thạch quyển và làm nóng chảy vật chất manti để hình thành núi lửa. Nếu tuổi thạch quyển đại dương chỉ khoảng 200 triệu năm trở lại thì tuổi thạch quyển lục địa lại tới hàng tỉ năm. Những hoạt động kiến tạo đan xen nhau gồm sự hình thành rift, sự hút chìm, sự xô húc giữa các mảng thạch quyển, sự bồi tụ, các điểm nóng magma được lặp lại nhiều lần trong lịch sử phát triển của Trái Đất.

**Quyển mềm.** Khái niệm về quyển mềm được Joseph Barrell đề cập vào năm 1914 khi phát hiện sự suy giảm đáng kể tốc độ truyền sóng địa chấn ở độ sâu khoảng 100km trong manti. Quyển mềm nằm dưới thạch quyển và nằm trên manti trên. Tại đây tốc độ truyền sóng địa chấn giảm rõ rệt, điều đó chứng tỏ môi trường bên trong quyển mềm có mật độ vật chất thấp, thành phần vật chất có tính dẻo và mềm, độ liên kết kém hơn và dễ dàng bị biến dạng.

Vật chất của quyển mềm tồn tại trong trạng thái biến hình, thuy tinh và một phần ở trạng thái nóng chảy (từ 1 - 10%). Sự giảm tốc độ truyền sóng ngang cho thấy trạng thái chảy lỏng với độ nhớt lớn của quyển mềm. Ở đây sự tăng nhiệt độ cục bộ không lớn

(10 - 20°C) và sự giảm áp suất có khả năng gây ra sự nóng chảy trên phạm vi lớn hơn, làm xuất hiện các lò magma. Vì vậy quyển mềm được coi là cơ sở chủ yếu của sự thành tạo các lò magma. Đồng thời, trong phạm vi quyển mềm, số lượng các nguồn động đất giảm đi nhiều.

Ranh giới trên của quyển mềm ở các đại dương nằm ở độ sâu 50 - 60km, còn ở dưới lục địa ranh giới này là 100 - 120km. Ranh giới dưới của quyển mềm là 400km ở đại dương và 250km ở lục địa, có nơi đạt độ sâu 700km. Như vậy, bề dày của quyển mềm dưới các đại dương rất lớn và đáy của nó thực chất trùng với manti trên.

Quyển mềm không phải là một lớp liên tục mà gồm nhiều lớp phân bố gần sát nhau. Trạng thái cân bằng đẳng tĩnh của vỏ Trái Đất có liên quan chặt chẽ với sự tồn tại của quyển mềm. Ở đây thạch quyển "nổi" trên bề mặt chảy dẻo của quyển mềm theo định luật Archimedes.

Quyển mềm và thạch quyển có mối quan hệ chặt chẽ, cùng với đới chuyển tiếp tạo thành quyển kiến tạo. Đây là nơi tạo sự xuất hiện các quá trình kiến tạo và magma được đặc trưng bằng sự không đồng nhất theo chiều ngang của vật chất tạo nên thạch quyển.

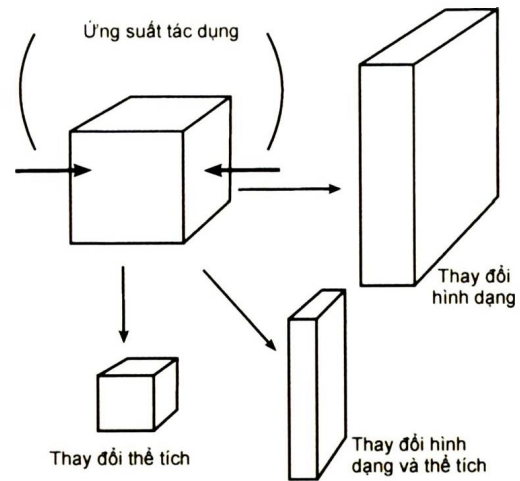
**Tính lưu biến của vỏ và thạch quyển.** Thuật ngữ lưu biến (Rheology) do Eugene C. Bingham đề xuất (1920) theo gợi ý của Markus Reiner. Trong khoa học vật liệu và địa chất, khái niệm lưu biến được sử dụng để mô tả khả năng của ứng lực làm biến dạng hoặc chảy vật liệu. Việc nghiên cứu hành vi của các đá khi chịu tác dụng của ngoại lực là đối tượng của ngành khoa học vật liệu và cơ học đá. Hành vi của đá khi bị biến dạng gọi là lưu biến.

Lưu biến học là ngành học nghiên cứu về sự chảy của vật chất, chủ yếu là các chất lỏng nhưng cũng có thể là các chất rắn mềm hoặc chất rắn trong điều kiện chúng bị chảy dẻo thay vì bị biến dạng đàn hồi. Ở mức độ tổng quan hơn, lưu biến thường được dùng để mô tả hành vi biến dạng của vật chất mà đối với nhà địa chất là biến dạng của đá, bao gồm cả biến dạng giòn và biến dạng dẻo. Những yếu tố ảnh hưởng đến tính lưu biến là tốc độ biến dạng, nhiệt độ, áp suất thủy tĩnh. Quá trình biến dạng là quá trình làm di chuyển và thay đổi hình dạng của vật thể dưới tác động của lực kiến tạo [H.10].

- Trong quá trình biến dạng kiến tạo, khi tốc độ biến dạng tăng, giới hạn đàn hồi cũng tăng và khả năng biến dạng dẻo giảm, dẫn đến việc các đá dễ bị đứt vỡ.

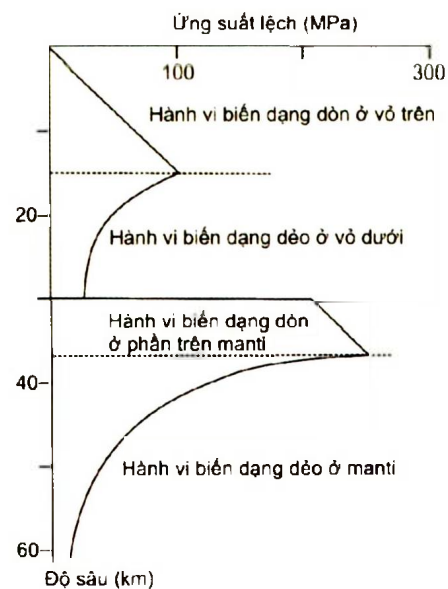
- Nhiệt độ tăng sẽ làm giảm ngưỡng chảy dẻo, tăng độ biến dạng dẻo trước khi sự đứt vỡ xảy ra.

- Khi áp suất thủy tĩnh tăng, khả năng biến dạng dẻo cũng tăng, các hành vi đứt vỡ sẽ xuất hiện muộn hơn. Việc tăng áp suất thủy tĩnh có thể xóa bỏ các vi khe nứt.



Hình 10. Biến dạng của vật thể.

**Hành vi của vật chất.** Trong lưu biến, hành vi của vật chất có thể được phân thành hai dạng chính là hành vi đàn hồi và hành vi nhớt. Trong nhiều trường hợp, dòng đá tự nhiên có thể ước lượng bằng sự tổng hợp của lưu biến tuyến tính, trong đó tỉ lệ giữa lực tác động và sức căng hay tỉ lệ giữa lực tác động và tốc độ biến dạng là không đổi. Tỉ lệ này cũng đúng với manti [H.11], tuy nhiên, mối tương quan giữa lực tác động và tốc độ biến dạng của nhiều loại đá có thể được biểu thị đúng hơn bằng việc xem xét đến lưu biến không tuyến tính.



Hình 11. Mối quan hệ giữa ứng suất và phương thức biến dạng của vỏ và thạch quyển (Ben A. van der Pluijm et al., 2004).

**Hành vi đàn hồi.** Hành vi đàn hồi có liên quan với sự biến dạng của đá. Trong địa chấn học đặc tính đàn hồi rất quan trọng khi nghiên cứu về động đất. Trong quá trình truyền sóng, các sóng địa chấn ít nhiều làm các đá biến dạng, nhưng sau khi sóng đi qua, các đá trở lại trạng thái ban đầu.

Để hình dung dễ dàng hơn về quá trình này, có thể hình dung như việc kéo một dây cao su. Khi bị kéo, dây cao su sẽ bị giãn ra, khi không còn lực tác



động, dây cao su sẽ trở về hình dạng ban đầu; lực kéo càng mạnh, dây càng giãn dài. Khi lực tác động vượt quá giới hạn đàn hồi, dây cao su sẽ đứt. Khả năng đàn hồi của dây cao su phụ thuộc vào cấu trúc nguyên tử của dây cao su.

Độ dài liên kết giữa các nguyên tử và các góc liên kết trong cấu trúc tinh thể biểu hiện một trạng thái năng lượng thấp nhất của tinh thể. Những liên kết này có thể kéo dài hoặc thay đổi góc liên kết trong một giới hạn nào đó mà không làm thay đổi vĩnh viễn cấu trúc tinh thể. Dây cao su có thể đàn hồi tốt là do cấu trúc liên kết và các góc liên kết của phân tử cao su có thể thay đổi trong phạm vi lớn. Khi không còn lực tác động, các nguyên tử trở lại trạng thái năng lượng ổn định ban đầu và đó là trạng thái năng lượng thấp nhất.

Cũng giống như sự đàn hồi của dây cao su, khả năng biến dạng đàn hồi của đá là sự biến dạng nhất thời của mạng cấu trúc tinh thể, nhưng khác với cao su, khả năng đàn hồi của đá rất nhỏ. Giới hạn đàn hồi trong các đá tuân theo định luật Hooke với đơn vị đo là Pascal như sau:

$$\sigma = E \cdot \epsilon$$

(E là mô đun Young,  $\epsilon$  là độ biến dạng dài).

**Hành vi nhót.** Để dễ dàng hình dung về hành vi nhót của vật chất ta có thể lấy ví dụ về dòng chảy của một con sông; theo thời gian nước ngày càng đi xa về hạ lưu. Trong hành vi nhót của vật chất, biến dạng tích lũy là một hàm của thời gian, hay còn gọi là tốc độ biến dạng. Có thể mô tả mối quan hệ giữa lực và độ biến dạng bằng công thức sau đây.

$$\sigma = \eta \cdot \dot{\epsilon}$$

( $\eta$  là hằng số nhót;  $\dot{\epsilon}$  là tốc độ biến dạng).

Dạng hành vi nhót như trên thường được gọi là hành vi nhót kiểu Newton hay hành vi nhót tuyến tính. Tuy nhiên, cần tránh sự nhầm lẫn khi sử dụng thuật ngữ "tuyến tính" trong "hành vi nhót tuyến tính" với thuật ngữ "tuyến tính" trong mối quan hệ tuyến tính giữa lực - biến dạng như đã nêu ở phần trước về sự đàn hồi. Khái niệm tuyến tính được sử dụng ở đây nhằm nhấn mạnh sự khác biệt với hành vi nhót không tuyến tính.

Độ nhót trung bình của manti vào khoảng  $10^{20} - 10^{22}$  Pa.s, lớn hơn nhiều so với nước (gấp khoảng 20 lần). Đá có độ nhót càng cao thì khoảng cách dịch chuyển càng lớn. Vật chất khác nhau có độ nhót rất khác nhau, ví dụ như nước và phần cứng của Trái Đất. Ta có thể coi hành vi của Trái Đất có độ nhót trung bình xét trên khoảng thời gian lớn của các quá trình địa chất.

**Hành vi nhót - đàn hồi.** Trong trường hợp quá trình biến dạng bị đảo ngược nhưng trong đó sự biến dạng cũng như phục hồi biến dạng đều bị cản lại, khi đó hành vi của vật chất được gọi là hành vi nhót - đàn hồi. Một ví dụ đơn giản cho hành vi này là miếng xốp đã được ngấm nước và được đặt một tải trọng ở trên. Tải trọng ở trên mặt miếng xốp được phân phối đều

giữa nước (hành vi nhót) và miếng xốp đó (hành vi đàn hồi). Nước sẽ chảy ra khỏi miếng xốp do tải trọng và đồng thời miếng xốp cũng đàn hồi do tải trọng đó.

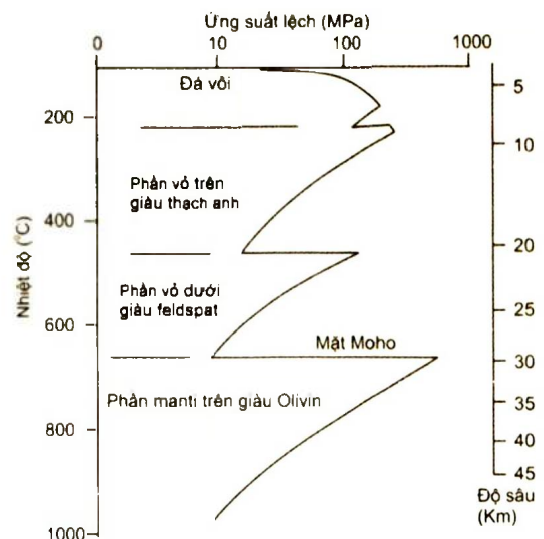
Độ biến dạng của vật chất do hành vi nhót đàn hồi gây ra được tính bằng tổng biến dạng do hành vi nhót và hành vi đàn hồi gây ra như sau:

$$\sigma = E \cdot \epsilon + \eta \cdot \dot{\epsilon}$$

**Hành vi đàn hồi - nhót.** Để hiểu rõ hơn về hành vi của vật chất trong Trái Đất, cần phải biết về hành vi đàn hồi - nhót. Khi có lực tác động, vật chất sẽ thể hiện hành vi đàn hồi trước, sau đó mới thể hiện hành vi nhót. Khi lực tác động mất đi, hợp phần đàn hồi cũng mất theo nhưng hợp phần nhót vẫn còn.

Theo mô hình Maxwell, ban đầu vật chất thể hiện hành vi đàn hồi, sau một khoảng thời gian, vật chất ấy lại thể hiện hành vi nhót; điều này hoàn toàn phù hợp với hành vi của Trái Đất. Sông địa chấn là một hành vi đàn hồi (hoạt động trong một thời gian ngắn) và manti có thể chảy nhót trong khoảng thời gian địa chất (hoạt động trong một khoảng thời gian dài).

**Mặt cắt hành vi của thạch quyển.** Vỏ Trái Đất và thạch quyển được cấu tạo nên từ các khoáng vật khác nhau. Mỗi loại khoáng vật lại được tạo thành từ các nguyên tố hóa học khác nhau có cách thức liên kết không gian khác nhau theo các ô mạng tinh thể và mức độ đối xứng khác nhau. Các khoáng vật có nhiệt độ nóng chảy, tính chất vật lý, tính chất biến dạng rất khác nhau, do đó khả năng tích lũy biến dạng dưới các điều kiện nhiệt độ, áp suất khác nhau và theo thời gian sẽ rất khác nhau. Điều này sẽ quyết định hành vi biến dạng giòn hay biến dạng dẻo của vỏ Trái Đất cũng như thạch quyển. Trên cơ sở nghiên cứu tính chất lưu biến của các khoáng vật tạo đá chính, có thể khái quát hóa tính chất biến dạng của vỏ Trái Đất và thạch quyển trong hình 12.



**Hình 12.** Đường cong biểu diễn tính lưu biến của đá đặc trưng cho vỏ và thạch quyển theo độ sâu và nhiệt độ (Ben A. van der Pluijm et al., 2004).

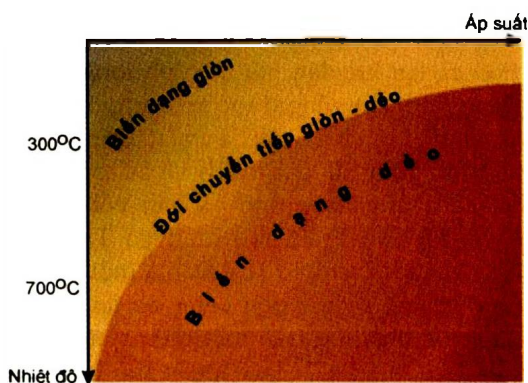
Khả năng biến dạng hay độ bền của thạch quyển phụ thuộc vào thành phần khoáng vật, bề dày vỏ và chế độ địa nhiệt. Áp suất hãm làm tăng độ bền của các đá, nhiệt độ tăng làm giảm độ bền của đá. Ở dưới sâu, vai trò của nhiệt độ sẽ lớn hơn vai trò của áp suất hãm. Nhiệt độ tăng cao dẫn đến các đá dễ bị biến dạng dẻo. Điều này trái ngược với hành vi biến dạng trượt có ma sát của các đá tạo vỏ khi ở nhiệt độ thấp. Nhìn chung, thạch quyển có xu hướng phân tầng theo phương thẳng đứng về tính chất cơ học. Sự phân tầng này là do sự biến thiên mạnh theo chiều sâu, trong khi theo phương nằm ngang – các yếu tố như thành phần khoáng vật, nhiệt độ, áp suất ít biến động hơn.

Mặt cắt biểu diễn mối quan hệ giữa ứng suất lệch và phương thức biến dạng của các đá tạo nên vỏ Trái Đất và manti cho thấy ở độ sâu nào thì vỏ Trái Đất và manti sẽ biến dạng giòn hay biến dạng dẻo [H.13]. Độ bền của vỏ đạt cực đại tại ranh giới chuyển tiếp giữa phương thức biến dạng giòn và biến dạng dẻo cũng như tại ranh giới Moho, nơi có sự chuyển đổi mạnh giữa các đá sáng màu giàu khoáng vật thạch anh và nhóm fenspat sang các đá giàu olivin.



Hình 13. Phân bố các đới biến dạng theo độ sâu.

Theo độ sâu, ta có thể phân biệt một khu vực gần bề mặt trong đó quá trình biến dạng xảy ra chủ yếu là biến dạng giòn và một khu vực sâu hơn trong quá trình biến dạng dẻo chiếm ưu thế nếu như điều kiện nhiệt độ đủ cao [H.13; H.14].



Hình 14. Sơ đồ các khu vực phân bố biến dạng theo nhiệt độ và áp suất (Hình: Nguyễn Văn Vương).

Biến dạng phụ thuộc nhiều vào nhiệt độ, áp suất. Tuy nhiên kiểu biến dạng còn phụ thuộc rất nhiều vào bản chất thạch học của đá. Rất nhiều đá trầm tích vẫn có hành vi giòn khi nằm ở độ sâu tới 4 km, nơi có nhiệt độ 150°C và áp suất thủy tĩnh 100MPa. Hành vi dẻo chỉ xuất hiện khi đá nằm ở độ sâu 9km với  $t \approx 300^\circ\text{C}$ . Ngược lại, trong điều kiện nhiệt độ và áp suất tương tự (300°C, 200MPa) các đá muối đã trải qua hành vi dẻo khi ứng suất lệch mới đạt đến giá trị 10MPa. Chế độ biến dạng cũng tùy thuộc vào sự có mặt của dung dịch lỏng. Nếu áp suất dung dịch rất lớn, biến dạng dẻo có thể xảy ra thậm chí ở độ sâu rất lớn.

**Đẳng tĩnh.** Khái niệm đẳng tĩnh (isostasy) bắt nguồn từ tiếng Hy Lạp, "iso" có nghĩa là "bằng nhau, như nhau"; "stasy" có tức là "sự dừng; sự đứng vững". Thuật ngữ này được sử dụng lần đầu trong công trình của Heiskanen (1931). Các đá nằm tại một độ sâu nhất định trong lòng đất phải chịu tác động của 3 trục ứng suất chính. Tại một độ sâu nào đó, khi 3 trục ứng suất có giá trị bằng nhau – các đá đó đạt tới trạng thái cân bằng đẳng tĩnh hay cân bằng thủy tĩnh. Khi đó các lớp đá nằm trên bề mặt đẳng tĩnh sẽ giống như một con tàu nổi trên mặt biển. Nếu chất thêm hàng hóa lên tàu thì con tàu sẽ có xu hướng chìm xuống để cân bằng với tải trọng, nhưng khi lấy bớt hàng hóa ra khỏi con tàu – tàu sẽ nổi lên.

Đẳng tĩnh là trạng thái cân bằng lực. Tuy nhiên, khái niệm này được dùng để giải thích về độ cao các dạng địa hình trên bề mặt Trái Đất mà trong đó thạch quyển được coi là nổi trên bề mặt quyển mềm. Khi nghiên cứu về trạng thái cân bằng đẳng tĩnh, cần phân biệt những dạng đẳng tĩnh.

- **Đẳng tĩnh thủy tĩnh** là trạng thái cân bằng lực chỉ xét theo chiều thẳng đứng. Do đó mô hình đẳng tĩnh thủy tĩnh chỉ nên áp dụng đối với những khu vực có sự khác biệt lớn về độ dày đàn hồi so với thạch quyển. Nói cách khác – đó là những khu vực có bề dày ít nhất vài trăm kilomet, ví dụ như cao nguyên Tây Tạng hay khiên Canada.

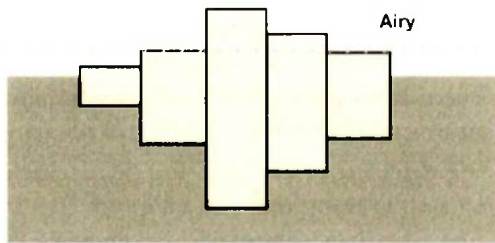
- **Đẳng tĩnh oằn võng** đặc trưng cho trạng thái cân bằng lực ở hai hoặc ba chiều. Do đó mô hình đẳng tĩnh oằn võng có thể được áp dụng để giải thích về hình dáng của những cấu trúc nhỏ hơn, ví dụ như các bồn trước cung hoặc các đới hút chìm.

Giả thuyết đẳng tĩnh cho rằng vỏ Trái Đất (hoặc các lớp trong thạch quyển) tại một độ sâu nhất định sẽ ở trạng thái cân bằng tĩnh với manti. Trên mặt cân bằng đó, vỏ Trái Đất sẽ nổi theo định luật Archimedes. Theo giả thuyết đẳng tĩnh, vỏ Trái Đất dày hơn ở các dãy núi cao, còn ở đồng bằng – mỏng hơn. Sự xâm thực sẽ làm cho các lục địa bị bào mòn, sự cân bằng đẳng tĩnh bị phá hủy khiến khu vực đó nổi cao lên. Ngược lại, các vật liệu trầm tích ở miền trũng dày lên khiến vùng đó chìm sâu xuống. Để bù lại, vật liệu nhớt



nằm bên dưới vùng chìm xuống sẽ dịch chuyển ngang tới mức bên dưới vùng nâng cao, và do đó gây ra những uốn nếp tạo núi. Đó là sự giải thích hiện tượng tạo núi theo giả thuyết đẳng tĩnh do nhà địa chất Dalton (Hoa Kỳ) đề xuất năm 1892. Khi đó Địa chất học chưa biết đến sự chuyển động hút chìm của các mảng thạch quyển.

**Mô hình Airy.** Mô hình Airy là mô hình đẳng tĩnh thủy tĩnh theo quan điểm của nhà khoa học Airy dựa trên sự khác nhau về mật độ vật chất [H.15]. Theo mô hình này, tỷ trọng các khối tạo nên vỏ Trái Đất là như nhau, gọi là  $\rho_0$  ( $2,67\text{g/cm}^3$ ). Các khối này chìm trong vỏ Trái Đất với độ sâu khác nhau. Thành phần magma trong môi trường dưới vỏ Trái Đất có mật độ  $\rho = 3,27\text{g/cm}^3$ , lớn hơn  $\rho_0$ . Khối nào càng cao so với mặt biển, càng lún chìm sâu xuống vỏ Trái Đất. Nói cách khác, những vùng có địa hình càng cao càng bị chôn vùi sâu theo luật bù trừ. Mặt đẳng áp S nằm ngang cùng độ sâu với đáy của khối vỏ chìm sâu nhất. Người ta thừa nhận rằng, các khối tạo nên vỏ Trái Đất tuân theo trạng thái cân bằng giữa trọng lực và lực đẩy Archimedes.



Hình 15. Mô hình đẳng tĩnh theo mô hình Airy (Kurt Stuewli., 2007).

Như vậy, mô hình đẳng tĩnh Airy được đưa ra để giải thích sự chênh lệch độ cao giữa các dạng địa hình. Các nhà khoa học Trái Đất cho rằng những khu vực vành đai núi dường như tồn tại ở trạng thái cân bằng đẳng tĩnh và có độ cao tỉ lệ thuận với độ sâu chôn vùi trong manti theo công thức:  $H = z_c \left( \frac{\rho - \rho_0}{\rho} \right)$ . (Trong đó H: độ cao cân bằng đẳng tĩnh của vật trong một môi trường nổi;  $\rho$ : mật độ vỏ Trái Đất;  $\rho_0$ : mật độ manti)

**Mô hình Pratt.** Pratt (nhà trắc địa người Anh) đã phát hiện rằng dãy núi Himalaya gây nên độ lệch dây dọi chỉ khoảng 5,2 giây, không lớn như dự tính là 27,9 giây. Ông cho rằng dưới dãy núi có sự thiếu hụt khối lượng và ông xây dựng mô hình vỏ Trái Đất bằng một giả thuyết khác so với mô hình Airy [H.16]. Giả thuyết của Pratt như sau.

Vỏ Trái Đất gồm các khối lăng trụ thẳng đứng, có độ cao và mật độ trung bình khác nhau, nhưng có cùng khối lượng. Mặt đáy của các lăng trụ này nằm ở độ sâu giống nhau T so với mặt biển và các khối nằm yên trên một lớp dẻo manti có mật độ lớn hơn. Mặt này gọi là mặt đẳng áp S, hay mặt bù trừ.

Nếu thừa nhận diện tích các đáy của khối lăng trụ như nhau, khiến áp lực lên mỗi diện tích này sẽ như nhau. Điều kiện nêu trên có thể viết như sau.

$$\rho(T + h) = \text{const}$$

$\rho$ : Mật độ vật chất trong lăng trụ

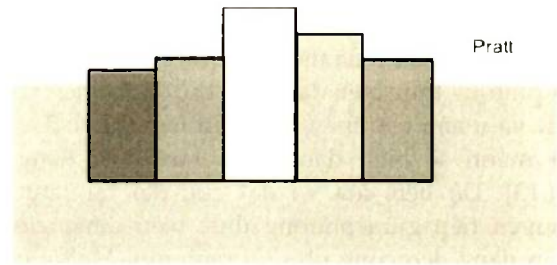
h: Độ cao trung bình của lăng trụ so với mặt biển

T: Độ sâu của mặt đẳng áp so với mặt biển

Đối với vùng biển, ta có:

$$\rho(T - p) + 1,03p = \text{const}$$

p: Độ sâu đáy biển.

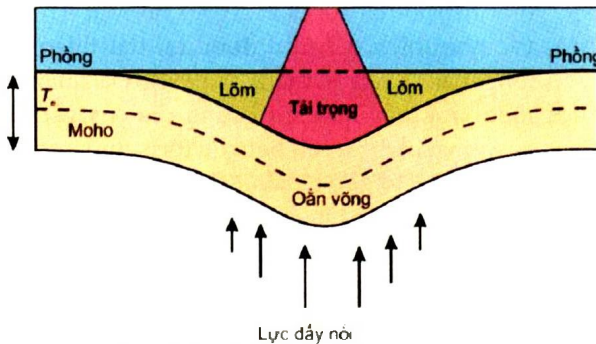


Hình 16. Mô hình đẳng tĩnh theo giả thuyết Pratt (Kurt Stuewli., 2007).

**Sự oằn võng của thạch quyển.** Xét về đặc điểm địa hình, phần lớn Trái Đất có bề dày vỏ ít hơn vài trăm kilomet, ngay cả các dãy núi lớn như Alpes ở Châu Âu. Do đó, việc áp dụng mô hình đẳng tĩnh thủy tĩnh là chưa hoàn toàn hợp lý. Hai mô hình của Airy và Pratt đều là mô hình tĩnh, không mô tả được sự thay đổi không ngừng của vỏ Trái Đất. Cân bằng đẳng tĩnh là trạng thái tiên tiến của vỏ Trái Đất. Vỏ Trái Đất đang trong quá trình tiến tới đẳng tĩnh, có vùng đã hoàn toàn đạt trạng thái đẳng tĩnh, có vùng chưa, hoặc hoàn toàn không ở trong trạng thái đẳng tĩnh. Ngay cả ở trong trạng thái mất cân bằng đẳng tĩnh, độ sâu đều bù của các dạng địa hình cũng không giống nhau. Vì vậy, việc đo dị thường trọng lực có thể giải thích được trạng thái mất cân bằng đẳng tĩnh. Sự mất cân bằng đẳng tĩnh có thể xảy ra do nhiều quá trình địa chất khác nhau. Ví dụ, mảng lục địa có thể bị kéo xuống dưới một mảng khác hoặc nó cũng có thể bị đẩy lên do sự đối lưu manti. Địa hình được thành tạo không do các quá trình đẳng tĩnh được gọi là quá trình địa động lực.

Đẳng tĩnh oằn võng là trạng thái cân bằng lực được xét cả với lực đàn hồi theo phương ngang. Vì vậy, đẳng tĩnh oằn võng được áp dụng để giải thích đối với cả mô hình hai hoặc ba chiều. Oằn võng cũng có thể được dùng để giải thích về bề mặt địa hình theo cả cân bằng thủy tĩnh và oằn võng đàn hồi. Khác với Airy và Pratt, mô hình vỏ Trái Đất của Vening - Meinesz xem vỏ Trái Đất là một tấm phẳng có tính đàn hồi, có thể uốn cong do tải trọng phía trên và được phân bố trên một diện rộng, phù hợp với thực tế hơn [H.17]. Tuy nhiên mô hình này lại không cho phép tính toán đơn giản như hai mô hình trên. Vening - Meinesz cho rằng bề mặt Moho khá

nông, trạng thái cân bằng đẳng tĩnh đạt được do sự oằn vồng của vỏ và manti trên một diện tích lớn. Ở mô hình này, bề mặt địa hình được nâng bởi lực đẩy của thạch quyển và quyển mềm ở bên dưới.



Hình 17. Mô hình Vening - Meinesz.

([http://www.uni-kassel.de/fb14/geohydraulik/Lehre/Ing\\_geophysik/Ing\\_Geophysik\\_Sum13.html](http://www.uni-kassel.de/fb14/geohydraulik/Lehre/Ing_geophysik/Ing_Geophysik_Sum13.html)).

## Nguồn gốc và tuổi của Trái Đất

### Nguồn gốc và lịch sử ban đầu của vũ trụ

Trái Đất là một hành tinh của hệ Mặt Trời, hệ Mặt Trời lại chỉ là một phần nhỏ của Ngân Hà mà Ngân Hà lại cũng chỉ là một trong số vô vàn thiên hà của vũ trụ vô biên. Vì vậy, để có một cái nhìn tổng quát cần tìm hiểu nguồn gốc của Trái Đất trong tổng thể các giả thuyết về nguồn gốc vũ trụ, thiên hà và hệ Mặt Trời trong đó có Trái Đất.

Hiện nay các nhà vật lý thiên văn có thể lập được tiến trình lịch sử của vũ trụ cho đến thời điểm  $10^{-43}$  giây sau Big Bang [Bảng 7].

Bảng 7. Tóm tắt lịch sử nguyên sơ của vũ trụ.

Big Bang	Khởi nguyên của vũ trụ.
$10^{-43}$ giây	Trọng lực tách khỏi các lực cơ bản khác.
$10^{-35}$ giây đến $10^{-32}$ giây	Thời kỳ bột phát lớn. Lực mạnh tách rời, năng lượng bắt đầu đồng kết thành quark, electron và phản vật chất
$10^{-6}$ giây	Quark kết hợp thành proton và neutron. Vật chất và phản vật chất đụng độ nhau. Một phần dư của vật chất còn lại, tạo thành vật chất của vũ trụ hiện tại
1 giây	Lực điện từ, lực hạt nhân yếu tách nhau
3 giây	Proton và neutron hợp nhau, hình thành nhân nguyên tử
$10^5$ năm	Electron kết hợp với nhân tạo thành nguyên tử. Photon tách khỏi vật chất, vũ trụ bùng nổ ánh sáng
$10^5 - 10^9$ năm	Vũ trụ bắt đầu kết khối

Vậy lịch sử trước  $10^{-43}$  giây đó là gì? Hiện nay không ai biết được điều này vì không thể hình dung được tỷ trọng và nhiệt độ cao vô cùng đã từng xảy ra. Vật chất không thể tồn tại dưới những điều kiện như vậy và vũ trụ chỉ gồm năng lượng. Nhiều nhà vật lý nghi ngờ rằng vào thời điểm mà nhiệt độ cực đại trước lúc  $10^{-43}$  giây đó thì có 4 dạng lực cơ bản – trọng

lực, điện từ lực, lực hạt nhân mạnh và lực hạt nhân yếu [Bảng 8].

Bảng 8. Bốn dạng lực cơ bản và tác dụng tương hỗ của vật chất.

1. *Trọng lực* – lực hấp dẫn vật thể này lên vật thể khác
2. *Lực điện từ* kết hợp điện và từ trong một dạng lực và kết nối nguyên tử thành phân tử. Nó chuyển bức xạ qua nhiều phổ khác nhau từ độ dài sóng tử tia gamma (ngắn nhất) đến sóng radio (dài nhất) qua hạt không khối lượng là *photon*.
3. *Lực hạt nhân mạnh* kết nối proton, neutron với nhau trong nhân của nguyên tử.
4. *Lực hạt nhân yếu* – phá vỡ nhân nguyên tử, sinh ra sự phân rã hoạt động phóng xạ.

Từ  $10^{-43}$  giây sau Big Bang, trọng lực tách riêng khỏi các lực khác vẫn còn kết liên nhau. Với nhiệt độ ước tính khoảng  $10^{32}$  K, vũ trụ bành trướng lúc ấy chỉ có đường kính  $10^{-28}$ cm.

Khoảng giữa  $10^{-35}$  và  $10^{-28}$  giây sau Big Bang một thời kỳ bột phát lớn bắt đầu. Một lực lớn được phóng toả, năng lượng bắt đầu cô đọng trong các hạt vật chất là *quark* (một trong hai hạt cơ bản cấu thành proton và neutron) và electron và một thứ như là ảnh trong gương của nó – *phản vật chất*. Phản vật chất cấu tạo từ những hạt đối chọi với vật chất về mọi mặt, trừ khối lượng. Cuối của thời kỳ bột phát ngắn ngủi này vũ trụ từng đồng nhất gồm một hỗn độn mờ đục của vật chất, phản vật chất và năng lượng. Nhiệt độ nguội xuống  $10^{27}$ K và đã bành trướng đến kích thước của quả bóng.

Vào khoảng  $10^{-6}$  giây, vũ trụ đã bành trướng đến kích thước hệ Mặt Trời và nguội hơn ( $10^{13}$ K) để các quark có thể kết liên thành proton và neutron. Trong khoảng thời gian ngắn ngủi sau khi hình thành, vũ trụ lẽ ra phải đối xứng nhưng lại không đối xứng. Khi nó nguội đến  $10^{13}$  K thì vật chất và phản vật chất đụng độ nhau và tiêu diệt nhau. Tuy nhiên, vì vũ trụ không đối xứng nên “phần nhỏ” dư thừa của vật chất sẽ còn lại và tạo nên vũ trụ của các thiên hà, sao và hành tinh như hiện nay. Ngoại trừ sự bất đối xứng này, vũ trụ có thể phải là một khoảng không luôn luôn bành trướng và nguội dần dần.

Khi vũ trụ có tuổi 1 giây, các lực điện từ và hạt nhân yếu tách nhau. Ba phút sau Big Bang, nhiệt độ nguội xuống  $10^9$ K và ở nhiệt độ này proton và neutron hợp nhau tạo nên nhân của các nguyên tử hydro và heli. Khoảng 100.000 năm sau, nhiệt độ hạ xuống 3.000 K và khi đó electron kết hợp với các hạt nhân được thành tạo trước đó để hình thành các nguyên tử hoàn chỉnh của hydro và heli. Vào thời điểm này *photon* (hạt năng lượng của ánh sáng) tách khỏi vật chất và vũ trụ trở thành trong suốt, và đó là sự bùng nổ ánh sáng đầu tiên.

Khoảng 100.000 và 1 đến 2 tỷ năm sau Big Bang, vũ trụ bắt đầu trở thành kết khối. Do nguyên nhân nào đó mà vật chất bắt đầu tụ tập lại thành những

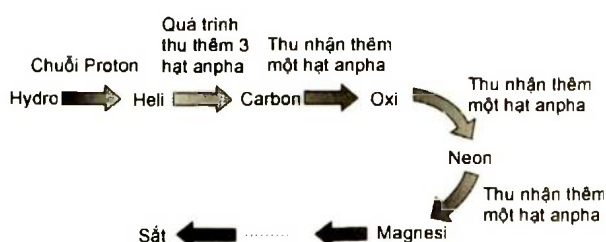


đám mây kích thước khác nhau và rồi tan vỡ tạo thành những tụ tập của thiên hà và các vì sao. Những thiên hà này có xu hướng tạo thành hình chuỗi hạt trong một tụ đám là những thiên thể hiện biết. Những phát hiện của G. Smoot (California) cho ta khẳng định rằng vũ trụ sau khi hình thành đã trải qua thời kỳ bùng nổ lớn ít hơn một phần giây.

Những tư liệu thu thập được từ máy thu vi sóng nhạy cảm vệ tinh đã xác nhận sự tồn tại một vùng có sự tụ tập lớn của các thiên hà được bắt đầu hình thành trong buổi nguyên sơ của lịch sử vũ trụ. Những vùng như vậy đã được dự đoán từ trước nhưng chưa bao giờ quan sát được. Những đám tụ tập thiên hà này như là những biến thể trong bức xạ vũ trụ và rất quan trọng trong mối liên hệ giữa vũ trụ hiện nay với Big Bang.

### Sự thay đổi thành phần của vũ trụ

Do vũ trụ liên tục bành trướng và nguội lạnh, các vì sao và thiên hà được hình thành, bản chất hóa học của vũ trụ cũng thay đổi. Trong lịch sử nguyên sơ vũ trụ chỉ gồm 100% là hydro và heli, còn ngày nay là 98% hydro và heli theo trọng lượng. Những nguyên tố nặng hơn thành tạo từ những nguyên tố nhẹ hơn do kết quả của những phản ứng hợp nhất trong đó các nhân nguyên tử kết hợp lại và thành tạo những nhân lớn hơn. Những phản ứng như vậy chuyển đổi hydro thành heli và thể hiện ở nhân của các vì sao. Các vì sao đặc sít hơn Mặt Trời có thể đã trải qua nhiều giai đoạn phản ứng làm cho hydro thoát đầu chuyển thành heli, sau đó thành carbon và những nguyên tố nặng hơn [H.18].



**Hình 18.** Các giai đoạn phản ứng của các vì sao – các nguyên tố nhẹ chuyển thành các nguyên tố nặng hơn (Wicander R. & Monroe J. S., 1993).

Khi các vì sao này chết, thường là do nổ, các nguyên tố nặng từng được hình thành trong nhân của sao sẽ lại trở lại không gian vũ trụ và tạo khả năng hình thành sao mới. Lúc những ngôi sao mới được hình thành, chúng chỉ có một số ít nguyên tố nặng. Trong tiến trình này, với hàng tỷ ngôi sao, các thiên hà có các nguyên tố nặng tăng dần.

Thành phần hóa học của Ngân Hà đã biến đổi như vậy trong thời kỳ giữa Big Bang và sự thành tạo hệ Mặt Trời. Ngày nay 2% của toàn bộ khối lượng Ngân Hà là ở dạng nguyên tố nặng hơn heli.

### Nguồn gốc và lịch sử của hệ Mặt Trời

Các nhà thiên văn học biết nhiều về sự ra đời, sự sống và sự chết đi của các vì sao và thiên hà xa xôi hơn là biết về lịch sử của hệ Mặt Trời. Chúng cứ đầu tiên về tinh tú hình đĩa nằm ngoài hệ Mặt Trời đã được các nhà thiên văn thu được tại đài thiên văn Las Campanas (Chile – tháng 4/1984). Đã quan sát được một đám mây khổng lồ dạng đĩa của vật chất vòng quanh và cách xa sao Beta Pictoris (một sao của chòm sao Pictor, to gấp ba lần Mặt Trời) 50 năm ánh sáng. Đám mây vật chất dạng đĩa này có thể chứa những hành tinh, cho ta một hình ảnh về sự xuất hiện một hệ Mặt Trời.

### Đặc tính chung của hệ Mặt Trời

Muốn tìm hiểu nguồn gốc và lịch sử hệ Mặt Trời phải tính đến một số những đặc tính chung của hệ [Bảng 9]. Lấy điểm quan sát là từ cực bắc của Trái Đất, mọi hành tinh đều quay quanh Mặt Trời theo hướng ngược chiều kim đồng hồ, quỹ đạo quanh Mặt Trời gần như tròn, mọi quỹ đạo hành tinh nằm trên một mặt phẳng chung gọi là mặt hoàng đạo. Mọi hành tinh (trừ Sao Thiên vương và Sao Diêm vương), và gần như toàn bộ vệ tinh của các hành tinh đều quay theo chiều ngược chiều kim đồng hồ, và đều có trục quay gần thẳng góc với mặt hoàng đạo. Trên cơ sở đặc tính hóa lý của chúng, ta có thể phân các hành tinh thành hai nhóm. Bốn hành tinh trong là những "hành tinh đất" vì chúng rất gần gũi với Trái Đất, đó là Sao Thủy, Sao Kim, Trái Đất và Sao Hỏa đều là những hành tinh nhỏ, có tỷ trọng lớn chúng tổ chúng được cấu thành từ đá và các nguyên tố kim loại. Bốn hành tinh tiếp theo gọi là nhóm "hành tinh Mộc" vì chúng gần gũi với Sao Mộc, gồm Sao Mộc, Sao Thổ, Sao Thiên Vương và Sao Hải Vương.

**Bảng 9.** Đặc tính chung của hệ Mặt Trời.

- |  |
|--|
| <ol style="list-style-type: none"> <li>1. <b>Quỹ đạo và sự quay của hành tinh</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Quỹ đạo hành tinh và vệ tinh trên cùng một mặt phẳng.</li> <li>- Quỹ đạo và chuyển động xoay của gần toàn bộ các hành tinh và vệ tinh theo cùng một hướng.</li> <li>- Trục xoay của gần toàn bộ hành tinh và vệ tinh đều gần như vuông góc với mặt hoàng đạo.</li> </ul> </li> <li>2. <b>Tính chất hóa lý của các hành tinh</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Các "hành tinh đất" đều nhỏ, tỷ trọng lớn (<math>4 - 5,5g/cm^3</math>), được hình thành từ đá và nguyên tố kim loại.</li> <li>- Các "hành tinh Mộc" đều lớn, được cấu thành từ khí và thành phần đồng bằng.</li> </ul> </li> <li>3. <b>Sự quay chậm của Mặt Trời</b></li> <li>4. <b>Vật thể gian hành tinh</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Sự có mặt và vị trí của đai tiểu hành tinh</li> <li>- Sự phân bố của bụi gian hành tinh</li> </ul> </li> </ol> |
|--|

Những "hành tinh Mộc" đều có kích thước lớn và tỷ trọng nhỏ chúng tổ chúng được cấu thành từ các loại khí nhẹ như hydro, heli cũng như các thành

phân đóng băng như amoniac, methan. Sao Diêm Vương là hành tinh ngoài cùng, có kích thước nhỏ và tỷ trọng chỉ hơi lớn hơn  $2,0\text{g/cm}^3$ .

Sự quay chậm của Mặt Trời là một đặc điểm khác cần phải tính đến, chính điều này đã là vấn đề lớn đối với nhiều giả thuyết ban đầu về nguồn gốc của hệ Mặt Trời. Cuối cùng, bản chất và sự phân bố của nhiều loại vật thể giữa các hành tinh như đai tiểu hành tinh, Sao Chổi và bụi gian hành tinh cũng cần được lý giải trong các giả thuyết về nguồn gốc hệ Mặt Trời.

### Các giả thuyết về nguồn gốc của hệ Mặt Trời

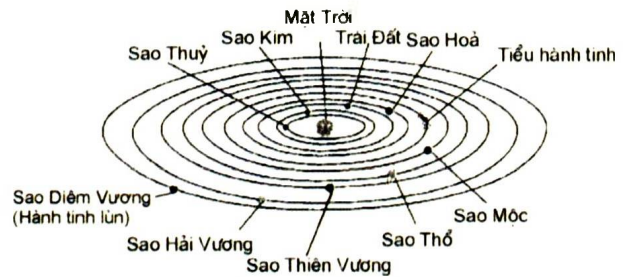
Có thể coi các giả thuyết về nguồn gốc và lịch sử của hệ Mặt Trời làm hai nhóm là nhóm giả thuyết tiến hóa và nhóm giả thuyết ngẫu biến. Các giả thuyết tiến hóa coi sự hình thành của hệ Mặt Trời như là một phần hệ quả bình thường của các sự kiện sinh thành Trái Đất. Các giả thuyết ngẫu biến cho rằng sự hình thành Mặt Trời diễn ra sau một sự kiện có tính ngẫu biến phá vỡ Mặt Trời và tạo thành các hành tinh.

#### Các giả thuyết tiến hóa

Nhà khoa học và triết học Pháp R. Descartes là người đề xuất (1644) giả thuyết tiến hóa về nguồn gốc hệ Mặt Trời. Ông cho rằng hệ Mặt Trời được hình thành từ khối chất lỏng vũ trụ xoay tít. Từ khối xoáy lỏng này những khối nhỏ tạo thành các hành tinh và vệ tinh. Mặc dù R. Descartes không nêu được thành phần vật chất vũ trụ thành tạo nên hệ Mặt Trời nhưng giả thuyết của ông giải thích được hiện tượng tất cả các hành tinh đều xoay quanh Mặt Trời theo cùng một hướng.

Năm 1755 nhà triết học Đức I. Kant phát triển ý niệm của Descartes và ứng dụng định luật Newton về chuyển động, đã cho rằng một đám mây khí xoay tròn có thể dẹt lại thành hình đĩa khi bị co ngույւ lại. Nhà toán học Pháp - Laplace (Pierre Simon de Laplace) đã độc lập đề ra giả thuyết tương tự như giả thuyết của I. Kant với một số điểm sai khác. Ông phát biểu rằng khi đám mây xoay tròn bị dẹt lại thành hình đĩa, những vòng đồng tâm được sinh ra do lực xoay. Những vòng này về sau đông vón thành các hành tinh [H.19].

Các giả thuyết của Kant và Laplace về sau được hợp lại và gọi là giả thuyết tinh vân hay giả thuyết Kant - Laplace về nguồn gốc hệ Mặt Trời [H.19]. Giả thuyết Kant - Laplace được ưa thích vì nó không những giải thích được sự kiện quỹ đạo của các hành tinh và vệ tinh mà còn lý giải một hình đĩa được hình thành từ quả cầu vật chất vũ trụ. Tuy vậy, giả thuyết này còn có một nhược điểm lớn. Theo các định luật vật lý, momen góc của hệ phải được duy trì không đổi trừ khi có một lực bên ngoài tác động vào. Điều này có nghĩa là nếu như một vật thể xoay tròn bị co kích thước lại thì nó phải tăng tốc độ quay để bù lại kích thước bị nhỏ bớt, từ đó mà giữ được momen góc không đổi.



**Hình 19.** Hình thành hệ Mặt Trời theo thuyết Kant - Laplace.

Từ một đám mây vũ trụ nóng bỏng, bị dẹt mỏng thành dạng đĩa chuyển động quay tròn, từ đó tách ra những dạng vành và đồng nguội thành các hành tinh của hệ Mặt Trời. (Wicander R. & Monroe J. S., 1993).

Mặt Trời được thành tạo từ trung tâm của đám mây vật chất vũ trụ bị phá vỡ thì phải có tốc độ xoay lớn. Đáng lẽ vậy nhưng nó lại có chu kỳ xoay thông dong chỉ khoảng 25 ngày. Vì điều mâu thuẫn này với các định luật vật lý mà giả thuyết tinh vân không được chấp nhận hoàn toàn cho đến khi tìm được cách giải thích cho sự xoay chậm chạp của Mặt Trời.

#### Các giả thuyết ngẫu biến

Trước khi Kant đề xuất giả thuyết của mình thì từ năm 1745 nhà tự nhiên học Pháp G. L. Buffon đã đề xuất giả thuyết ngẫu biến về nguồn gốc của hệ Mặt Trời. Ông cho rằng một Sao Chổi đã đi qua rất gần Mặt Trời và đã kéo ra những vật chất khí, bụi mà sau đó đông đặc lại thành các hành tinh. Giả thuyết của Buffon bị lãng quên cho đến tận đầu thế kỷ 20, khi mà vấn đề xoay chậm của Mặt Trời đã thúc đẩy các nhà khoa học xem xét lại giả thuyết tinh vân.

Nhiều nhà nghiên cứu thấy những nhược điểm của giả thuyết Kant - Laplace nên đã tìm một hướng khác để giải thích nguồn gốc của Trái Đất bằng hiện tượng ngẫu biến vũ trụ. Đại diện cho hướng này có thể kể đến quan điểm của nhà thiên văn học người Anh là J. Jeans (1877 - 1946). Theo Jeans thì một vì sao có khối lượng rất lớn, với lực hấp dẫn không lồ, trên đường chuyển động khi đi ngang qua Mặt Trời đã kéo một khối lượng vật chất của Mặt Trời nóng chảy về phía mình, và các khối lượng vật chất đó sẽ chuyển động về phía ngôi sao đang chuyển động xa dần. Chính từ các khối vật chất được tách ra từ Mặt Trời đã hình thành các hành tinh của hệ Mặt Trời. Giả thuyết của Jeans đã



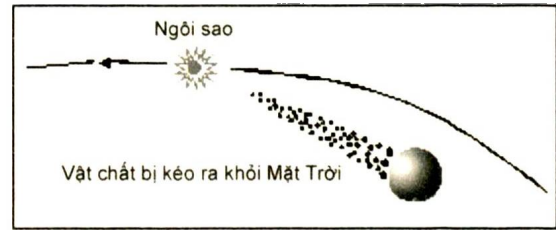
khắc phục được nhược điểm của giả thuyết Kant - Laplace về sự mâu thuẫn trong phân bố momen xoay của hệ Mặt Trời. Theo Jeans thì chính ngôi sao nói trên khi đi qua gần Mặt Trời đã truyền cho khối vật chất bị kéo về hướng nó một momen xung lượng rất lớn. Điều này có vẻ hợp lý khi ta nhắc lại dù Mặt Trời chiếm hơn 99% khối lượng của cả hệ nhưng lại chỉ chiếm 2% momen xung lượng.

Đầu thế kỷ 20, giả thuyết Jeans đã chinh phục được nhiều người vì nó đã khắc phục được một số nhược điểm của giả thuyết Kant - Laplace. Tuy nhiên, giả thuyết Jeans lại cũng chứa đựng những nhược điểm làm cho nó trở nên kém sức thuyết phục. Trước hết là xác suất để cho hai ngôi sao trong hệ thiên hà gặp nhau là rất hiếm, rất khó xảy ra, như vậy là sự ngẫu biến của sự gặp gỡ này trở thành điều chỉ có trong tưởng tượng. Một nhược điểm nữa của giả thuyết này là cứ giả dụ như đã có hiện tượng gặp nhau của Mặt Trời và một ngôi sao nào đó thì khi đó có ba tình huống có thể xảy ra. *Thứ nhất*, nếu tốc độ ngôi sao rất lớn thì khối vật chất từ Mặt Trời tách ra sẽ bị ngôi sao lôi đi mất trong không gian vũ trụ. *Thứ hai*, nếu tốc độ của ngôi sao nhỏ thì khối vật chất tách ra khỏi Mặt Trời lại sẽ rơi trở lại Mặt Trời. Cả hai trường hợp này đều không thể tạo ra được các hành tinh và Trái Đất đang xoay quanh Mặt Trời. *Tình huống thứ ba* - nếu ngôi sao giả định nêu trên có tốc độ vừa phải thì khối vật chất như một cái bướu tách ra từ Mặt Trời sẽ rất bé, nhỏ hơn rất nhiều so với Sao Thủy là hành tinh có quỹ đạo gần Mặt Trời nhất. Nếu có một ngôi sao ngẫu nhiên gặp Mặt Trời như Jeans đã giả thiết thì nó phải có tốc độ chuyển động 5.000km/s mới đủ để tạo ra một cái bướu nguyên thủy để rồi từ đó tạo ra các hành tinh, trong đó có Trái Đất. Song các kết quả nghiên cứu hiện nay cho thấy tốc độ của các ngôi sao trong thiên hà chỉ 250km - 300km/s.

Vậy là các chủ nhân của giả thuyết ngẫu biến về nguồn gốc Trái Đất, do Jeans đại diện, cũng không đủ cơ sở khoa học để thuyết phục mọi người, thậm chí lòng tin đối với giả thuyết này còn ít hơn so với giả thuyết Kant - Laplace.

Có lẽ một trong số giả thuyết ngẫu biến được biết đến nhiều là giả thuyết "chợt gặp" (encounter theory) do nhà thiên văn học Anh Forest R. Moulton và nhà địa chất Mỹ Thomas C. Chamberlin đề xuất năm 1990 [H.20]. Cải biến ý niệm của Buffon, giả thuyết này cho rằng có một ngôi sao đã sạt qua gần Mặt Trời và kéo theo một dải vật chất để sau đó đông đặc lại mà hình thành những thể to lớn gọi là nguyên hành tinh (protoplanet = planetesimal) và cuối cùng tạo thành các hành tinh và vệ tinh của chúng. Vấn đề của giả thuyết này cũng như các giả thuyết ngẫu biến khác là sự đụng độ gần của các vì sao là một hiện tượng cực hiếm. Ngoài ra, tính toán

cho thấy ngay khi một sự "chợt gặp" xảy ra thì vật chất bị lôi ra khỏi Mặt Trời phải rất nóng, sẽ trương nở và phát tán trong vũ trụ hơn là đông đặc lại để hình thành các hành tinh.



**Hình 20.** Sự hình thành hệ Mặt Trời theo thuyết ngẫu biến.

Một ngôi sao lớn ngẫu nhiên đi qua rất gần Mặt Trời làm kéo đi một khối lượng lớn vật chất sau đó bị đông cứng lại và hình thành các hành tinh (F. R. Moulton & T. C. Chamberlin, 1900).

**Giả thuyết Otto Schmidt.** Năm 1951 nhà khoa học Nga Otto Yulyevich Schmidt đã đưa ra một giả thuyết mới về nguồn gốc của Trái Đất và các hành tinh của hệ Mặt Trời. Theo ông thì các hành tinh của hệ Mặt Trời đã hình thành do trong quá trình chuyển động trong thiên hà Mặt Trời đã cuốn theo đám bụi vũ trụ (khí và vật thể rắn). Theo luật hấp dẫn tự nhiên, đám bụi vũ trụ đó đã tập trung quanh vùng xích đạo của Mặt Trời và hình thành một vành hình đĩa. Từ vành dạng đĩa đó vật chất bụi vũ trụ đã dần dần tập trung để hình thành các hành tinh. Giả thuyết của Smit cũng khắc phục được mâu thuẫn về momen xung lượng của giả thuyết Kant-Laplace. Momen xung lượng của hệ hành tinh đã được truyền từ thiên hà chứ không từ hệ Mặt Trời. Giả thuyết Smit cũng giải thích được quỹ đạo elip gần tròn của Trái Đất và các hành tinh xoay quanh Mặt Trời. Các hạt vũ trụ do Mặt Trời cuốn theo đụng độ nhau làm cho tốc độ ban đầu giảm, từ đó quỹ đạo elip chuyển thành quỹ đạo elip gần tròn. Theo giả thuyết Smit, cũng như các hành tinh khác, Trái Đất ban đầu không ở trạng thái nóng chảy mà ở trạng thái nguội lạnh. Nhiệt độ có ở trong lòng Trái Đất là kết quả của các quá trình phân rã chất phóng xạ có trong lòng đất.

Mặc dù giả thuyết Otto Schmidt đã khắc phục được nhiều nhược điểm của giả thuyết Kant - Laplace nhưng cũng vẫn không tránh khỏi những điều chưa hợp lý. Điểm thiếu sức thuyết phục nhất của giả thuyết này là không coi sự hình thành các hành tinh của hệ Mặt Trời gắn liền với sự ra đời của Mặt Trời là trung tâm của cả hệ. Điểm khó hiểu nữa là tại sao Mặt Trời lại có thể thu hút được khối lượng vật chất không lồ để hình thành các hành tinh trong khi những quan sát thiên văn cho thấy chúng chỉ là những "đám mây" thưa thớt vật chất trong thiên hà.

Fesenkov V. G. đã đưa ra luận điểm mới, bổ sung cho giả thuyết của Otto Schmidt. Fesenkov cho rằng Mặt Trời và các hành tinh của nó đã sinh ra đồng thời từ đám mây bụi thiên thạch. Khi đầu chưa có sự cách biệt Mặt Trời và các hành tinh, sau

đó theo quy luật vật lý dần dần các phân tử vật chất được tập trung ở trung tâm đám mây vật chất vũ trụ và hình thành Mặt Trời. Các hành tinh sau đó được xuất hiện theo quy luật chung của vũ trụ. Sự tập trung vật chất dẫn đến sự hình thành những quả cầu đặc sít là các nguyên hành tinh. Sự tập trung, nén sít các phân tử vật chất tạo nên trạng thái nóng chảy toàn bộ hành tinh. Như vậy vỏ Trái Đất về sau mới được thành tạo do sự nguội dần của hành tinh. Luận điểm của Fesekov về cơ bản gần gũi với giả thuyết của Schmidt và bổ sung cho thiếu sót của giả thuyết này.

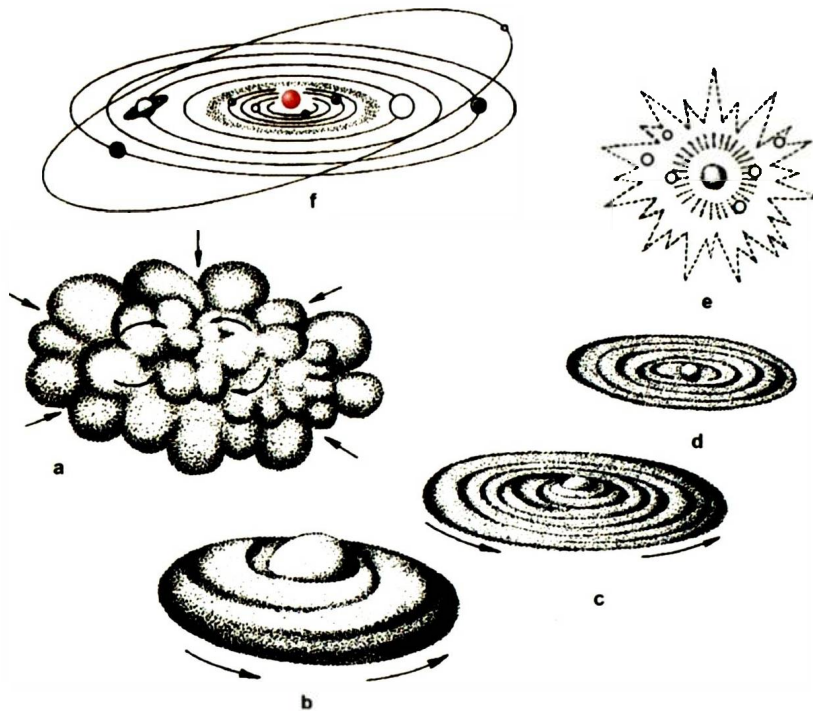
**Giả thuyết tinh vân Mặt Trời.** Khi các giả thuyết ngẫu nhiên tỏ ra bất cập trong việc giải thích nguồn gốc hệ Mặt Trời, các nhà nghiên cứu lại quay về mô hình tiên hóa để giải thích vấn đề xoay chậm của Mặt Trời. Công trình của các nhà vật lý C.F. Weizsacker & Gerard P. Kuiper (Đức) và sự phát hiện bão Mặt Trời đã đưa đến giả thuyết tinh vân Mặt Trời hiện hành về nguồn gốc của hệ Mặt Trời [H.21].

Hệ Mặt Trời đã được hình thành từ cách đây 4,5 tỷ năm, khi vật chất vũ trụ ở dạng xoắn của Ngân Hà bị đông đặc lại và bắt đầu sự phá vỡ. Đám mây này bị phá vỡ dần do ảnh hưởng của trọng lực, bắt đầu bị dẹt lại và quay theo chiều ngược chiều kim đồng hồ, khi đó khoảng 90% khối lượng tập trung lại ở trung tâm của đám mây. Quá trình xoay và đông đặc tiếp diễn, một Mặt Trời phôi, tức đám mây vật chất quay tròn hỗn loạn của vật chất gọi là tinh vân Mặt Trời được hình thành.

Do các nguyên hành tinh được hình thành trong các lớp xoáy này nên chúng xoay trong cùng một hướng quanh Mặt Trời và trong cùng một hướng quanh trục của chính chúng. Tuy nhiên, một điều gì đó đã xảy ra – có lẽ là một sự đụng độ lớn bất thường, làm cho Sao Kim xoay quanh trục của nó theo một hướng ngược lại. Một sự đụng độ như vậy cũng giải thích cho việc Sao Thiên vương và Sao Diêm vương lại không quay gần vuông góc với với mặt hoàng đạo. Trong pha tăng trưởng nguyên sơ của lịch sử hệ Mặt Trời rất phổ biến hiện tượng đụng độ giữa các thiên thể.

Thành phần của nhiều hành tinh có thể được giải thích rằng mọi nguyên tố, hợp chất đều có một tổ hợp áp suất và nhiệt độ mà ở đó chúng bị đông kết từ pha khí. Trong phần nóng bên trong tinh vân Mặt Trời các nguyên tố chịu nhiệt bị đông đặc ở nhiệt độ cao, bắt đầu tạo hạt rắn. Phần bên trong tinh vân này vẫn còn rất nóng đối với các nguyên tố bốc hơi như hydro, heli, amoniac, methan nên chúng chưa thể đông kết được và vẫn ở trạng thái khí. Tuy nhiên, tại những vùng ngoài của tinh vân Mặt Trời những khí này lại bắt đầu đông kết tạo thành băng.

Khi sự đông kết diễn ra thì các hạt khí, chất lỏng và chất rắn bắt đầu bồi tụ vào các khối cực lớn. Các khối này trở thành nguyên hành tinh và tiếp tục bồi tụ lên thể hành tinh thực sự với thành phần tùy thuộc vào khoảng cách của chúng từ Mặt Trời. Thí dụ, các "hành tinh đất" được cấu thành từ đá và các nguyên tố kim loại được đông kết ở nhiệt độ cao.

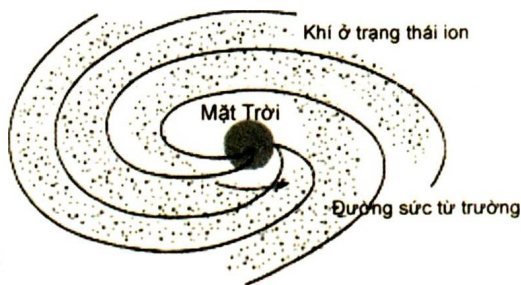


**Hình 21.** Sự hình thành hệ Mặt Trời theo giả thuyết tinh vân Mặt Trời (C.F. Weizsacker & Gerard P. Kuiper). (a) Khối tinh vân khổng lồ bị đông đặc do tác động của chính lực hấp dẫn của nó, sau đó (b) bị co rút, quay tròn và (c) bị ép dẹt thành dạng đĩa rồi (d) Mặt Trời được hình thành ở trung tâm và quay xoay thu gom vật chất tạo thành các hành tinh. Khi Mặt Trời co rút lại và bắt đầu chiếu sáng (e) bức xạ mạnh của Mặt Trời thổi bay bụi và khí chưa kết vón và cuối cùng (f) Mặt Trời bắt đầu thiêu đốt hydro và sự hình thành các hành tinh được hoàn tất.



Các "hành tinh Mộc" có phần nhân bằng đá kích thước nhỏ so với kích thước toàn bộ của hành tinh, được cấu thành từ hydro, heli, amoniac, methan được đông kết ở nhiệt độ thấp.

Trong khi các hành tinh đang tăng trưởng, vật chất bị đẩy vào tâm của tinh vân cũng bị đông kết và do tác dụng của áp lực trọng lực, sẽ bị nung nóng tới vài triệu độ. Kết quả là xuất hiện một ngôi sao mới là Mặt Trời. Trong lịch sử nguyên sơ, Mặt Trời phát ra luồng năng lượng khổng lồ thổi các khí và bụi không bồi kết của hệ Mặt Trời vào khoảng không vũ trụ. Một luồng như vậy là một pha bình thường trong sự tiến hóa của sao, nó giải thích tại sao hệ Mặt Trời lại không có các mảnh vụn ngoại lai. Cũng trong lịch sử nguyên sơ của Mặt Trời, từ trường bị tác dụng hấp dẫn với khí ion hóa của tinh vân Mặt Trời làm sự xoay của nó chậm lại thông qua một quá trình hãm từ [H.22]. Việc phát hiện từ trường của Mặt Trời tác dụng một lực lên khí tinh vân tròn đã giải quyết được vấn đề tại sao lại có sự xoay chậm của Mặt Trời.



**Hình 22.** Sự xoay chậm của Mặt Trời là hậu quả của tác dụng hãm từ của tuyến từ lực và khí ion hóa của tinh vân Mặt Trời. Như vậy sự xoay chậm là do sự hãm từ. (R. Wicander & J. S. Monroe, 1993).

Theo giả thuyết tinh vân Mặt Trời, các tiểu hành tinh có lẽ đã được hình thành từ một xoáy lốc cục bộ ở giữa các thể mà sau này trở thành Sao Hỏa, Sao Mộc và cũng theo cách thức mà các nguyên

hành tinh đã hình thành các "hành tinh đất". Tuy nhiên, từ trường khổng lồ của Sao Mộc đã ngăn cản sự hình thành hành tinh từ các thể này.

Như vậy là giả thuyết tinh vân Mặt Trời đã tính đến cả sự tương đồng của quỹ đạo cũng như sự xoay của các hành tinh và vệ tinh của chúng, sự sai khác của thành phần giữa các "hành tinh Trái Đất" và các "hành tinh Mộc", sự xoay chậm của Mặt Trời, sự có mặt của đai tiểu hành tinh. Mặc dù vẫn còn những vấn đề cần phải được hoàn thiện nhưng có lẽ giả thuyết tinh vân Mặt Trời là giả thuyết tốt nhất hiện nay để giải thích các yếu tố của hệ Mặt Trời và cho ta cách lý giải có logic về lịch sử tiến hóa của nó.

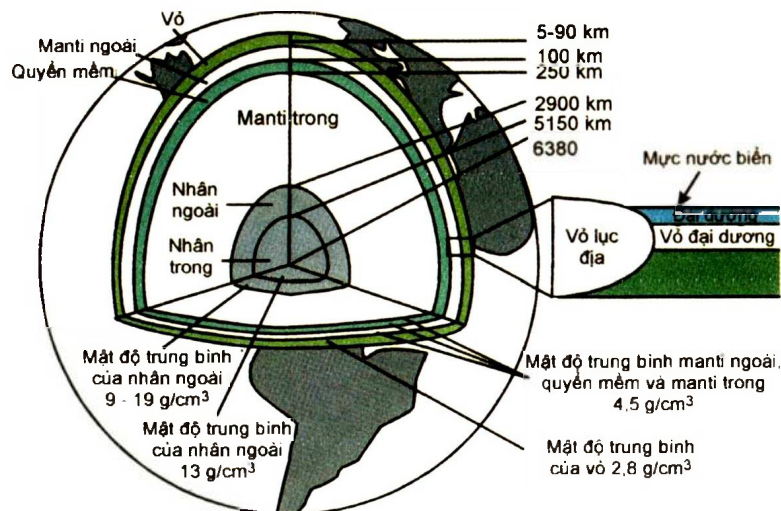
**Nguồn gốc và sự phân dị của Trái Đất khởi thủy**

Trái Đất gồm các vành đồng tâm có thành phần và tỷ trọng khác nhau [H.23]. Những vành đồng tâm có tỷ trọng khác nhau này là những yếu tố cơ bản của Trái Đất và ta có thể đoán định rằng sự phân dị này đã có từ rất sớm trong lịch sử Trái Đất.

Các nhà địa chất biết rằng Trái Đất có tuổi 4,5 tỷ năm; tuy vậy những đá biến chất cổ nhất hiện biết chỉ có tuổi 3,96 tỷ năm. Giống như các đá trẻ hơn của vò, những đá này được cấu thành từ những khoáng vật silicat sáng màu (nhẹ). Hình như có một vò, một manti silicat nặng và một nhân kền (nickel) sắt đã có mặt từ cách đây 3,96 tỷ năm, hay là 640 triệu năm sau khi Trái Đất hình thành. Hiện thời có hai thuyết về nguồn gốc của các quyển đặc là nhân - manti - vò của Trái Đất [H.23]. Cả hai thuyết đều xuất phát từ thuyết tinh vân Mặt Trời của nguồn gốc hệ Mặt Trời.

**Thuyết bồi tụ đồng hình**

Theo thuyết bồi tụ đồng hình, khởi thủy Trái Đất có thành phần và tỷ trọng đồng nhất. Sắt và kền (nickel) của nhân hiện nay đã từng phân bố đồng đều trong toàn bộ khối khoáng vật silicat nhẹ. Trái Đất



**Hình 23.** Mặt cắt Trái Đất với các vòng đồng tâm (quyển) và tỷ trọng của chúng. Vỏ Trái Đất gồm vỏ lục địa (20 - 90km) và vỏ đại dương (5 - 10km).

nguyên tố được giả định là khá nguội lạnh, các nguyên tố và mảnh đá tinh vân bồi tụ lên nó cứng rắn hơn khí và chất lỏng. Để sắt kền tập trung vào nhân thì phần bên trong của Trái Đất phải bị nung đủ nóng để bị nóng chảy bộ phận. Đến một độ nóng cao nào đó sắt và kền có thể chìm xuống dưới khối khoáng vật nhẹ bao quanh, khi đó nhân được hình thành [H.24].

Sắt và kền (nickel) nóng chảy ở nhiệt độ thấp hơn và vì chúng đậm đặc hơn so với silicat nên chìm xuống nhân Trái Đất. Trong khi đó silicat mềm hơn, nhẹ hơn lại nổi chậm chậm lên trên và như vậy bắt đầu sự phân dị manti từ nhân. Nhiệt ban đầu có thể sinh ra do sự phá hủy các chất đồng vị ngắn hạn vốn rất phong phú trong lịch sử nguyên tố của Trái Đất.

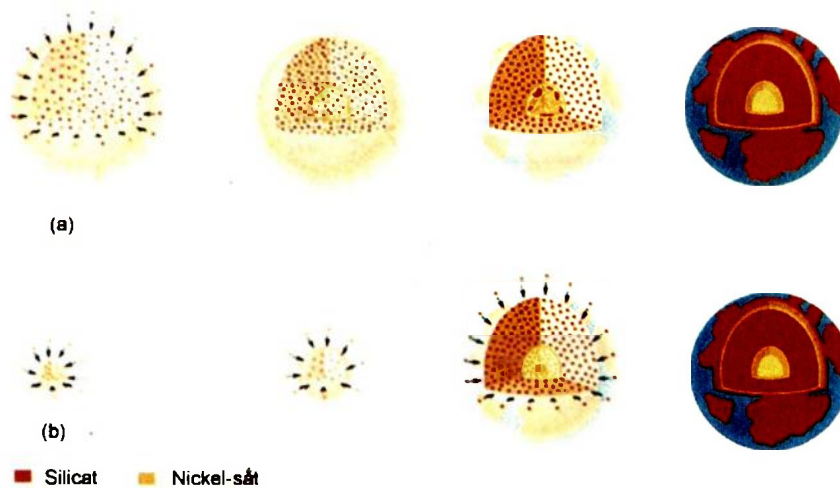
Nhiệt bổ sung có thể sinh ra do trọng lực và sự va chạm thiên thạch. Nhiều chất nóng chảy của các nguyên tố nhẹ như calci, kali, natri được trôi lên và tập trung ở gần bề mặt Trái Đất để hình thành vỏ. Phần sắt và silicat magnesi dư thừa có thể tạo nên manti. Thuyết này cho rằng Trái Đất đã trải qua thời

kỳ nung nóng phóng xạ và phân dị. Tuy nhiên, những nghiên cứu hiện nay cho thấy năng lượng trọng lực bồi tụ ngay cả khi kết hợp với nhiệt phóng xạ cũng không đủ để nung nóng hành tinh từ trạng thái nguội.

#### Thuyết bồi tụ dị hình

Thuyết bồi tụ dị hình được hình thành nhằm khắc phục những vấn đề chưa thỏa đáng của thuyết bồi tụ đồng hình. Theo thuyết này thì nhân, manti và vỏ Trái Đất được đông cứng từ khí của tinh vân nóng thành tạo Trái Đất nguyên sơ.

Dù rằng sắt và kền nóng chảy ở nhiệt độ thấp hơn silicat, chúng cũng đông kết ở nhiệt độ khá cao từ trạng thái khí. Tính toán cho thấy trong đám mây nguội của khí tinh vân nóng thì sắt - kền đông đặc trước và tạo nên nhân Trái Đất. Đám mây tiếp tục nguội dần thì sắt và silicat magnesi đông đặc lại tạo thành manti, trong khi đó các nguyên tố nhẹ và dễ bốc hơi nhất sẽ đông đặc cuối cùng, tạo nên vỏ [H.24].



Hình 24. Hai thuyết giải thích sự phân dị nhân - manti - vỏ của Trái Đất.

(a). Thuyết bồi tụ đồng hình: Trái Đất sơ thủy là rắn có thành phần đồng nhất và đặc sít. Do nóng chảy bộ phận nên sắt kền chìm xuống tạo nhân, silicat nhẹ nổi lên trên thành manti và vỏ. (b). Thuyết bồi tụ dị hình: nhân, manti, vỏ Trái Đất được đông đặc lại từ khí tinh vân nóng. (R. Wicander & J. S. Monroe, 1993).

#### Tài liệu tham khảo

- Anderson D. L., 2010. *New Theory of the Earth*. Cambridge University Press. 384 pgs.
- Brahic A, Hoffert M., Schaaf A., Tardy M., 2000. *Sciences de la Terre et de l'Univers*. Vuibert. 634 pgs. Paris.
- Condie K. C. & Sloan R. E., 1998. *Origin and Evolution of Earth*. Principles of Historical Geology. Printice-Hall, Inc. 498 pgs.
- Daniel J. Y. (Sous la direction), Brahic A., Hoffert M., Schaaf A., Tardy M., 2000. *Science de la Terre et de l'Univers*. Vuibert. 634 pgs. France.
- Harsh K. Gupta (Edit.), 2011. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer. 1578 pgs.

- Kurt Stuewi., 2007. *Geodynamics of the lithosphere: Quantitative description of geological problems*. Springer-Verlag. 504 pgs.
- Philip Kearey, Keith A. Klepeis. Frederick J. Vine, 2009. *Global Tectonics*. Wiley Blackwell. 482 pgs.
- Selley R.C, Cocks L.R.M., Plimer I.R. (Eds), 2005. *Encyclopedia of Geology*, Volume 1-5. Elsevier. Academic Press.
- Stanley S. M., 2009. *Earth System History*. 3<sup>rd</sup> Edition. W.H. Freeman & Company. 551 pgs. New York.
- Tống Duy Thanh, 2008. *Lịch sử Tiến hóa Trái Đất*. Nxb Đại học Quốc gia Hà Nội. 340 tr. Tái bản 2009. Hà Nội.
- Wicander R. J. & Monroe S., 1993. *Historical Geology*. West Publishing Company. 640 pgs. Minneapolis, St New York, Los Angeles. San Francisco.